

# Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps

by P. Dumitrică, H. Kozur and H. Mostler<sup>+</sup>)

## Zusammenfassung

Aus oberanisischen bis unterladinischen Beckensedimenten (Nodosus-Schichten bzw. Buchensteiner Schichten) der Südalpen im Gebiet von Recoaro und Tretto (Vicentinische Alpen) wird eine reiche Radiolarienfauna beschrieben. Neben vielen von den Autoren bereits beschriebenen Formen werden in dieser Arbeit 4 neue Familien, 17 Gattungen sowie 28 Arten bzw. 3 Unterarten neu aufgestellt.

Obwohl sich bereits einige Leitarten abzeichnen, die in gleichalten Schichten der Nördlichen Kalkalpen sowie im Bakonygebirge (Ungarn) und in Rumänien auftreten, wird zunächst von einer stratigraphischen Auswertung Abstand genommen.

## Summary

A rich radiolarian fauna from Upper Anisian to Lower Ladinian basin sediments ("Nodosus-Schichten" resp. "Buchenstein-Schichten") of the Southern Alps in the area of Recoaro and Tretto (Vicentinian Alps) is described. Beside many forms, which were already described by the authors, 4 new families, 17 genera,

---

<sup>+</sup>) Addresses: Dr. Paulian Dumitrică, Institutul de Geologie si Geofizica, Str. Caransebeş 1, R-78344 Bucureşti, Rumania; 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.

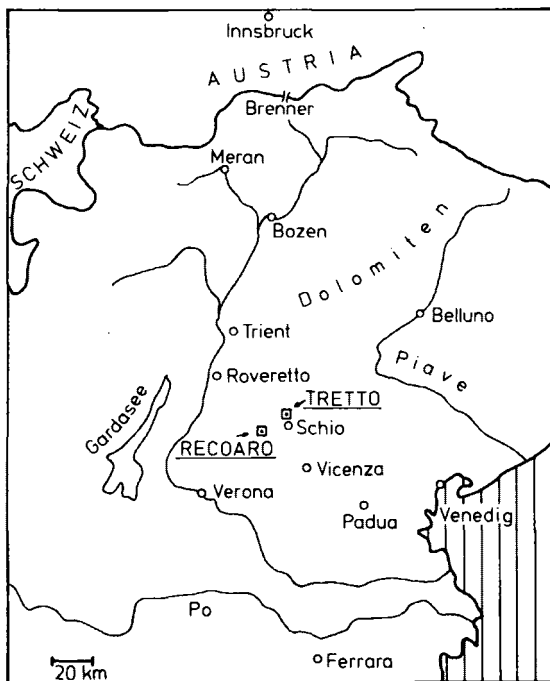
28 species and 3 subspecies are established.

Though some index-forms possibly appear in beds of the same age - Nördliche Kalkalpen, Bakony Mts. (Hungary) and in Rumania - for the moment a stratigraphic interpretation was not resolved.

### Introduction

Almost no Triassic radiolarians were known before the first comprehensive study of Triassic radiolarians by KOZUR & MOSTLER, 1972. Since that time several papers on Triassic radiolarians contributed greatly to the understanding of this important fossil group in the Triassic (De WEVER et al., 1979; DUMITRICĂ, 1978a, b; KOZUR & MOSTLER, 1978, 1979, 1980; PESSAGNO, FINCH & ABBOTT, 1979). In the present study further Middle Triassic radiolarians from the Southern Alps are described.

The material we studied, comes from different parts of the Vicentinian Alps, especially from two areas: Recoaro (NE of Monte Anghebe, SW and S of Monte Falison) and Tretto (around San Ulderico) (see fig. 1).



All radiolarians were found in Middle Triassic basin sediments named "Nodosus-Schichten" (= "Buchenstein-Schichten"). The exact stratigraphic position of the radiolarian-bearing beds could not be solved until now. Probably they belong to the Anisian/Ladinian boundary.

Subclass Radiolaria MÜLLER, 1858

Order Polycystina EHRENBERG, 1838

Suborder Spumellaria EHRENBERG, 1875

Family Heptacladidae n.fam.

Diagnosis: Skeleton spherical with a single or double-layered lattice cortical shell and seven, possibly less or more, radial spines originate in a medullary network. The radial spines bear several verticils of two opposite apophyses set in successively perpendicular planes of three apophyses, sometimes the inner ones being disorderly arranged. Medullary skeleton consisting of a network of straight bars connecting the internal apophyses.

Included genus: *Heptacladus* n.gen.

Occurrence: Middle and Upper Triassic of the European Tethys.

Remarks: Although in the Heptacladidae n.fam. there are no inner shells because the network of connecting bars is too loose, in some positions to shells can be approximately remarked. By such kind of medullary skeleton and number of radial spines the Heptacladidae n.fam. can be clearly separated from all the other spumellarian families.

Three species belonging probably to two genera, one with three-bladed radial spines (two species) and another one with non-bladed spines, have been so far remarked. Only the last one is described herein.

Genus *Heptacladus* n.gen.

Derivatio nominis: According to the 7 radial spines.

Type species: *Heptacladus crassispinus* n.gen.n.sp.

Diagnosis: Shell spherical with 7 radial spines containing 3-5 or more verticils of two opposite apophyses set in successively perpendicular planes. Cortical shell lattice, single or double-layered, in the latter case only the inner layer being lattice. Medullary skeleton as with family.

*Heptacladus crassispinus* n.gen.n.sp.

(pl. 5, fig. 3; pl. 13, fig. 1-3, 5)

Derivatio nominis: According to the stout radial spines.

Holotype: The specimen figured at pl. 5, fig. 3.

Diagnosis: Radial spines stout, long, cylindrical. Cortical shell with thick bars and very large polygonal meshes. It originates in the two external verticils of the radial spines. From some of the nodal points of the cortical shell by-spines arise that may be simple or may be branched to form a peripheral shell (pl. 13, fig. 5).

Dimensions: Diameter of cortical shell without by-spines

135-150  $\mu\text{m}$ , of medullary shell 45-50  $\mu\text{m}$ , of radial spines 20  $\mu\text{m}$ . The length of the radial spines could not be determined because they are always broken.

Occurrence: Rare in the Middle Triassic Buchenstein Beds.

Remarks: The forms with branched by-spines connected into a peripheral shell (pl. 13, fig. 5) might represent an independent species or subspecies, or old specimens.

#### Family Oertlispongidae KOZUR & MOSTLER n.fam.

Diagnosis: Spongy elongated-ellipsoidal to subspherical, sometimes also spherical, rare spindle-shaped to cylindrical shell with many layers and a minute microsphere in the centre. The stout spines, if present, originate in the microsphere, the smaller ones in the spongy network in different distance from the centre. Needle-like, sometimes bladed spines always present, mostly concentrated in the both pole areas. Main spines sometimes present, often cylindrical and bended in different manner, sometimes also bladed and twisted.

Included genera: *Oertlispongus* n.gen.

*Gomberellus* n.gen.

*Tamonella* n.gen.

n.gen.A

n.gen.B

n.gen.C

Occurrence: ? Early Paleozoic, frequent from the Carboniferous to Middle Triassic, rare in the Upper Triassic.

Remarks: The internal structure of the Early Paleozoic representatives is still unknown. In the Carboniferous and in the Permian until now two genera are known (n.gen.A and n.gen.B). These genera have spherical or ellipsoidal spongy shells with more than 10 layers and a small microsphere and rather small spines that are present on the whole shell and only slightly concentrated in the pole areas, if ellipsoidal shells are present. The youngest representative of the family is n.gen.C n.sp. (or *Gomberellus* n.sp.) from the Carnian (see KOZUR & MOSTLER, 1979, pl. 21, fig. 2) with spindle-shaped shell. This genus is similar to *Gomberellus* n.gen., but smaller spines are quite absent. Therefore a trend to reduction of the number of spines and to the enlargement of the spines can be observed within the family. In the Paleozoic representatives only forms with numerous small spines are present. The first stout main spines can be observed in the Middle Triassic, the number of the smaller spines is here already strongly reduced. One of the authors (P. DUMITRIČA) includes the Oertlispongidae n.fam. to the Sponguridae HAECKEL, 1862. According to the other authors the Oertlispongidae n.fam. are not related to *Spongurus* HAECKEL, 1861, and therefore cannot belong to the emended Sponguridae HAECKEL, 1862 emend. KOZUR & MOSTLER, 1979.

#### Genus *Oertlispongus* n.gen.

Derivatio nominis: In honour to Dr. H.J. OERTLI, Pau, for his support of the paper.



Type species: *Oertlispongus inaequispinosus* n.gen.n.sp.  
Diagnosis: Spongy shell subellipsoidal to spherical with two stout cylindrical polar spines. At least one of these spines is characteristically bended. Near to the equator or between the equator and one pole there are smaller cylindrical spines (2-3, situated in one spot). Inner structure as for the family. Commonly more than 10 layers are present.  
Included species: *Oertlispongus inaequispinosus* n.gen.n.sp.  
*Oertlispongus cornubovis* n.sp.  
Occurrence: Middle Triassic of the Tethyan realm.  
Remarks: *Tamonella* n.gen. has an elongated-ellipsoidal shell with many small cylindrical spines in the pole area.

*Oertlispongus inaequispinosus* n.gen.n.sp.

(pl. 10, fig. 7)

Derivatio nominis: According to the quite different polar spines.

Holotype: The specimen figured at pl. 10, fig. 7.

Diagnosis: Spherical spongy body, spongy network arranged in more than 10 layers. Two polar spines, round in cross section. One polar spine is very long, strongly curved and stout. The other one at the opposite side is long, straight, needle-like and not so stout. It may be accompanied by additional smaller spines. In the equatorial region there are 2-4, mostly 3 smaller needle-like spines situated in short distance from each other.

Occurrence: Middle Triassic of the European Tethys.

Remarks: *Oertlispongus cornubovis* n.sp. is distinguished by the subellipsoidal shape of the shell and above all by the nearly equal, curved and stout polar spines.

*Oertlispongus cornubovis* n.sp.

(pl. 10, figs. 4, 9)

Derivatio nominis: According to the shape of the polar spines.

Holotype: The exemplar figured at pl. 10, fig. 4, 9.

Diagnosis: Spongy shell with many layers and two stout polar spines, round in cross section. Both polar spines are curved like cow horns. 2 or 3 short needle-like spines are situated in short distance from each other between the equator and one pole (more near to the equator).

Occurrence: Middle Triassic of the European Tethys.

Remarks: *Oertlispongus inaequispinosa* n.sp. is distinguished by the heterogenous polar spine (one of which is always straight) and by the subelliptical shell.

Genus *Gomberellus* n.gen.

Derivatio nominis: Arbitrary combination of letters.

Type species: *Gomberellus hircicornus* n.gen.n.sp.

Diagnosis: Spherical to subspherical spongy shell. Spongy network arranged in many layers. All spines in their proximal parts bladed, in their distal parts needle-like with round

cross section. Most spines moderately long, delicate. Two spines are different from the other ones, mostly stout, twisted or bifurcated. At the surface of the shell they originate in short distance from each other. Mostly 3 of the moderately long spines are situated at the opposite side of these stout spines. One or two further moderately long spines are situated at the equatorial plane.

Included species: *Gomberellus hircicornus* n.gen.n.sp.

*Gomberellus mocki* n.sp.

Occurrence: Middle Triassic of Tethyan realm.

Remarks: *Oertlispongus* n.gen. is distinguished by the arrangement of the spines and the absence of opposite polar spines. *Tamonella* n.gen. has no main spines and the numerous small spines are situated in the polar areas of the elongated-ellipsoidal shell.

*Gomberellus hircicornus* n.gen.n.sp.

(pl. 10, fig. 6; pl. 14, fig. 3)

Derivatio nominis: According to the form and the arrangement of the main spines.

Holotype: The exemplar figured at pl. 10, fig. 6.

Diagnosis: Spongy test subspherical with many layers. The two stout spines originate at the shell surface in a short distance from each other and diverge at an angle of nearly 90°. They are three-bladed and twisted and they end in a long needle-like spine. On the opposite side mostly 3 moderately long spines are present. A further moderately long spine is situated between these spine groups. All the moderately long spines are bladed in their proximal parts and needle-like with round cross-section in their distal parts. The position and sometimes even the number of the moderately long spines is somewhat variable, whereas the position of the stout twisted main spines is fairly constant.

Occurrence: Middle Triassic of the European Tethys.

Remarks: *Gomberellus mocki* n.sp. is distinguished by the absence of the stout twisted spines that are replaced by two bifurcated spines that do not so much diverge than the twisted spines at *G. hircicornus* n.sp.

*Gomberellus mocki* n.sp.

(pl. 10, figs. 2, 5)

Derivatio nominis: In honour to Dr. R. MOCK, Bratislava.

Holotype: The specimen figured at pl. 10, figs. 2, 5.

Diagnosis: Spongy subspherical shell. At one side of the shell two long, slightly diverging spines are present that bifurcate somewhat above their basis, sometimes also at the basis. On the opposite side a bunch of 3-4, seldom 5 moderately long spines is situated. Between these two spine groups two rather long spines are present that lie approximately opposite each other. Position and number of spines somewhat

variable. The spines are bladed proximally and needle-like distally.

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps.

Remarks: *Gomberellus hircicornus* n.gen.n.sp. is distinguished above all by presence of two stout twisted spines instead of the bifurcated ones.

Genus *Tamonella* n.gen.

Derivatio nominis: Arbitrary combination of letters.

Type species: *Tamonella multispinosa* n.gen.n.sp.

Diagnosis: Elongated-ellipsoidal spongy shell. Spongy network arranged in many layers. Microsphere minute. The numerous (mostly more than 10) spines are rather short, needle-like and situated only in the pole areas. They all have nearly the same length.

Included species: *Tamonella multispinosa* n.gen.n.sp.

Occurrence: Middle Triassic of the European Tethys.

Remarks: All other genera of the Oertlispongidae are distinguished by the arrangement of the spines. Most similar is n.gen.B from the Permian, but the spines of this genus are shorter and regularly distributed on the shell surface. The other Triassic genera of the Oertlispongidae have two main spines clearly stronger than the other spines or in other way different from the remaining spines.

*Tamonella multispinosa* n.gen.n.sp.

(pl. 10, figs. 1, 3, 8)

Derivatio nominis: According to the numerous spines.

Holotype: The specimen figured at pl. 10, fig. 8.

Diagnosis and occurrence: As for the genus.

Family Pentactinocarpidae DUMITRICĂ, 1978

Genus *Pentactinocarpus* DUMITRICĂ, 1978

Synonym: *Oertlisphaera* KOZUR & MOSTLER, 1979

*Pentactinocarpus acanthicus* DUMITRICĂ, 1978

(pl. 4, fig. 7)

1978 b *Pentactinocarpus acanthicus* n.sp. - DUMITRICĂ, p. 44-45, pl. 3, fig. 3.

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps and Rumania, Carnian of Rumania.

*Pentactinocarpus fusiformis* DUMITRIČA, 1978

(pl. 4, figs. 2, 3, 5, 6, 8)

1978 b *Pentactinocarpus fusiformis* n.sp. - DUMITRIČA, p. 44,  
pl. 2, fig. 2.

Occurrence: Very frequent in the Middle Triassic of the Southern Alps.

*Pentactinocarpus tetracanthus* DUMITRIČA, 1978

(pl. 4, figs. 1, 4)

1978 b *Pentactinocarpus tetracanthus* n.sp. - DUMITRIČA, p. 44,  
pl. 2, fig. 1.

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps.

Remarks: *Pentactinocarpus magnus* (KOZUR & MOSTLER, 1979) is distinguished by the absence of the antapical spine and by the broader rounded antapical part of the shell. Moreover, the free distal ends of the basal spines lies nearer to the antapical pole in *P. magnus* (KOZUR & MOSTLER, 1979) than in *P. tetracanthus* DUMITRIČA, 1978.

Family Relindellidae KOZUR & MOSTLER n.fam.

Diagnosis: Medium-sized complete spongy disc with a very small microsphere in the centre. The spongy disc may have a distinct central depression surrounded by a spongy rim. 4-6 large, stout, three-bladed spines lie in the equatorial plane. They originate from the microsphere. Distal spinules at the spines often present.

Included genera: *Relindella* KOZUR & MOSTLER n.gen.

*Pentaspogodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1979 emend.

*Tetraspogodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1979

Occurrence: Middle Triassic and Carnian of the European Tethys.

Remarks: The Orbiculiformidae PESSAGNO, 1973, have always a marginal rim that surrounds a distinct depression. The marginal spines are always short or even absent. Maybe that the Relindellidae n.fam. are the forerunners of the Orbiculiformidae PESSAGNO, 1973, but no genus of the Orbiculiformidae PESSAGNO, 1973, has so long spines. Even at the Triassic Orbiculiformidae PESSAGNO, 1973, that have the longest spines of all genera of this family, the central disc has a several times longer diameter than the length of the spines. On the contrary at the Relindellidae n.fam. the spines are considerably longer than the diameter of the disc or at least so long as the latter. In spite of these constant considerable morphologic differences both families seem to be nearly related because of the corresponding inner structure.

Genus *Relindella* KOZUR & MOSTLER n.gen.

Derivatio nominis: Arbitrary combination of letters.

Type species: *Relindella hexaspinosa* n.gen.n.sp.

Diagnosis: Spongy disc with central depression and large marginal rim. Microsphere very small. The 6 stout spines are situated in the equatorial plane and they are about two times so long as the diameter of the medium-sized spongy disc. They originate in the microsphere. The spines are three-bladed and somewhat twisted, distal often with short spinules. Behind the spinules the spines end in needle-like tips.

Included species: *Relindella hexaspinosa* n.gen.n.sp.

*Relindella* n.sp.

Occurrence: Middle Triassic to Upper Carnian of the European Tethys.

Remarks: The completely spongy disc with the central depression, marginal rim and the very small microsphere corresponds with that of Orbiculiformidae PESSAGNO, 1973, but all genera of this family have only very short marginal spines, very much shorter than the diameter of the disc.

*Hexaspongodiscus* n.gen. has no central depression and no marginal rim.

*Relindella hexaspinosa* n.gen.n.sp.

(pl. 8, figs. 1-3, 6)

Derivatio nominis: According to the 6 spines.

Holotype: The exemplar figured at pl. 8, figs. 1-3, 6.

Diagnosis: The diameter of the central depression of the completely spongy disc is about half of the whole diameter of the spongy disc. Marginal rim broad, distinct. The 6 spines are very long, stout, three-bladed and somewhat twisted. Distally short spinules originate from the blades. They are directed obliquely centrifugally. Behind the spinules the spines end in long needle-like tips.

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps, ? Carnian of Rumania.

Remarks: *Relindella* n.sp. from the Carnian is distinguished by the form of the spines. One of the authors (P. DUMITRICĂ) regards *R. hexaspinosa* n.gen.n.sp. as species of *Pentaspongodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1979 emend.

*Pentaspongodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1979 emend.

Type species: *Pentaspongodiscus tortilis* KOZUR & MOSTLER, 1979.

Emended diagnosis: Medium-sized completely spongy disc with a very small central microsphere. Surface simple or with pseudoaulophacid structure. 5-6 long three-bladed spines originate from the microsphere and lie in the equatorial plane. Spines simple, twisted or bearing distal spinules.

*Pentaspogodiscus tortilis ladinicus* n.subsp.

(pl. 8, fig. 5)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Ladinian.

Holotype: The specimen figured at pl. 8, fig. 5.

Diagnosis: Small to medium-sized complete spongy disc of pentagonal equatorial outline. The 5 spines are stout and very long, moderately twisted, distally pointed, sometimes with short needle-like prolongation.

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps, Carnian of the East Carpathians.

Remarks: *Pentaspogodiscus tortilis tortilis* KOZUR & MOSTLER, 1979, from the Carnian has more delicate, needle-like, twisted, three-bladed spines.

*Pentaspogodiscus spinosus* KOZUR & MOSTLER, 1979, has shorter and more stout untwisted spines with distal spinules.

*Pentaspogodiscus mesotriassicus* n.sp. has 6 spines, but is otherwise very similar. Maybe that *P. tortilis ladinicus* n.subsp. is more closely related to this species than to *P. tortilis* KOZUR & MOSTLER, 1979. The Carnian specimens differ from the Ladinian ones by the better development of the spinules.

*Pentaspogodiscus symmetricus* n.gen.n.sp.

(pl. 8, fig. 4)

Derivatio nominis: According to the quite symmetrical arrangement of the spines.

Holotype: The specimen figured at pl. 8, fig. 4.

Diagnosis: Medium-sized complete spongy shell with very small microsphere. The 6 spines in the equatorial plane are long, stout, three-bladed and quite straight without any torsion. They taper gently to a point.

Occurrence: Middle Triassic from the Southern Alps.

Remarks: *Pentaspogodiscus mesotriassicus* n.sp. has more slender twisted spines with long distal needle-like tips.

*Pentaspogodiscus mesotriassicus* n.sp.

(pl. 8, fig. 7)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Middle Triassic.

Holotype: The specimen figured at pl. 8, fig. 7.

Diagnosis: Small to medium-sized complete spongy disc with very small microsphere. The 6 spines originate from the microsphere. They are long, three-bladed, somewhat twisted and they end in long, needle-like tips.

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps.

Remarks: *Hexaspogodiscus symmetricus* n.gen.n.sp. has more stout spines without any torsion.

Family Multiarcusellidae KOZUR & MOSTLER, 1979

Genus *Beturiella* n.gen.

Derivatio nominis: Arbitrary combination of letters.

Holotype: *Beturiella robusta* n.gen.n.sp.

Diagnosis: Cortical shell spherical, lattice, well developed.

The 6 radial spines stout, three-bladed, connected by arches outlining the edges of a triangular prism. Medullary shell double, the innermost shell made of few bars connecting the proximal ends of the radial spines.

Occurrence: Middle Triassic.

Remarks: *Beturiella* n.gen. is the most primitive genus among the Multiarcusellidae. The primitivity consists in the stout radial spines, well developed cortical shell and more weakly arches as compared with *Baloghisphaera* KOZUR & MOSTLER. *Multiarcusella* KOZUR & MOSTLER has no cortical shell.

*Beturiella robusta* n.gen.n.sp.

(pl. 3, fig. 5; pl. 12, figs. 1-3)

Derivatio nominis: According to the very stout radial spines.

Holotype: The specimen figured at pl. 3, fig. 5.

Diagnosis: Cortical shell spherical or subspherical with moderately large pores. Surface rough, especially in the mature specimens as a result of the development of some short spines both at the nodal points and on the intervening bars. Radial spines stout, three-bladed, with blunt or rapidly pointed tips. Arches evident, included in the cortical shell. Along them the shell is slightly constricted. Medullary shell as with the genus.

Occurrence: Middle Triassic of the European Tethys.

The following spumellarian genera are listed in alphabetic order without suprageneric classification.

Genus *Amphisphaera* HAECKEL, 1882

Synonym *Amphistylus* HAECKEL, 1882

*Amphisphaera mesotriassica* n. sp.

(pl. 2, figs. 6, 9)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Middle Triassic.

Holotype: The specimen figured at pl. 2, figs. 6, 9.

Diagnosis: Spherical to subspherical cortical shell with medium-sized polygonal pores. Two short and stout polar spines with three high blades are present. Almost in the middle part of the spines from their blades stout spinules branch off almost perpendicular to the spines. Behind the

spinules the spines taper gently to a point. Medullary shell double.

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps.

Remarks: Very similar to *Stauracontium trispinosum ladinicum* n. subsp., but only with 2 polar spines instead of 4 crossed spines in *Stauracontium trispinosum ladinicum* n. subsp. are present.

*Hexacontium* HAECKEL, 1882 emend. KOZUR & MOSTLER, 1979

Synonyma: *Hexadrymium* HAECKEL, 1882  
*Hexacontarium* HAECKEL, 1887

*Hexacontium* ? *mesotriassicum* n. sp.

(pl. 2, figs. 2, 8; pl. 14, fig. 6)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Middle Triassic.

Holotype: The specimen figured at pl. 2, fig. 8.

Diagnosis: Cortical shell spherical with large polygonal pores of the irregular size and long conical by-spines. 6 three-bladed main spines in three normal axes, with needle-shaped distal ends. Medullary shell latticed with small polygonal meshes.

Dimensions: Diameter of cortical shell: 145-160  $\mu$ m, diameter of medullary shell: 35  $\mu$ m.

Occurrence: Very rare in the Middle Triassic of the European Tethys.

Genus *Parasepsagon* n. gen.

Derivatio nominis: According to the similarity of the inner structure with *Sepsagon* n. gen.

Type species: *Parasepsagon tetracanthus* n. gen. n. sp.

Diagnosis: Cortical shell spherical or ellipsoidal composed of two layers, an inner layer with small pores and a tuberculate outer one with triangular meshes. Four three-bladed unequal main spines: two of them opposite, longer and situated in the main axis, the other two shorter, perpendicular to the main axis but not in the prolongation of one another. Inner shell single, lattice, with a spicule included in its wall. The spicule has four descending rays the prolongation of which are the four external spines, and commonly three apical spines which are not protruding. Before coming out of the microsphere the four descending rays are connected by a proximal ring.

Remarks: *Parasepsagon* n. gen. has an inner structure similar to that of the genus *Sepsagon* n. gen. but differs from it in the fact that all descending rays are prolonged externally.

Occurrence: Anisian and Lower Ladinian.



*Parasepsagon tetracanthus* n.gen.n.sp.

(pl. 1, fig. 8; pl. 2, fig. 7)

Derivatio nominis: According to the 4 main spines.

Holotype: The specimen figured in pl. 1, fig. 8, and pl. 2, fig. 7.

Diagnosis: With the characteristics of the genus. Two opposite spines are longer than the other two.

Description: The long opposite spines three-bladed, slightly twisted, with almost parallel sides and gently tapering in the distal half. They are twice or more as long as the diameter of the cortical shell. The shorter spines about as long as the diameter of the cortical shell. They are pyramidal, three-bladed and not twisted.

Occurrence: Middle Triassic of the European Tethys.

Remarks: There still exist other species of *Parasepsagon* n.gen. that are distinguished by the shape and length of the spines. These species will be described in separate papers.

Genus *Plafkerium* PESSAGNO, 1979

*Plafkerium ? confluens* n.sp.

(pl. 1, fig. 1)

Derivatio nominis: According to the continuously connected blades of adjoining main spines.

Holotype: The specimen figured at pl. 1, fig. 1.

Diagnosis: Large cortical shell of subquadratic equatorial outline, somewhat flattened perpendicularly to the plane of main spines. Cortical shell double-layered and somewhat spongy. Inner layer with very small pores. Outer layer tuberculate with some ridges that enclose large and irregular meshes. 4 very stout twisted main spines in two axes at right angles to each other, with high blades. The blades of the adjoining main spines are connected by distinct ridges at the equatorial margin and by more indistinct ridges that run approximately parallel to the marginal ridges at the upper and lower surfaces of the cortical shell. All main spines taper gently to a point. The medullary shell is present but not yet studied.

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps.

Remarks: *Plafkerium ? contortum* n.sp. has a smaller cortical shell and the main spines are not so broad and more twisted. Moreover, no distinct ridges can be observed at the surface of the cortical shell.

*Plafkerium ? contortum* n.sp.

(pl. 1, fig. 4)

Derivatio nominis: According to the strongly twisted main spines.

Holotype: The specimen figured at pl. 1, fig. 4.

Diagnosis: Medium-sized cortical shell of subquadratic equatorial outline, somewhat flattened perpendicularly to the plane of main spines. Shell thickened. Inner layer with very fine pores. Outer very irregular layer tuberculate. 4 stout main spines in two axes at right angle to each other. All spines sharply three-bladed. A short proximal straight part is followed by a longer strongly twisted part. The main spines end in moderately large needle-like tips. The lateral blades are connected by an indistinct ridge at the equatorial margin. A medullary skeleton could not be observed (? not present).

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps.

Remarks: *Plafkerium abotti* PESSAGNO, 1979, is very similar, but one of the 4 main spines is about twice as long as the other 3 spines that are about equal in length.

*Plafkerium ? confluens* n.sp. has a larger cortical shell, broader and not so strong, but regularly twisted main spines. Moreover, distinct ridges connect the blades of the adjoining main spines.

In *Plafkerium ? muelleri* n.sp. the main spines have a long straight proximal part, a short, slightly twisted middle part, and a very long needle-like distal prolongation.

*Plafkerium ? muelleri* n.sp.

(pl. 1, fig. 3)

Derivatio nominis: In honour of Prof. Dr. A.H. MÜLLER, Freiberg.

Holotype: The specimen figured in pl. 1, fig. 3.

Diagnosis: Medium-sized cortical shell spherical to subspherical. Wall somewhat spongy with very small pores. In many portions a second outer irregular tuberculate layer is present. 4 very long main spines arranged in one plane along two axes at right angles to each other. The main spines are three-bladed. In the long proximal part the blades are quite straight. The shorter distal part is moderately twisted. Behind this part a very long needle-like prolongation is present that is so long or even longer than the remaining part of the spine. A medullary skeleton could not be observed (? not present).

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps.

Remarks: *Plafkerium contortum* n.sp. is above all distinguished by the main spines. The untwisted proximal part is short, the strongly twisted part is longer and the needle-like prolongation is shorter.

Genus *Sepsagon* n.gen.

Derivatio nominis: The name of the genus is an anagram for Dr. Emile A. PESSAGNO Jr. to honour his excellent works on fossil radiolarians. Masculin gender.

Type species: *Triactoma longispinosum* KOZUR & MOSTLER, 1979.

Diagnosis: Cortical shell spherical to slightly compressed. It is composed of two layers: an inner layer with small pores and a tuberculate outer layer with triangular meshes. Three unequal radial spines arranged in one plane. Internal shell single, ovoidal with the long axis in the plane of the radial spines. At one end it has a spicule with a short median bar with commonly 7 rays. Four of them, the descending rays are included in the wall of the internal shell and are connected at some distance from the median bar by a proximal ring. The other three, the apical rays are free and joint to the cortical shell with their ends. Two of the descending rays stop in the proximal ring, the other two extend into two of the radial spines. The third radial spine, opposite to the largest angle, originate in the antapical end of the internal shell.

Occurrence: Frequent in the Middle Triassic and Lower Carnian (Cordevolian) of the European Tethys.

Remarks: The internal shell of this genus is quite similar to the cortical shell of *Pentactinocarpus* DUMITRICA, 1978, from which it is distinguished by the presence of the median bar and the greater number of apical rays. This kind of internal shell is common to many Triassic "entactinids" under study by the authors. Almost all of them are characterized by a two-layers cortical shell with tuberculate surface. Some two- or many-spined spumellarians described as *Stylosphaera* (?) and *Hindeosphaera* by KOZUR & MOSTLER, 1979, and as *Archaeospongoprunum* (?) or Actinommid group A by De WEVER et al., 1979, also seem to belong to this group (most probably a new family). Some of the Capuchnospheridae De WEVER, 1979 emend. KOZUR & MOSTLER, 1979 also seem to be of the same nature.

*Sepsagon longispinosus* (KOZUR & MOSTLER, 1979)

(pl. 5, figs. 1, 2, 5, 6; pl. 15, fig. 1)

1979 *Triactoma longispinosum* n.sp. - KOZUR & MOSTLER, p. 59, pl. 1, fig. 6; pl. 11, figs. 3, 8; pl. 12, fig. 6; pl. 13, fig. 1

Remarks: The Lower Ladinian specimens are similar to the Carnian ones. The three radial spines are always of different length and situated at various angles. There is always a wider angle between the longest spine and one of the shorter. This angle corresponds in the inner side of the shell with the apical part of the inner shell.

Occurrence: Frequent in the Middle Triassic and Lower Carnian of the European Tethys.

Genus *Spongopallium* n.gen.

Derivatio nominis: According to the spongy mantle.

Type species: *Spongopallium contortum* n.gen.n.sp.

Diagnosis: Shell with two polar spines originating in an elongated microsphere situated at some distance inside

an elongated latticed shell. The latter is surrounded by a spongy mantle of various thickness.

Included species: *Spongopallium contortum* n.gen.n.sp.  
Maybe that also *Spongostylus carnicus* KOZUR & MOSTLER, 1979, *Spongostylus tortilis* KOZUR & MOSTLER, 1979, and *Spongostylus trispinosus* KOZUR & MOSTLER, 1979, belong to this genus.

Remarks: *Spongopallium* n.gen. looks like a *Stylosphaera* EHRENBERG, 1847, with the cortical shell covered by a spongy mantle.

The genus is very similar to *Spongotractus* HAECKEL, from which it differs in having a single and not a double medullary shell (see SANFILIPPO & RIEDEL, 1973: p. 518-519).

*Spongopallium contortum* n.gen.n.sp.

(pl. 2, fig. 5; pl. 11, fig. 1)

Derivatio nominis: According to the somewhat torsioned polar spines.

Holotype: The specimen figured at pl. 2, fig. 5.

Diagnosis: Medullary shell latticed, elongated with small polygonal meshes. Second shell latticed, situated at a distance from the medullary one as long as the diameter of the latter and connected to it by rays situated around the equatorial plane. Spongy shell (mantle) rather thick connected with the second shell by many rays. Polar spines three-bladed, stout, rather short, somewhat torsioned, with pointed tips. Dimensions: Length of shell with spines 300-360  $\mu\text{m}$ , diameter of medullary shell 25  $\mu\text{m}$ , diameter of second shell 70-75  $\mu\text{m}$ , diameter of spongy shell 155-170  $\mu\text{m}$ .

Occurrence: Rare in the Middle Triassic.

Genus *Stauracontium* HAECKEL, 1882 emend. KOZUR & MOSTLER, 1979

Synonyma: *Ruestia* VINASSA de REGNY, 1898

*Xiphostauria* VINASSA de REGNY, 1898

*Stauracontium ? granulosum* n.sp.

(pl. 1, fig. 7; pl. 11, fig. 5)

Derivatio nominis: According to the rough surface of the cortical shell.

Holotype: The specimen figured at pl. 1, fig. 7.

Diagnosis: Cortical shell spherical with small circular pores. Surface rough. Main spines in one plane along two axes at right angle to each other. The main spines are three-bladed, stout, twisted and taper gently to a point. Medullary shell connected with the cortical shell in the axial region by two opposite three-bladed spines.

Dimensions: Diameter of the cortical shell: 105-130  $\mu\text{m}$ , maximum span along two opposite spines: 310-390  $\mu\text{m}$ .

Occurrence: Middle Triassic of the European Tethys.

Remarks: *Stauracantium ? alpinum* n.sp. has larger pores at the cortical shell and needle-shaped main spines with pyramidal three-bladed base.

*Stauracantium ? alpinum* n.sp.  
(pl. 2, fig. 3; pl. 14, fig. 1)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Middle Triassic of the Southern Alps.

Holotype: The specimen figured at pl. 2, fig. 3.

Diagnosis: Cortical shell spherical with rounded polygonally framed pores. Surface rather smooth except for a few short spines arising from the nodal points of the lattice. Radial spines needle-shaped with three-bladed pyramidal base.

Medullary shell double, axially connected with the cortical shell by only one three-bladed ray on each side.

Dimensions: Diameter of cortical shell 200  $\mu\text{m}$ , length of radial spines 250-275  $\mu\text{m}$ .

Occurrence: Very rare in the Middle Triassic of the Southern Alps.

Remarks: *Stauracantium ? granulosum* n.sp. has stout main spines and smaller pores at the cortical shell.

*Stauracantium ? trispinosum ladinicum* n.subsp.

(pl. 1, ? fig. 5; pl. 2, fig. 4; pl. 3, figs. 6, 7; pl. 5, fig. 4; pl. 14, fig. 5)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Ladinian.

Holotype: The specimen figured at pl. 3, fig. 7.

Diagnosis: Medium-sized to large cortical shell with polygonal pores. At many nodal points minute by-spines are present.

4 stout main spines along two axes at right angles to each other. The three distal spinules of the three-bladed main spines are short to medium-sized and directed obliquely centrifugally. Behind the spinules a needle-shaped prolongation is present in all main spines. Medullary shell axially connected with the cortical shell by a single three-bladed ray on each side.

Dimensions: Diameter of cortical shell 110-140  $\mu\text{m}$ , maximum span along to opposite spines 320-430  $\mu\text{m}$ .

Occurrence: Frequent in the Middle Triassic of the European Tethys.

Remarks: *Stauracantium ? trispinosum ladinicum* n.subsp. is distinguished from *Stauracantium ? trispinosum trispinosum* (KOZUR & MOSTLER, 1979) by the shorter distal spinules that are directed obliquely centrifugally.

The specimen figured at pl. 1, figs. 5 has no minute by-spines at the nodal points.

Genus *Tiborella* n.gen.

Derivatio nominis: Arbitrary combination of letters.

Type species: *Tiborella magnidentata* n.gen.n.sp.

Diagnosis: Spherical to slightly compressed very thick-walled cortical shell. Pores very large, commonly hexagonal. 4 radial spines in one plane along two axes at right angles to each other. Radial spines three-bladed. Medullary shell double, lattice, connected with the cortical one in the axial region by a bunch of thin rays.

Included species: *Tiborella magnidentata* n.gen.n.sp.

*Tiborella* n.sp.A (Upper Triassic)

*Tiborella* n.sp.B (Upper Triassic)

Occurrence: Middle and Upper Triassic of the Tethyan realm.

Remarks: *Tiborella* n.gen. is distinguished from *Stauracantium* HAECKEL, 1882 emend. KOZUR & MOSTLER, 1979, by the very thick-walled cortical shell with the very large regular pores. Moreover, the type of the axial connection of medullary and cortical shells is different. *Druppactylis* HAECKEL, 1887 (= *Pantanellium* PESSAGNO, 1977) with two polar spines and *Betraccium* PESSAGNO, 1977, with three spines in one plane have the same structure of cortical shell and a similar internal structure, but are distinguished by the number of main spines (2 polar ones or 3 in one plane respectively). These three genera are closely related and belong to one subfamily.

*Tiborella magnidentata* n.gen.n.sp.

(pl. 1, figs. 2, 6; pl. 11, figs. 2-4; pl. 12, fig. 4)

Derivatio nominis: According to the large pores.

Holotype: The specimen figured at pl. 1, fig. 2.

Diagnosis: Very thick-walled, spherical cortical shell. Pores very large, commonly hexagonal, about 6-7 on the diameter. Radial spines three-bladed, twisted in the middle and distal part, with pointed tips. In the equatorial plane there is an indistinct girdle formed by the connection of two blades of each spines with the blades of the adjoining spines. Towards the inner side of the cortical shell the large pores are closed by a thin lattice with small pores. Medullary shell connected in axial region with the cortical shell by a bunch of 6-7 thin rays.

Dimensions: Diameter of cortical shell 115-135  $\mu\text{m}$ , maximum span along two opposite spines 250-310  $\mu\text{m}$ , diameter of second medullary shell 35-37  $\mu\text{m}$ , diameter of first medullary shell 20-25  $\mu\text{m}$ .

Occurrence: Middle Triassic of the European Tethys.

Genus *Welirella* n.gen.

Derivatio nominis: Arbitrary combination of letters.

Type species: *Welirella weveri* n.gen.n.sp.

Diagnosis: Cortical shell spherical to subspherical with large rounded pores, irregular in size and arrangement. The 8-14 stout main spines are three-bladed except of their distal parts. The grooves between the blades correspond with very large pores at the cortical shell.  
The inner part is very difficult to recognize; it seems quite irregular.

Included species: *Welirella weveri* n.gen.n.sp.

*Conosphaera* ? *fleuryi* De WEVER, 1979

Occurrence: Lower Ladinian to Middle Norian of the Tethyan realm.

Remarks: *Conosphaera* HAECKEL, 1882, has no true main spines, but conical porous protuberances.

*Welirella weveri* n.gen.n.sp.

(pl. 3, fig. 4)

Derivatio nominis: In honour to Dr. P. De WEVER, Lille.

Holotype: The specimen figured at pl. 3, fig. 4.

Diagnosis: Cortical shell spherical with large rounded pores, irregular in size and arrangement. The 8-10 main spines are stout, three-bladed with moderately long needle-shaped tips. The deep grooves between the blades of the spines end in a very large pore at the cortical shell. Inner structures as for the genus.

Occurrence: Very rare in the Middle Triassic of the Southern Alps.

Remarks: *Welirella fleuryi* (De WEVER, 1979) is distinguished above all by the greater number of spines (12-14).

Suborder Nassellaria EHRENBERG, 1875

Family Eptingiidae DUMITRICĂ, 1978

Genus *Eptingium* DUMITRICĂ, 1978

*Eptingium manfredi manfredi* DUMITRICĂ, 1978

(pl. 3, figs. 1-3; pl. 6, figs. 5-7)

1978 a *Eptingium manfredi* n.sp. - DUMITRICĂ, p. 33-34, pl. 3, fig. 3, 4; pl. 4, figs. 6, 7, non !, figs. 1, 5.

Occurrence: Middle Triassic of the European Tethys.

Remarks: All specimens of *E. manfredi* DUMITRICĂ, 1978, with gently tapering horns that end in long needle-like spines belong to *E. manfredi manfredi* DUMITRICĂ, 1978. The second subspecies, *E. manfredi robustum* n.subsp. is distinguished by very stout horns that end abruptly and have only very small tips in the centre of the broadly rounded distal ends of the horns or the tips are quite absent.

*Eptingium manfredi robustum* KOZUR & MOSTLER n. subsp.  
(pl. 6, figs. 1-4, 8)

1978 a *Eptingium manfredi* n. sp., pars - DUMITRICĂ, p. 33-34,  
only pl. 4, figs. 1, 5.

Derivatio nominis: According to the very stout, distally  
broadly rounded horns.

Holotype: The specimen figured at pl. 6, figs. 1, 4.

Diagnosis: With the characteristics of the species. The three  
horns are very stout. They end distally abruptly.

Distal ends broadly rounded with a very small tip in the  
centre or without any distal tip.

Occurrence: Lower and Middle Ladinian of the European Tethys.

Remarks: *E. manfredi manfredi* DUMITRICĂ, 1978, is distinguished  
by gently tapering horns with long needle-like distal  
spines.

One of the authors (P. DUMITRICĂ) regards *E. manfredi  
robustum* n. subsp. as extreme form in the field of variation  
of *E. manfredi* DUMITRICĂ, 1978.

#### Genus *Triassistephanidium* DUMITRICĂ, 1978

*Triassistephanidium laticornis* DUMITRICĂ, 1978

(pl. 6, fig. 9)

1978 a *Triassistephanidium laticornis* n. sp. - DUMITRICĂ, p. 32,  
pl. 1, figs. 5, 6; pl. 2, fig. 1;  
pl. 4, fig. 3.

Occurrence: In the Middle Triassic of the European Tethys.

#### Family Pylentonemidae DEFLANDRE, 1963

Remarks: Post-Carboniferous and pre-Middle Triassic Pylentone-  
midae are unknown until now. Despite of this fact species  
and genera of pylentonemid type are rather frequent in the  
Triassic. The external morphology and the spicule of  
Triassic Pylentonemidae is similar to those of the Carboni-  
ferous representatives of this family. The Triassic Pylen-  
tonemidae have a spicule similar to that of *Pylentonema  
antiqua* DEFLANDRE and *Cyrtisphaeronemium prudentigerum*  
DEFLANDRE as described by DEFLANDRE (1963, 1972). It consists  
of a medium bar (MB) with the apical spine (A), dorsal  
spine (D), vertical spine (V), secondary lateral spines (1)  
and primary lateral spines (L). No arches connecting such a  
system of spines were described at the Paleozoic species of  
Pylentonemidae although they may exist, but not so obvious  
as in the most Triassic species. In the Triassic Pylentone-  
midae the following arches are well defined: AV, A1, 1D, 1L,  
LV. But even in the Triassic the arches are not well visible  
in some forms (*Parapoulpus* KOZUR & MOSTLER, 1979).  
The Pylentonemidae DEFLANDRE, 1963, includes the following



Mesozoic genera: *Poulpos* De WEVER, 1979, *Parapoulpos* KOZUR & MOSTLER, 1979, *Eonapora* KOZUR & MOSTLER, 1979, *Hozmadia* n.gen., and *Saitoum* PESSAGNO, 1977, as the last representative of this group.

Genus *Eonapora* KOZUR & MOSTLER, 1979

Remarks: Only *Eonapora curvata* KOZUR & MOSTLER, 1979, is dicyrtid. The type species *E. pulchra* KOZUR & MOSTLER, 1979 is monocyrtid and closely related to *Poulpus* De WEVER, 1979. *Eonapora curvata* KOZUR & MOSTLER, 1979, belongs most probably to *Hinedorcus* n.gen.

*Eonapora* n.sp.

(pl. 9, figs. 3, 4)

Remarks: Because of the poor preservation this species cannot be described until now.

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps.

Genus *Hozmadia* n.gen.

Derivatio nominis: The name of the genus is an anagram for Prof. Dr. A.I. ZHAMOIDA, Leningrad, to honour his important contributions to the knowledge of fossil Radiolaria.

Type species: *Hozmadia reticulata* n.gen.n.sp.

Diagnosis: Shell consisting only of a large globular cephalis with costate or alveolar surface, a well developed apical horn and bladed feet representing the prolongation of dorsal and primary lateral spines. Internal structure formed of MB, A, D, l, L and V as well as arches Al, AV, LV, Ll and lD.

Included species: *Hozmadia reticulata* n.gen.n.sp.

Occurrence: Middle Triassic of the European Tethys.

Remarks: *Hozmadia* n.gen. is related to *Poulpus* De WEVER, 1979, from which it is distinguished by the well developed apical horn and internal position of the median bar. *Eonapora* KOZUR & MOSTLER, 1979, has short but stout pyramidal prolongations of spines l and V beyond the cephalic wall.

*Hozmadia reticulata* n.gen.n.sp.

(pl. 9, figs. 9, 10)

Derivatio nominis: According to the sculpture of a reticulate network of ridges.

Holotype: The specimen figured at pl. 9, figs. 9, 10.

Diagnosis: Cephalis subspherical with small scattered pores.

Surface covered with a reticulate network of ridges. Apical horn excentrical, stout, with 4 sharp blades.

Feet also four-bladed, the two external blades being commonly connected with the arches LV, L1 and LD, whereas the inner ones form by their connection the rim of the aperture. The latter is circular or triangular and widely open. Arches of the initial skeleton marked on the surface of cephalis by ridges not much differentiated by the other ridges that form the sculpture of the shell. Spines V and 1 do not extend beyond the cephalic wall. Their place of junction to the wall is situated about on the middle part of cephalis and is marked by crossing of four ridges.

Dimensions: Diameter of cephalis 90-100  $\mu\text{m}$ , height of cephalis 85-105  $\mu\text{m}$ , total height of shell 175-270  $\mu\text{m}$ .

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps, Carpathians and Hungary, very common.

Genus *Poulpus* De WEVER, 1979

*Poulpus curvispinus* n.sp.

(pl. 2, fig. 1; pl. 15, figs. 5, 6)

Derivatio nominis: According to the sharply downward-curved long feet.

Holotype: The specimen figured at pl. 15, fig. 6.

Diagnosis: Shell subhemispherical with nodular to smooth surface and small irregularly scattered pores. Arches AV and A1 marked outside by three costae. Spicule with stout elements and median bar at the base of cephalis. The three long feet are sharply downward-curved, three-bladed, the odd blade internal, the other two external enclosing a rounded groove that corresponds with a large pore in the cephalis wall. Dimensions: Width of cephalis 70-85  $\mu\text{m}$ , height of cephalis 55-75  $\mu\text{m}$ , length of feet 100-170  $\mu\text{m}$ .

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps.

Remarks: *P. curvispinus* n.sp. differs from *P. pansus* De WEVER, 1979, and *P. phasmatodes* De WEVER, 1979, by the absence of peristomal tubercles.

*P. piabyx* De WEVER, 1979, is distinguished by rounded feet. *P. reschi* KOZUR & MOSTLER, 1979, has shorter and not so sharply downward-bended feet.

Family Silicarmigeridae KOZUR & MOSTLER n.fam.

Diagnosis: Many segmented conico-cylindrical nassellarians with a stout apical horn and three feet representing the prolongations of the dorsal and primary lateral spines. Cephalis poreless with a spicule formed of MB, A, D, L, 1, V and arches AV, A1, LD, L1 and LV. Secondary lateral spines do not extend outside, but the vertical spine has a short lamellar thorn on the outer surface of the wall. Postcephalic portion of shell with external transverse ribs and irregular pores.

Included genus: *Silicarmiger* n.gen.

Occurrence: Anisian and Lower Ladinian of the Southern Alps and Hungary.

Remarks: The transverse ribs are somewhat similar to those of *Popofskyelum annulatum* DEFLANDRE from the Visean of France and seems to be a primitive characteristic. In the opinion of one of the authors (P. DUMITRIČA) *Silicarmiger* could be related to Popofskyellidae DEFLANDRE, 1964.

Genus *Silicarmiger* n.gen.

Derivatio nominis: Arbitrary combination of letters.

Type species: *Silicarmiger costatus* n.gen.n.sp.

Diagnosis and occurrence: As for the family.

*Silicarmiger costatus* n.gen.n.sp.

(pl. 7, figs. 1-6; pl. 14, fig. 4)

Derivatio nominis: According to the numerous transversal ribs.

Holotype: The specimen figured at pl. 7, fig. 2, 4, 6.

Diagnosis: Cephalis globular, poreless. Its surface is divided by ridges into irregular polygonal areas. Apical horn stout, three-bladed, sometimes with needle-shaped distal part. One of its blades is connected with the vertical spine, the other two with the secondary lateral spines. Prolongation of the vertical spine on the surface of wall short, three-bladed. Postcephalic portion of shell commonly with 5 or more transverse ribs of rather irregular position. Pores quite irregular in shape and size. They are formed by intersection of bars that extend in different directions between the ribs. The feet are long, bladed in their proximal parts, but subcylindrical to cylindrical and rather needle-shaped in most of their length. They are inserted as longitudinal ribs in the upper part of the post-cephalic shell. The blades at the proximal part of the feet represent the continuation of some transverse ribs on the shell.

Dimensions: Total height of shell with spines 350-450  $\mu\text{m}$ , length of apical horn 60-110  $\mu\text{m}$ , diameter of cephalis 60-70  $\mu\text{m}$ , diameter of thorax 120-150  $\mu\text{m}$ .

Occurrence: Lower Ladinian of the European Tethys. A similar species is present in the Upper Anisian of Hungary.

The following genera and species are listed in alphabetic order without suprageneric classification.

Genus *Hinedorcus* n.gen.

Derivatio nominis: Arbitrary combination of letters.

Type species: *Hinedorcus alatus* n.gen.n.sp.

Diagnosis: Shell dicyrtid. Cephalis small, poreless, armed with an apical horn. Thorax large, commonly pyramidal, with scattered pores and three feet representing the prolongation

of dorsal and primary lateral spines. Collar stricture well marked outside by a constriction. Internal cephalic structure with MB, A, D, L, V and 1. Arches less obvious. Vertical, and exceptionally also secondary lateral spines extend beyond the wall in short thorns.

Included species: *Hinedorcus alatus* n.gen.n.sp.

*Eonapora curvata* KOZUR & MOSTLER, 1979.

Occurrence: Anisian to Carnian of the European Tethys.

Remarks: The genus *Hinedorcus* n.gen. shows some similarities with *Napora* PESSAGNO, 1977, and *Ultranapora* PESSAGNO, 1977, from which it is distinguished by the thin thoracic wall and by the number and disposition of its pores.

*Hinedorcus alatus* n.gen.n.sp.

(pl. 9, figs. 2, 8; pl. 15, fig. 4)

Derivatio nominis: According to the shape of the feet.

Holotype: The specimen figured at pl. 15, fig. 4.

Diagnosis: Cephalis small, smooth, with a stout, straight, commonly four-bladed apical horn. Thorn in prolongation of vertical spine short. Collar stricture well defined outside. Thorax large, pyramidal, smooth or with a few weak transverse undulations. Generally the wall is poreless except for the region around the edges, where there are large pores. Feet long, three-bladed. Lower part of thorax widely open.

Dimensions: Height of whole shell 275  $\mu\text{m}$ , diameter of cephalis 34-40  $\mu\text{m}$ , height of thorax with feet 140-175  $\mu\text{m}$ , length of apical horn 40-45  $\mu\text{m}$ .

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps.

Remarks: *Hinedorcus curvatus* (KOZUR & MOSTLER, 1979) is distinguished above all by the curved apical horn and by the absence of the large pores.

Genus *Nofrema* n.gen.

Derivatio nominis: The name of the genus is an anagram for Prof. Dr. Helen FOREMAN to honour her excellent works on fossil radiolarians.

Type species: *Nofrema trispinosa* n.gen.n.sp.

Diagnosis: Shell of two or three segments. Cephalis large, porous, with a stout apical horn the base of which is generally broad and latticed or spongy. Initial skeleton consists of MB, A, D, L, 1, V and arches AV, Al, lD, Ll and LV. Secondary lateral spines and even vertical spine do not extend outside, but the dorsal and primary lateral spines extend along the shell wall and beyond it into three feet. Post-cephalic part of the shell latticed, increasing gradually in size, and with one or more constrictions.

Included genus: *Nofrema trispinosa* n.gen.n.sp.

Occurrence: Middle Triassic of the European Tethys.

*Nofrema trispinosa* n.gen.n.sp.

(pl. 9, fig. 1; pl. 15, fig. 3)

Derivatio nominis: According to the three long, cylindrical, needle-shaped spine-like feet.

Holotype: The specimen figured at pl. 15, fig. 3.

Diagnosis: Bell-shaped shell. Cephalis and upper part of post-cephalic segment usually covered by a spongy network. Apical horn four-bladed, pyramidal, with long needle-like tip. Most of the bladed part of the horn innudated by a spongy network. Collar stricture weakly expressed outside due to the spongy cover, but it is well marked at the inner part of the shell. Postcephalic segment much wider than the cephalis, with small irregularly scattered pores in the upper part and larger pores in the lower part. Terminal part flared, simple or with a spongy thickening that narrows the wide opening. Feet long, cylindrical, needle-shaped. Dimensions: Height of shell without feet and apical horn 165-190  $\mu\text{m}$ , diameter of terminal part of the shell 165-175  $\mu\text{m}$ , internal diameter of cephalis 60-70  $\mu\text{m}$ .

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps.

Genus *Stichomitra* CAYEUX, 1897

*Stichomitra ? triassica* n.sp.

(pl. 9, fig. 7)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Triassic.

Holotype: The specimen figured at pl. 9, fig. 7.

Diagnosis: Cephalis poreless, hemispherical. Apical horn stout, conical. Thorax somewhat larger, almost poreless with only a few widely scattered small pores. Postthoracic segments considerably larger, with a constriction in their middle part and with large irregular pores. With exception of the last segment there are well developed nodules at the nodal points, strongest in the abdominal segment. The last segment has a smooth surface. The pores in the wall of this segment are the largest ones. The constriction of the last segment is situated near the denticulated rim of the large aperture. Inner spicule consists of MB, A, D, V, L and 1.

Occurrence: Middle Triassic of the Southern Alps. Rare.

Remarks: This species belongs together with a further new species with three-bladed apical horn most probably to a new genus.

Genus *Triassocampe* n.gen.

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Triassic.

Type species: *Triassocampe scalaris* n.gen.n.sp.

Diagnosis: Long slightly conical to subcylindrical multi-segmented shell without apical horn. Segments with biggest

diameter in their upper part. Internal cephalic structure with MB, A, D, L, l and V. Collar plate with 6 pores. Pores of shell arranged in one or more transverse rows for each segment or irregularly. They are situated especially at the upper part of each segment and when there is only one row it is situated at the boundary with the previous segment.

Included species: *Triassocampe scalaris* n.gen.n.sp.  
*Dictyomitrella* sp. A De WEVER, 1979

Occurrence: Middle and Upper Triassic of the European Tethys.

Remarks: *Canoptum* PESSAGNO, 1979, is distinguished by an outer microgranular layer that covers the inner layer of polygonal pore frame.

*Triassocampe scalaris* n.gen.n.sp.

(pl. 9, figs. 5, 6, 11; pl. 14, fig. 2)

Derivatio nominis: According to the shape of the segments.

Holotype: The specimen figured at pl. 9, fig. 11.

Diagnosis: Shell of 9-15 preserved segments, without apical horn. Cephalis and even thorax poreless with smooth surface. Collar stricture almost indistinct outside. Generally the pores begin with the third segment. They are arranged in 2-4, commonly 3 transverse rows. At the nodal points among pores there are rather well developed nodules. Between the first row of nodules that corresponds with the widest part of the segments, and the second row there is a circular external constriction. Another constriction, the deepest one, is at the lower part of segments and it corresponds with an inner constriction.

Dimensions: Height of shell 190-410  $\mu\text{m}$  (it depends on the number of preserved segments), maximum diameter of shell 60-120  $\mu\text{m}$ .

Occurrence: Rather frequent in the Middle Triassic of the European Tethys.

Remarks: Variability rather great expressed in the number of segments, in the number of rows of pores and in the shape of segments.

*Triassocampe scalaris* n.sp. differs from the congeneric *Dictyomitrella* sp.A (De WEVER et al., 1979) in having more than one row of pores.

## References

Only those papers are quoted that are related to the topic of the present paper and not referenced in the papers by KOZUR & MOSTLER, 1972, 1978, 1979.

- DEFLANDRE, G. (1963): *Pylentonema*, nouveau genre de Radiolaire du Viséen: Sphaerellaire ou Nassellaire? - C.R. Acad.Sc. Paris, 257, p. 3981-3984, Paris.
- DEFLANDRE, G. (1972): Le système trabéculaire interne chez les Pylentonémidés et les Popofskyellidés, Radiolaires du Paléozoïque. Phylogénèse des Nassellaires. - C.R.Acad.Sc. Paris, 274, p. 3535-3540, Paris.
- De WEVER, P.; SANFILIPPO, A. et al. (1979): Triassic radiolarians from Greece, Sicily and Turkey. - *Micropaleontology*, 25 (1), p. 75-110, New York.
- DUMITRIȚĂ, P. (1978a): Family Eptingiidae n.fam., extinct Nassellaria (Radiolaria) with sagittal ring. - *D.S.Inst.Geol. Geofiz.*, 64 (1976-1977), part 3, paleont., p. 27-38, București.
- DUMITRIȚĂ, P. (1978b): Triassic Palaeoscanidiidae and Entactiniidae from the Vicentinian Alps (Italy) and Eastern Carpathians (Romanian). - *D.S.Inst.Geol.Geofiz.*, 64 (1976-1977), part 3, paleont., p. 39-54, București.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil I: Revision der Oberfamilie Coccodiscacea HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, 2 (8/9), p. 1-60, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1978): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil II: Oberfamilie Trematodiscacea HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, 8 (Festschrift W. HEISSEL), p. 123-182, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1979): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III: Die Oberfamilien Actinommatoccea HAECKEL 1862 emend., Artiscacea HAECKEL 1882, Multiarcusellacea nov. der Spumellaria und triassische Nassellaria. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, 9 (1/2), p. 1-132, Innsbruck.
- PESSAGNO, E.A; FINCH, W. & P.L. ABBOTT (1979): Upper Triassic Radiolaria from the San Hipólito Formation, Baja California. - *Micropaleontology*, 25 (2), p. 160-197, New York.
- SANFILIPPO, A. & W.R. RIEDEL (1963): Cenozoic Radiolaria (exclusive of theoperids, artostrobiids and amphipyndacids) from the Gulf of Mexico, Deep Sea Drilling Project Leg 10. - In: WORZEL, J.L.; BRYANT, W. et al. 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. X, p. 475-6111, Washington.

## Explanation of plates

The specimens figured at pls. 1-15 are from Recoaro and Tretto (Southern Alps; North Italy). All holotypes originate from the layer VCB 1 near San Ulderico.

### PLATE 1

- Fig. 1: *Plafkerium ? confluens*, n.sp., holotype, x 120.  
Figs. 2, 6: *Tiborella magnidentata* n.gen.n.sp., x 150, fig. 2 = holotype.  
Fig. 3: *Plafkerium ? muelleri* n.sp., holotype, x 120.  
Fig. 4: *Plafkerium ? contortum* n.sp., holotype, x 100.  
Fig. 5: *Stauracontium ? trispinosum ladinicum* n.subsp., x 150.  
Fig. 7: *Stauracontium ? granulosum* n.sp., holotype, x 150.  
Fig. 8: *Parasepsagon tetracanthus* n.gen.n.sp., holotype, x 80.

### PLATE 2

- Fig. 1: *Poulpus curvispinus* n.sp., oblique antapical view, x 120.  
Figs. 2, 8: *Hexacontium ? mesotriassicum* n.sp., x 180, fig. 8 = holotype.  
Fig. 3: *Stauracontium ? alpinum* n.sp., holotype, x 120.  
Fig. 4: *Stauracontium ? trispinosum ladinicum* n.subsp., x 120.  
Fig. 5: *Spongopallium contortum* n.gen.n.sp., holotype, x 150.  
Figs. 6, 9: *Amphisphaera mesotriassica* n.sp., holotype, fig. 6: x 120, fig. 9: detail of one polar region, the same specimen as in fig. 6, x 300.  
Fig. 7: *Parasepsagon tetracanthus* n.gen.n.sp., holotype, detail of the specimen figured in pl. 1, fig. 8, x 350.

### PLATE 3

- Figs. 1-3: *Eptingium manfredi manfredi* DUMITRICĂ, 1978, open shells with internal spicules, fig. 1: x 360, figs. 2, 3: x 180.  
Fig. 4: *Welirella weveri* n.gen.n.sp., holotype, x 120.  
Fig. 5: *Beturiella robusta* n.gen.n.sp., holotype, x 150.  
Figs. 6, 7: *Stauracontium ? trispinosum ladinicum* n.subsp., x 120, fig. 7 = holotype.

### PLATE 4

- Figs. 1, 4: *Pentactinocarpus tetracanthus* DUMITRICĂ, 1978, x 150.  
Figs. 2, 3, 5, 6, 7, 8: *Pentactinocarpus fusiformis* DUMITRICĂ, 1978, fig. 2: lateral view, x 80, fig. 5: detail of apical part of the specimen figured in fig. 2,



x 450, fig. 3: apical view, x 320, fig. 6: latero-apical view, x 150, fig. 8: lateral view, this specimen may belong to another subspecies, because the shell is not so elongated as in the typical forms.

PLATE 5

- Figs. 1, 2, 5, 6: *Sepsagon longispinosus* (KOZUR & MOSTLER, 1979),  
fig. 1: detail of fig. 2, x 300, fig. 2: x 100,  
fig. 5: x 130, fig. 6: detail of fig. 5, x 350 x.  
Fig. 3: *Heptacladus crassispinga* n.gen.n.sp., holotype,  
x 280 x.  
Fig. 4: *Stauracontium ? trispinosum ladinicum* n.subsp.,  
detail of one main spine, x 360.

PLATE 6

- Figs. 1-4, 8: *Eptingium manfredi robustum* KOZUR & MOSTLER  
n.subsp., fig. 4 = holotype, x 180, fig. 1:  
detail of a horn of the same specimen, x 720,  
fig. 2: detail of a horn of another specimen,  
x 720, fig. 3: view on the distal end of a horn  
with needle-like tip in the centre of the distal  
end of the horn (arrow), x 700, fig. 8: broken  
specimen with internal spicule, x 200.  
Figs. 5-7: *Eptingium manfredi manfredi* DUMITRICĂ, 1978,  
fig. 5: x 180, fig. 7: detail of a horn of the  
same specimen, x 550, fig. 6: detail of a horn  
of another specimen, x 320.  
Fig. 9: *Triassistephanidium laticornis* DUMITRICĂ, 1978,  
x 220.

PLATE 7

- Figs. 1-6: *Silicarmiger costatus* n.gen.n.sp., fig. 1:  
latero-antapical view, x 400, figs. 2, 4, 6:  
holotype, fig. 2: latero-antapical view, x 200,  
figs. 4, 6: details of the same specimen, fig.  
3: lateral view, x 200, fig. 5: antapical view,  
x 350, figs. 4, 6: x 750.

PLATE 8

- Figs. 1-3, 6: *Relindella hexaspinosa* n.gen.n.sp., holotype,  
fig. 1: detail of the rim, x 420, fig. 2: detail  
of the spongy disc, x 420, fig. 3: lateral view  
of the whole specimen, x 120, fig. 6: oblique  
lateral view of the whole specimen.  
Fig. 4: *Pentaspogodiscus symmetricus* n.gen.n.sp.,  
holotype, x 200.  
Fig. 5: *Pentaspogodiscus tortilis ladinicus* n.subsp.,  
holotype, x 120.  
Fig. 7: *Pentaspogodiscus mesotriassicus* n.sp., holo-  
type, x 120.

PLATE 9

- Fig. 1: *Nofrema trispinosa* n.gen.n.sp., holotype, x 120.  
Figs. 2, 8: *Hinedorcus alatus* n.gen.n.sp., x 200, fig. 2: holotype.  
Figs. 3, 4: *Eonapora* sp., fig. 3: latero-antapical view, x 120, fig. 4: lateral view, x 200.  
Figs. 5, 6, 11: *Triassocampe scalaris* n.gen.n.sp., fig. 5: x 200, fig. 6: latero-antapical view, x 400, fig. 11: holotype, x 120.  
Fig. 7: *Stichomitra ? triassica* n.sp., holotype, x 200.  
Figs. 9, 10: *Hozmadia reticulata* n.gen.n.sp., holotype, fig. 10: x 200, fig. 9: detail of the wall of the same specimen, x 400.

PLATE 10

- Figs. 1, 3, 8: *Tamonella multispinosa* n.gen.n.sp., x 200, fig. 8: holotype, x 120.  
Figs. 2, 5: *Gomberellus mocki* n.sp., holotype, fig. 5: whole specimen, x 180, fig. 2: detail of the same specimen, x 420.  
Figs. 4, 9: *Oertlispongus cornubovis* n.sp., holotype, fig. 4: whole specimen, x 120, fig. 9: detail of the same specimen, x 280.  
Fig. 6: *Gomberellus hircicornus* n.gen.n.sp., holotype, x 110.  
Fig. 7: *Oertlispongus inaequispinosus* n.gen.n.sp., holotype, x 120.

PLATE 11

- Fig. 1: *Spongopallium contortum* n.gen.n.sp., thin section  
Figs. 2-4: *Tiborella magnidentata* n.gen.n.sp.; 2 - axial section, the black line indicates the equatorial plane; 3 - specimen showing the thin lattices plate enclosing the pores at the inner side; 4 - equatorial section showing the medullary shell.  
Fig. 5: *Stauracantium ? granulosum* n.sp., section showing the medullary shell.  
Figs. 1, 3-5 x 360, Fig. 2 x 720. All figures from sample Rc4, Buchenstein Formation, Recoaro, Italy.

PLATE 12

- Figs. 1-3 *Beturiella robusta* n.gen.n.sp.; 2, 3 - sections showing the medullary shell.  
Fig. 4: *Tiborella magnidentata* n.gen.n.sp., showing the thin lattice plate closing the pores at the inner side.  
Fig. 1 x 500, Figs. 2, 3 x 360, Fig. 4 x 320. All figures from Rc3, Buchenstein Formation, Recoaro, Italy.

PLATE 13

- Figs. 1-3, 5: *Heptacladus crassispinus* n.gen.n.sp., broken specimen showing the innermost shell, 2 - optical section, 3 - broken specimen showing the inner shell, 5 - specimen showing the peripheral shell.
- Fig. 4: *Heptacladus* n.sp., inner shell.
- Fig. 1 x 500, Figs. 2, 5 x 360, Fig. 3 x 700, Fig. 4 x 1000.  
All figures from Rc 4, Buchenstein Formation, Recoaro, Italy.

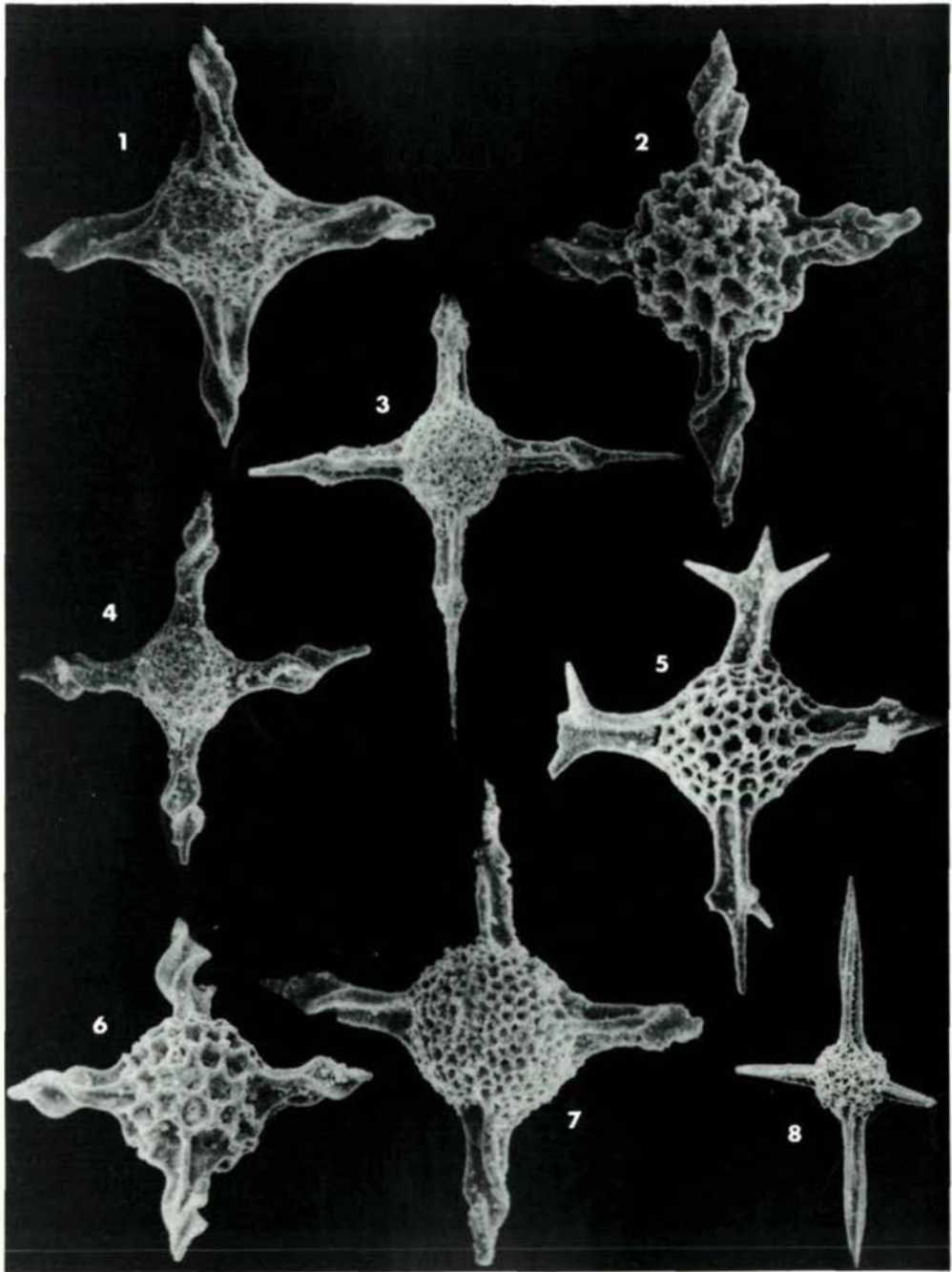
PLATE 14

- Fig. 1: *Stauracontium ? alpinum* n.sp.
- Fig. 2: *Triassocampe scalaris* n.gen.n.sp.
- Fig. 3: *Gomberella hircicornus* n.gen.n.sp.
- Fig. 4: *Silicarmiger costatus* n.gen.n.sp., showing the inner skeleton.
- Fig. 5: *Stauracontium ? trispinosum ladinicum* n.subsp.
- Fig. 6: *Hexacontium ? mesotriassicum* n.sp.
- Figs. 1-6 x 360, all from Rc 4, Buchenstein Formation, Recoaro, Italy.

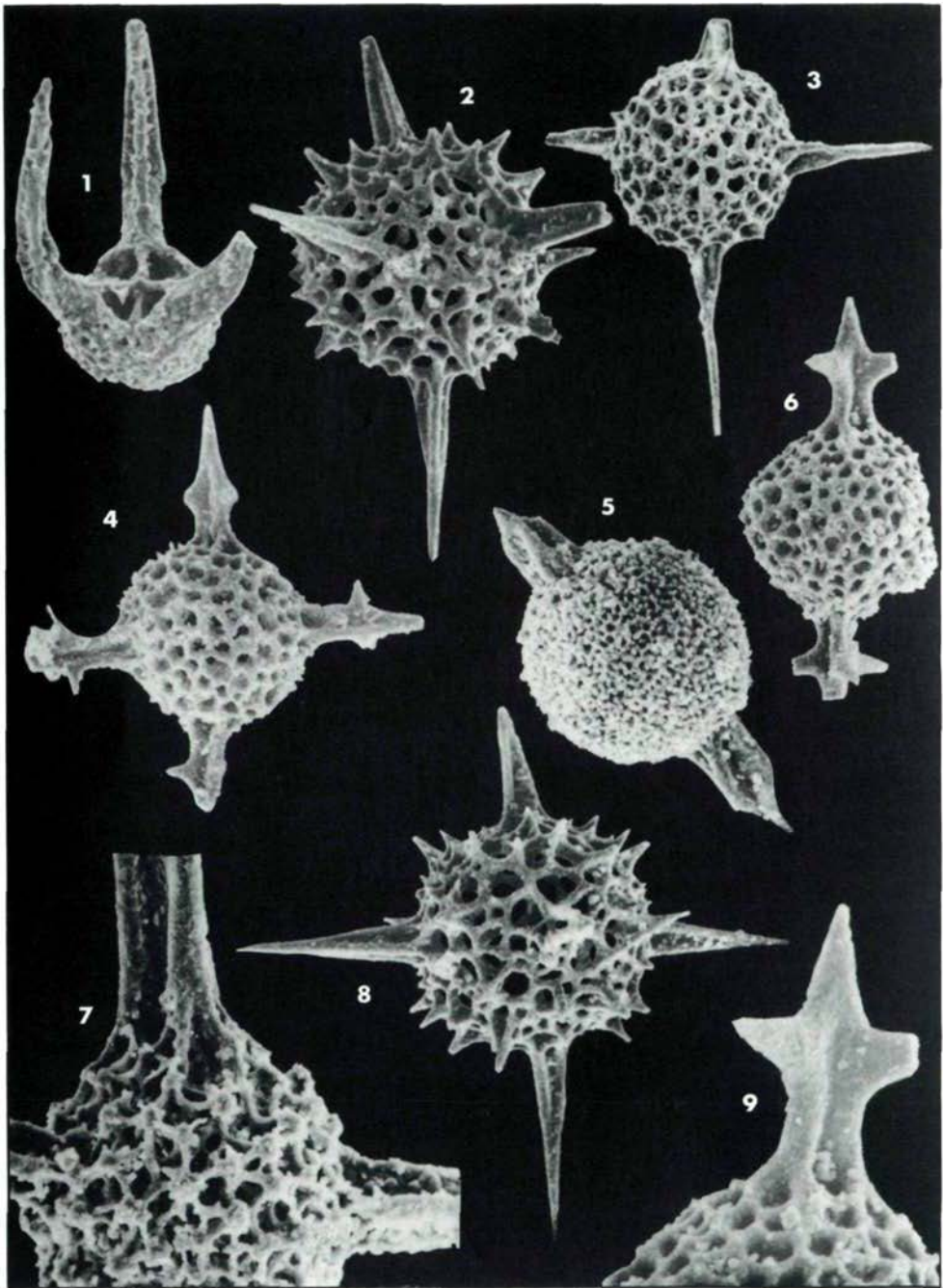
PLATE 15

- Fig. 1: *Sepsagon longispinosus* (KOZUR & MOSTLER), young specimen showing the entactiniacean internal shell.
- Fig. 2: *Silicarmiger costatus* n.gen.n.sp., young specimen.
- Fig. 3: *Nofrema trispinosa* n.gen.n.sp., holotype.
- Fig. 4: *Hinedorcus alatus* n.gen.n.sp., holotype.
- Figs. 5, 6: *Poulpus curvispinus* n.sp., 5 - basal view showing the collar plate with six openings, 6 - holotype.
- Figs. 1, 2, 4-6 Rc 4; Fig. 3 Rc 2 - Buchenstein Formation, Recoaro, Italy.

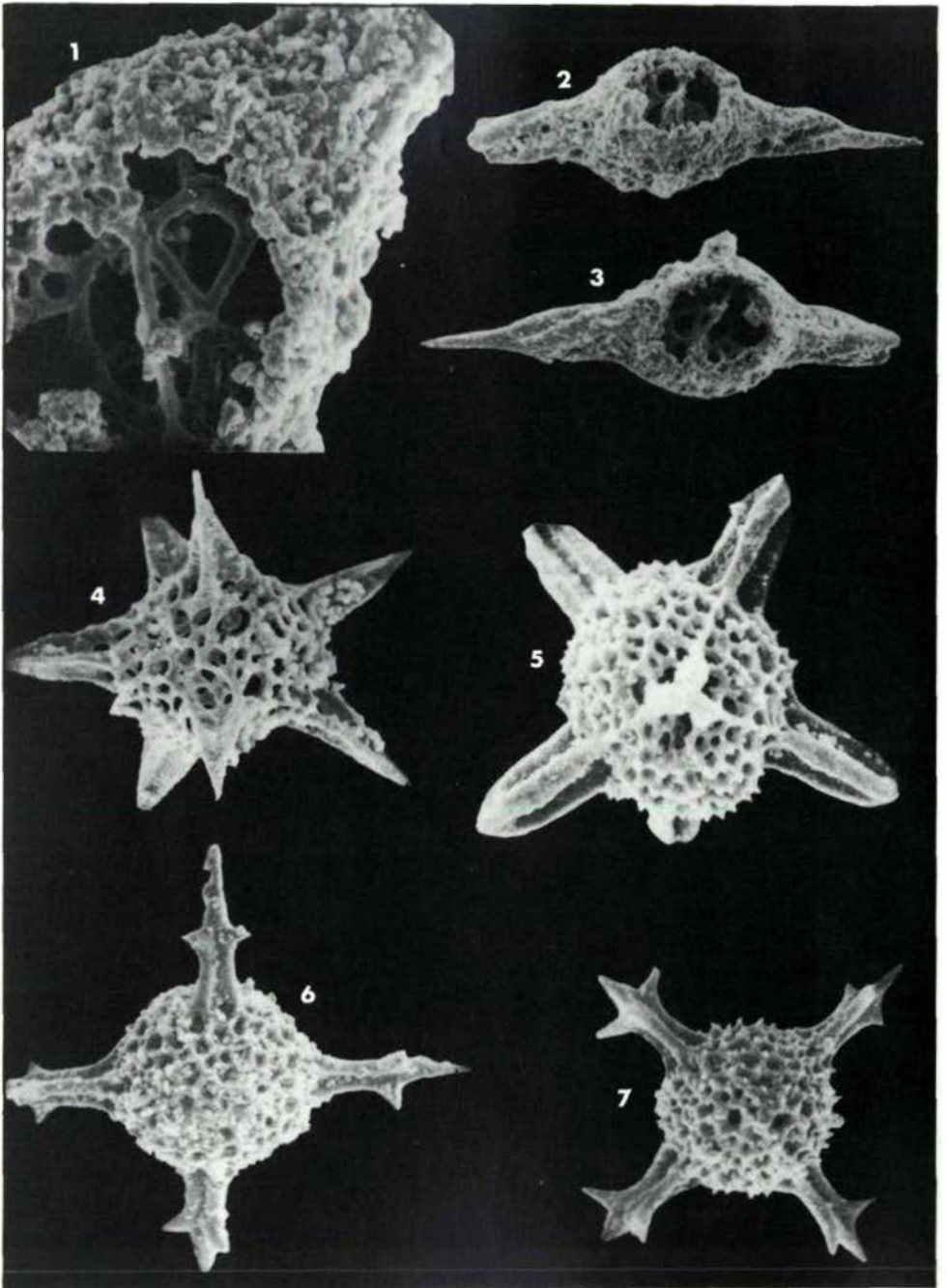
Tafel 1



Tafel 2

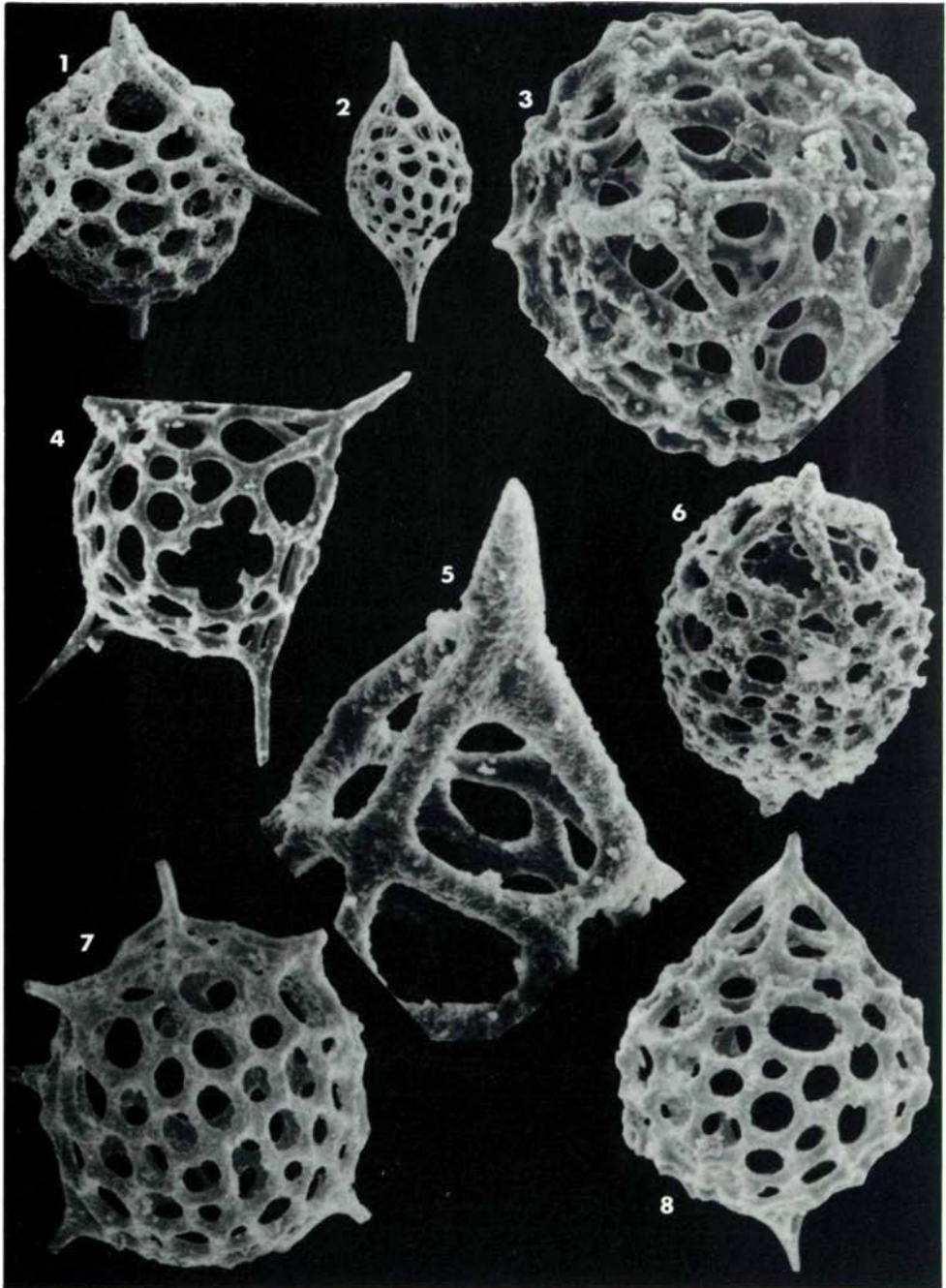


Tafel 3

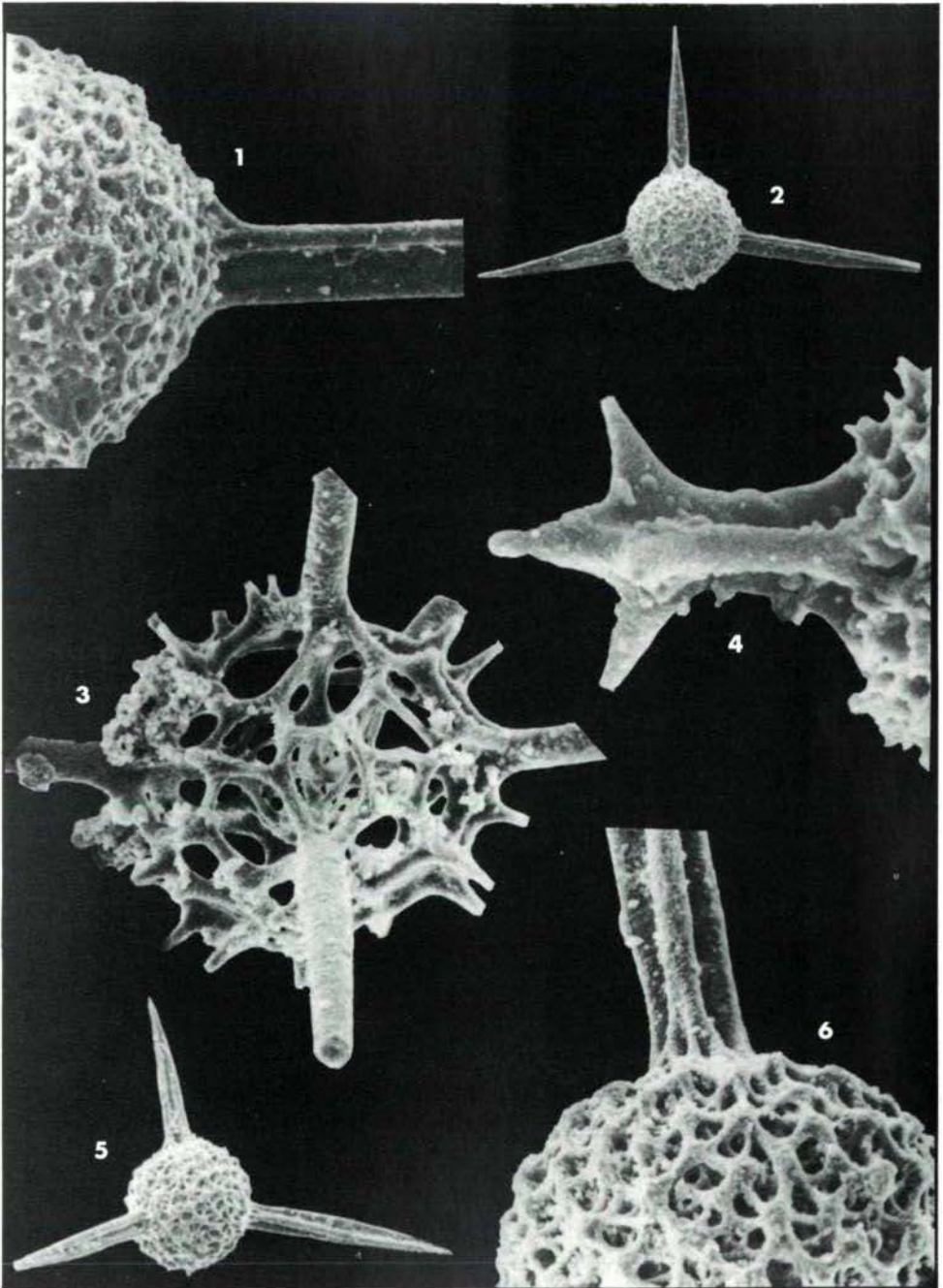




Tafel 4

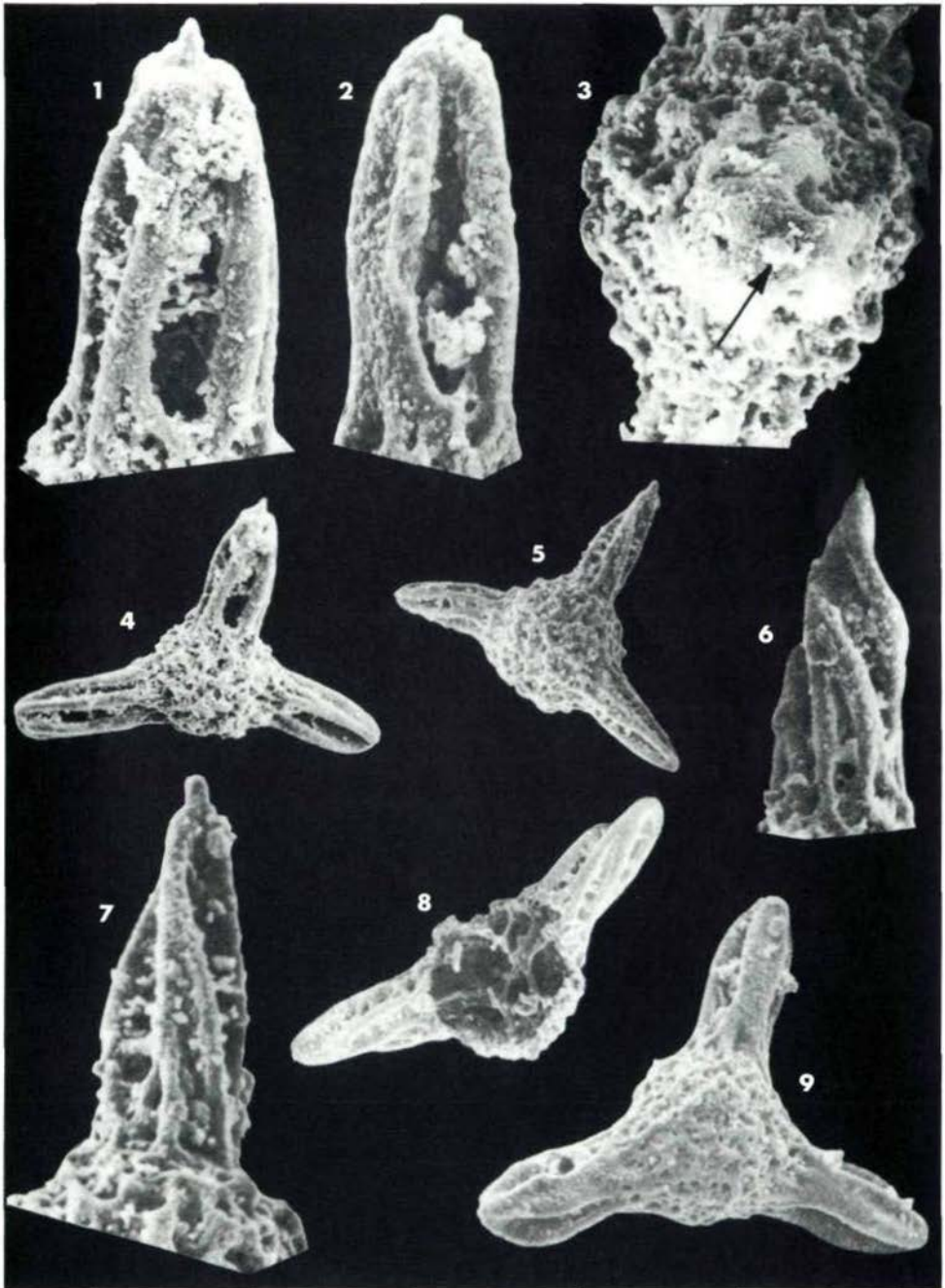


Tafel 5

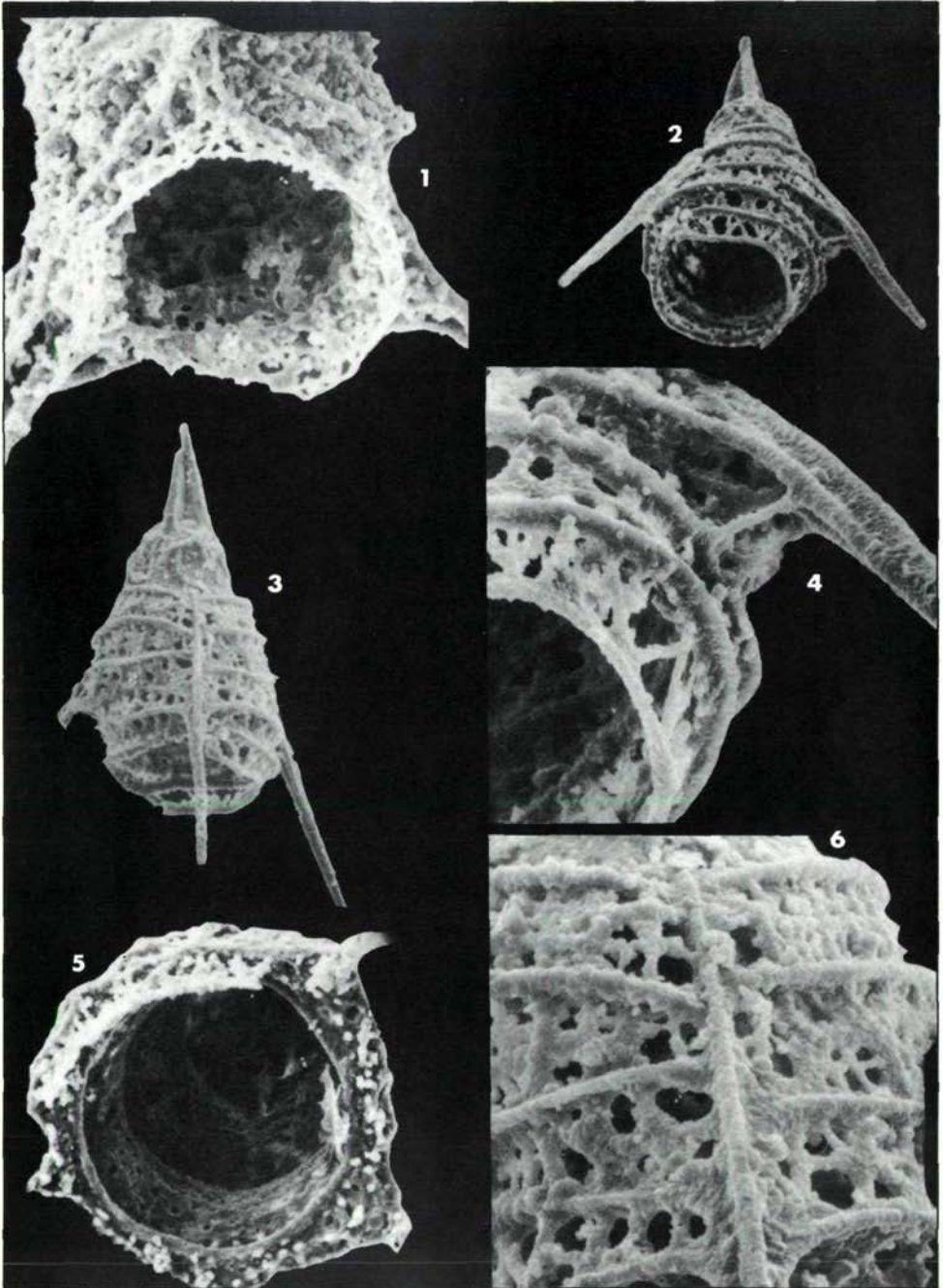




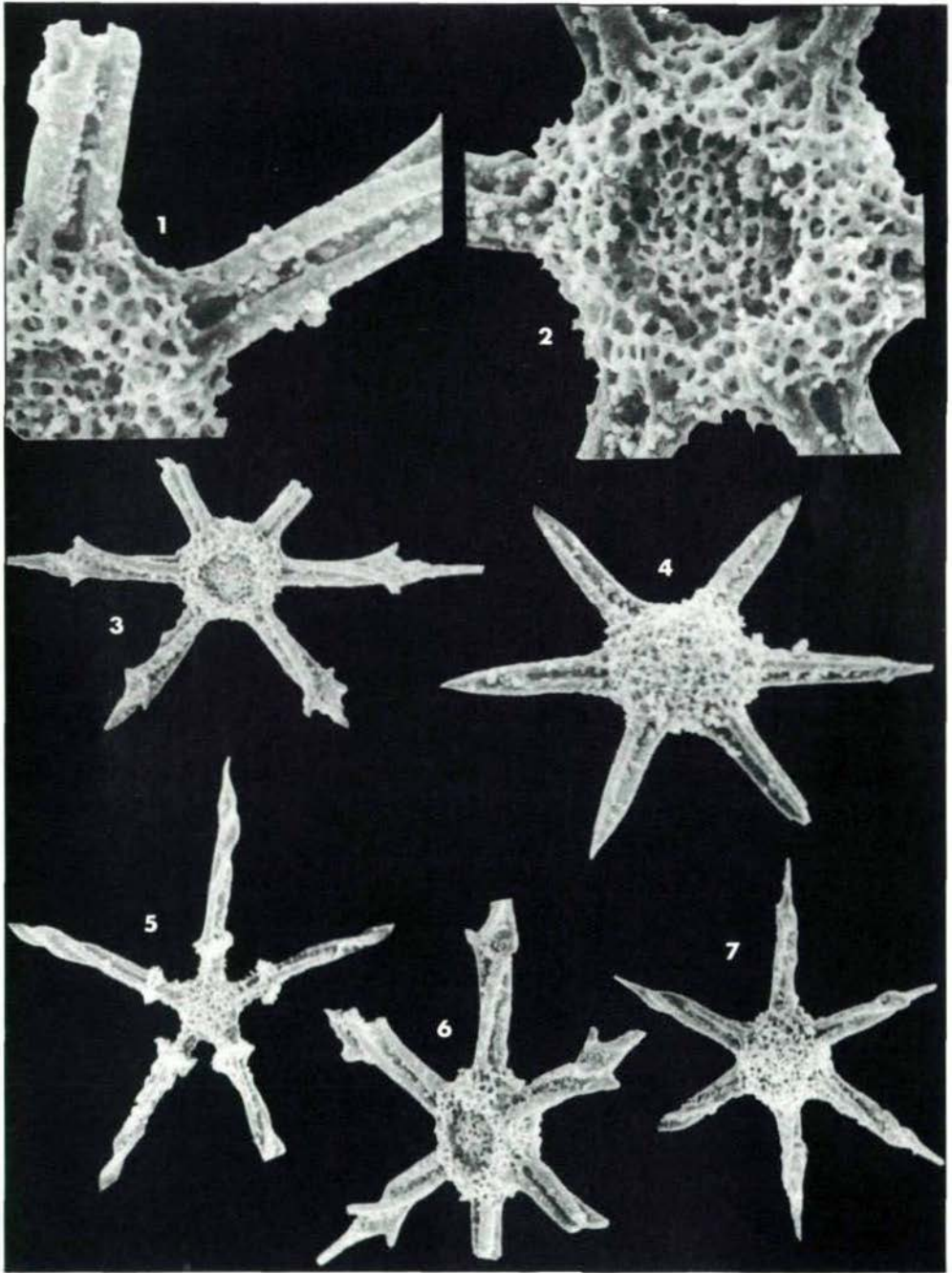
Tafel 6



Tafel 7

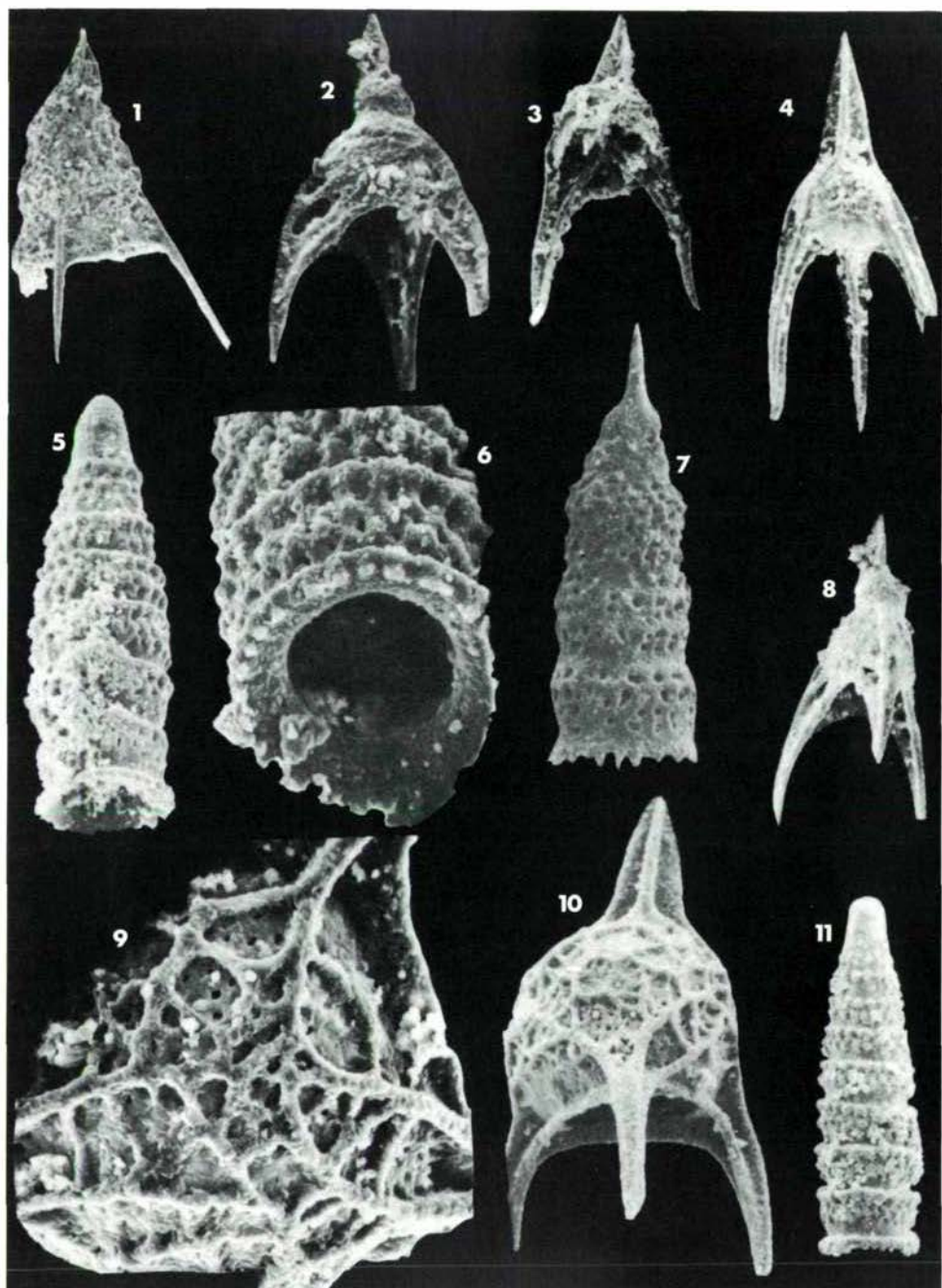


Tafel 8

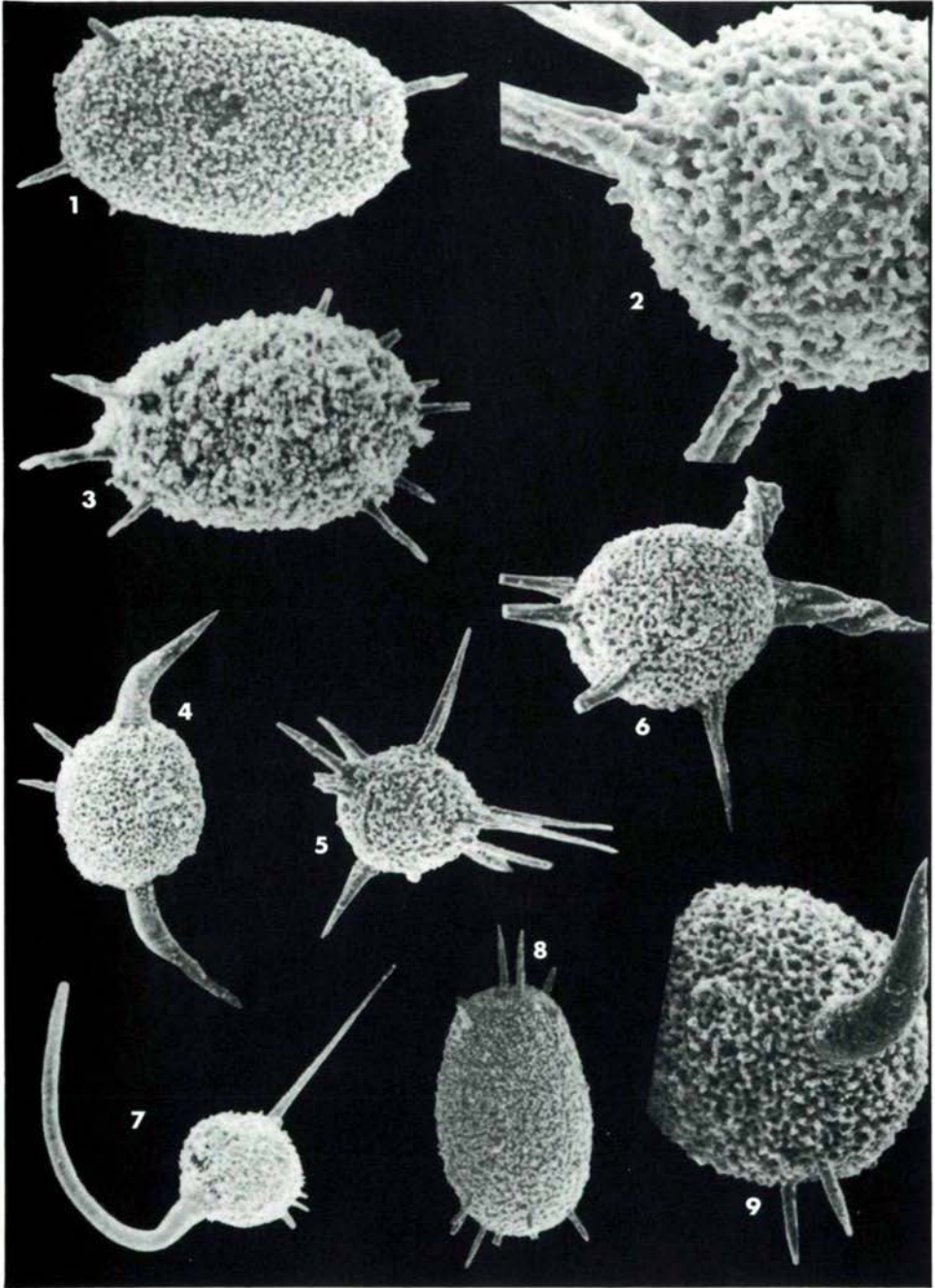




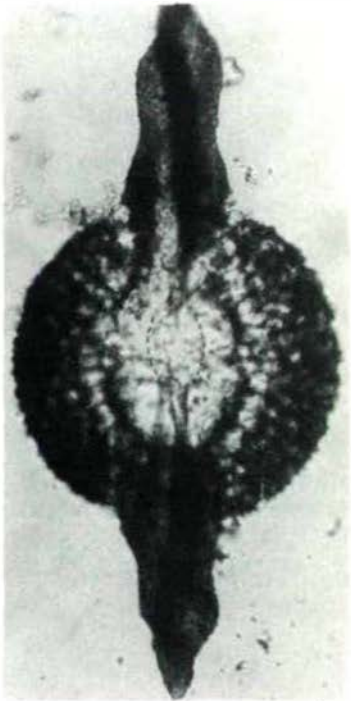
Tafel 9



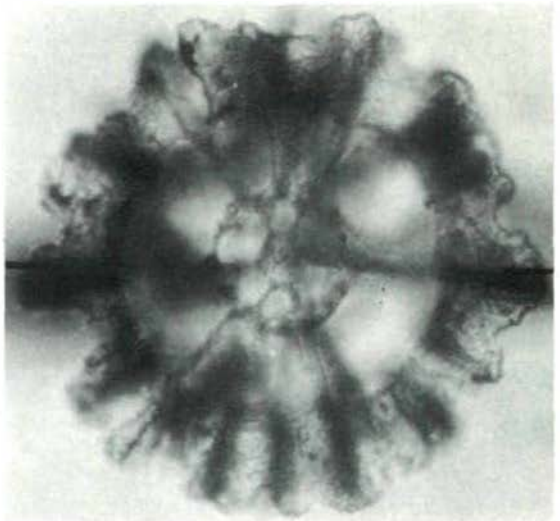
Tafel 10



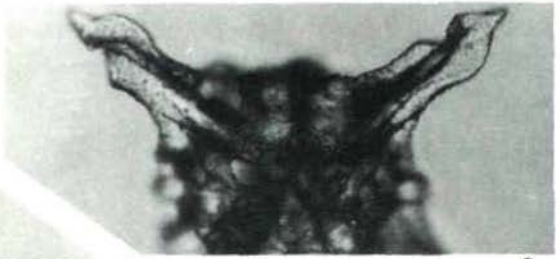
Tafel 11



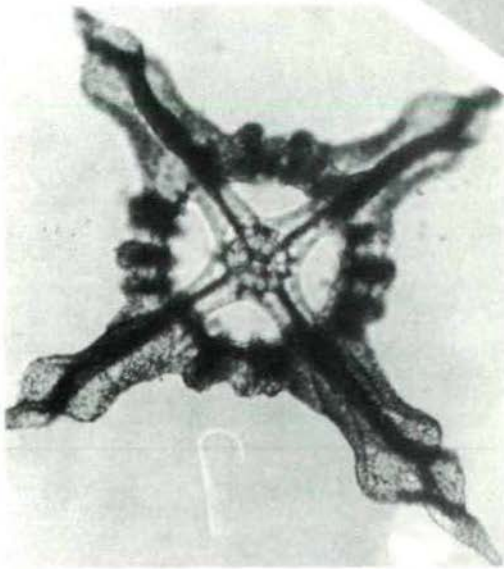
1



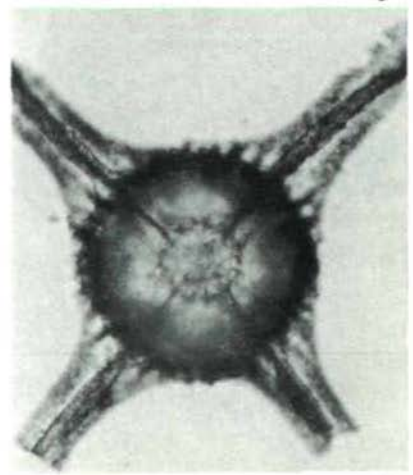
2



3



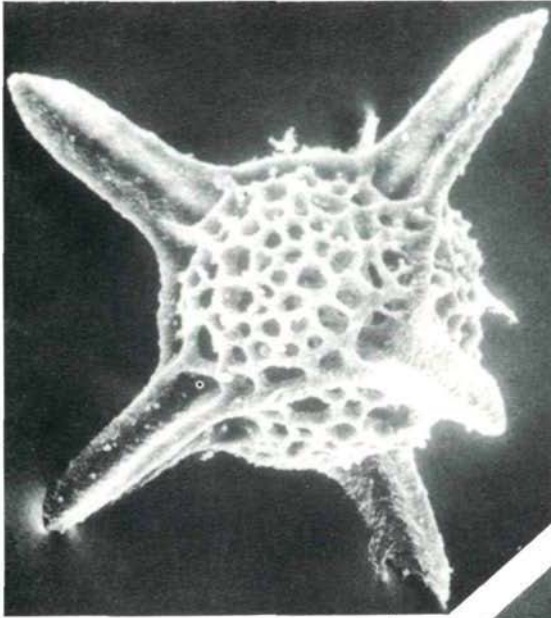
4



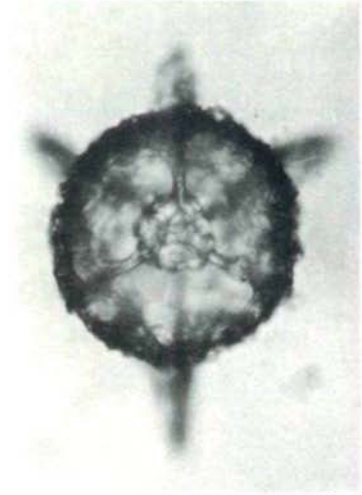
5



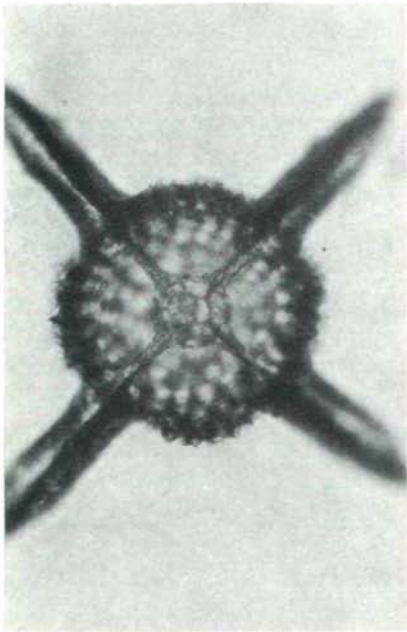
Tafel 12



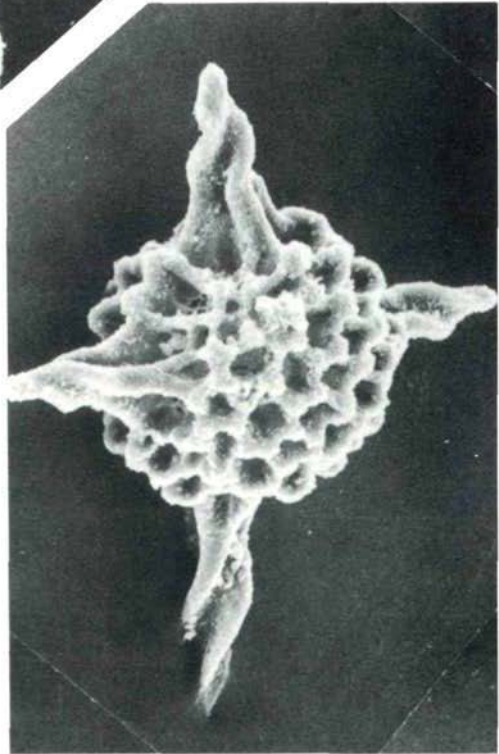
1



2

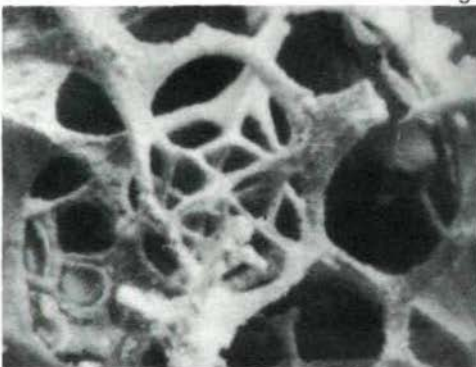
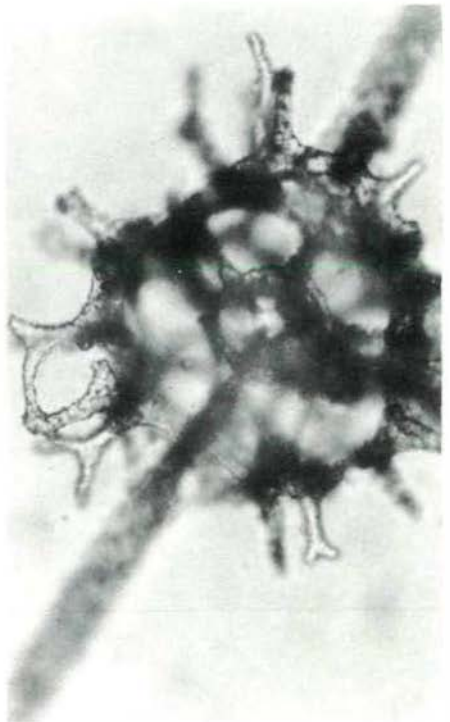
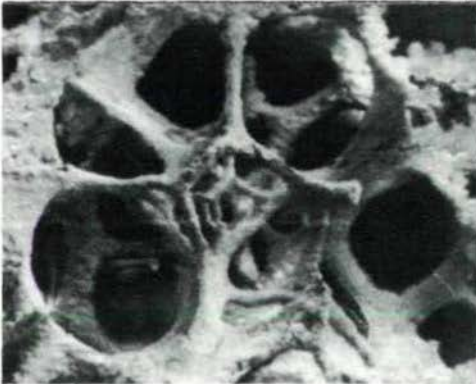
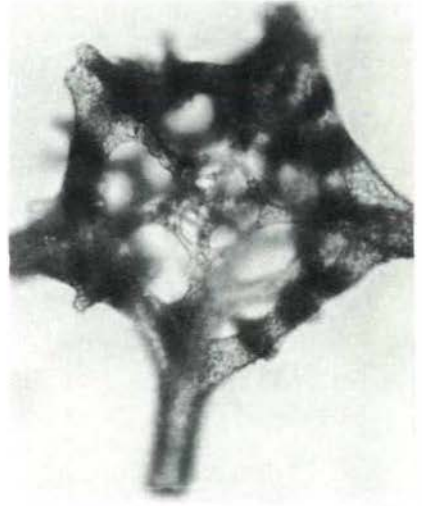
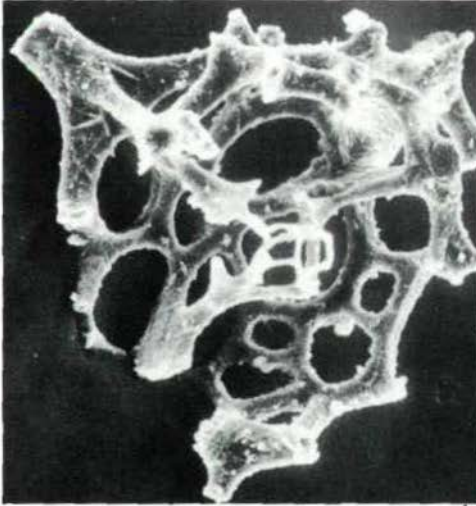


3



4

Tafel 13



2

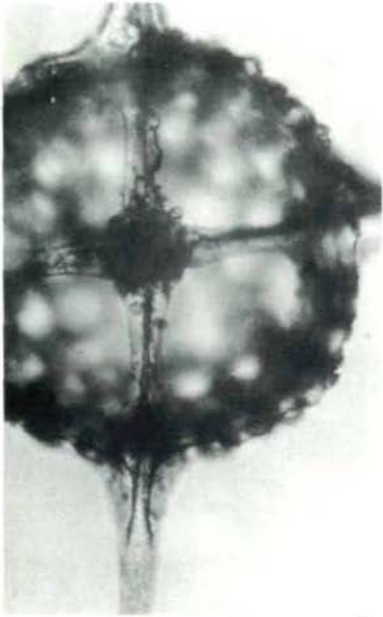
3

4

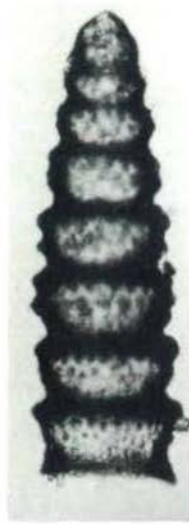
5



Tafel 14



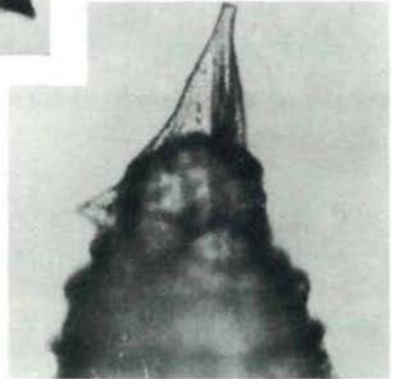
1



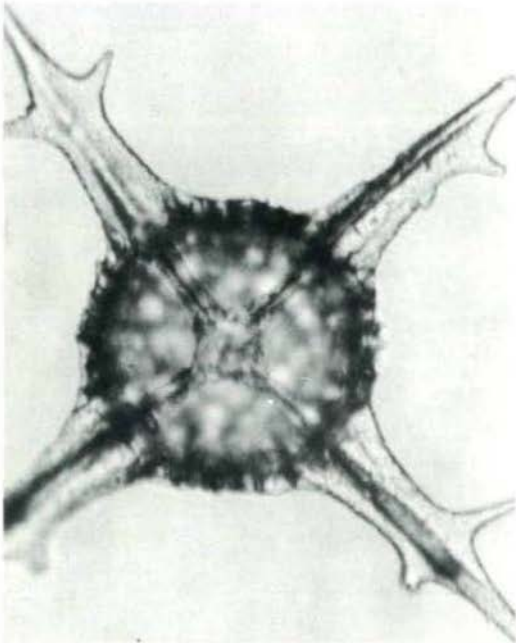
2



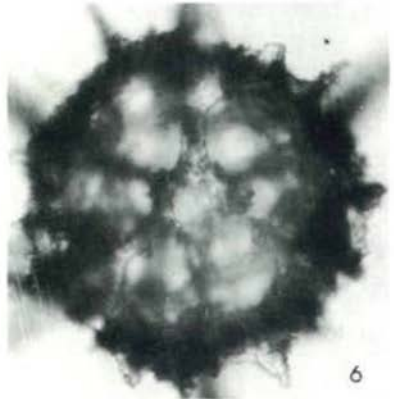
3



4

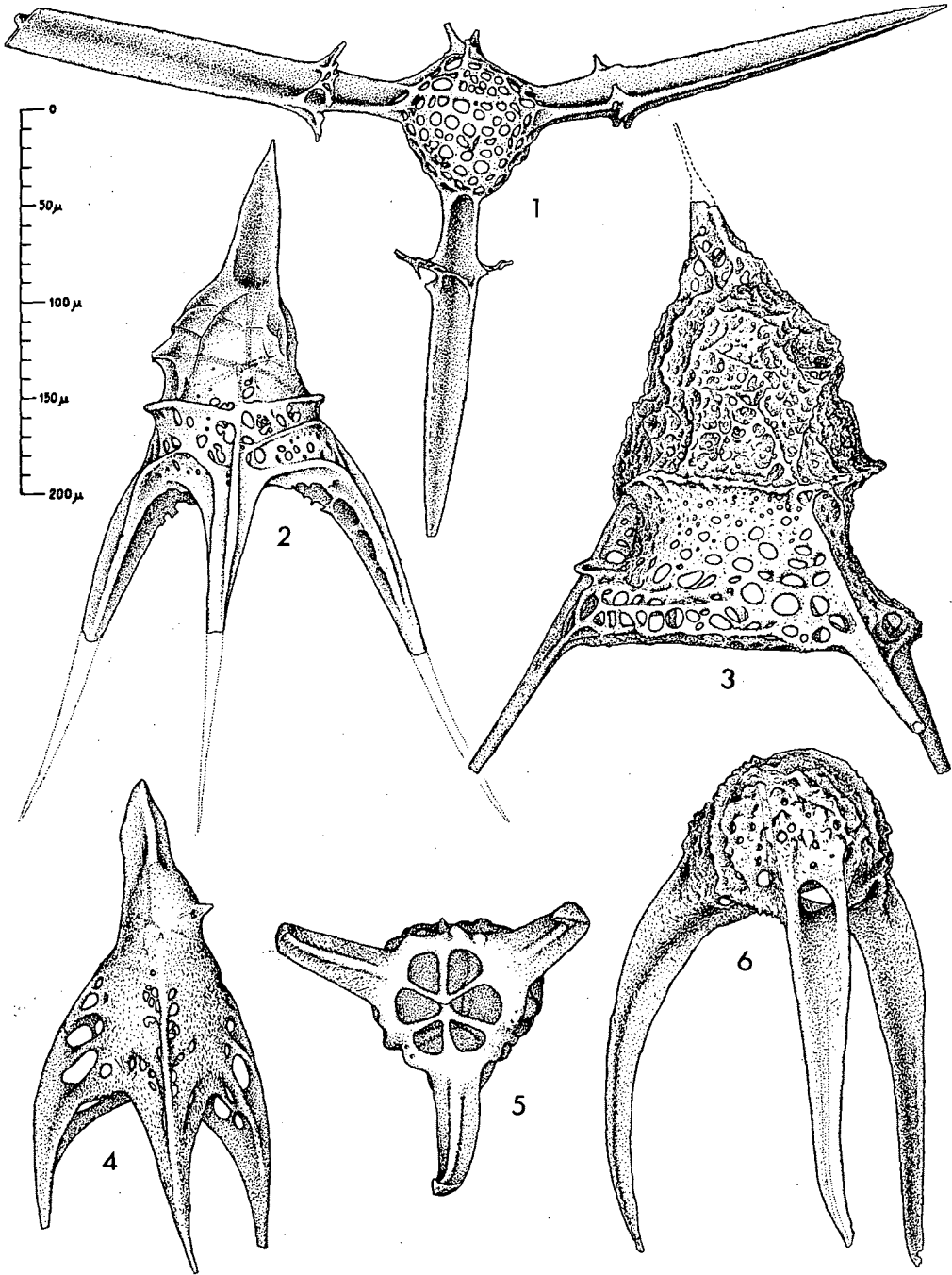


5



6

Tafel 15



# Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias

von S. Kovács und H. Kozur<sup>+</sup>)

## Zusammenfassung

Auf zwei Tabellen werden die stratigraphischen Reichweiten der wichtigsten mittel- und obertriassischen Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) dargestellt. Es handelt sich jeweils um die maximalen Reichweiten, die nicht in jeder Faunenprovinz realisiert sein müssen. Einige stratigraphische Probleme (Lage der Anis-Basis, Anis/Ladin- und Ladin/Karn-Grenze, Abgrenzung von Cordevol und Jul, Lage der Sevat-Basis) werden kurz diskutiert.

## Summary

The stratigraphic ranges of the most important Middle and Upper Triassic conodonts (without compound conodonts) are shown in figures 1 and 2. The ranges are the maximum ranges that need not be realized in all faunal provinces. Some stratigraphic problems (position of the Anisian basis, of the Anisian/Ladinian, Ladinian/Carnian, Cordevolian/Julian boundaries, and of the Sevatian basis) are briefly discussed.

---

<sup>+</sup>) Anschriften der Verfasser: Dr. Sándor Kovács, Hungarian State Geological Institute, H-1143 Budapest, Népstadion u. 14.  
Dipl.-Geol. Dr. sc. Heinz Kozur, Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen

Auf Tabelle 1 und 2 werden die stratigraphischen Reichweiten der wichtigsten triassischen Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) dargestellt. Folgende Bemerkungen zu diesen Tabellen sind nötig:

1. Die Keyserlingites subrobustus-Zone weist die typische Conodontenfauna des unteren Aegean auf. In diesem Niveau beginnen auch die unteranisischen Holothuriensklerite, Ostracodenfaunen und wichtige unteranisische Ammonitengattungen (vgl. WANG, 1978, und KOZUR, in Druck).

2. *Nicoraella kockeli* reicht in die Paraceratites binodosus-Subzone hinein. Im Niveau Tiefengraben (Großreifling, Österreich) ist *N. kockeli* nicht mehr vorhanden. Diese Schichten gehören auch zur Paraceratites-binodosus-Subzone der *P. trinodosus*-Zone (Illyr). Vermutlich beginnt die Gattung *Paraceratites* mit *P. binodosus* schon in der Balatonites balatonicus-Zone.

3. Bisher wurde vielfach die *Aplococeras avisianus*-Zone zum Illyr und die "*Protrachyceras*"-reitzi-Zone zum Fassan gestellt. Einige Autoren legten die Anis/Ladin-Grenze sogar noch höher (an die Basis der "*Protrachyceras*" curionii-Zone und deren zeitliche Äquivalente). Die Zuordnung der *Aplococeras avisianus*-Zone zum Anis widerspricht sowohl der Priorität (Einstufung der *avisianus*-Zone in das Ladin und Festlegung der Anis-Obergrenze mit der Obergrenze der *trinodosus*-Zone bei MOJSISOVICS; WAAGEN & DIENER, 1895, vgl. KOZUR, 1975) als auch der faunistischen und floristischen Abfolge. Sowohl das Aussetzen von *Paraceratites* und das Einsetzen von *Kellnerites* bei den Ammoniten als auch das Einsetzen von *Diplopora annulata* bei den Dasycladaceen sind wichtige, in der praktischen Stratigraphie leicht auswertbare Ereignisse. Bei den Conodonten wird der Schnitt in Zukunft noch weit stärker hervortreten, wenn eine Reihe neuer Arten beschrieben wird, die an der Basis des *Kellnerites*-Horizonts einsetzen. Dagegen bilden die Conodontenfaunen der *avisianus*- und reitzi-Zone eine untrennbare Einheit. Auch bei den Ammonitenfaunen ist eine Zusammenfassung der *trinodosus*- und *avisianus*-Zone in einer Unterstufe nicht gerechtfertigt, da das gemeinsame Vorkommen langlebiger Formen (wie z.B. *Flexoptychites*) in diesen beiden Zonen nicht überbewertet werden sollte. Überdies sind offensichtlich die *avisianus*- und reitzi-Zone mehr ökologisch als zeitlich getrennt. So sind die Ammonitenfaunen der reitzi-Zone an den pelagischen Bereich gebunden, während die Faunen der *avisianus*-Zone auch in den flachen Bereichen bis hin zur Lagune auftreten. Aus diesem Grund kann *Aplococeras avisianus* sowohl unterhalb als auch oberhalb von Faunen auftreten, die in die "*Protrachyceras*" reitzi-Zone eingestuft werden. Da in der tethyalen Trias Europas häufig eine Absenkung im Unterladin zu verzeichnen ist, folgen oftmals die Faunen der "*Protrachyceras*" reitzi-Zone über den Faunen der *Aplococeras avisianus*-Zone. Im pelagischen Bereich folgt jedoch die "*Protrachyceras*" reitzi-Zone unmittelbar oberhalb der *Paraceratites trinodosus*-Zone. Dies konnte auch im klassischen Profil von Felsőörs (Balatonhochland, Ungarn) bewiesen werden, wo SZABÓ; KOVÁCS et al., 1979 und in Druck, mit "*Protrachyceras*" sp. ein Faunenelement der reitzi-Zone unmittelbar oberhalb des letzten Auf-

tretens von *Paraceratites trinodosus* im obersten Teil der grauen Kalke unterhalb der Buchensteinformation nachweisen konnten. Künftig kann die *avisianus/reitzi*-Zone in einen unteren Bereich mit *Kellnerites* und in einen oberen Bereich mit *Nevadites* unterteilt werden. Diese Unterteilung entspricht nicht der Unterteilung in *avisianus*- und *reitzi*-Zone, sondern beide Faunen sind in der bisherigen *reitzi*-Zone enthalten, während die *avisianus*-Zone aus faziellen Gründen diachron zu dieser Einteilung liegt.

4. Die Frankites *sutherlandi*-Zone liegt, wie neuere Untersuchungen bestätigen, definitiv oberhalb der *Protrachyceras archelaus*-Zone und der *Daonella lommelli*-Schichten. Sie liegt damit oberhalb des bei MOJSISOVICS; WAAGEN & DIENER, 1895, definierten Langobards. Da sie gleichzeitig in den Cassianer Schichten von St. Cassian enthalten ist, mit denen neben der *Trachyceras aon*-Zone das Cordevol definiert wurde, und eine Mikrofauna führt, die nicht von derjenigen der *Trachyceras aon*-Zone zu trennen ist, wird sie hier zum Cordevol gestellt (vgl. KOZUR, 1976 und in Druck). Besonders wichtig ist das ziemlich unvermittelte und häufige Einsetzen von *Gondolella polygnathiformis* an der Basis der Frankites *sutherlandi*-Zone, wo auch *Metapolygnathus diebeli* erstmalig auftritt. Auch die Ostracodenfaunen und Holothuriensklerite der Frankites *sutherlandi*-Zone besitzen cordevolischen Charakter. Überdies ist die *Trachyceras aon*-Zone und eventuell auch noch die *Trachyceras aonoides*-Zone s.str. (im Sinne von KRZYSTYN, 1978) in der Frankites-*sutherlandi*-Zone Nordamerikas enthalten, über der die *Trachyceras obesum*-Zone folgt, die sich mit der *Trachyceras austriacum*-Zone korrelieren läßt.

5. KRZYSTYN, 1978, legte eine neue Ammonitenzonierung für das Cordevol und Jul vor, die hier übernommen wird. Die von KRZYSTYN zu Subzonen reduzierten Zonen werden allerdings wieder in Zonenrang erhoben.

6. Das Cordevol (einschließlich der Frankites *sutherlandi*-Zone) hat eine sehr eigenständige Fauna, die recht scharf von derjenigen des Ladins, aber auch deutlich von derjenigen des Juls abweicht. Besonders charakteristisch ist das erstmalige Auftreten karnischer Leitformen bei den Conodonten, Holothurienskleriten, Lamellibranchiaten und Dasycladaceen. Auch die Ostracodenfauna zeigt karnischen Charakter, doch könnte dies faziell bedingt sein, da bisher noch keine Faunen verglichen werden konnten, die hinsichtlich der Fazies exakt übereinstimmen und Ostracoden sehr empfindlich auf geringe Faziesänderungen reagieren, die andere Faunen (z.B. Ammoniten, Conodonten, Holothuriensklerite, Lamellibranchiaten) überhaupt nicht beeinflussen. Neben den karnischen Faunenelementen kommen noch ladinische Faunenelemente bzw. ihre unmittelbaren Nachläuferformen vor, so daß für das Cordevol ladinisch-karnische Mischfaunen charakteristisch sind, was nicht zuletzt zu der lange Zeit unklaren Stellung (Oberladin oder Unterkarn) des Cordevols führte. Diese Frage ist heute eindeutig entschieden, da das Cordevol sowohl hinsichtlich der Priorität als auch hinsicht-

lich der größeren Bedeutung der neu ensetzenden karnischen Faunen- und Florenelemente eindeutig zum Karn gehört. Dagegen werden neuerdings z.T. das Cordevol und Jul zusammengefaßt. Das geht auf die in Nordamerika übliche, aber der Priorität widersprechende Einteilung in Unter- und Oberkarn sowie auf die Fehlkorrelation der *Trachyceras obesum*-Zone mit der *Trachyceras-aon*-Zone bei TOZER, 1967, zurück. Wie KOZUR 1976 erstmalig aufzeigte, ist die *Trachyceras obesum*-Zone eindeutig jünger als die *Trachyceras-aon*-Zone. Dies konnte auch bei KRYSZYN, 1978, bestätigt werden, der die *Trachyceras obesum*-Zone mit der neu definierten *Trachyceras austriacum*-Zone definierte. Diese Zone gehört eindeutig zum Jul und so kann es nicht verwundern, wenn TOZER, 1967, keine Beweise dafür finden konnte, daß die juli-schen Ammonitenfaunen jünger als die angeblich cordevolischen (in Wirklichkeit aber ebenfalls juli-schen) Ammonitenfaunen der *Trachyceras obesum*-Zone sind. Nach KRYSZYN, 1978, liegt ein deutlicher Schnitt in den Ammonitenfaunen zwischen der *Trachyceras aonoides*-Zone s.str. und der *Trachyceras-austriacum*-Zone s.str., während bei den Conodonten der Schnitt angeblich zwischen der aon- und aonoides-Zone liegt. Wie man am Profil Großreifling, das von MOSTLER & SCHEURING, 1974, vorzüglich untersucht und hinsichtlich der Ammonitenfaunen bei KRYSZYN, 1978, revidiert wurde, nachweisen kann, ist das aber nicht der Fall. KRYSZYN, 1978, stufte die Proben FS 19 - FS 17 in die Frankites sutherlandi-Zone ein. Nach Conodonten beginnt die sutherlandi-Zone jedoch erst etwa zwischen den Proben FS 18 und FS 17. Der Bereich von der Probe FS 16 bis zur Probe FS 1 wurde bei KRYSZYN, 1978, mit der aon-Zone, der Bereich von Probe FS 2 bis FS 8 mit der aonoides-Zone und die Proben FS 9 sowie FS 10 mit der *austriacum*-Zone korreliert. Ammoniten treten nur in Probe FS 10 auf, wo *Trachyceras (Austrotrachyceras) austriacum* vorkommt. Nach KRYSZYN, 1978, reichen im Profil Großreifling "*Carinella mungoensis*" und "*C. diebeli*" bis zur Probe FS 1 und damit bis zur Obergrenze der aon-Zone. Wie die Arbeit von MOSTLER & SCHEURING, 1974, auf die sich KRYSZYN, 1978, beruft, zeigt, trifft dies nur für *Metapolygnathus mungoensis* zu, während *M. diebeli* in Großreifling überhaupt nicht auftritt. Dagegen reicht *M. mostleri* (KRYSZYN zählt in seinen Arbeiten diese Art bisher zu *M. mungoensis*), eine wichtige und häufige Leitform des Cordevols, bis zur Probe FS 9. Sie setzt also genau dort aus, wo die *austriacum*-Zone beginnt. Damit fällt der scharfe Schnitt in den Ammonitenfaunen mit einer scharfen Zäsur in den Conodontenfaunen zusammen. Mit dem Aussetzen von *M. mostleri* und dem gleichzeitigen Aussetzen von *M. diebeli* (die letztere Art ist fast ausschließlich auf die asiatische und dinarisch-westmediterrane Conodontenprovinz beschränkt) endet weltweit die ladinisch-unterkarnische Entwicklung der Gattung *Metapolygnathus*. Damit kann nach der grundlegenden Revision der karnischen Ammonitenfaunen bei KRYSZYN, 1978, und nach der Revision der Conodontenzonierung bei KOZUR (dieser Band) die Cordevol/Jul-Grenze mit der Basis der *Trachyceras (Austrotrachyceras)-austriacum*-Zone und mit der Obergrenze der *Metapolygnathus-diebeli*-Zone (asiatische und dinarische Faunenprovinz), der Obergrenze der *mostleri*-A.-Z. (austroalpine Faunenprovinz)

sowie der Obergrenze der Pseudofurnishius murcianus-Zone (west-mediterran-arabische Faunenprovinz) definiert werden. Möglicherweise entspricht auch die Basis der Mosherella newpassensis-A.-Z. in der nevadischen Subprovinz der Julbasis, doch ist das genaue Alter der Mosherella newpassensis-Fauna in den USA recht unklar. In Spanien und Rumänien kommt Mosherella newpassensis nahe der Langobard/Cordevol-Grenze vor, doch handelt es sich hierbei um Faunen, in denen auch noch M. mungoensis auftritt, während die Mosherella newpassensis-Faunen der USA immer oberhalb der M. mungoensis-Faunen folgen. In der ältesten Unterteilung des Karns in Unter- und Mittelkarn wurde bei MOJSISOVICS, 1892, die Linse mit Trachyceras austriacum an die Basis des Mittelkarns gestellt, während die aonoides-Zone in einem sehr weiten, für stratigraphische Zwecke ungeeigneten Umfang verwendet wurde. So würde die Definition der Basis des Mittelkarns (Jul) mit der Basis der Trachyceras austriacum-Zone durchaus nicht der Priorität widersprechen.

7. Die Himavatites columbianus-Zone wird hier zum Sevats gestellt, weil in dieser Zone wichtige sevatische Ammonitengattungen beginnen und mit M. bidentatus die entscheidende Conodonteiform des Sevats einsetzt. Auch die ersten sevatischen Holothuriensklerite beginnen hier und die sevatische Lammelibranchiatengattung Monotis setzt ebenfalls in der Himavatites-columbianus-Zone ein. Überdies ist die columbianus-Zone ein zeitliches Äquivalent der Argosirenites argonautae-Zone, die nach der Priorität zum Sevats gehört (vgl. KOZUR, 1973). Nach PESSAGNO, 1979, liegt auch ein scharfer Schnitt in den Radiolarienfaunen etwa an der Basis der Himavatites columbianus-Zone.

8. Die Nor/Rhät-Grenze wird im Sinne von GAŁDZICKI; KOZUR & MOCK, 1979, definiert.

9. Gondolella cornuta setzt in den bisher untersuchten Profilen nach dem Kellnerites-Horizont der avisianus/reitzi-Zone aus. In der oberen curionii-Zone und im basalen Langobard tritt diese Form wieder auf. Es könnte sich um homöomorphe Formen handeln. Eine morphologische Abtrennung ist aber derzeit noch nicht möglich.

10. Gondolella noah (HAYASHI) beginnt schon ganz vereinzelt in der oberen Maclearnoceras maclearni-Zone (vgl. MOSHER, 1973, und persönliche Mitteilung von Prof. Dr. H. MOSTLER, Innsbruck). Die Formen, die MOSTLER vorlagen, stammen sicher nicht aus kondensierten Profilen. In Nordamerika wurde G. polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV immer im Sinne von G. noah verwendet, so daß das Vorkommen von G. polygnathiformis, das von MOSHER, 1973, in der oberen Maclearnoceras maclearni-Zone verzeichnet wurde, sicher auf G. noah zu beziehen ist. G. polygnathiformis s.str., der nach der Neuuntersuchung des Holotypus eine gerade Oberseite der Carina hat (wie bei G. foliata und G. tadpole), ist in Nordamerika ebensowenig nachweisbar wie G. tadpole. Die Abgrenzung und die genaue obere Reichweite von G. foliata, G. polygnathiformis, G. noah und G. tadpole müssen noch weiter

untersucht werden.

11. *Metapolygnathus ciernensis* reicht ganz vereinzelt noch bis in die Trachyceras aon-Zone.

12. In *G. longa* (BUDUROV & STEFANOV) sind gegenwärtig noch zwei Arten eingeschlossen, von denen der Holotypus durch einen Carinatyp gekennzeichnet ist, der auch bei *G. mombergensis* auftritt. Die zweite in *G. longa* eingeschlossene Art besitzt eine vorwärts verlagerte Basalgrube wie bei *G. longa*, unterscheidet sich aber durch eine Carina vom *constricta*-Typ. Von dieser neuen Art konnte ein einzelnes Exemplar bereits in der allerersten Paraceratites trinodosus-Zone gefunden werden. Es zeigt noch Übergangscharakter zu ihrer Vorläuferform, *G. constricta*.

13. *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV), *G. bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV) und *G. hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV) sind in *G. unilobata* (GEDIK) enthalten. Die letzteren zwei Arten sind wahrscheinlich nur intraspezifische Morphotypen, zwischen denen es in ihrer völlig gleichen Gesamtreichweite alle Übergänge gibt. Nach der Priorität werden diese Formen hier als *G. bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV) bezeichnet. Nach unserem gegenwärtigen Kenntnisstand werden die Formen mit hoher Carina und zugespitztem Hinterende als *G. bulgarica* emend. von *G. bifurcata* emend. mit gleichem Carinabau, aber abgestumpftem bis gerundetem Hinterende abgegrenzt. Die Bifurkation der Carina ist kein spezifisches Merkmal und kann bei vielen permischen und triassischen Gondolellen beobachtet werden. Der Morphotyp mit spitzem Hinterende (hier als *G. bulgarica* emend. bezeichnet) setzt an der Pelson-Obergrenze aus, während die beiden anderen, stets durch Übergänge verbundenen Morphotypen im unteren Illyr noch häufig sind. Ihre Verbreitung wird dabei aber durch die faziellen Bedingungen stark beeinflußt. Auch der relative Anteil der Morphotypen mit breit gerundetem und abgestumpftem Hinterende ändert sich in Abhängigkeit von der Fazies. In Kalksteinen, die bei starker Wasserbewegung abgelagert wurden, überwiegt der Morphotyp mit abgestumpftem Hinterende, der häufig, aber nicht immer, auch eine Bifurkation der Carina entlang des Hinterendes zeigt.

14. Auch *G. cornuta* wird hier in einer emendierten Fassung verwendet. Der Holotypus dieser Art ist ein intermediäres Wachstumsstadium, dessen deutlicher Hauptzahn mit dem Hinterende der Plattform verschmolzen und deutlich nach hinten geneigt ist. Die adulten Formen sind sehr großwüchsig und haben eine weitgehend verschmolzene Carina. Der stets deutliche Hauptzahn ist nicht immer so stark nach hinten geneigt wie beim Holotypus. Häufig ist er nur wenig nach hinten geneigt und vielfach steht er völlig senkrecht. Im gesamten Lebensbereich der Art sind alle Übergänge zwischen diesen Ausbildungen vorhanden. Der Hauptzahn liegt auch nicht immer in völlig terminaler Position, sondern kann auch etwas vor dem Hinterende der Plattform gelegen sein. In diesem Fall ist er nicht mehr mit dem Hinterende der Plattform verbunden und verliert dadurch seinen dreikantigen Querschnitt. Der Hauptzahn dieser Formen hat eine runde



Basis. Solche Formen wurden von BUDUROV & STEFANOV, 1975, als *G. balkanica* bezeichnet, wobei als Holotypus eine extreme Form mit sehr breiter Basis ausgewählt wurde. Da alle Übergänge zwischen *G. cornuta* und *G. balkanica* nachzuweisen sind und in allen reichen Jroben mit *G. cornuta* auch *G. balkanica* als seltener Morphotyp auftritt, werden beide Formen hier zu *G. cornuta* emend. zusammengefaßt.

15. Anhand von reichem Conodontenmaterial aus dem obersten Karn und basalen Nor konnte nachgewiesen werden, daß *Metapolygnathus nodosus* (HAYASHI), *Metapolygnathus primitius* (MOSHER), *Metapolygnathus carnica* (KRISTYN) und *Metapolygnathus pseudodiebeli* KOZUR Synonyma sind. "*Epigondolella*" *carnica* KRISTYN wurde in einem kondensierten Profil aufgestellt. Die betreffenden Schichten wurden zur aon-Zone gestellt, enthalten aber auch kondensierte obertuvalische Anteile. Der Morphotyp der "*E.*" *carnica* entspricht vollständig dem Holotyp von *M. nodosus*. Der Morphotyp der "*Epigondolella*" *primitia* MOSTHER umfaßt schlankere Formen. Offenbar aus faziellen Gründen überwiegen teils die schlanken, teils die gedrungenen Typen. Die stratigraphische Reichweite beider Morphotypen stimmt völlig überein, so daß keine taxonomische Trennung möglich ist, zumal alle Übergangsformen existieren, obwohl es Faunen gibt, die ausschließlich aus einem der beiden Morphotypen bestehen. Der extremste Morphotyp wird durch *M. pseudodiebeli* repräsentiert. Doch selbst diese Form scheint durch Übergänge mit dem schlanken Morphotyp verbunden zu sein, wenngleich *M. pseudodiebeli* ausschließlich auf die obere macrolobatus-Zone und die kerri-Zone beschränkt ist. Wegen der morphologischen Übergänge zum schlanken Morphotyp empfiehlt es sich, auch diese Art zu *M. nodosus* zu stellen.

16. "*Misikella*" *rhaetica* MOSTLER entspricht morphologisch einer *Parvigondolella*. Die Diskussion der gattungsmäßigen Zuordnung dieser Art (mit Prof. Dr. H. MOSTLER, Innsbruck) ergab, daß sich diese Formen nicht aus typischen *Misikella hernsteini* mit breiter Basis entwickelt haben, sondern aus Formen mit wenig verbreiteter Basis, die *Parvigondolella lata* nahestehen oder mit ihr identisch sind. Aus diesem Grund wird "*Misikella*" *rhaetica* hier zu *Parvigondolella* gestellt, deren Gattungsdiagnose sie voll entspricht.

Auf den Tafeln 1-15 werden die wichtigsten mittel- und obertriassischen Conodontenarten (ohne Zahnreihenconodonten) abgebildet. Der Umfang mehrerer Arten wurde revidiert.

#### Danksagung

Für großzügige Unterstützung der Arbeit und zahlreiche wichtige Hinweise möchten wir Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER, Innsbruck, recht herzlich danken.

## Literatur

- GAŹDZICKI, A.; KOZUR, H. & R. MOCK (1979): The Norian-Rhaetian boundary in the light of micropaleontological data. - Geologija, 22 (1), S. 71-112, 2 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Lubljana.
- KOZUR, H. (1973): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 3 (1), S. 1-30, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Innsbruck.
- 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, S. 51-77, 1 Tab., Leipzig.
- KOZUR, H. (1976): Die stratigraphische Stellung der Frankites sutherlandi-Zone in der tethyalen Trias. - Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck, 6 (4), S. 1-18, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1979): The main events in the Upper Permian and Triassic conodont evolution and its bearing to the Upper Permian and Triassic stratigraphy. - Riccardo Assereto and Giulio Pisa field symposium on Triassic stratigraphy in Southern Alps. Abstracts. S. 10-11, Bergamo 1979 und Riv. Ital.Paleont., in Druck.
- KOZUR, H. (1980): Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. - Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck, Bd. 9, 10, Innsbruck. Mit ausführlichem Literaturverzeichnis.
- KRYSTYN, L. (1978): Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn. In ZAPFE, H. (ed.): Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. - Schriftenr.erdwiss.Komm.Österr. Akad.Wiss., 4, S. 37-75, 15 Abb., 5 Taf., Wien-New York.
- MOJSISOVICS, E.v. (1892): Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. - Abh.k.k.geol.R.-A., 10, S. 1-317, 94 Taf., Wien.
- MOJSISOVICS, E.v.; WAAGEN, W. & C. DIENER (1895): Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. - Sitzungsber.k.Akad.Wiss.Wien, math.-naturw.Cl., 54 (1), S. 1271-1302, 1 Taf., Wien.
- SZABÓ, I.; KOVACS, S. et al. (1979): Biostratigraphic investigation of a Pelsonian-Fassanian section at Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). - Riccardo Assereto and Giulio Pisa field symposium on Triassic stratigraphy in Southern Alps. Abstracts. S. 13-14, Bergamo 1979 und Riv.Ital. Paleont., in Druck.
- TOZER, E.T. (1967): A standard for Triassic time. - Geol.Surv. Canada, Bull., 156, 103 S., 23 Abb., 10 Taf., Ottawa.
- WANG, Y. (1978): Latest Early Triassic ammonoids of Ziyun, Guizhou, with notes on the relationship between Early and Middle Triassic ammonoids. - Acta Paleont.Sinica, 17 (2), S. 151-177, 12 Abb., 3 Taf., Peking.

## Tafelerläuterungen

### TAFEL 1

- Fig. 1, 2, 4: *Gondolella* ? *timorensis* NOGAMI, MS 95, Dolpo-Gebiet (W-Nepal), Ponga NNW, 2. E-W-Grat, Keyserlingites subrobustus-Zone (basales Anis); Fig. 1: Seitenansicht, schräg von unten, V = 90 x; Fig. 2: Seitenansicht, V = 90 x; Fig. 4: Detail der Unterseite, V = 180 x.
- Fig. 3: *Gondolella regale* (MOSHER), Nevada, Lokalität M-2359 nach MOSHER, 1968, Bithynian (Unteranis), varium-Zone, V = 60 x;  
a) Unterseite, b) Seitenansicht, etwas schräg von oben, nach MOSHER, 1970.
- Fig. 5: *Neospathodus homeri* (BENDER), Chios, Skyth/Anis-Grenzbereich, V = 92 x.
- Fig. 6: *Nicoraella germanica* (KOZUR), Steinbruch Steudnitz in der Nähe von Jena, Thüringer Becken, DDR,  $\mu_{1\beta}$ , 15 m unter der  $oo_{\alpha}$ , Bithynian, V = 80 x.
- Fig. 7: *Nicoraella kockeli* (TATGE), Steinbruch Göschwitz bei Jena, Thüringer Becken, DDR,  $\mu_2$ , oberer Wellenkalk zwischen den Terebratelbänken und den Schaumkalkbänken, Pelson, V = 83 x.
- Fig. 8: *Gladigondolella carinata* BENDER, Seitenansicht, MS 95, Dolpo-Gebiet (W-Nepal), Ponga NNW, 2. E-W-Grat, Keyserlingites subrobustus-Zone (basales Anis), V = 90 x.

### TAFEL 2

- Fig. 1, 2: *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV) emend., Alsóhegy (N-Ungarn), T-510, Oberpelson, V = 100 x.
- Fig. 3: *Nicoraella kockeli* (TATGE), Göschwitz bei Jena, Thüringer Becken, DDR,  $\mu_2$ , oberer Wellenkalk zwischen den Terebratelbänken und den Schaumkalkbänken, Pelson, V = 82 x.
- Fig. 4: *Gondolella shoshonensis* (NICORA), Tobin Range-Profil, Nevada, N 112, Balatonites-shoshonensis-Zone (unteres Pelson), a) Ansicht schräg von oben, V = 135 x, b) Ansicht von oben, V = 190 x, nach NICORA, 1976.
- Fig. 5-7: *Gondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV) emend., Felsőörs, Balatonhochland, Ungarn, SZABÓ I/10, Oberpelson; Fig. 5: V = 50 x, a) Oberseite, b) Unterseite, c) Seitenansicht; Fig. 6: Seitenansicht, V = 100 x; Fig. 7: Oberseite, V = 100 x.

- Fig. 8: *Gondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV) emend., Morphotyp der *Gondolella hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV), Misina, Mescek-Gebirge, S-Ungarn, V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht.
- Fig. 9, 10: *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVACS & KOZUR, Rudabanya-Gebirge, R-5, Pelson, V = 100 x; Fig. 9: Seitenansicht, schräg von oben; Fig. 10: Unterseite.

### TAFEL 3

- Fig. 1: *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVACS & KOZUR, Oberseite, Alsóhegy, N-Ungarn, T 355/A, Oberpelson, V = 100 x.
- Fig. 2: *Gondolella cornuta* (BUDUROV & STEFANOV) emend., Karwendel, Illyr, V = 50 x, a) Seitenansicht, b) Oberseite.
- Fig. 3: *Gondolella acuta* KOZUR, Steinbruch westlich der Hörselberge bei Wutha östlich Eisenach, Thüringer Becken, DDR, mo<sub>14</sub> (Trochitenkalk), oberes Illyr, V = 100 x, a) Seitenansicht, b) Unterseite.
- Fig. 4: *Gondolella constricta* MOSHER & CLARK, langer, schlanker, Morphotyp, Alsóhegy, N-Ungarn, T 432/A, Fassan, V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht schräg von oben, c) Seitenansicht, d) Unterseite.
- Fig. 5, 6: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), Felsőörs, Balatonhochland, Ungarn, untere Nemesvámos-Formation, Oberfassan, V = 77 x; Fig. 5: Oberseite; Fig. 6: Ansicht schräg von oben.
- Fig. 7: *Gondolella excelsa* (MOSHER), Alsóhegy, N-Ungarn, Ah-I/9, Fassan, V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, c) Unterseite.

### TAFEL 4

- Fig. 1: *Gondolella suhodolica* (BUDUROV & STEFANOV)?, Fassan, 123 Persani (Ostkarpaten), V = 100 x, a) Oberseite, b) Unterseite.
- Fig. 2: *Gondolella basisymmetrica* (BUDUROV & STEFANOV) emend., Holotypus, Fassan, Golo Bardo-Gebirge (Bulgarien), V = 50 x, a) Seitenansicht schräg von oben, b) Oberseite.
- Fig. 3: *Gondolella acuta* KOZUR, Seitenansicht, schräg von oben, Steinbruch westlich der Hörselberge bei Wutha östlich Eisenach, westliches Thüringer Becken, DDR, Hö 7, mo<sub>14</sub> (Trochitenkalk), oberes Illyr, V = 60 x.
- Fig. 4, 5: *Gondolella mombergensis* TATGE, Momberg, Trochitenkalk, Illyr, V = 100 x; Fig. 4: Seitenansicht; Fig. 5: Oberseite.

- Fig. 6: *Gondolella mombergensis* TATGE, Unterseite, Steinbruch Marolterode, nordwestliches Thüringer Becken, DDR, Paraceratites (Progonoceratites) pulcher-Zone, oberstes Illyr, V = 60 x.
- Fig. 7, 8: *Gondolella media* KOZUR, Butteltstedt, Thüringer Becken, DDR, untere Ceratites spinosus-Zone, Fassan, V = 60 x; Fig. 7: Seitenansicht, etwas schräg von oben; Fig. 8: Unterseite.
- Fig. 9: *Gondolella haslachensis* TATGE, Seitenansicht, primitive Form, Butteltstedt, mittlere Ceratites spinosus-Zone, oberes Fassan, V = 60 x.
- Fig. 10: *Gondolella haslachensis* TATGE, Unterseite, Willrodaer Forst bei Erfurt, obere Ceratites spinosus-Zone, Oberfassan, V = 60 x.
- Fig. 11: *Gondolella haslachensis* TATGE, Übergangsform zu *Celsigondolella praecursor* (KOZUR), Seitenansicht, Butteltstedt, Thüringer Becken, DDR, Gymnoceratites ? enodis/G. ? laevigatus-Zone, basales Langobard, V = 60 x.
- Fig. 12: *Celsigondolella praecursor* (KOZUR), Seitenansicht, Butteltstedt, Thüringer Becken, DDR, Ceratites-similis-Zone, unteres Langobard, V = 60 x.
- Fig. 13: *Celsigondolella watznaueri* (KOZUR), Hochufer der Apfelstädt bei Ingersleben, Thüringer Becken, DDR, C 17, Ceratites-nodosus-Zone, Langobard, V = 60 x.
- Fig. 14: *Gondolella transita* KOZUR & MOSTLER, Felőrs, Balatonhochland, Ungarn, Nemesvamos-Formation, Oberfassan, V = 100 x, a) Oberseite, b) Unterseite.
- Fig. 15, 16: *Gondolella bakalovi* (BUDUROV & STEFANOV) emend., Hidişel, H 15, nördliches Apuseni-Gebirge, Rumänien, Oberfassan; Fig. 15: Unterseite, Detail, V = 300 x; Fig. 16: V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, c) Unterseite.

#### TAFEL 5

- Fig. 1, 3: *Gondolella mombergensis* TATGE, breiter Morphotyp, ehemaliger Steinbruch Marolterode, nordwestliches Thüringer Becken, DDR, Paraceratites (Progonoceratites) pulcher-Zone, oberstes Illyr V = 100 x; Fig. 1: Oberseite; Fig. 3: Unterseite.
- Fig. 2: *Metapolygnathus truempyi* (HIRSCH), Hidişel, H 15, Arieşani-Decke, nördliches Apuseni-Gebirge, Rumänien, Oberfassan, a) Unterseite, b) Seitenansicht, schräg von unten, c) Oberseite.
- Fig. 4: *Gondolella transita* KOZUR & MOSTLER, Unterseite, Lokalität und Alter wie Fig. 2, V=100x.

- Fig. 5: *Metapolygnathus truempyi* (HIRSCH), Unterseite, Provence (S-Frankreich), Tourves, Oberer Muschelkalk, Oberfassan, V = 150 x.
- Fig. 6: *Gondolella haslachensis* TATGE, Oberseite, Willrodaer Forst bei Erfurt, Thüringer Becken, DDR, obere Ceratites spinosus-Zone, Oberfassan, V = 160 x.
- Fig. 7: *Gondolella transita* KOZUR & MOSTLER, basale Nemesvámos-Formation, Felsőörs, Balatonhochland, Ungarn, untere "Protrachyceras" curionii-Zone, Oberfassan, V = 60 x, a) Oberseite, b) Ansicht schräg von oben, c) Unterseite.
- Fig. 8, 9: *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR & VÉGH), Felsőörs, Balatonhochland, Ungarn, obere Nemesvámos-Formation, unteres Langobard, V = 60 x; Fig. 8a: Oberseite; Fig. 8b: Unterseite; Fig. 9: Seitenansicht, schräg von oben.

#### TAFEL 6

- Fig. 1: *Pseudofurnishius huddlei* van den BOOGARD & SIMON, Oberseite, Sierra de Carrascoy, Provinz Murcia, Betische Zone, SE-Spanien, Palas Member, Ka 39 G/71, unteres Langobard, Fallothicythere mulderae-Zone, V = 110 x.
- Fig. 2: *Metapolygnathus ciernensis* (KOŽUR & MOCK), Čierna, Westkarpaten, Slowakei, Probe 128, Langobard, V = 100 x, a) Ansicht schräg von oben, b) Seitenansicht, c) Unterseite.
- Fig. 3, 5: *Gondolella foliata* (BUDUROV), Alsóhegy, N-Ungarn, T-364, oberes Langobard, V = 80 x; Fig. 3: Seitenansicht; Fig. 5: Unterseite.
- Fig. 4: *Neocavitella tatica* (ZAWIDZKA), Alsóhegy, N-Ungarn, T-364, oberes Langobard, V = 150 x, a) Seitenansicht, b) Unterseite.
- Fig. 6-8: *Gondolella trammeri* KOZUR emend., Felsőörs, Balatonhochland, FÖ-160, Nemesvámos-Formation, M. hungaricus-A.-Z., unteres Langobard, V = 100 x; Fig. 6, 8: juvenile Exemplare; Fig. 6a, 7a: Oberseite; Fig. 6b, 7b, 8: Seitenansicht; Fig. 6c, 7c: Unterseite.

#### TAFEL 7

- Fig. 1, 2: *Metapolygnathus japonicus* (HAYASHI), Alsóhegy, N-Ungarn, T-364/A, oberstes Langobard, V = 100 x; Fig. 1a: Oberseite; Fig. 1b, 2b: Unterseite; Fig. 2a: Seitenansicht.
- Fig. 3: *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL), Köveskal, Balatonhochland, Ungarn, 8-9 m unter der Obergrenze des Aufschlusses, Langobard,

- a) Oberseite, b) Seitenansicht, etwas schräg von oben, c) Unterseite.
- Fig. 4: *Pseudofurnishius murcianus murcianus* van den BOOGARD, Präbeticum, SE-Spanien, Si 77-015, Cordevol, V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, Innenseite, c) Unterseite.
- Fig. 5: *Pseudofurnishius murcianus murcianus* van den BOOGARD, Seitenansicht, Innenseite, Strimtura-Profil, Vălani-Decke, nördliches Apuseni-Gebirge, Rumänien, oberer Roşia-Kalkstein, 4/40, Cordevol, V = 100 x.
- Fig. 6: *Pseudofurnishius murcianus* n.subsp., Cahegin, Subbeticum, SE-Spanien, Si 77-33, Langobard, V = 100 x, a) Oberseite, b) Unterseite.
- Fig. 7: *Gladigondolella malayensis* NOGAMI, Aufschluß Köveskal, oberste Bank, Cordevol, V = 60 x, a) Unterseite, b) Seitenansicht.
- Fig. 8: *Mosherella newpassensis* (MOSHER), Chiscău, Probe 178, Vălani-Decke, nördliches Apuseni-Gebirge, Rumänien, Langobard/Cordevol-Grenzbereich, V = 100 x, a) Seitenansicht, b) Ansicht schräg von oben, c) Unterseite.
- Fig. 9: *Metapolygnathus diebeli* (KOZUR & MOSTLER), Füreder Kalk, Nosztori-Tal, Balatonhochland, Ungarn, Cordevol, V = 60 x, a) Oberseite, b) Ansicht schräg von oben, c) Unterseite.
- Fig. 10: *Gondolella mostleri* KOZUR n.sp., Holotypus, Buttelstedt, Bu 41, untere Gymnoceratites ? enodis/G. ? laevigatus-Zone, oberer mo<sub>2</sub>, oberstes Fassan, V = 100 x, a) Oberseite, b) Ansicht schräg von oben, c) Unterseite.

#### TAFEL 8

- Fig. 1: *Gondolatus rafeki* KOZUR n.sp., Holotypus, Steinbruch Marolterode, nordwestliches Thüringer Becken, Oberer Muschelkalk, Paraceratites (Prognoceratites) pulcher-Zone, oberstes Illyr, a) Oberseite, V = 200 x, b) Seitenansicht, V = 100 x.
- Fig. 2: *Gondolatus hailei* RAFEK, Hohlweg südlich Erfurt-Melchendorf, Thüringer Becken, DDR, Cycloides-Bank des basalen mo<sub>3</sub>, Gymnoceratites-enodis/G.-?-laevigatus-Zone, basales Langobard, a) Seitenansicht, V = 260 x, b) Oberseite, V = 200 x, c) Unterseite, V = 260 x.
- Fig. 3: *Metapolygnathus mirautae* KOVÁCS & KOZUR, Steinbruch im Nosztori-Tal bei Csopak, Balatonhochland, Ungarn, Füreder Kalk, Cordevol, a) Ansicht schräg von oben, V = 150 x, b) Oberseite, V = 100 x, c) Unterseite, V = 100 x.

- Fig. 4: *Metapolygnathus mostleri* (KOZUR), Alsóhegy, N-Ungarn, T-364/A, oberstes Langobard, a) Oberseite, V = 100 x, b) Ansicht schräg von oben, V = 100 x, c) Unterseite, V = 200 x.
- Fig. 5, 6: *Gondolella auriformis* KOVÁCS, Telekes-Seitentäl 8, Rudabanya-Gebirge, N-Ungarn, R-67, oberes Langobard; Fig. 5a: Oberseite; Fig. 5b: Ansicht schräg von oben, V = 200 x; Fig. 6: Unterseite, V = 150 x.

#### TAFEL 9

- Fig. 1: *Gondolella auriformis* KOVÁCS, Seitenansicht, Telekes-Seitentäl 8, Rudabanya-Gebirge, N-Ungarn, R-67, Cordevol, V = 200 x.
- Fig. 2, 3: *Metapolygnathus baloghi* KOVÁCS, Lokalität und Alter wie bei Fig. 1, V = 150 x; Fig. 2, 3a: Ansicht schräg von oben; Fig. 3b: Unterseite; Fig. 3c: Oberseite.
- Fig. 4: *Gondolella tadpole* HAYASHI, Rudabanya-Gebirge, N-Ungarn, R-10, Júl, V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, c) Unterseite.
- Fig. 5: *Gondolella tadpole* HAYASHI, Ansicht schräg von oben, sonst wie Fig. 4.

#### TAFEL 10

- Fig. 1: *Gondolella noah* (HAYASHI), Alsóhegy, N-Ungarn, Klamathites macrolobatus-Zone (oberes Tuval), Ki-67, V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, c) Unterseite.
- Fig. 2, 3: *Gondolella noah* (HAYASHI), Seitenansicht, Aufschluß Köveskal, oberste Bank, Cordevol, V = 60 x.
- Fig. 4: *Metapolygnathus mosheri* (KOZUR & MOSTLER), Holotypus zu *Metapolygnathus misiki* KOZUR & MOCK, Meliata, Silica-Decke, Slowakischer Karst, M-7, ? Sevat, a) Oberseite, V = 130 x, b) Seitenansicht, V = 60 x.
- Fig. 5: *Gondolella carpathica* MOCK, Silická Brezová, Slowakischer Karst, 169/2, Tropites subbullatus-Zone, mittleres Tuval, V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, c) Unterseite.
- Fig. 6: *Gondolella carpathica* MOCK, Alsóhegy, N-Ungarn, Ki-67, Klamathites macrolobatus-Zone, oberes Tuval, V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, c) Unterseite.
- Fig. 7-9: *Metapolygnathus diebeli* (KOZUR & MOSTLER), Strimtura-Profil, Vălani-Decke, nördliches Apuseni-Gebirge, Rumänien 4/40, Cordevol, V = 100 x.



TAFEL 11

- Fig. 1: *Metapolygnathus parvus* KOZUR, Silická Brezová, Silica-Decke, Slowakischer Karst, S 9, Karn/Nor-Grenzbereich, V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, c) Unterseite.
- Fig. 2: *Metapolygnathus parvus* KOZUR, Alsóhegy, N-Ungarn, T-245/A, Klamathites macrolobatus-Zone, oberstes Tuval, V = 100 x, a) Seitenansicht, b) Unterseite.
- Fig. 3: *Metapolygnathus parvus* KOZUR, Oberseite, T-245/B, V = 200 x, sonst wie Fig. 2.
- Fig. 4: *Metapolygnathus echinatus* (HAYASHI), Alsóhegy, N-Ungarn, T-245/A, oberes Tuval, Klamathites-macrolobatus-Zone, V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht schräg von oben, c) Unterseite.
- Fig. 5: *Gondolella praeangusta* KOZUR; MIRÁUTA & MOCK n.sp., Holotypus, D. Pietros 2200, Agighiol, Dobrogea, Rumänien, Jul, V = 100 x, a) Oberseite, b) Ansicht schräg von oben, c) Unterseite.
- Fig. 6: *Metapolygnathus angustus* KOZUR, Silická Brezová, Silica-Decke, Slowakischer Karst, 169/4, oberes Tuval, V = 60 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, c) Unterseite.
- Fig. 7: *Metapolygnathus nodosus* (HAYASHI), primitive Form, Alsóhegy, N-Ungarn, Ki-67, Klamathites-macrolobatus-Zone, oberstes Tuval, V = 100 x, a) Oberseite, b) Ansicht schräg von oben, c) Unterseite.

TAFEL 12

- Fig. 1: *Metapolygnathus nodosus* (HAYASHI) emend., Morphotyp des *Metapolygnathus pseudodiebeli* KOZUR, Feuerkogel, 0,5 m über aonoides-Lager, Karn/Nor-Grenzbereich, V = 60 x, a) Oberseite, b) Unterseite.
- Fig. 2: *Metapolygnathus nodosus* (HAYASHI) emend., Holotypus, Oberseite, Adomya-Formation, Ashio-Gebirge, Zentraljapan, Kondensationshorizont vom Ladin bis Unternor, V = 110 x, Photo von Prof. Dr. Sh. HAYASHI, Japan.
- Fig. 3: *Metapolygnathus nodosus* (HAYASHI) emend., Morphotyp des *Metapolygnathus primitius* (MOSHER), Sommeraukogel, oberstes Tuval (macrolobatus-Zone), V = 60 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht schräg von oben, c) Unterseite.
- Fig. 4: *Metapolygnathus nodosus* (HAYASHI) emend., Morphotyp des *Metapolygnathus primitius* (MOSHER), Übergangsform zu *M. abneptis* (HUCKRIEDE), Alsóhegy, N-Ungarn,

Szv-24, Unternor, Mojsisovicsites kerri-Zone, V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, c) Ansicht schräg von oben, d) Unterseite.

- Fig. 5: *Metapolygnathus communisti* HAYASHI, Holotypus, Adomya-Formation, Ashio-Gebirge, Zentraljapan, Kondensationshorizont vom Ladin bis Unternor, V = 110 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, c) Unterseite, Photo von Prof. Dr. Sh. HAYASHI, Japan.
- Fig. 6: *Prioniodina sweeti sweeti* KOZUR & MOCK, Silická Brezová, Silica-Decke, Slowakischer Karst, Unternor, V = 100 x.

#### TAFEL 13

- Fig. 1: *Gondolella* sp., Sommeraukogel, oberstes Karn, V: a-c = 50 x, d = 160 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, c) Unterseite, d) Detail der Oberseite.
- Fig. 2: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE, Alsóhegy, N-Ungarn, Svz-30, basales Nor, V = 50 x, a) Oberseite, b) Unterseite, c) Seitenansicht.
- Fig. 3: *Gondolella hallstattensis* (MOSHER), Alsóhegy, N-Ungarn, Mb-3, oberes Unternor (obere paulcke-Zone), V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, c) Unterseite.
- Fig. 4, 5: *Gondolella hallstattensis* (MOSHER), juvenile Exemplare in Seitenansicht, Loaklität und Alter wie bei Fig. 3.

#### TAFEL 14

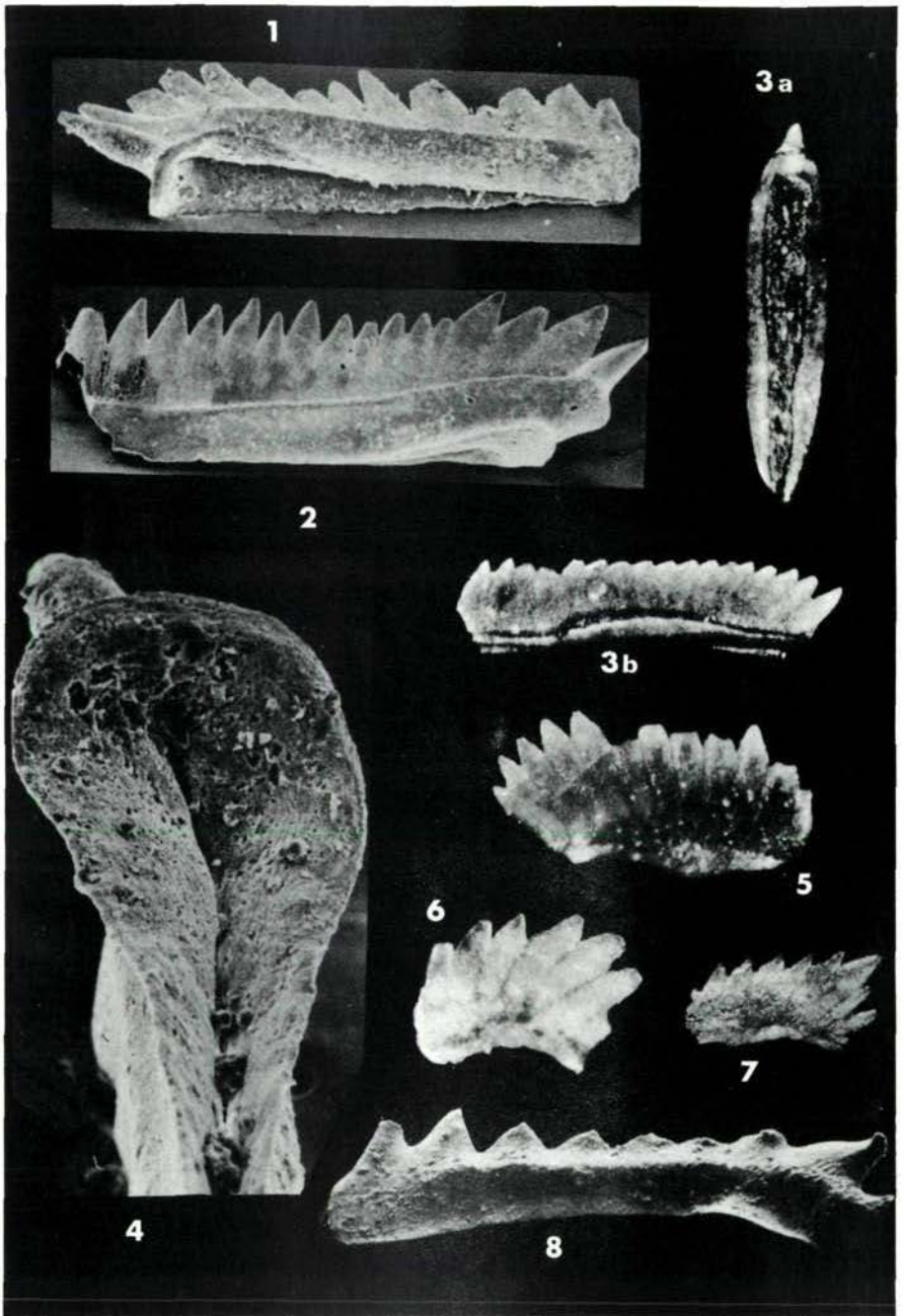
- Fig. 1: *Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE), Alsóhegy, N-Ungarn, T-247/B<sub>2</sub>, oberes Unternor, paulcke-Zone, V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, c) Ansicht schräg von oben, d) Unterseite.
- Fig. 2: *Metapolygnathus abneptis abneptis* (HUCKRIEDE), juveniles Exemplar, Oberseite, Alsóhegy, N-Ungarn, Svz-16, Unternor, V = 100 x.
- Fig. 3: *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (HAYASHI), juveniles Exemplar, Oberseite, Alsóhegy, N-Ungarn, Mb-4, Unternor (paulcke-Zone), V = 100 x.
- Fig. 4: *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (HAYASHI), Alsóhegy, N-Ungarn, Svz-13, Unternor, V = 100 x, a) Oberseite, b) Unterseite, c) Ansicht schräg von oben.
- Fig. 5: *Metapolygnathus multidentatus* (MOSHER), Rudabanya-Gebirge. N-Ungarn, R-13, Mittelnor, V = 100 x, a) Oberseite, b) Ansicht schräg von oben, c) Unterseite.

- Fig. 6: *Metapolygnathus mosheri* (KOZUR & MOSTLER), extremes primitives Exemplar, Alsóhegy, N-Ungarn, Mb 17, Sevat, V = 100 x, a) Ansicht schräg von oben, b) Unterseite.
- Fig. 7: *Metapolygnathus posterus* (KOZUR & MOSTLER), Alsóhegy, Mb-14, Nor, V = 100 x, a) Ansicht schräg von oben, b) Oberseite, c) Unterseite.

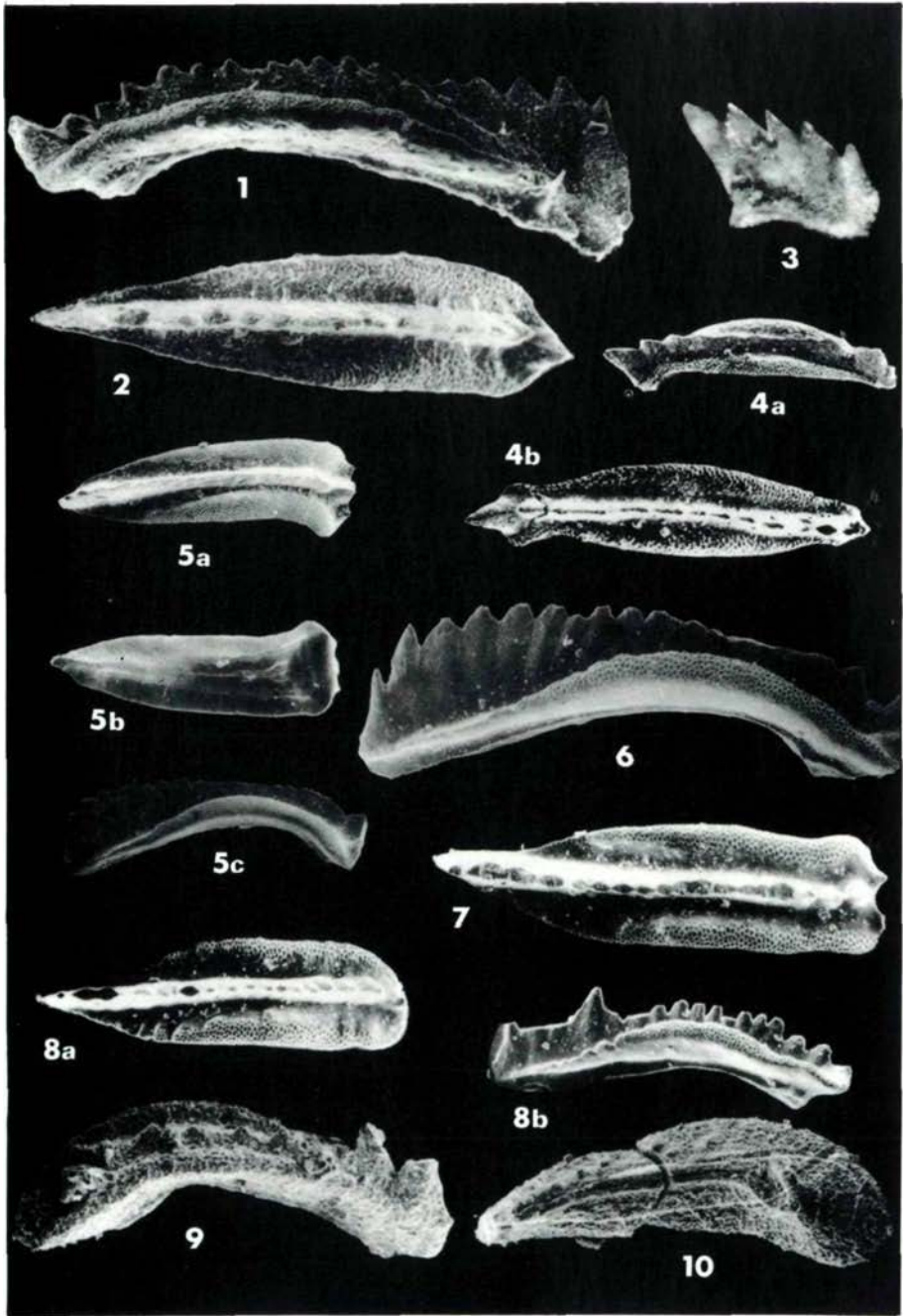
TAFEL 15

- Fig. 1: *Metapolygnathus bidentatus* (MOSHER), primitives Exemplar, Alsóhegy, N-Ungarn, L-6, Sevat, V = 100 x, a) Oberseite, b) Seitenansicht, c) Unterseite.
- Fig. 2: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), Alsóhegy, T 241/A, Sevat, V = 100 x, a) Oberseite, b) Ansicht schräg von oben, c) Seitenansicht.
- Fig. 3: *Parvigondolella andrusovi* KOZUR & MOCK, Seitenansicht, Bohúňovo, Silica-Decke, Slowakischer Karst, oberes Sevat, V = 100 x.
- Fig. 4-7: *Misikella hernsteini* (MOSTLER), Hernstein, Österreich, Obersevat, V = 83 x; Fig. 4, 5: Seitenansicht; Fig. 6, 7: Ansicht von oben.
- Fig. 8: *Metapolygnathus mostleri* (KOZUR & MOSTLER), Silická Brezová, Silica-Decke, Slowakischer Karst, S 17, mittleres Sevat, V = 60 x, a) Seitenansicht, b) Oberseite.
- Fig. 9: *Metapolygnathus slovakensis* KOZUR, Maly Mlynsky vrch, Silica-Decke, Slowakischer Karst, MMV 3, Nor/Rhät-Grenzbereich, V = 100 x, a) Oberseite, b) Ansicht schräg von oben, c) Unterseite.
- Fig. 10: *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK, Seitenansicht schräg von unten, Siwiánskie Turnie, W-Tatra, Polen, Rhät, V = 200 x.
- Fig. 11: *Parvigondolella rhaetica* (MOSTLER), Weißloferbach, obere Salzburger Fazies, Profil A, Bank A 133, Rhät, V = 300 x.

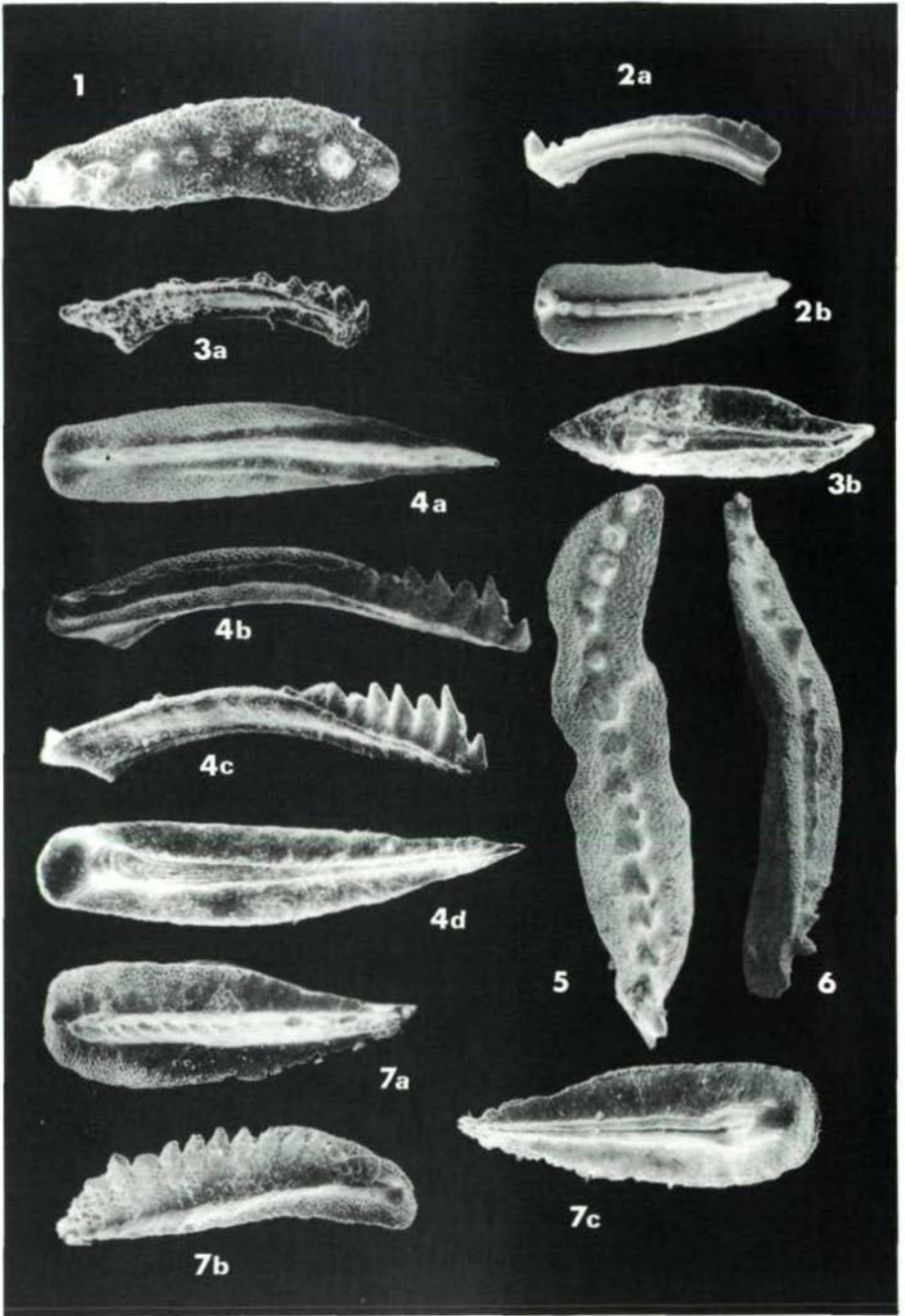
Tafel 1



Tafel 2

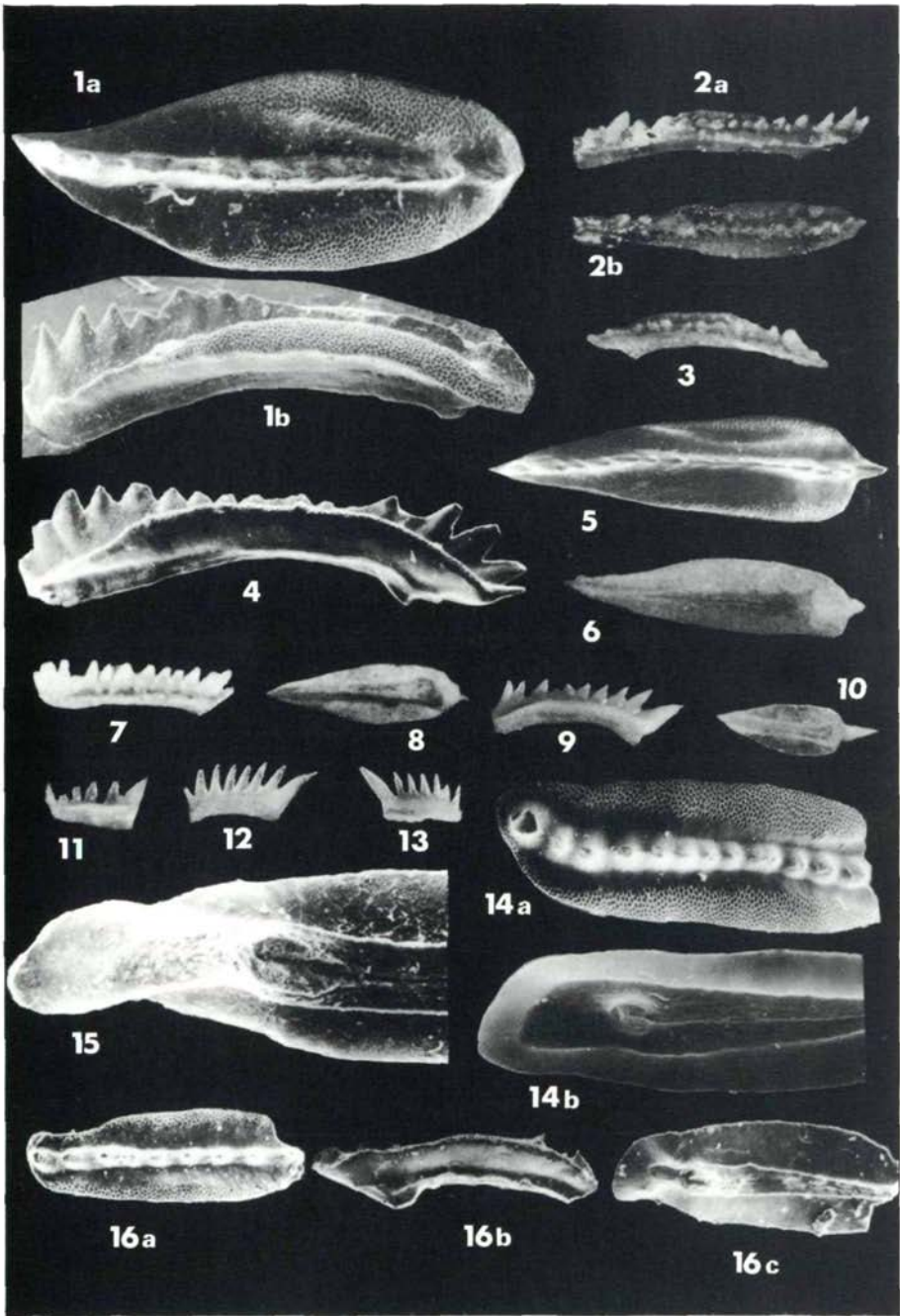


Tafel 3

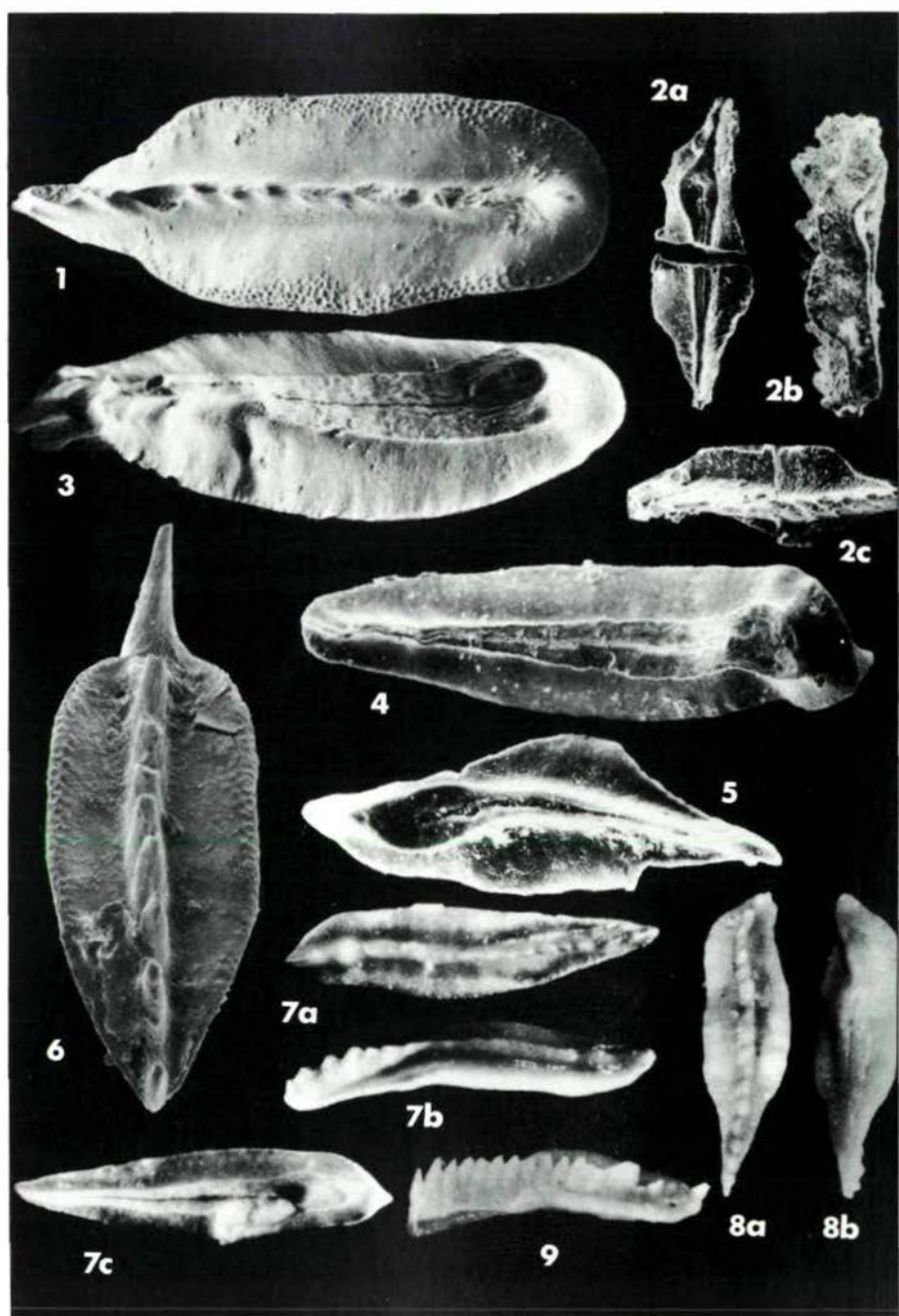




Tafel 4

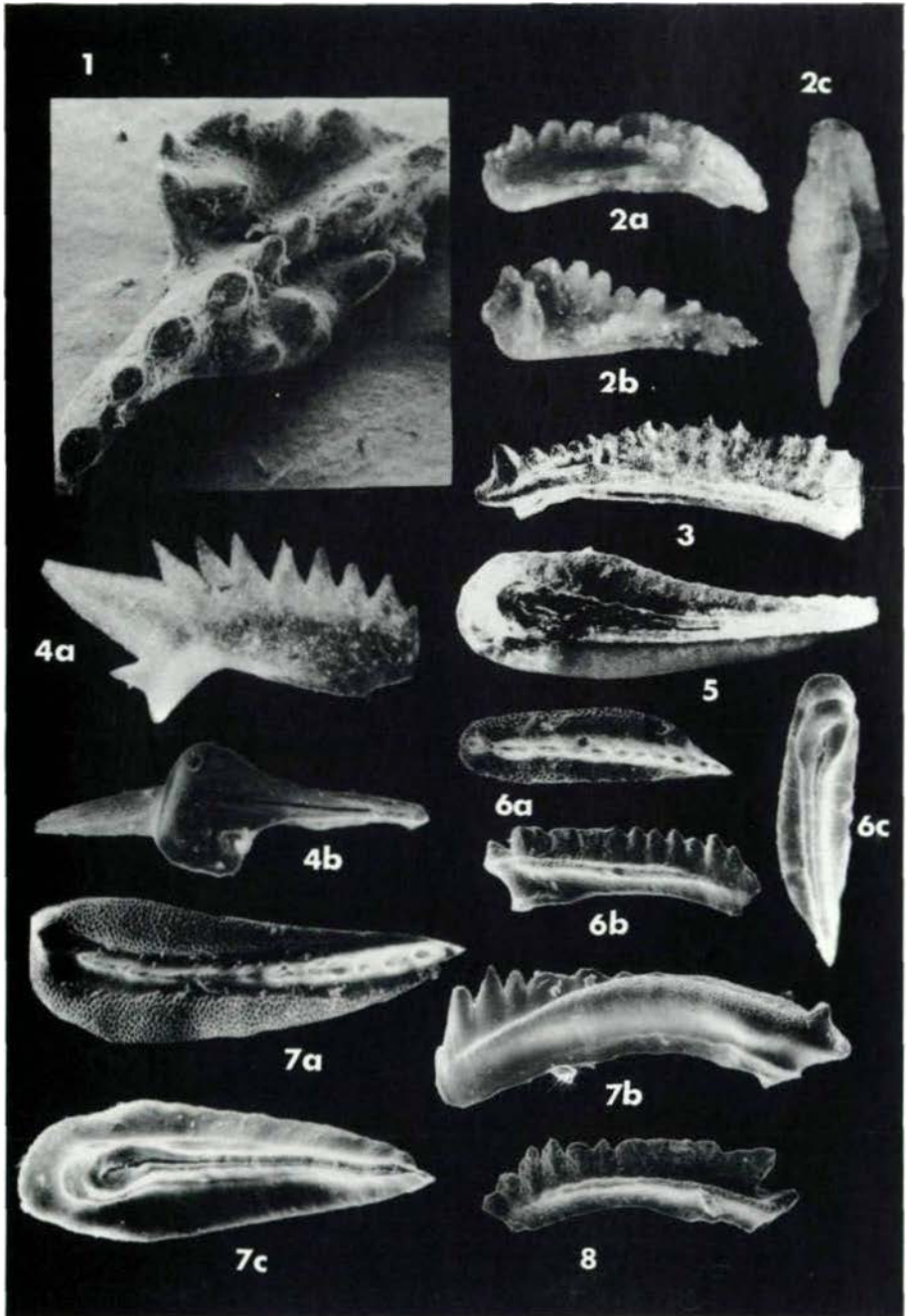


Tafel 5

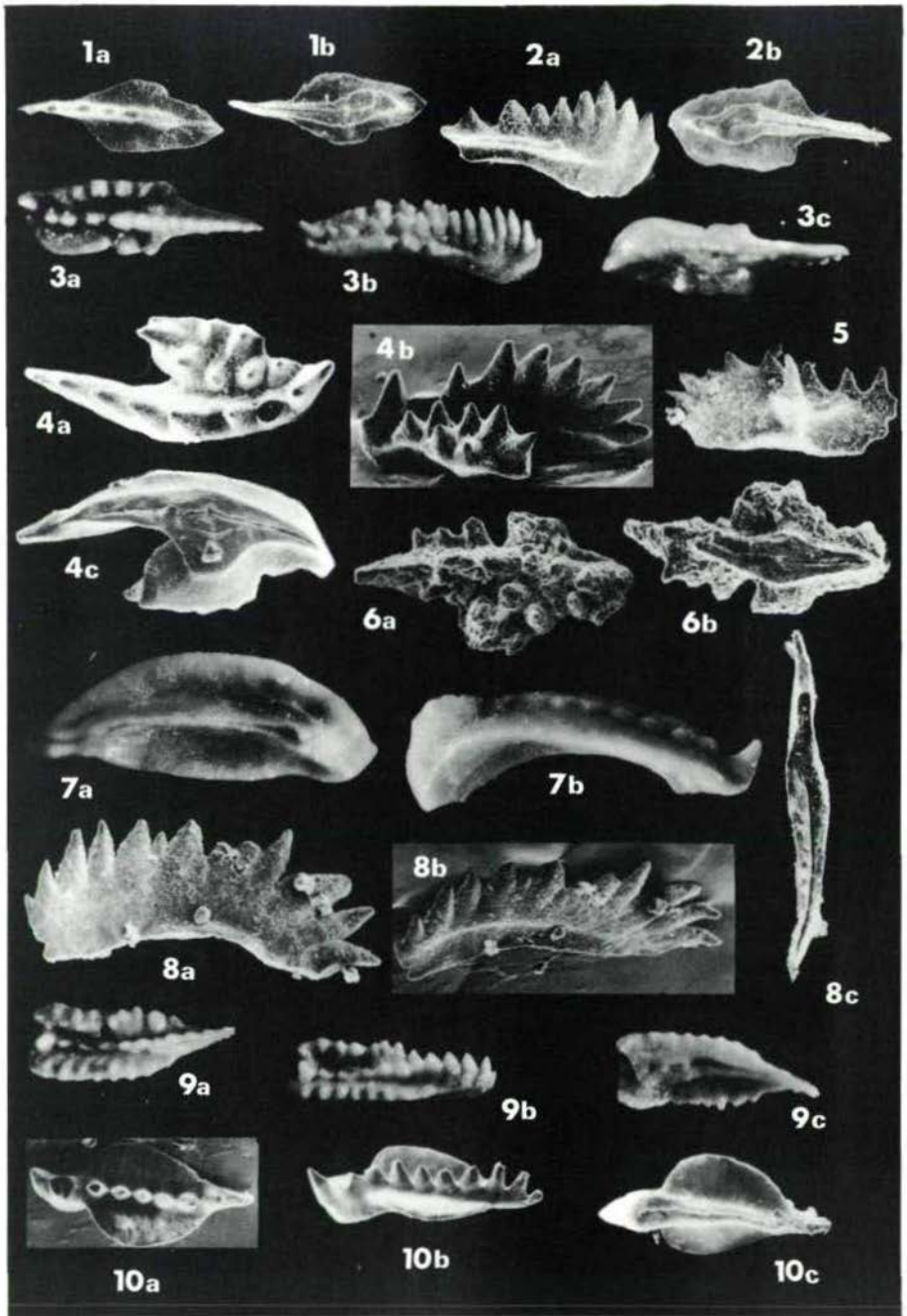




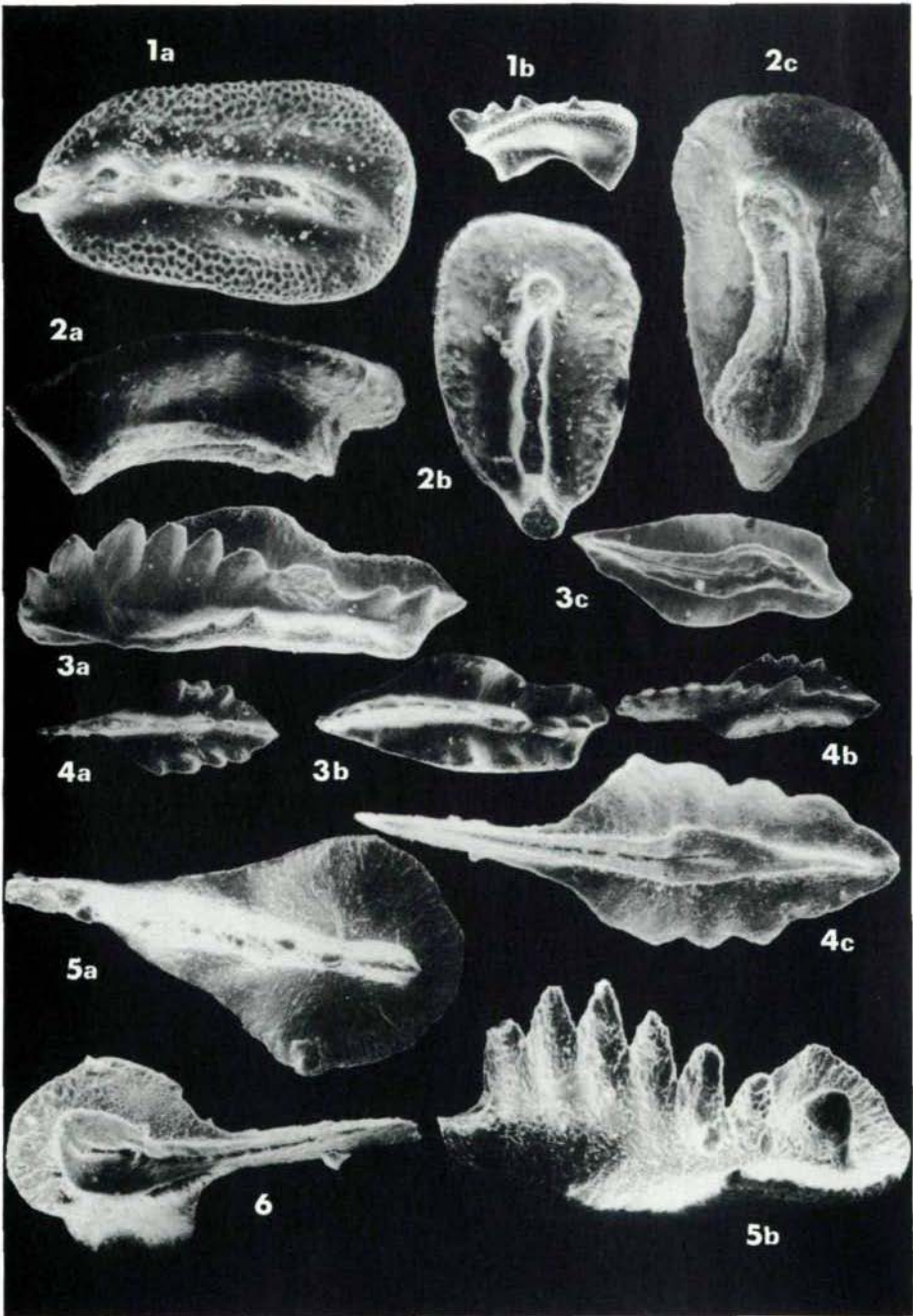
Tafel 6



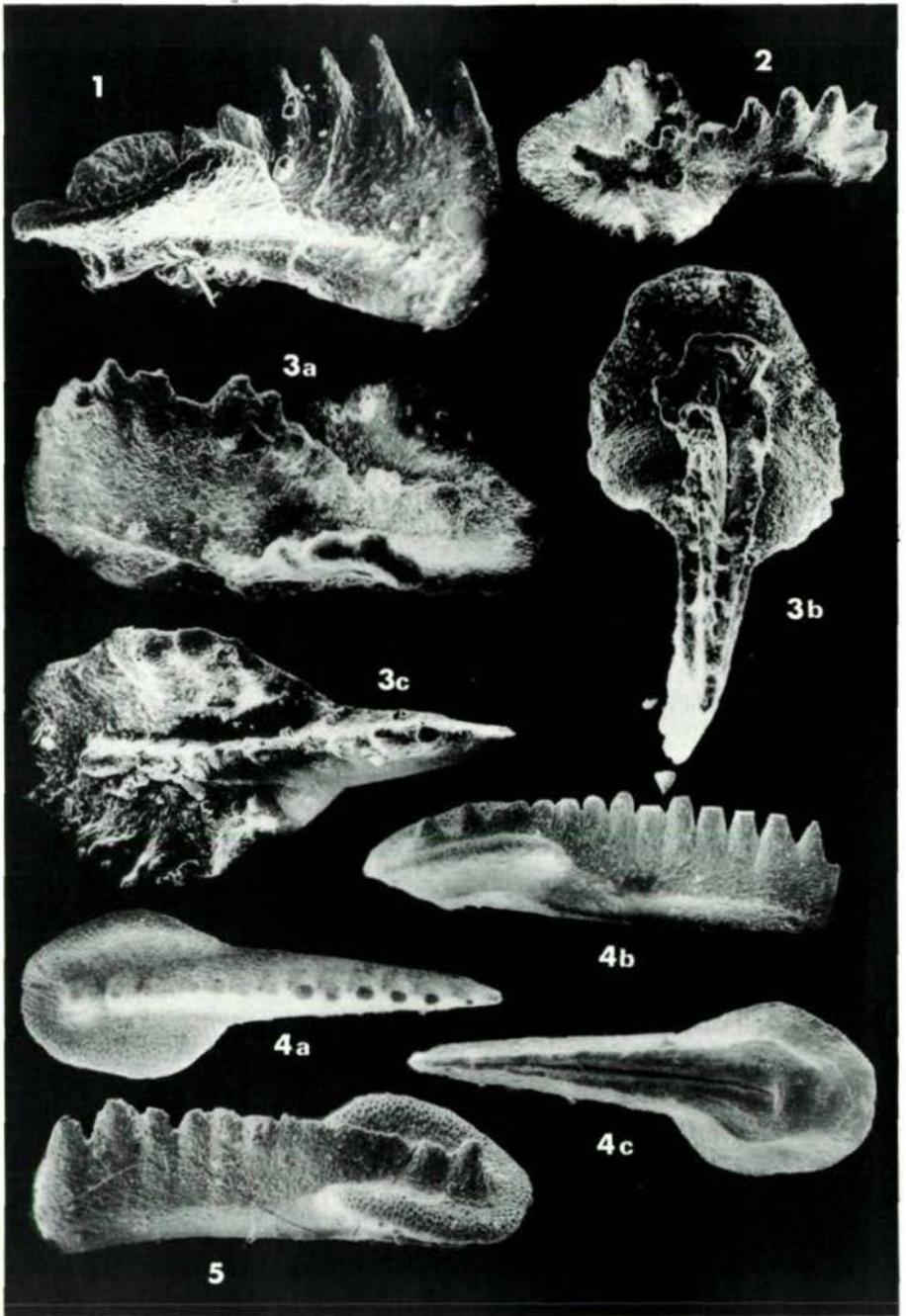
Tafel 7

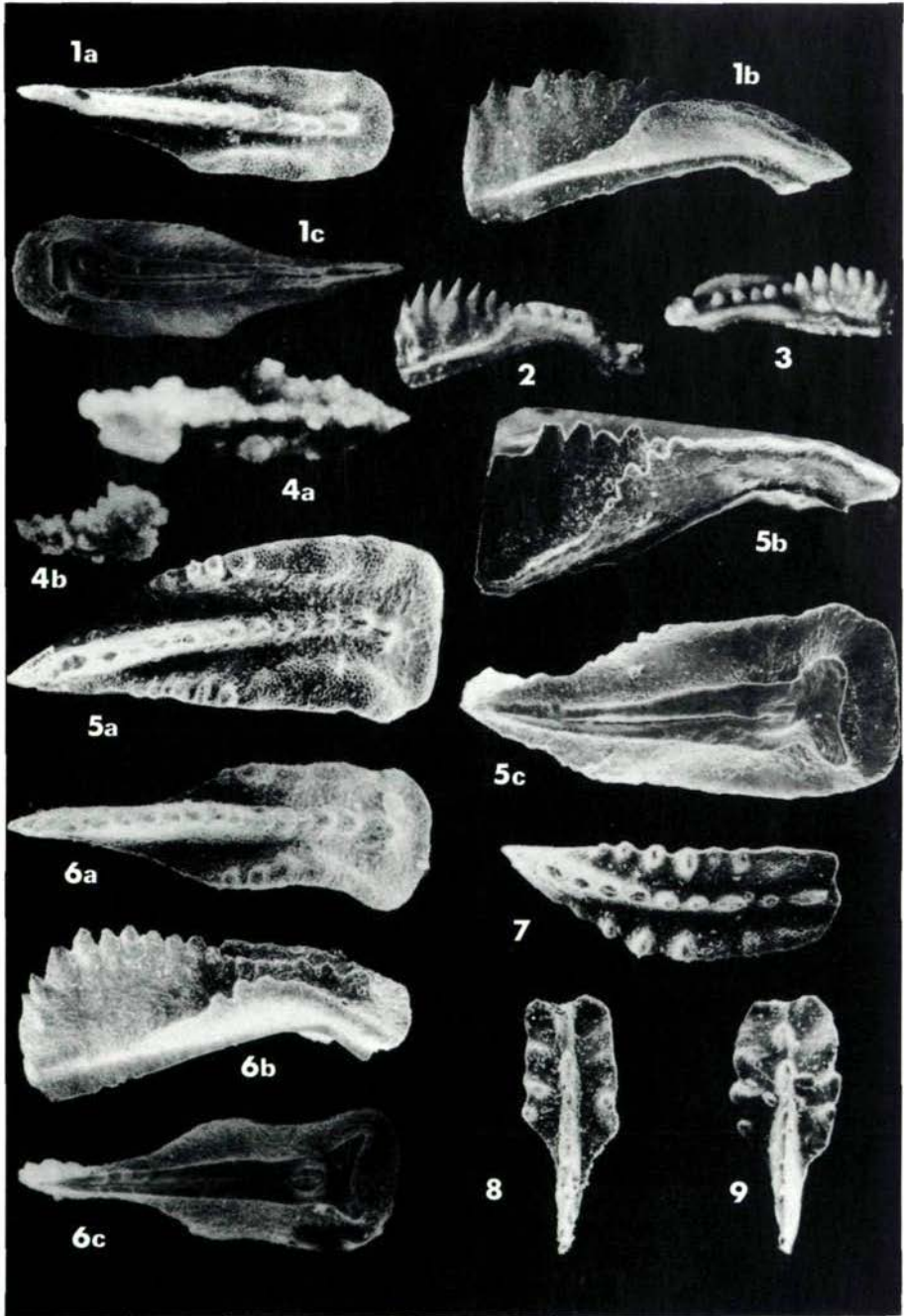


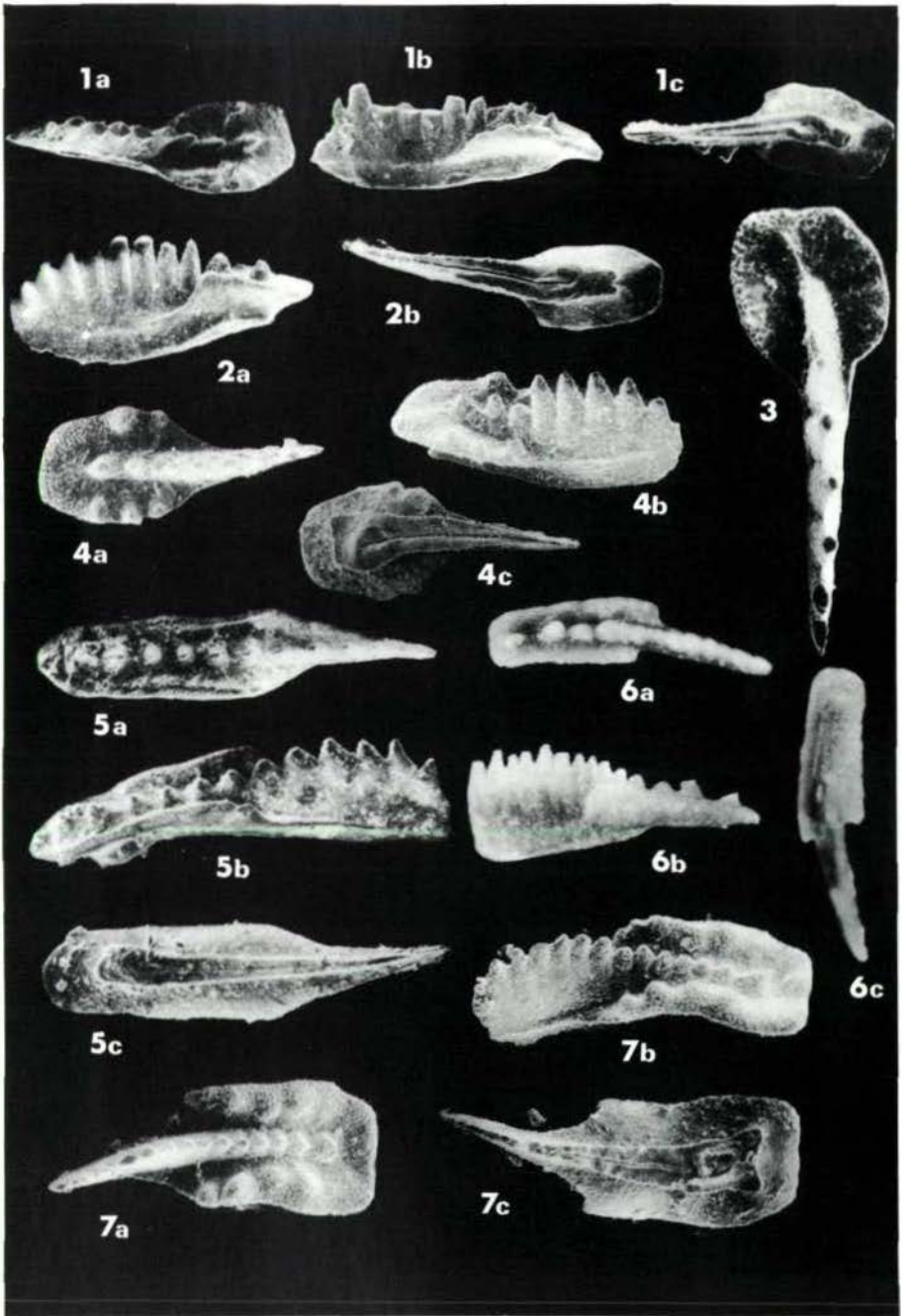
Tafel 8

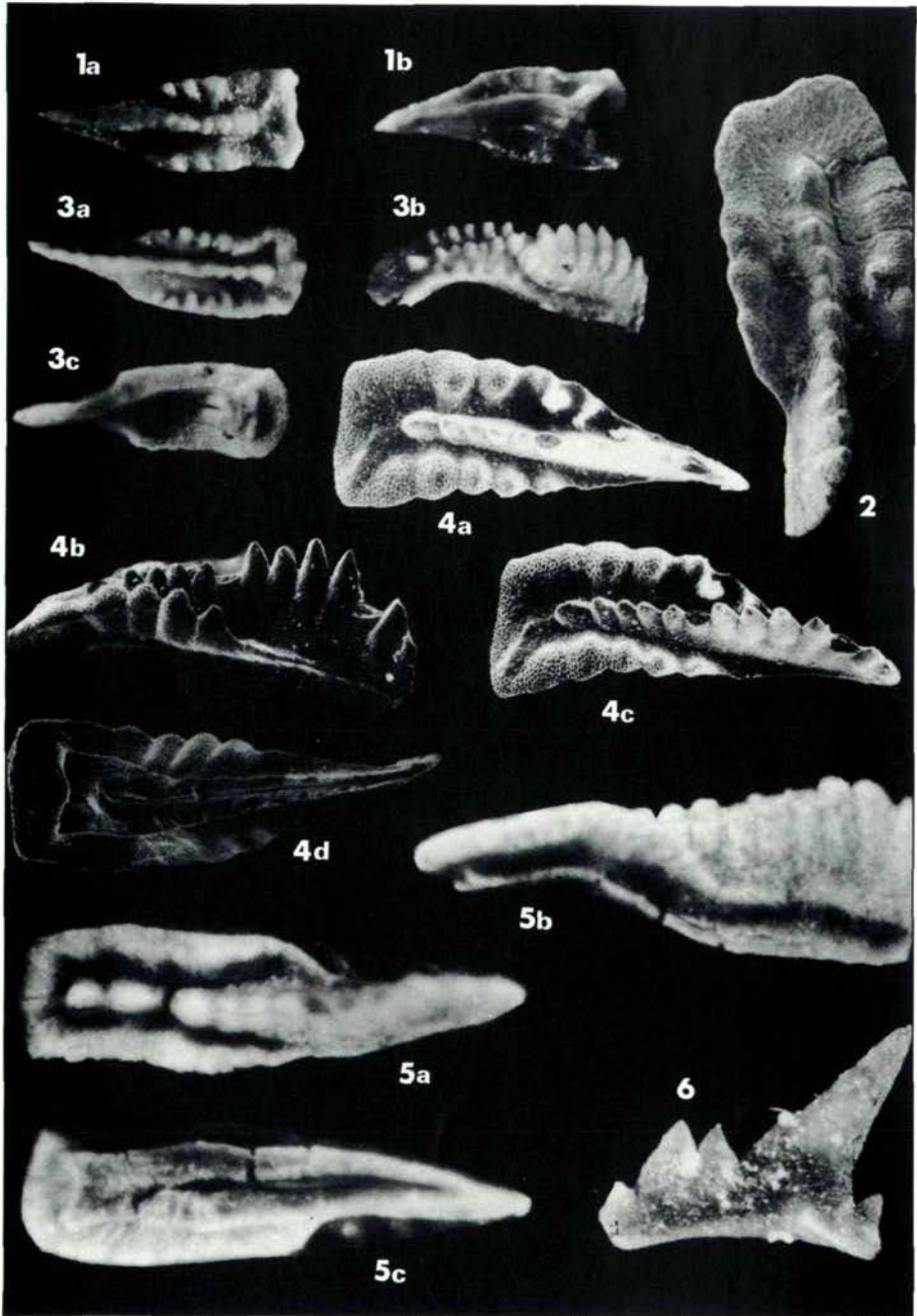






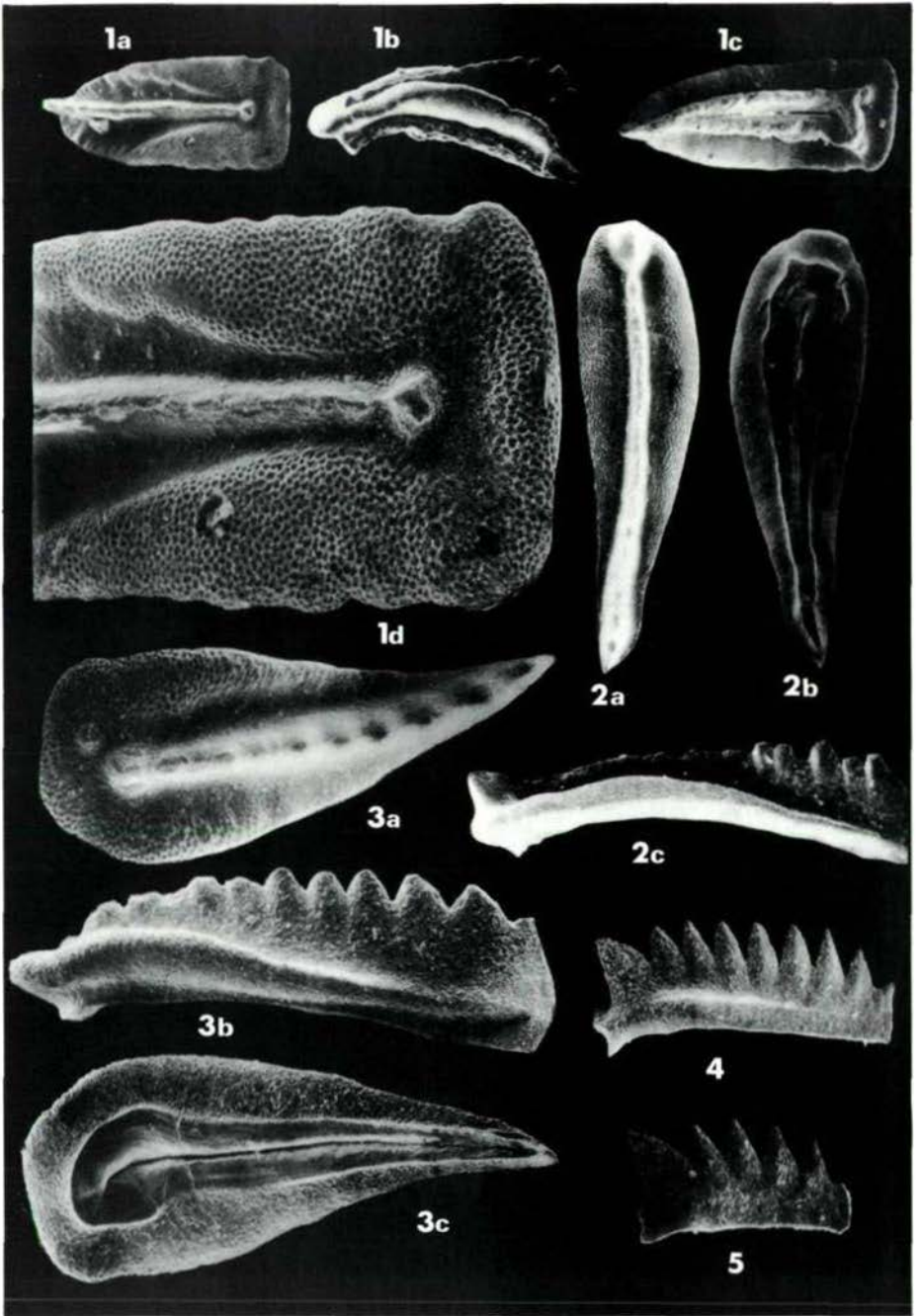




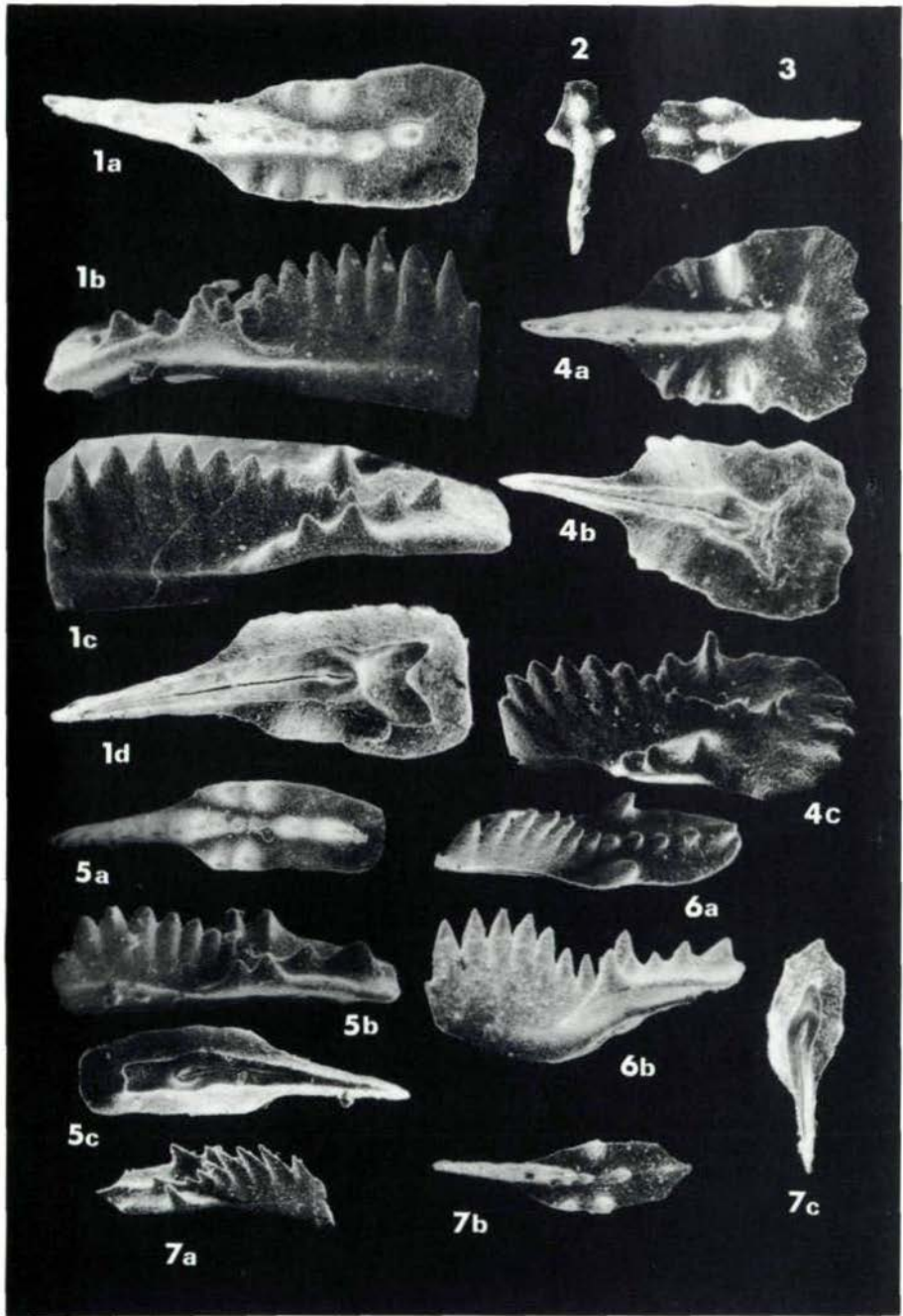




Tafel 13







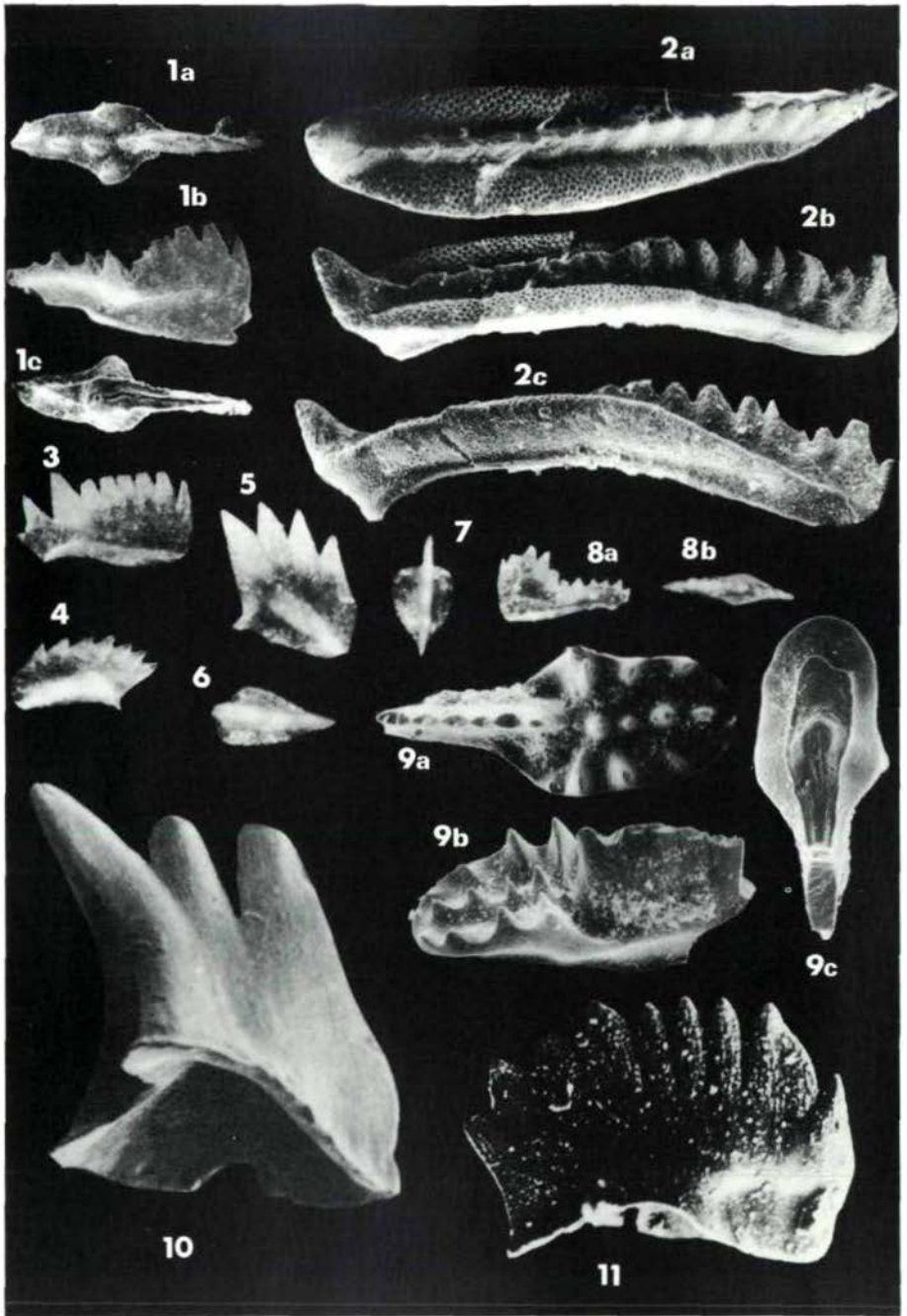


Tabelle 1: Bisherige und neue Conodontengliederung der Austroalpinen Faunenprovinz und ihr Vergleich mit dem tethyalen Standard. Vertikalabstände darstellungsbedingt und nicht zeitbezogen.

Standardgliederung				Austroalpine Faunenprovinz		
Stufe	Unterstufe	Ammonitenzone	Conodontenzone	Bisherige Conodontengliederung nach KOZUR, 1972a, 1975a, et al.	Neue Conodontengliederung	
Rhät		<i>Choristoceras marshi</i> -A.-Z.	posthernsteini-A.-Z.	posthernsteini-A.-Z.	posthernsteini-A.-Z.	
		<i>Choristoceras haueri</i> -A.-Z.				
Nor	Sevat	<i>Cochloceras suessi</i>	hernsteini-A.-Z.	hernsteini-A.-Z.	hernsteini-A.-Z.	
			andrusovi-A.-Z.	andrusovi-A.-Z.	andrusovi-A.-Z.	
		<i>Sagenites giebeli</i>	III II bidentatus-Zone	bidentatus-Zone	III II bidentatus-Zone	
		<i>Argosirenites argonautae</i>	I		I	
	Alaun	<i>Cyrtopleurites bicrenatus</i>	II multidentatus-Subzone	II posterus-Subzone	II posterus-Subzone	
		<i>Juvavites magnus</i>	spatulatus-A.-Z.	spatulatus-A.-Z.	spatulatus-A.-Z.	
	Unternor	<i>Malayites paulckeii</i>	I navicula-Subzone	I	I navicula-Subzone	
		<i>Mojsisovicsites kerri</i>				
	Karn	Tuval	<i>Klamathites macrolobatus</i>	nodosus-A.-Z.	nodosus-A.-Z.	nodosus-A.-Z.
			<i>Tropites subbullatus</i>	carpathica-A.-Z.	communisti-A.-Z.	carpathica-A.-Z.
<i>Tropites dilleri</i>			noah-A.-Z.	polygnathiformis-A.-Z.	noah-A.-Z.	
Jul		"Sirenites-Zone"	tethydis-A.-Z.	tethydis-A.-Z.	tethydis-A.-Z.	
		<i>T. (A.) austriacum</i>				
Cordevol		<i>Trachyceras aonoides</i> str.				
		<i>Trachyceras aon</i>	diebeli-Zone	mostleri-A.-Z.	mostleri-A.-Z.	
	<i>Frankites sutherlandi</i> s. str.					
Ladin	Longobard	<i>Mac. maclearni</i>	III		III	
		<i>Protrachyceras archelaus</i>	II mungoensis-A.-Z.	mungoensis-A.-Z.	II mungoensis-A.-Z.	
		<i>Meg. meginiae</i>	I		I	
	<i>Gymnoceratites ? poseidon</i>	hungaricus-A.-Z.	hungaricus-Subzone	hungaricus-A.-Z.		
	Fassan	"Protrachyceras" curionii	truempyi-Zone	truempyi-Subzone	truempyi-Zone	
			transita-A.-Z.	(transita-A.-Z.)	mittelfassanisches Intervall	
<i>"P." reitzi</i> <i>Nevadites Kellnerites</i>		pseudolonga-A.-Z.	II excelsa-A.-Z.	pseudolonga-A.-Z.		
Anis	Illyr	<i>Paraceratites trinodosus</i>	constricta-A.-Z.	I	excelsa-A.-Z.	
		<i>P. binodosus</i>	bifurcata-A.-Z.		bifurcata-A.-Z.	
	Pelson	<i>Balatonites balatonicus</i>	kockeli-Zone	kockeli-Zone	kockeli-Zone	
		<i>Balatonites shoshonensis</i>				
	Bithynian	<i>Anagymnotoceras ismidicus</i>	germanica-A.-Z.			
		<i>Nicomedites osmani</i>	regalis-A.-Z.			
Aegean	<i>Paracrochordiceras anodosum</i>	timorensis-A.-Z.		keine Conodonten		
	<i>Keyserlingites subrobustus</i>					



# Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs

von H. Kozur<sup>+</sup>)

## Zusammenfassung

Die mittel- und obertriassischen Conodontenprovinzen innerhalb des tethyalen Faunenreichs werden diskutiert (Grenzen, Unterschiede, Beziehungen). In der Mittel/Obertrias gibt es innerhalb des tethyalen Faunenreichs die folgenden Conodontenprovinzen: Asiatische, Dinarische (mit Balkanider Subprovinz), Austroalpine, Westmediterranean-arabische, Germanische und Neva-dische (vgl. Fig. 1).

Die Conodontenzonierungen aller Faunenprovinzen werden diskutiert. Für alle Conodontenprovinzen werden revidierte Zonierungen aufgestellt. In sieben Tabellen werden diese Conodontenzonierungen mit der mittel- und obertriassischen Stufen- und Unterstufengliederung sowie mit den Ammonitenabfolgen korreliert. Sofern notwendig, werden auch die alten und neuen Conodontenzonierungen in diesen Tabellen miteinander verglichen.

Eine Conodontenstandardzonierung wird aufgestellt und die Conodontenzonierungen aller Faunenprovinzen werden mit dieser Conodontenstandardzonierung verglichen (vgl. Tab. 8).

Eine taxonomische Probleme sowie die Korrelationsprobleme der gut gesicherten Conodontenzonierungen mit der Ammonitenabfolge und mit der triassischen Stufengliederung werden kurz diskutiert.

In einem Anhang werden vier neue Arten beschrieben.

In einer zweiten Arbeit (KOVACS & KOZUR) werden 15 Tafeln mit den wichtigsten mittel- und obertriassischen Plattform- und Blattconodonten sowie eine Verbreitungstabelle dieser Conodonten publiziert. (Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10, 2, 47-78).

---

<sup>+</sup>) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Dr. sc. Heinz Kozur,  
Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen

## Summary

The Middle and Upper Triassic conodont provinces within the Tethyan realm are discussed (boundaries, differences, relations). In the Middle/Upper Triassic there are the following conodont faunal provinces within the Tethyan realm: Asiatic, Dinaric (with Balkanide subprovince), Austroalpine, Westmediterranean-Arabian, Germanic, and Nevadic ones (see fig. 1). The conodont zonations of all faunal provinces are discussed. Revised conodont zonations are established for all conodont provinces. In seven tables these conodont zonations are correlated with the Middle/Upper Triassic stage/substage subdivision and ammonoid successions. If necessary, also the old and new conodont zonations are compared in these tables.

A standard conodont zonation is established and the conodont zonations of all faunal provinces are correlated with this standard zonation (see table 8).

Some taxonomic problems as well as the correlation problems of the well-founded conodont zonations with the ammonoid successions and with the Triassic stratigraphic scale are briefly discussed.

In an appendix 4 new species are described.

In a second paper (by KOVÁCS & KOZUR) 15 plates with the most important Middle and Upper Triassic platform and blade-like conodonts as well as a range chart of these conodonts are presented. (*Geol.Paläont.Mitt*, 10, 2, S. 47-78).

## 1. Einleitung

Die ersten triassischen Conodontenzonierungen wurden von NOGAMI, 1968 (SE-Asien, Timor, Japan), MOSHER, 1968 a (Nordamerika, tethyale Trias Europas, Germanisches Becken) und von KOZUR, 1968 b (Germanisches Becken) aufgestellt, nachdem bereits HUCKRIEDE, 1958, eine erste stratigraphische Auswertung der Trias-conodonten (allerdings ohne Aufstellung von Zonen und Assemblage-Zonen) vorgenommen hatte. In den folgenden Jahren wurden wesentlich verfeinerte Conodontengliederungen der Trias erarbeitet. Einige Autoren legten dabei Gliederungen vor, die weltweit oder wenigstens in großen Arealen anwendbar sind (z.B. NOGAMI, 1968, MOSHER, 1968 a, 1970, BENDER, 1970, SWEET et al., 1971, KOZUR, 1972 a, 1974 c, 1975 a, KOZUR & MOSTLER, 1972 a, 1973 a, KOZUR & MOCK, 1974 a, b, BUDUROV & TRIFONOVA, 1974, KOIKE, 1979), andere stellten Regionalgliederungen auf, die für begrenzte Gebiete oder für eine Faunenprovinz gelten (z.B. KOZUR, 1968 b, 1972 a, BUDUROV & STEFANOV, 1973 a, 1975 a, HIRSCH, 1973, BUDUROV, GANEV & STEFANOV, 1979). Daher existieren heute sowohl verschiedene Regionalgliederungen, die weiterhin ihre Berechtigung behalten (z.B. die Conodontengliederung der Germanischen Provinz nach KOZUR, 1968 b und der Balkaniden Subprovinz der Dinarischen Provinz nach BUDUROV & STEFANOV, 1973 a, 1975 a, BUDUROV, GANEV & STEFANOV, 1979) als auch mehrere Standardgliederungen. Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine Diskussion der regionalen mittel- und obertriassischen Conodontengliederungen, ihre Überarbeitung und Korrelation mit anderen regionalen Gliederungen sowie mit einer revidierten Standardgliederung. Darüber hinaus werden die mittel- und obertriassischen Conodonten-Faunenprovinzen diskutiert. Auch die Probleme, die sich bei der Korrelation der meist recht gut fundierten Conodontenzonierungen mit der Stufen- und Unterstufengliederung der Trias sowie mit den Ammonitenabfolgen ergeben, werden berührt.

## 2. Die triassischen Conodonten-Faunenprovinzen

Die ersten Angaben über triassische Conodonten-Faunenprovinzen finden sich schon bei HUCKRIEDE, 1958. Wenngleich die meisten dort aufgeführten Daten heute durch spätere Funde überholt sind, oder der angebliche Provinzialismus auf faziellen Unterschieden beruht, erkannte HUCKRIEDE bereits die Unterschiede zwischen der Germanischen Provinz und allen anderen Faunenprovinzen des tethyalen Faunenreichs. Conodonten-Faunenprovinzen benannte er jedoch noch nicht. Auch MOSHER, 1968 a, beobachtete Unterschiede zwischen den Conodontenfaunen der tethyalen Trias der Alpen, der Germanischen Trias und der Trias im südwestlichen Nordamerika. KOZUR & MOSTLER, 1971 a, schieden dann erstmalig triassische Conodonten-Faunenprovinzen aus, wobei auch schon erkannt wurde, daß die Faunenprovinzen nicht zu allen Zeiten der Trias in gleicher Weise existierten. So kann man die Germanische Faunenprovinz bei den Conodonten nur im obersten Anis und Ladin erkennen, während im Unteranis eine verarmte asiatische, und vom Pelson bis Unterillyr eine z.T. verarmte austroalpine Fauna anzu-

treffen ist. In der Mittel- und Obertrias wurden bei KOZUR & MOSTLER, 1971 a, die folgenden Conodontenprovinzen ausgeschieden: die Asiatische, Austroalpine, Germanische, Nordamerikanische und Westmediterrane (Nordafrikanische). In bestimmten Zeitabschnitten der Trias wurden diese Faunenprovinzen zusammengefaßt, z.B. Zirkumpazifische Faunenprovinz im Skyth (Nordamerikanische und Ostteil der Asiatischen Faunenprovinz) oder Westmediterrane-Nordafrikanisch-Nordamerikanische Faunenprovinz im höheren Ladin. Diese Faunenprovinzen wurden bei KOZUR & MOSTLER, 1972 a, 1973 a, weiter präzisiert. HIRSCH, 1972 (Kurzfassung der Vorträge zum Triassymposium in Innsbruck, 1972, führte für die Westmediterrane Faunenprovinz die Bezeichnung Sephardisch (abgeleitet vom hebräischen Namen für Spanien) ein.

Ausführlich (unter Einschluß aller Faunengruppen) wurden die triassischen Faunenprovinzen bei KOZUR, 1973 d, behandelt. Es wurde nachgewiesen, daß das Germanische Becken in der Mittel- und Obertrias zum tethyalen Faunenreich gehört. Die einzelnen Faunenprovinzen würden entsprechend dem damaligen Kenntnisstand in den verschiedenen Triasstufen genau abgegrenzt. Die Dinarische Faunenprovinz wurde von der Austroalpinen Faunenprovinz abgetrennt. Grundsätzlich neue Ergebnisse ergeben sich hier gegenüber dieser Arbeit nicht, doch können nun durch neuere Untersuchungen die triassischen Conodonten-Faunenprovinzen auch im Nor noch gut auseinandergehalten werden, wo bislang die Conodontenfaunen weltweit fast einheitlich erschienen. Überdies konnte in den letzten Jahren eine Reihe von Gebieten, aus denen zuvor keine Conodonten bekannt waren; in Conodonten-Faunenprovinzen eingestuft werden. Dabei wurden z.T. überraschende Funde von bestimmten Conodonten in Gebieten erzielt, wo man sie nach den bisherigen tektonischen Vorstellungen nicht erwarten konnte (z.B. *Pseudofurnishius murcianus* im Cordevol des nördlichen Apuseni-Gebirges, Rumänien, vgl. KOZUR, MIRĂUȚĂ & PATRULIUS, in Vorbereitung).

BUDUROV, 1975 b, schied die Germanische, Ostmediterrane und die Balkanide Faunenprovinz aus. Die Ostmediterrane Faunenprovinz (bei BUDUROV, 1976 b, und spätere Arbeiten, meist als Ägäische Faunenprovinz bezeichnet) ist sowohl nach den auftretenden Fossilien als auch nach der regionalen Verbreitung mit dem Westteil der Asiatischen Faunenprovinz sensu KOZUR & MOSTLER, 1971 a, 1972 a, 1973 a, und KOZUR, 1973 d, identisch. Irgendwelche Unterschiede in den Conodontenfaunen zum Ostteil der Asiatischen Faunenprovinz bestehen nicht, so daß die Abtrennung einer Ostmediterranen (bzw. Ägäischen) Faunenprovinz nicht gerechtfertigt ist. Die Balkanide Faunenprovinz erschien beim damaligen Kenntnisstand durchaus berechtigt, da die meisten Gondolellen dieser Provinz außerhalb des von BUDUROV, 1975 b, angegebenen Gebietes nicht bekannt waren. Auch fehlt selbst im Ladin die Gattung *Gladigondolella*, die zu dieser Zeit in der Asiatischen, Dinarischen und Austroalpinen Faunenprovinz häufig auftritt. Neuere Untersuchungen haben aber gezeigt, daß alle erstmalig vom westlichen und zentralen Balkan beschriebenen *Gondolella*-Arten auch außerhalb dieser Region z.T. häufig vorkommen. Das erhöht einerseits den stratigraphischen Wert dieser Arten, zeigt aber andererseits anschaulich, daß hier keine selbständige Faunenprovinz vorliegt. Das Fehlen von *Gladigondolella* ist auf die durchgehende Flach-



wasserentwicklung zurückzuführen. So fehlt *Gladigondolella* z.B. in den westlichen Südalpen völlig, obwohl sie in den östlichen Südalpen bereits ab dem Pelson auftritt. Da in den westlichen Südalpen z.T. die gleichen Gondolellen dominieren wie im westlichen und zentralen Balkan, stimmen z.B. die unterladinischen Faunen beider Regionen weitgehend überein. In der Austroalpinen Faunenprovinz sind die Gondolellen der unterladinischen basisymmetrica-bakalovi-Reihe, die für den balkaniden Bereich charakteristisch sind, wesentlich seltener und vielfach auf die südlichen Einheiten beschränkt. Aus diesem Grund ist die Balkanide Faunenprovinz eine ausgeprägte Flachwasserentwicklung der Dinarischen Faunenprovinz, von der sie allenfalls als Subprovinz abgetrennt werden kann. Conodontenfaunen, die denjenigen der Balkaniden Subprovinz weitgehend ähneln, treten auch in anderen Teilen der Dinarischen Faunenprovinz mit pelsonischen bis unterladinischen Flachwasserablagerungen auf (westliche Südalpen, Mecsek- und Villánygebirge).  
Nachfolgend werden die mittel- und obertriassischen Conodontenprovinzen des tethyalen Faunenreiches noch einmal aufgeführt und hinsichtlich ihrer regionalen Reichweite (vgl. auch Fig. 1) und ihrer Besonderheit kurz charakterisiert (siehe auch KOZUR, 1973 d).

#### Asiatische Faunenprovinz (sensu KOZUR, 1973 d)

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, 1971 a.

Regionaler Umfang: Japan, Primorje (SE-Sibirien), China, Indochina, Timor, Neuguinea (Übergangsbereich zum triassischen Pazifik), Tibetzone, Salt Range, Kashmir, Iran, Kaukasus, Krim, Prikaspigebiet, Türkei, Griechenland, Ostbalkan, Strandžagebirge, Ostkarpaten (Transsylvanische Decken) sowie zumindest zeitweise (Unteranis) die Triasablagerungen des Rudabányagebirges (N-Ungarn). Im Unteranis gehört auch das Germanische Becken als der am weitesten nach NW vorgeschobene Ausläufer zur asiatischen Faunenprovinz, wobei hier aber nur verarmte Faunen ohne *Gladigondolella*, und außer SE-Polen auch ohne *Gondolella* auftreten. Des weiteren existierte im Bereich der Klippenzone (Karpaten) ein Trog, der wenigstens zeitweise direkt mit der Asiatischen Faunenprovinz verbunden war. Zumindest gilt das für das Unteranis, wo auch das Germanische Becken zur Asiatischen Faunenprovinz gehörte, sowie für das höhere Karn und Nor, wo die Fauna dieses Troges (heute nur noch aus Geröllen in kretazischen Sedimenten zu rekonstruieren) völlig identisch mit derjenigen der Transsylvanischen Decken (Ostkarpaten) ist, und reiche Radiolarien- und Conodontenfaunen auftreten, während südlich davon kontinental-lagunäre Ablagerungen des Karpatenkeupers anzutreffen sind und nördlich davon der germanische Keuper auftritt. Selbst das vollmarine Nor der Choč- und Silica-Decke führt abweichende Faunen, z.B. kein *Metapolygnathus multidentatus* im Mittelnor und keine artenreichen Radiolarienfaunen.

Allgemeine Charakterisierung in der Mittel- und Obertrias:

Bei geeigneten faziellen Verhältnissen kommt die Gattung *Gladigondolella* bereits ab dem basalen Unteranis (hier zusammen mit *Gondolella ? timorensis*) vor. Daneben treten *Kamuellerella* und *Ketinella* auf, die auch noch im Pelson anzutreffen sind. Vom Illyr bis zum Karn ist eine völlige und im Nor eine weitgehende Übereinstimmung mit der Dinarischen Faunenprovinz s.str. zu verzeichnen. Die ladinisch-cordevolischen *Metapolygnathus*-Reihen

sind durch alle Arten vertreten. Im obersten Karn und Unternor tritt *Metapolygnathus communisti* s.str. teilweise häufig auf. Im Mittelnor ist *M. multidentatus* bezeichnend; er kann aber gelegentlich auch ganz fehlen. Im Sevot und Rhät gibt es offensichtlich in der gesamten eurasiatischen Tethys keinen Provinzialismus in den Conodontenfaunen mehr.

#### Dinarische Faunenprovinz

Erstbeschreibung: KOZUR, 1973 d.

Bemerkungen: Im Longobard und Cordevol zeigen Teile der Dinarischen Faunenprovinz Übergangscharakter zur Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz (Văłani-Decke des Codru-Deckensystems im nördlichen Apusenengebirge, Rumänien) oder werden vorübergehend in diese Faunenprovinz einbezogen (NW-Jugoslawien, vgl. RAMOVŠ, 1977, nach den hier zugrundegelegten Vorstellungen wahrscheinlich auch die Südalpen).

Es können zwei Subprovinzen unterschieden werden, die Dinarische Subprovinz und die Balkanide Subprovinz.

#### Dinarische Subprovinz

Erstbeschreibung: KOZUR, 1973 d.

Regionaler Umfang: Dinariden (eventuell außer südlichem Teil, der zur Asiatischen Faunenprovinz gehören könnte), östliche Südalpen (im Longobard und Cordevol teilweise in die Westmediterranean-arabische Faunenprovinz einbezogen), Bükk- und Rudabánya-gebirge (N-Ungarn), Meliatagruppe der südlichen Westkarpaten<sup>1)</sup>.

1) Fußnote: Im Rudabánya-gebirge treten bereits im Bithynian die gleichen Conodontenfaunen auf, wie in der Asiatischen Faunenprovinz (mit *G. regalis*, vgl. KOVÁCS, 1979, und BALOGH & KOVÁCS, in Druck). Im Bükk-gebirge und in der Meliatagruppe der südlichen Westkarpaten wurden bisher keine unteranisischen Conodonten nachgewiesen. Zweifelsohne gehören aber Bükk- und Rudabánya-gebirge sowie die Meliatagruppe zur gleichen Faunenprovinz. Sollten auch in Zukunft in den Dinariden (außer ihrem südlichen Teil) keine unteranisischen Conodontenfaunen des asiatischen Typs nachgewiesen werden, dann muß die Verbindung der Rudabánya-Trias (und damit auch der Bükk- und Meliata-Trias) zumindest im Unteranis im Osten gesucht werden, wo in den Ostkarpaten und in der Dobrogea reiche unteranisische Conodontenfaunen vom asiatischen Typ auftreten. Sollten aber auch in den nördlichen Dinariden in Zukunft unteranisische Conodontenfaunen vom asiatischen Typ gefunden werden, dann müßten in der Mittel- und Obertrias die Dinarische und Asiatische Faunenprovinz zur Asiatisch-Dinarischen Faunenprovinz zusammengefaßt werden. Die Schwierigkeiten bei der Zuordnung der Trias des Bükk- und Rudabánya-gebirges sowie der Meliatagruppe zur Asiatischen oder Dinarischen Faunenprovinz sprechen sehr für eine Zusammenfassung zur Asiatisch-dinarischen Faunenprovinz, doch sind dazu noch umfangreiche Untersuchungen der triassischen Conodontenfaunen des nördlichen und zentralen Teils der Dinariden sowie der östlichen Südalpen notwendig.

Das Balatonhochland gehört zum Übergangsbereich zwischen der Dinarischen und Austroalpinen Faunenprovinz, wobei vom Ladin an der dinarische Charakter überwiegt. Die meisten Elemente der Dinarischen Faunenprovinz treten auf, sind z.T. aber recht selten. *Gondolella auriformis* und *Metapolygnathus baloghi* wurden bisher nicht nachgewiesen.

Das Mescek- und Villánygebirge (S-Ungarn) sind wahrscheinlich Flachwasserareale innerhalb der Dinarischen Subprovinz (ähnlich wie die westlichen Südalpen, welche die gleichen Conodontenfaunen führen).

Das nördliche Apusenigebirge (Rumänien), das bisher meist als eine nördliche Einheit angesehen wurde, führt Conodontenfaunen der Dinarischen Faunenprovinz. Im Cordevol tritt auch *Pseudofurnishius murcianus* neben Faunenelementen der Dinarischen Faunenprovinz auf. Die Fauna zeigt damit zu dieser Zeit Übergangscharakter zur Westmediterran-arabischen Provinz. Da auch die Ostracoden- und Holothurienfaunen enge Anklänge an die Dinarische Faunenprovinz und z.T. auch an die Westmediterran-arabische Faunenprovinz zeigen, ist eine ehemals nördliche Position des nördlichen Apusenigebirges auszuschließen, zumal die Faunen der Austroalpinen Faunenprovinz selbst bei übereinstimmender Fazies grundsätzlich abweichen.

Allgemeine Charakterisierung in der Mittel- und Obertrias:

Im Unteranis wurde *Gladigondolella* bisher noch nicht nachgewiesen, doch tritt diese Gattung im Unterschied zur Austroalpinen Faunenprovinz bereits ab dem Pelson (Mittelanis) auf. Ab dem Pelson ist eine weitgehende Übereinstimmung mit den Conodontenfaunen der Asiatischen Faunenprovinz zu verzeichnen, wobei aber einige in der Asiatischen Faunenprovinz häufige Arten nur sehr untergeordnet auftreten oder auch ganz fehlen. Das betrifft z.B. *Metapolygnathus communisti* s.str. aus dem obersten Karn und Unteror oder auch *M. multidentatus* aus dem Mittelnor. Insgesamt gesehen sind die Unterschiede zwischen der Asiatischen und Dinarischen Faunenprovinz in der Mittel- und Obertrias nur gering. Die starken Unterschiede in der Untertrias und im Unteranis beruhen im wesentlichen auf faziellen Faktoren. So sind in der gesamten Untertrias in der Dinarischen Faunenprovinz keine faziellen Bedingungen für die Existenz von *Gondolella* und häufig auch nicht für die Existenz von *Neospathodus* gegeben. Dadurch fehlen die Gondolellen in der Untertrias der Dinarischen Faunenprovinz völlig und *Neospathodus* ist nur in wenigen Horizonten mit ganz wenigen Arten vertreten, während in der Asiatischen Faunenprovinz *Gondolella* und *Neospathodus* meist die dominierenden Faunenelemente stellen. Auch das weitgehende Fehlen von Conodonten im Unteranis der Dinarischen Faunenprovinz (nur Zahnreihenconodonten des Apparates mit *Neohindeodella* wurden hier bisher nachgewiesen) ist auf fazielle Gründe bzw. Isolierung vom Weltmeer zurückzuführen. Vielleicht sollte man vom Pelson an die Asiatische und Dinarische Faunenprovinz zur Asiatisch-dinarischen Faunenprovinz zusammenfassen, doch müßten zuvor in der Dinarischen Faunenprovinz die Conodontenfaunen des Juls bis Rhäts besser untersucht werden. Nach Conodonten allein läßt sich jedenfalls vom Illyr an keine definitive Trennung der Dinarischen von der Asiatischen Faunenprovinz vornehmen.

Sowohl in der Dinarischen als auch in der Asiatischen Faunenprovinz finden sich *Gondolella transita*, alle ladinischen und cordevolischen *Metapolygnathus*-Arten, *G. auriformis*, *M. communisti* s.str. und schon im Mittelnor tritt *M. multidentatus* auf. Funde von *M. communisti* und alle mittelnorischen Funde von *M. multidentatus* aus der Dinarischen Faunenprovinz stammen allerdings aus dem Rudabánya-Gebirge(N-Ungarn), das in der Obertrias wie im Bithynian (Unteranis) zur Asiatischen Faunenprovinz gehören könnte (siehe Fußnote 1).

#### Balkanide Subprovinz

Erstbeschreibung: BUDUROV, 1975 b, als Balkanide Faunenprovinz. Regionaler Umfang: Zentrales und westliches Balkengebirge, Vorkarpaten, Nordbulgarien (Moesische Plattform), Golo Bărdo-Gebirge, Kraischtiden, Südkarpaten, Brasov-Einheit. Charakterisierung in der Mitteltrias (die Balkanide Subprovinz kann nur vom Pelson bis zum Longobard ausgeschieden werden, ältere und jüngere Conodontenfaunen sind hier nicht bekannt, vielleicht mit Ausnahme des obersten Bithynians): Der einzige Unterschied zur Dinarischen Subprovinz (= Dinarische Faunenprovinz s.str.) besteht darin, daß wegen der geringen Wassertiefen die Gattung *Gladigondolella* fehlt. Des weiteren fehlt im höchsten Unterladin die Gattung *Metapolygnathus* (*M. truempyi*) bzw. sie wurde bisher noch nicht nachgewiesen, da BUDUROV & ČATALOV, 1978, jetzt auch *M. mungoensis* aus der Balkaniden Subprovinz angeben, der zuvor hier auch nicht verzeichnet wurde. Besonders charakteristisch für die Balkanide Subprovinz ist die phylomorphogenetische Reihe *Gondolella basisymmetrica* - *G. bakalovi* im Fassan und basalen Longobard, die aber auch außerhalb dieser Subprovinz vorkommt, dabei aber nur selten diese Dominanz in den Faunen erlangt wie in der Balkaniden Subprovinz. Eine ähnliche Dominanz der *basisymmetrica-bakalovi*-Reihe tritt in anderen Flachwasserregionen innerhalb bzw. am Rande der Dinarischen Faunenprovinz auf (z.B. in den westlichen Südalpen, z.T. aber auch im nördlichen Apusenengebirge, Rumänien). Das zeigt, daß die Balkanide Subprovinz eigentlich nur ein größeres, faziell abweichendes Areal (durchgehende Flachwasserentwicklung vom Pelson bis zum Longobard) ist, das zwischen der Dinarischen und Asiatischen Faunenprovinz mit pelagischen Faunen liegt. Wie in der Dinarischen Faunenprovinz setzt die Gattung *Gondolella* erst im Pelson oder nur geringfügig früher ein. Kleinere Areale mit gleicher Faziesentwicklung innerhalb bzw. am Rand der Dinarischen Faunenprovinz (Mecsek- und Villánygebirge in S-Ungarn, westliche Südalpen) weisen die gleichen Faunen auf. Mecsek- und Villánygebirge in S-Ungarn, westliche Südalpen weisen die gleichen Faunen auf. Mecsek- und Villánygebirge könnten theoretisch mit der Balkaniden Subprovinz räumlich zusammenhängen und würden dann zu dieser Subprovinz gehören. Es ist aber wahrscheinlicher, daß sie zu einem isolierten Flachwasserareal innerhalb der Dinarischen Faunenprovinz gehören, das nach NE bis zum Bihor-Autochthon reicht. Faziell ähnliche Verhältnisse herrschen in der Bukovinischen Decke der Ostkarpaten. Auch hier treten im Unterladin Faunen ohne *Gladigondolella*, aber mit den gleichen *Gondolellen* auf, wie sie für die Balkanide Subprovinz typisch sind. Es könnte sich hierbei sowohl um faziell (Flachwasser) verarmte Conodontenfaunen der Asiatischen als auch der Dinarischen Provinz handeln.

Bemerkungen: Die Westmediterran-arabische Provinz entspricht der Westmediterran-(afrikanischen) Faunenprovinz sensu KOZUR & MOSTLER, 1971 a, = Sephardische Provinz sensu HIRSCH, 1972 (Kurzfassung der Vorträge zum Triassymposium, Innsbruck), 1973 = Westmediterrane Faunenprovinz sensu KOZUR & MOSTLER, 1972 a, 1973 a.

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, 1971, als Westmediterran (-afrikanische) Faunenprovinz.

Regionaler Umfang: Westliches Mittelmeergebiet, E-, SE- und NE-Spanien, Pyrenäen, Provence, Nordafrika, Westrand der Arabischen Plattform (Sinai, Israel). In Teilen des Cordevols (? und des höheren Longobards) gehören zumindest auch einige Bereiche der Südalpen zur Westmediterran-arabischen Faunenprovinz (in NW-Jugoslawien mit reichen *Pseudofurnishius*-Faunen, vgl. RAMOVSĚ, in den italienischen Südalpen wurde *Pseudofurnishius* noch nicht nachgewiesen, ist aber nach der hier vertretenen tektonischen Konzeption, vgl. KOZUR, 1979, sicher vorhanden). Mischfaunen zur Dinarischen Faunenprovinz treten im Cordevol des nördlichen Apusenengebirges (Rumänien) auf. Mischfaunen zur Asiatischen Faunenprovinz finden sich am Nordrand der Arabischen Plattform und in Malaysia. Die für die Westmediterran-arabische Faunenprovinz besonders bezeichnende Gattung *Pseudofurnishius* ist also offensichtlich am gesamten Südrand der eurasiatischen Tethys vorhanden und wandert bei geeigneten faziellen Verhältnissen weit in die südlichen Teile der Tethys hinein. Die nördlichen Teile der Tethys erreicht diese Gattung jedoch niemals, obwohl gerade hier vielfach jene faziellen Verhältnisse vorherrschen, die von *Pseudofurnishius* bevorzugt werden.

Charakterisierung in der Mittel- und Obertrias: Charakteristisch für die Westmediterran-arabische Faunenprovinz ist das Dominieren der Gattung *Pseudofurnishius* im Longobard und Cordevol, das Fehlen von *Gladigondolella*, und im Longobard und Cordevol auch das fast völlige Fehlen von *Gondolella*. Erst in jüngster Zeit gelang in der Betischen Zone (SE-Spanien) der erste Nachweis von *Gondolellen* in diesem Zeitabschnitt innerhalb der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz (KOZUR, MULDER-BLANKEN & SIMON, in Vorbereitung). In den Übergangsbereichen zur Dinarischen und Asiatischen Faunenprovinz (nördliches Apusenengebirge, Rumänien, bzw. Nordrand der Arabischen Plattform) treten auch Faunen mit *Pseudofurnishius* und reichlich *Gondolella* und *Gladigondolella* auf. So konnten im Cordevol der Vălani-Decke des nördlichen Apusenengebirges neben *Pseudofurnishius murcianus* und *Mosherella newpassensis* reichlich *Metapolygnathus diebeli*, *M. mostleri*, *Gondolella polygnathiformis*, *G. tadpole* und *Gladigondolella malayensis* nachgewiesen werden (KOZUR, MIRĂUȚĂ & PATRULIUS, in Vorbereitung). Der einzige Unterschied dieser Faunen zu jenen der Dinarischen Faunenprovinz besteht darin, daß hier auch *P. murcianus* und *M. newpassensis* im Cordevol auftreten. Die meisten oberlongobardischen und cordevolischen Conodontenfaunen der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz bestehen fast ausschließlich aus *P. murcianus* und den zugehörigen Zahnreihenconodonten. In manchen Faunen treten auch *M. mungoensis* und ganz vereinzelt *M. diebeli* und *Mosherella newpassensis* auf. Leider sind das obere Longobard und Cordevol hinsichtlich ihrer

Conodontenfaunen in der Dinarischen Conodontenprovinz so gut wie nicht untersucht worden. Sollte *P. murcianus* in der gesamten Dinarischen Faunenprovinz vorkommen, dann würde die Westmediterranean-arabische Faunenprovinz lediglich durch das Fehlen von *Gladigondolella* in der gesamten Mitteltrias und im Karn, sowie durch das Fehlen von Gondolellen im höheren Longobard und Cordevol von der Dinarischen Faunenprovinz zu unterscheiden sein. In diesem Fall würde die Vălanii-Decke des Apusenigebirges keine Mischfaunen zwischen der Dinarischen und Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz, sondern reine Dinarische Faunen führen.

Ab dem Jul ist die Westmediterranean-arabische Faunenprovinz nicht mehr von der Dinarischen und Asiatischen Faunenprovinz zu unterscheiden. Das gilt auch für andere Faunenelemente, wie z.B. für Ostracoden.

#### Austroalpine Faunenprovinz

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, 1971 a, hier aber in größerem Umfang, unter Einfluß der Dinarischen Faunenprovinz verwendet. Die nordalpine Subprovinz der Austroalpinen Faunenprovinz s.l. bei KOZUR & MOSTLER, 1971 a, entspricht der Austroalpinen Faunenprovinz sensu KOZUR, 1973 d, und im hier verwendeten Sinne.

Regionaler Umfang: Nordalpen, Silicadecke und alle nördlich anschließenden Einheiten der Westkarpaten mit Ausnahme der Klippenzone, die zumindest zeitweise zur Asiatischen Faunenprovinz gehörte. Das Balatonhochland liegt im Übergangsbereich zwischen der Dinarischen und der Austroalpinen Faunenprovinz. Im Pelson kommt *Gladigondolella* ganz vereinzelt vor, während diese Gattung im Illyr anscheinend wieder fehlt. Vom Ladin an sind die meisten Arten der Dinarischen Faunenprovinz vorhanden, wenn auch z.T. selten. *G. auriformis* und *M. baloghi* fehlen aber anscheinend völlig. Insgesamt tendiert das Balatonhochland mehr zur Dinarischen Faunenprovinz als zur Austroalpinen. Charakterisierung in der Mittel- und Obertrias: Bis zum obersten Anid (Obergrenze der *P. trinodosus*-Zone) tritt selbst bei größeren Wassertiefen die Gattung *Gladigondolella* nicht auf. Erst in der avisianum/reitzi-Zone des Unterladins (ab *Kellnerites*-Horizont) setzt *Gladigondolella* ein. Erste Jugendformen ("*Prioniodina kochi*" und die zugehörigen Zahnreihenconodonten des Apparats mit *Gladigondolella* setzen bereits in der obersten trinodosus-Zone ein. *G. transita* wurde noch nicht nachgewiesen. Die ladinischen *Metapolygnathus*-Arten sind meist selten. Lediglich *M. mungoensis* und im oberen Longobard *M. mostleri* treten regelmäßig auf. *M. japonicus* wurde noch nicht, *M. hungaricus* nur selten nachgewiesen. Übergangsformen zwischen *M. truempyi* und *M. hungaricus* (*M. truempyi similis* MOCK) kommen bei bestimmten faziellen Verhältnissen (Flachwasserablagerungen ohne *Gladigondolella* und ohne bzw. mit sehr wenig *Gondolella*) z.T. massenhaft vor. *G. auriformis* und *M. baloghi* treten nur in den südlichen Einheiten selten auf. Im Cordevol ist *M. mostleri* häufig, *M. diebeli* dagegen sehr selten.

Im obersten Tuval und im Unternor gehört der echte *M. communisti* zu den größten Seltenheiten und kann nur in den südlichsten Einheiten nachgewiesen werden. Die bisher aus der Austroalpinen Faunenprovinz als *M. communisti* verzeichneten Formen gehören

zu *Gondolella carpathica* (siehe unter carpathica-Zone). Im Mittelnor fehlt *M. multidentatus* und nur im unteren Sevat treten hoch entwickelte Vertreter dieser Art auf (Übergangsformen zu *M. mosheri*).

#### Germanische Faunenprovinz

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, 1971 a.

Regionaler Umfang: Germanisches Becken. In der Provence und auf Sardinien treten Mischfaunen zwischen der Germanischen und der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz auf.

Charakterisierung in der Mitteltrias (obertriassische Conodontenfaunen sind aus der Germanischen Faunenprovinz nicht bekannt): Im Unteranis treten verarmte asiatische Faunen auf. Im östlichsten Germanischen Becken fehlt nur *Gladigondolella*, weiter westlich auch *Gondolella*.

Im Pelson und basalen Illyr finden sich im östlichen Germanischen Becken, z.B. in Gorny Śląsk und im Święty Krzyż-Gebirge reine austroalpine Conodontenfaunen. Im zentralen und westlichen Germanischen Becken fehlen in diesem Zeitraum die Gondolellen. Lediglich im Bereich der oberen Oolithbank unmittelbar an der Bithynian/Pelson-Grenze wanderten einzelne juvenile Gondolellen bis in das Thüringer Becken ein.

Im höheren Illyr unterscheiden sich die Conodontenfaunen der Germanischen Provinz kaum von jenen der Austroalpinen und Westmediterran-arabischen Provinz (sofern die letzteren bekannt sind).

Erst im obersten Illyr und Ladin tritt eine eigenständige Entwicklung auf, die außerhalb der Germanischen Provinz nur noch in angrenzenden Teilen der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz zu beobachten ist (Provence, Sardinien). Diese Entwicklung ist durch die phylomorphogenetische Reihe *Gondolella mombergensis*-*G. media*-*G. haslachensis*-*Celsigondolella praecursor*-*C. watznaueri* charakterisiert. Auch die Gattung *Gondolatus* ist ein zwar sehr seltenes, aber bezeichnendes Element der ladinischen Conodontenfaunen des Germanischen Beckens und Arten wie *Chirodella bipartita* und *Cornudina ancoraeformis* sind ebenfalls auf das Germanische Becken beschränkt. Das Einwandern ganz vereinzelter Exemplare von *Metapolygnathus* und *Gladigondolella* (von letzterer Gattung nur juvenile Exemplare) an der Fassan/Longobard-Grenze in das südwestliche Germanische Becken belegt kurzzeitigen Faunenaustausch, vor allem mit der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz, während dieser Zeit.

#### Nevadische Faunenprovinz

Erstbeschreibung: KOZUR, 1973 d.

Regionaler Umfang: Marine Trias der südwestlichen USA (Nevada, Arizona, Utah, Idaho) und Mexikos.

Charakterisierung in der Mittel- und Obertrias: Besonders kennzeichnend für die Nevadische Faunenprovinz ist das völlige Fehlen von *Gladigondolella*, selbst in pelagischen Sedimenten. Auch *Chirodella* und *Cornudina* wurden bisher in der Mittel- und Obertrias nicht nachgewiesen und *Neohindeodella* ist in diesem Zeitraum selten. Bis auf das Fehlen von *Gladigondolella* ist die anisische Conodontenfauna der Nevadischen Provinz derjenigen der Asiatischen Provinz sehr ähnlich. Im Ladin wurde bisher nur eine *Metapolygnathus*-Art, *M. mungoensis*, nachgewiesen.

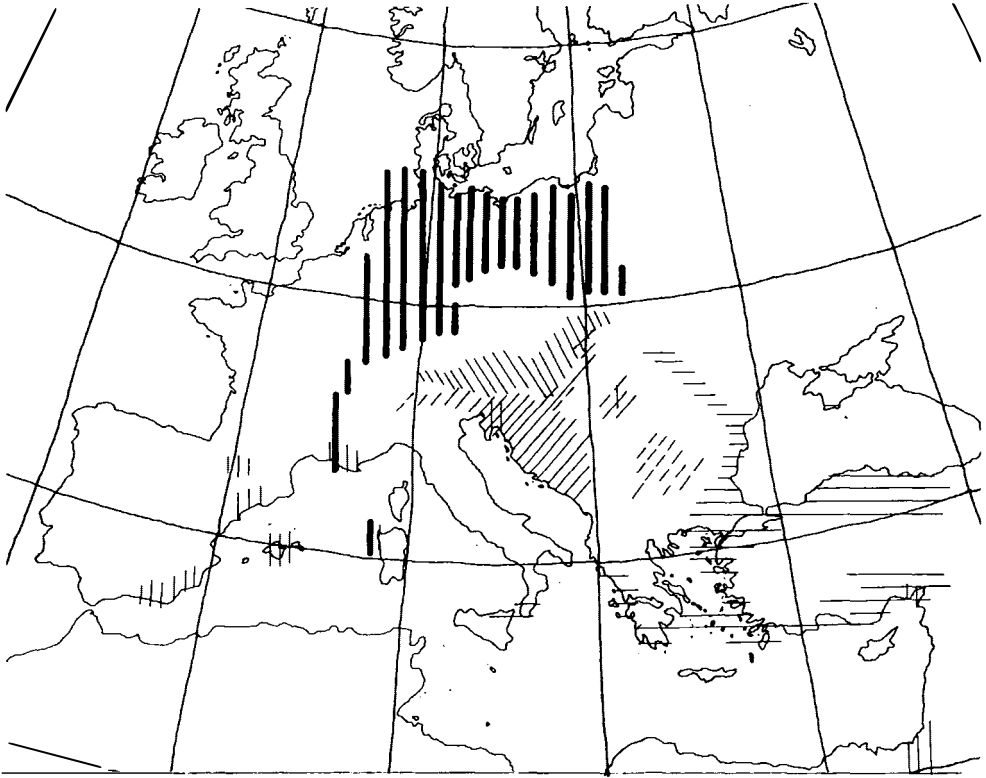


Fig. 1: Conodontenfaunenprovinzen der Mittel- und Obertrias Europas

Horizontalschraffur: Asiatische Faunenprovinz

Diagonalschraffur von links unten nach rechts oben: Dinarische Faunenprovinz (unterbrochene Linien kennzeichnen die Balkanide Subprovinz sowie ähnliche Verarmungen der Conodontenfaunen in der Dinarischen Faunenprovinz)

Diagonalschraffur von rechts unten nach links oben: Austroalpine Faunenprovinz

Breite Vertikalschraffur: Westmediterrän-Arabische Faunenprovinz

Kommen in einem Gebiet Zeichen für verschiedene Faunenprovinzen vor, so handelt es sich entweder um Mischfaunen (Nordrand der Arabischen Plattform: Mischfaunen zwischen der Asiatischen und Westmediterrän-Arabischen Faunenprovinz; nördliches Apusenigebirge, Rumänien: Mischfaunen zwischen der Dinarischen und Westmediterrän-Arabischen Faunenprovinz; Provence und NW-Sardinien: Mischfaunen zwischen der Germanischen und der Westmediterrän-Arabischen Faunenprovinz) oder es liegt ein Wechsel der Faunenprovinzen in verschiedenen Zeiträumen vor (NW-Jugoslawien: im Longobard und Cordevol Westmediterrän-Arabische Faunenprovinz, sonst Dinarische Faunenprovinz; Balatonhochland: im Anis Grenz-



bereich zwischen der Austroalpinen und Dinarischen Faunenprovinz, im Ladin Dinarische Faunenprovinz). Im Slowakischen Karst (Südslowakei) und im Aggtelek-Karst (Nordungarn) liegt die Silica-Decke mit austroalpinen Faunen über der leicht metamorphen Meliata-Gruppe mit dinarischen Faunen.

Im germanischen Becken wurde die Abfolge der Faunenprovinzen nicht eingetragen. Im Bithynian (höheres Unteranis) gibt es im gesamten germanischen Becken verarmte asiatische Conodontenfaunen, die über den Karpatenoststrand einwanderten. Nur im Święty Krzyz-Gebirge treten Gondolellen auf, sonst fehlen sie ebenso wie die Gattung *Gladigondolella*. Im Pelson und basalen Illyr finden sich in Südpolen reiche austroalpine Conodontenfaunen, die über die oberschlesische Pforte einwanderten. Im übrigen germanischen Becken tritt zu dieser Zeit eine verarmte austroalpine Conodontenfauna ohne Gondolellen auf. Lediglich kurzzeitig (z.B. im Niveau der Oolithbänke (mu<sub>100</sub>) dringen juvenile Gondolellen bis ins Thüringer Becken vor. Erst vom obersten Illyr an gibt es eine eigenständige Conodontenfauna der Germanischen Faunenprovinz.

Eventuell hängt das z.T. mit unterschiedlichen taxonomischen Auffassungen der europäischen und japanischen Bearbeiter einerseits und den amerikanischen Conodontenspezialisten andererseits zusammen, doch solche unbeknoteten Formen wie *M. truempyi*, *M. hungaricus*, *M. japonicus* und *M. ciernensis* würden auch die amerikanischen Bearbeiter kaum zu *M. mungoensis* stellen. Kenntnislücken hinsichtlich der Conodontenfaunen des höheren Fassans und des unteren Longobards können ebenfalls nicht ausgeschlossen werden. Im Unterkarn Nordamerikas wurden überhaupt keine *Metapolygnathus*-Arten nachgewiesen. Das hängt aber sicherlich mit der abweichenden Grenzziehung zwischen Ladin und Karn in Eurasien und Nordamerika zusammen. Die *Trachyceras obesum*-Zone, welche die Karnbasis in Nordamerika markiert, ist in Wirklichkeit viel jünger als die *Trachyceras aon*-Zone (vgl. KOZUR, 1976 a, KRYSSTYN, 1978) und entspricht der *Trachyceras (Austrotrachyceras) austriacum*-Zone s.str., welche in Europa die Basis des Mittelkarns (Jul) markiert. Im Mittelkarn wurden aber auch in der eurasiatischen Tethys keine *Metapolygnathus*-Arten nachgewiesen. Das gesamte Cordevol (Unterkarn) ist älter als die *Trachyceras obesum*-Zone (vgl. KOZUR, 1976 a) und demnach in der *Frankites sutherlandi*-Zone enthalten, die in Nordamerika zum Longobard gestellt wird. Die vor der Arbeit von KOZUR, 1976 a, stets vorgenommene Korrelierung der *Trachyceras obesum*-Zone mit der *Trachyceras aon*-Zone führte hier zu der falschen Vorstellung, daß der oberladinisch-cordevolische *Metapolygnathus*-Komplex in Nordamerika früher aussetzt als in Europa. Da *M. mungoensis* in Nordamerika an der Obergrenze der *Frankites sutherlandi*-Zone s.l. erlischt, kommen auch in Nordamerika *Metapolygnathus*-Arten, zumindest aber *M. mungoensis*, im Cordevol vor. *G. auriformis* und *M. baloghi* sind aber im nordamerikanischen Cordevol offensichtlich nicht anzutreffen. Dagegen könnten *M. diebeli* und *M. mostleri* in *M. mungoensis* der nordamerikanischen Fassung enthalten sein. Das Mittelkarn und wahrscheinlich auch höhere Teile des Unterkarns werden in der Nevadischen Faunenprovinz durch die eindeutige Dominanz von *Mosherella newpassensis* charakterisiert, die sich aus *Pseudofurnishius murcianus* entwickelt hat. Auffällig ist, daß *Mosherella newpassensis* ganz ähnliche Faziesverhältnisse bevorzugt wie *P. murcianus*. Daher kommen diese beiden Arten häufig allein (einschließlich der zugehörigen Zahnreihenconodonten vor). So ist es nicht verwunderlich, daß in der *newpassensis*-Zone der Nevadischen Faunenprovinz bis auf spärliche Einzelvorkommen von *G. noah* keine anderen Plattformconodonten bekannt sind.

### 3. Probleme der Conodontenzonierung und ihrer Korrelierung mit der Ammonitenzonierung sowie der Stufen- und Unterstufengliederung

Die Taxonomie der Indexarten der Conodontenzonierung sowie der wichtigsten begleitenden Plattformconodonten ist schon so weit geklärt, daß von dieser Seite her kaum noch wesentliche Veränderungen der Conodontenzonierung zu erwarten sind.

Folgende Bemerkungen zu einigen taxonomischen Problemen sind nötig: *Gondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV) und *G. hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV) kommen in ihrer gesamten bisher bekannten stratigraphischen Reichweite gemeinsam vor, wobei reichlich Übergangsformen auftreten, die oftmals sogar den dominierenden Anteil stellen. In Abhängigkeit von der Fazies (anscheinend vor allem von der Stärke der Wasserbewegung) kann der eine oder andere Morphotyp stärker dominieren. Eine Trennung dieser beiden Morphotypen in zwei Arten scheint nicht gerechtfertigt zu sein. Durch diese weitere Fassung ist die ursprünglich sehr eng gefaßte *G. bifurcata* jetzt eine gut erkennbare und weit verbreitete Leitform, die in ihrer neuen Fassung als Zonenindexart geeignet ist.

Zwei taxonomische Änderungen bei den obertriassischen Conodonten bedingen Änderungen in der Benennung der Zonen, aber keine Änderungen im Umfang dieser Zonen. Die Nachuntersuchung des Holotypus von *G. polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV ergab, daß er nicht mit jenen Formen identisch ist, die bisher meist als *G. polygnathiformis* bezeichnet wurden und auf denen die oberkarnische polygnathiformis-Zone bzw. Assemblage-Zone beruhte. Der Holotypus stammt aus einer unterkarnischen Probe, deren *Gondolella*-Elemente fast ausschließlich zu *G. foliata* (BUDUROV) gehören. Auch der Holotypus, bei dem die Plattform auf einer Seite stark beschädigt ist, stimmt in den meisten Merkmalen mit *G. foliata* überein. Lediglich das in der Seitenansicht starke Abfallen der Plattform in ihrem vorderen Abschnitt unterscheidet den Holotypus von *G. foliata*. Die schwache Biegung des Conodonten in der Seitenansicht und die gerade Linie, welche die Oberseite der Carina in der Seitenansicht bildet, sind nicht nur typische Merkmale für *G. polygnathiformis* (bzw. für ihren Holotypus), sondern auch für *G. foliata*. Das letztere Merkmal ist auch für *G. tadpole* charakteristisch, die sich vom Holotypus der *G. polygnathiformis* durch die wesentlich kürzere Plattform und die meist weitgehend fehlende Biegung des Conodonten (in der Seitenansicht) unterscheidet. Diese drei Arten bilden eine taxonomische Gruppe, deren letzter Vertreter, *G. tadpole*, innerhalb der Tropites dilleri-Zone erlöscht. Diese drei Arten werden hier wie folgt abgegrenzt: *Gondolella foliata* (BUDUROV): Formen ohne Plattformreduktion im vorderen Abschnitt, Conodonten in der Seitenansicht meist leicht gebogen, selten gerade. Die Oberseite der Carina bildet in der Seitenansicht eine gerade Linie. *G. polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV: Die Plattform reicht immer bis zum Vorderende und ist in der Aufsicht im vorderen Drittel nur wenig reduziert. In der Seitenansicht fällt die Plattform im vorderen Abschnitt stark ab (keine Plattformverdickung im vorderen Drittel). Conodonten in der Seitenansicht meist leicht gebogen, selten gerade. Die Oberseite der Carina bildet in der Seitenansicht eine gerade Linie. Die in der Aufsicht beim Holotypus zu beobachtende abrupte Plattformreduktion auf einer Seite etwas vor der Mitte wird durch herausgebrochene Teile der Plattform vorgetäuscht. *G. tadpole* HAYASHI: Formen mit starker Plattformreduktion im vorderen und mittleren Abschnitt des Conodonten. Nicht reduzierter Teil der Plattform kürzer als 50% der Gesamtlänge des Conodonten. In der Seitenansicht ist der gesamte Conodont meist

gerade, selten leicht gebogen, und die Oberseite der Carina bildet eine gerade Linie. Zwischen allen drei Arten existieren Übergangsformen.

Der Holotypus von *G. polygnathiformis* repräsentiert eine schlecht erhaltene Übergangsform zwischen *G. foliata* und *G. polygnathiformis* in der hier verwendeten Fassung. Ein eigentliches freies Blatt ist noch nicht entwickelt, da die Plattform bis zum Hinterende reicht. Die bei der Abbildung der Unterseite des Holotypus (BUDUROV & STEFANOV, 1965, Taf. 3, Fig. 7) sichtbare abrupte Verschmälerung der Plattform auf einer Seite im vorderen Drittel des Conodonten ist in Wirklichkeit nur minimal und wird durch Beschädigung (ein Teil der Plattform ist herausgebrochen) vorgetäuscht.

Von dieser Gruppe weicht *G. noah* (HAYASHI) deutlich ab. Diese Art ist in der Seitenansicht kräftig gebogen und unterscheidet sich vor allem durch die vorn hahnenkammartig aufgebogene Carina, ein Merkmal, das sich auch bei allen oberkarnisch-norischen und bei fast allen ladinisch-unterkarnischen *Metapolygnathus*-Arten findet, deren Entwicklungsreihen direkt oder über Zwischenformen alle auf *G. excelsa* zurückzuführen sind. *G. noah* ist eine solche Zwischenform und ihrerseits direkt oder über weitere Zwischenformen die Vorläuferform aller oberkarnischen und norischen *Metapolygnathus*-Arten. *G. noah* entsteht im höheren Oberladin aus hoch entwickelten *G. excelsa*. Ihr gemeinsames Merkmal mit *G. polygnathiformis* s.str. ist die Plattformreduktion im vorderen Drittel des Conodonten, die allerdings bei *G. noah* stärker ausgeprägt ist und auch in der Aufsicht sehr deutlich ist. Dieses Merkmal verbindet *G. noah* aber gleichermaßen mit *G. tadpole*, *G. carpathica* und *G. praeangusta* sowie mit allen oberkarnisch-norischen *Metapolygnathus*-Arten, die ganz sicher nicht auf *G. polygnathiformis* zurückzuführen sind. *G. noah* setzt schon im oberen Ladin ganz vereinzelt ein, wobei bereits typische Vertreter auftreten. Dagegen setzen die ersten Übergangsformen zwischen *G. foliata* und *G. polygnathiformis* s.str., zu denen auch der Holotypus von *G. polygnathiformis* gehört, erst innerhalb der aon-Zone ein. Vor allem im Mittelkarn und in der unteren dilleri-Zone wird *G. noah* von *G. tadpole* und *G. polygnathiformis* s.str. oftmals in der Häufigkeit weit übertroffen. Von der höheren dilleri-Zone an kommt *G. noah* ohne *G. polygnathiformis* s.str. und *G. tadpole* vor. Im Tuval oberhalb der unteren dilleri-Zone ist *G. noah* weltweit die dominierende *Gondolella*-Art, aus der sich u.a. *G. carpathica*, eine Übergangsform zwischen *Gondolella* und *Metapolygnathus* entwickelt.

In Nordamerika fehlen ganz offensichtlich *G. foliata*, *G. polygnathiformis* s.str. und *G. tadpole*, während *G. noah* bereits in der höheren Maclearnoceras maclearni-Zone erscheint und erst ab dem Tuval häufig wird. Daraus erklärt sich die Tatsache, daß alle amerikanischen Autoren die polygnathiformis-Zone erst mit dem Tuval beginnen lassen, während sie nach BUDUROV auf das Unter- und Mittelkarn beschränkt ist. Die polygnathiformis-Zone sensu BUDUROV beruht auf *G. polygnathiformis* s.str., jene der amerikanischen Gliederung auf *G. noah*. Da die polygnathiformis-A.-Z. in einem regionalen und stratigraphischen Bereich

aufgestellt wurde, in dem nur *G. noah* vorkommt, muß sie in *G. noah*-A.-Z. umbenannt werden. Lediglich die polygnathiformis-Zone im Sinne von BUDUROV könnte unter dieser Bezeichnung und mit der bei BUDUROV, 1976, angegebenen Reichweite beibehalten werden, doch haben andere Zonierungen in diesem stratigraphischen Bereich die Priorität.

*Metapolygnathus communisti* HAYASHI wurde in Europa bisher zu weit gefaßt. Hier wurden auch Übergangsformen zwischen *Gondolella* und *Metapolygnathus* eingeschlossen, die eine terminale bis subterminale Basalgrube besitzen, sonst aber weitgehend dem Holotypus von *M. communisti* entsprechen, der eine weit nach vorn verlagerte Basalgrube etwa im Zentrum der Plattform besitzt. Diese Formen wurden jetzt als *G. carpathica* MOCK, 1979, abgetrennt. Da die *communisti*-A.-Z. auf diesen Formen beruht, muß sie in *carpathica*-A.-Z. umbenannt werden.

Die Stellung der mittel- und obertriassischen Conodontenindexarten innerhalb der phylomorphogenetischen Reihen der Triasconodonten wurde in den letzten Jahren geklärt (vgl. u.a. KOZUR, 1972 a). Daher sind von allen Indexarten die Vorläuferformen und - falls vorhanden - auch die Nachläuferformen bekannt. Das ist eine unabdingbare Voraussetzung für die Definition und Anwendbarkeit der mittel- und obertriassischen Conodontenzonen. Damit ist aber die mittel- und obertriassische Conodontenzonierung gleichzeitig der derzeitige einzige durchgehend anwendbare Eichmaßstab für die Reichweiten anderer Fossilien. Das zeigt in aller Deutlichkeit den Anachronismus der aus dem vorigen Jahrhundert übernommenen Einteilung in "ortho"- und "parachronologische" Leitfossilien in der Trias. An sich wäre diese Einteilung belanglos, da sich die Conodontenzonierung ähnlich wie im Oberdevon schon längst "verselbständigt" hat und mit ihr in all jenen Regionen praktisch gearbeitet wird, in denen ohnehin keine oder nur ganz vereinzelte stratigraphisch wichtige Ammoniten vorkommen (mehr als 90% der marinen Trias-sedimente der Welt). Für den wissenschaftlichen Fortschritt hinderlich wird diese anachronistische Einteilung nur dadurch, daß damit auch heute noch (!) vielfach eine Wertschätzung verbunden wird ("orthochronologisch" = wertvoll, erstrangig, bedeutsam, Richtmaß; "parachronologisch" = unwichtig oder weniger wertvoll, nur sekundär bedeutsam, als Richtmaß ungeeignet). Das führt u.a. dazu, daß in der Trias auch heute noch allen Ernstes versucht wird, Stufen- und Unterstufengrenzen ausschließlich mit Ammonitenzonen zu definieren und zu korrelieren. Solche Stufen und Unterstufen würden nur akademischen Wert haben, weil zur Definition der Stufen- und Unterstufengrenzen der gesamte Faunen- und Floreninhalt sowie weitere geologische Daten herangezogen werden müssen, dies umso mehr als die Ammonitengliederung der Trias in einigen Fällen noch nicht die Anforderungen an eine moderne biostratigraphische Gliederung erfüllt. Vielfach sind nicht einmal die Vorläuferformen einer Indexart bekannt, mit deren Einsetzen dann nicht nur die Ammonitenzone, sondern auch Unterstufen- und Stufengrenzen definiert werden. Zu welchen Mißverständnissen dies führen kann, soll an nachfolgenden Beispielen aufgezeigt werden.

Die Sevabasis wird von dem meisten Ammonitenspezialisten seit TOZER, 1967, mit dem Einsetzen von *Rhabdoceras suessi* definiert,

obwohl die darunter liegende *Himavatites columbianus*-Zone nach der Priorität (MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER, 1895) ebenfalls zum Sevat gehört, da sie ein Synonym der von diesen Autoren zum Sevat gestellten *Argosirenites argonautae*-Zone ist. Nun sollten Prioritäten nur dann unberücksichtigt bleiben, wenn dafür zwingende Gründe vorliegen, z.B. wenn Überschneidungen im Umfang von stratigraphischen Einheiten auftreten oder bestimmte Zeitabschnitte unrepräsentiert sind. Das ist bei der Sevatbasis aber nicht der Fall. Selbst bei den Ammoniten liegen an der Basis und innerhalb der *columbianus*-Zone bedeutsame Schritte. Mit *Halorites*, *Helictites* und *Steinmannites* setzen wichtige sevatische Gattungen in der *columbianus*-Zone ein (wenn auch nicht an deren Basis), während keine einzige mittelnorische Leitform bis in die *columbianus*-Zone reicht, nicht einmal in deren unteren Teil. Bei den Lamellibranchiaten setzt *Monotis* in der *columbianus*-Zone ein. Die Conodonten- und Holothurienfaunen der *columbianus*-Zone sind sevatisch. Besonders auffällig ist das regelmäßige Vorkommen von *M. bidentatus* schon im unteren Teil der *columbianus*-Zone (meist ca. 10% der Plattformconodonten). Diese entscheidend wichtige, weltweit verbreitete Leitform des Sevats setzt an der Basis der *columbianus*-Zone ein. Es gibt also keinen plausiblen Grund dafür, die Priorität der Zuordnung der *Argosirenites argonautae*-Zone (= *Himavatites columbianus*-Zone) zum Sevat zu ändern. Besonders bedenklich wird dieses Vorgehen aber dadurch, daß nicht einmal die unmittelbare Vorläuferform von *Rhabdoceras suessi* bekannt ist. Damit aber kann das Einsetzen dieser Art zeitlich diachron sein und die Basis der *Rhabdoceras suessi* range (!)-Zone kann hinsichtlich ihrer Typusart biostratigraphisch nicht exakt definiert werden, denn nicht das Vorkommen der Fossilien an sich, sondern die Evolution der Lebewesen ist die Grundlage der Biostratigraphie und die Kenntnis der Evolution ist bei range-Zonen eine unabdingbare Voraussetzung. Zu welchen Fehldeutungen die Festlegung von Stufengrenzen mit dem Einsetzen einer Art führen kann, deren Vorläuferform nicht bekannt ist, zeigt die Diskussion um die Sevat/Rhät-Grenze. Nach der Priorität (MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER, 1895) liegt sie in der Ammonitengliederung oberhalb der *Pinacoceras metternichi*-Zone. Diese Zone wurde von TOZER durch die *Rhabdoceras suessi*-Zone ersetzt und ohne genaue Eichung wurden beide Zonen gleichgesetzt. Diese Gleichsetzung wurde von den meisten europäischen Ammonitenspezialisten übernommen. KOZUR, 1973 a, b, erkannte, daß die *Rhabdoceras suessi*-Zone höher hinaufreicht als die *Pinacoceras metternichi*-Zone und er unterteilte die *Rhabdoceras suessi*-Zone in drei Zonen, da die Indexart eine langlebige Form ohne Zonenleitwert ist. Nur zwei dieser Zonen (*Sagenites giebeli*- und *Cochloceras suessi*-Zone) sind die zeitlichen Äquivalente der *Pinacoceras metternichi*-Zone, die jüngste Zone (*Choristoceras haueri*-Zone) ist jünger und gehört zum Rhät. Als *Rhabdoceras suessi* in den rhätischen Kössener Schichten vom Weißloferbach gefunden wurde, begann eine Diskussion, die unnötig gewesen wäre, wenn auch in der Ammonitengliederung die fundamentalsten Regeln der Biostratigraphie immer beachtet und Stufen-/Unterstufengrenzen nicht nur mit Ammoniten (in diesem speziellen Fall sogar mit dem Einsetzen einer einzigen Art,

deren Vorläuferform nicht bekannt ist!), sondern nach den Änderungen des gesamten Fossilinhalts definiert würden. Nach Conodonten ist es völlig klar, daß die Kössener Schichten vom Weißloferbach jünger als das Sevat sind, denn sie gehören zur *Misikella posthernsteini*-A.-Z. (nur aus dem basalen Teil der Kössener Schichten wurden hier noch keine Conodonten nachgewiesen). Selbst wenn man annehmen wollte, daß alle sevatischen Conodontenarten in den Kössener Schichten aus faziellen Gründen fehlen würden, dann könnten die Kössener Schichten vom Weißloferbach nicht eher beginnen als im obersten Sevat, denn erst hier entwickelt sich in einer lückenlos belegten phylomorphogenetischen Reihe *Misikella posthernsteini* aus *M. hernsteini*. Früher als im obersten Sevat kann *Misikella posthernsteini*, die häufigste Conodontenart aus den Kössener Schichten vom Weißloferbach (vgl. MOSTLER, SCHEURING & URLICHS, 1978) also gar nicht auftreten. Der allergrößte Teil der *Rhabdoceras suessi*-Zone wird aber in den sevatischen Hallstätter Kalken durch die *M. bidentatus*-Zone (außer ihrem unteren Teil, der zur *Argosirenites argonautae*-Zone gehört), die *Parvigondolella andrusovi*- und die *Misikella hernsteini*-A.-Z. in der Conodontengliederung vertreten. Obwohl mit Hilfe von Conodonten eindeutig belegt werden konnte, daß die Kössener Schichten vom Weißloferbach nur den obersten Teil der *Rhabdoceras suessi*-Zone enthalten können, wurde auch hier dem Einsetzen von *Rhabdoceras suessi* entscheidende Bedeutung beigemessen und man nahm an, daß die *Rhabdoceras suessi*-range-Zone innerhalb der Kössener Schichten beginnt und die unteren zwei Drittel derselben einnimmt. Da *Rh. suessi* in den basalen Kössener Schichten vom Weißloferbach noch fehlt, nahm KRYSZYN, 1974, folgerichtig sogar an, daß die Kössener Schichten vom Weißloferbach bis in das höhere Mittelnor hinabreichen. Als dann im Profil Lahmwiesengraben *Choristoceras marshi* unterhalb des Vorkommens von *Rh. suessi* gefunden wurde, folgerten WIEDMANN, URLICHS & FABRICIUS, 1978 (nach der bisherigen Art und Weise der Definition der triassischen Ammonitenzonen durchaus folgerichtig!), daß die *Choristoceras marshi*-Zone bereits unterhalb der *Rhabdoceras suessi*-Zone beginnt. Das würde bedeuten, daß *Ch. marshi* schon wenigstens in der *Argosirenites argonautae*-Zone (=Himavatites columbianus-Zone) vorhanden sein müßte.

Die aus der vermeintlichen Präsenz der gesamten *Rhabdoceras suessi*-Zone in den rhätischen Kössener Schichten gezogenen Schlußfolgerungen hinsichtlich der vermeintlichen Gleichaltrigkeit des Rhäts mit dem Sevat führten dann zu der Diskussion, ob man das Sevat mit dem Rhät zum Sevat s.l. oder das Rhät mit dem Sevat zum Rhät s.l. vereinigen sollte. Nicht ein einziges Mal wurde von den Verfechtern der "orthochronologischen" Ammonitenstratigraphie die Frage diskutiert, ob das Einsetzen von *Rhabdoceras suessi* in den rhätischen Kössener Schichten wirklich das tiefste Vorkommen dieser Art repräsentiert oder nur ein faziell bedingtes Einsetzen innerhalb einer viel größeren Gesamtreichweite ist. Das letztere lag dabei klar auf der Hand, da die unterlagernden Schichten ammonitenfrei sind. Das obige Beispiel zeigt mit aller Deutlichkeit die Gefahren, die in der Definition von Stufen-/Unterstufengrenzen mit einer Fossilgruppe oder gar einer Art liegen. Besonders hinderlich wirkt sich in der Trias zudem noch aus, daß die Ammonitenzonen biostratigraphisch oft

nur ungenügend abgegrenzt sind. Auch an der Anis/Ladin-Grenze liegt die Priorität klar auf der Hand: Obergrenze der Paraceratites trinodosus-Zone. Die "avisianum-Zone" ist nach der Priorität (MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER, 1895) Teil des Unterladins. Bis vor kurzem empfahlen die Ammonitenspezialisten ziemlich übereinstimmend die Festlegung der Ladinbasis mit dem Einsetzen der Gattung *Protrachyceras*. Nach der schon revidierten Fassung der Gattung sollte dies "*Protrachyceras*" *curionii* bzw. "*Protrachyceras*" *subasperum* sein. Inzwischen zeigte sich aber, daß selbst diese zwei Arten noch eine ceratitische Sutur besitzen und damit selbst zu einer anderen Unterordnung gehören als die eigentliche Gattung *Protrachyceras*. Dr. KRYSZYN, Wien (freundliche persönliche Mitteilung), zog u.a. daraus die Konsequenzen und legt die Anis/Ladin-Grenze jetzt wieder tiefer. Hier setzt sich anscheinend wieder eine Annäherung an die Priorität durch. Die Definition der Ladinbasis mit der Basis der *curionii*-Zone würde zwar eine Grenze ergeben, die auch nach anderen Fossilien gut erkennbar wäre, aber diese Grenze ist zu weit von der Priorität entfernt und würde das Fassan zur Bedeutungslosigkeit reduzieren. Auch die Definition der Ladinbasis mit der Grenze zwischen *avisianum*- und *reitzei*-Zone ist nicht akzeptabel, weil diese Grenze nirgends definiert werden kann. Ganz offensichtlich ist die "avisianum-Zone" in der *reitzei*-Zone des bisherigen Umfangs mit enthalten. Die Faunen der *reitzei*-Zone sind an den pelagischen Bereich gebunden, während jene der "avisianum-Zone" auch außerhalb des pelagischen Bereichs auftreten können. Auf jeden Fall existiert kein einziges Profil, wo die Indexarten *Aplococeras avisianum* und "*Protrachyceras*" *reitzei* unmittelbar übereinander auftreten. Wie will man dann aber die Anis/Ladin-Grenze mit der Grenze zwischen der *avisianum*- und *reitzei*-Zone definieren? Innerhalb der *reitzei*-Zone gibt es allerdings eine Abfolge mit *Kellnerites* im tieferen und *Nevadites* im höheren Teil. Stratigraphisch auswertbare Änderungen der Mikrofaunen und Dasycladaceen zwischen diesen beiden Horizonten gibt es aber nicht. Dagegen beginnt oberhalb der *P. trinodosus*-Zone mit *Diplopora annulata* eine wichtige ladinische Dasycladaceenart. In diesem stratigraphischen Niveau beginnt auch der ladinische Typus der *Gondolella*-Entwicklung (Vorwärtsverlagerung der Basalgrube, Ausbildung eines langen, häufig etwas exzentrischen "loop" hinter der Basalgrube) in mehreren Entwicklungsreihen (*G. longa*: *mombergensis*-Reihe, *G. pseudolonga*: *constricta*-Reihe, *G. basisymmetrica*: *bakalovi*-Reihe). Wie die deutlichen und in sehr unterschiedlichen Faziesbereichen erkennbaren faunistischen und floristischen Änderungen an der Obergrenze der *trinodosus*-Zone zeigen, ist auch hier bei Auswertung des gesamten Fossilinhalts diese der Priorität entsprechende Anis/Ladin-Grenze die geeignetste Stufengrenze. Es liegt auf der Hand, daß jede Korrelation der Conodontengliederung mit der Ammonitengliederung nur so genau sein kann, wie die Grenzen der Zonierungen beider Gliederungen. Besonders erschwerend macht sich hierbei bemerkbar, daß die meisten Ammonitenzonen nicht durch Schicht-für-Schicht-Aufsammlungen in unkondensierten Profilen genau abgegrenzt werden können. Selbst in den unkondensierten Profilen Nordamerikas liegen zwischen



den einzelnen Zonen oftmals ziemlich mächtige Profilabschnitte, die überhaupt keine oder stratigraphisch nicht aussagekräftige Ammoniten geliefert haben. Aus diesem Grund konnten nur wenige Conodontenzonen ganz detailliert mit den Ammonitenzonen korreliert werden. Das gilt im tethyalen Bereich mit gewissen Einschränkungen für das Anis (bis zur Obergrenze der trinodosus-Zone), für den Bereich von den *Daonella lommelli*-Schichten (Protrachyceras archelaus-Zone) bis zum unteren Jul (Trachyceras austriacum-Zone) und für das oberste Karn bis zum unteren Sevat. In allen anderen Fällen wurde Ammonitenmaterial, einschließlich der Indexarten der Ammonitenzonierung (soweit verfügbar) aufgelöst, um Conodonten zu gewinnen. Damit konnte zwar nachgewiesen werden, daß die jeweilige Conodontenzone in der betreffenden Ammonitenzone enthalten ist (sofern die bisher vorliegenden Reichweitenangaben der einzelnen Ammonitenarten stimmen), es bleibt in diesen Fällen aber noch unklar, ob die exakt zu fassende Grenze der Conodontenzone mit der nicht exakt zu fassenden Grenze der Ammonitenzone zusammenfällt, aus der das betreffende Material gewonnen wurde.

Exakt korrelierbar ist z.B. die Obergrenze der M. diebeli-Zone bzw. der M. mostleri-A.-Z. mit der Grenze zwischen der Trachyceras aonoides-Zone s.str. und der T. (Austrotrachyceras) austriacum-Zone s.str. (sensu KRYSZYN, 1978), ein gewichtiger Hinweis für die Berechtigung der Untergliederung in Cordevol und Jul, da zur gleichen Zeit beträchtliche Änderungen in den Ammoniten- und Lamellibranchiatenfaunen auftreten (vgl. KRYSZYN, 1978).

Exakt korrelierbar sind auch die Ammoniten- und Conodontenzonen des Germanischen Hauptmuschelkalks (Oberer Muschelkalk). Hier sind alle Ammonitenzonen wirkliche range-Zonen bzw. die genaue Reichweite aller Indexarten ist durch Schicht-für-Schicht-Aufsammlungen bekannt. Die Vorläufer-, und, wenn vorhanden, auch die Nachläuferformen fast aller Indexarten sind bekannt, so daß die Korrelation der Ammonitengliederung mit der Conodontengliederung hier keine Schwierigkeiten bereitet.

Unsicher sind noch einige Korrelationen der Conodontengliederungen in verschiedenen Faunenprovinzen mit der Conodontenstandardgliederung und damit auch mit der Stufen-/Unterstufengliederung der Trias. Das betrifft im wesentlichen die Nevadische und Westmediterran-arabische Faunenprovinz sowie die drei jüngsten Conodontenzonen der Germanischen Trias. Die jahrelangen Unsicherheiten über die obere Reichweite der Pseudofurnishius murcianus-Zone konnten nun beseitigt werden, da *P. murcianus* in der Vălani-Decke des nördlichen Apusenengebirges zusammen mit *G. tadpole*, *M. diebeli*, *M. mostleri* und *Gladigondolella malayensis* in einer typischen Cordevolfauna gefunden wurde (KOZUR, MIRĂUȚĂ & PATRULIUS, in Vorbereitung), so daß die Ansicht von KOZUR, 1972 a, über ein cordevolisches Alter der oberen murcianus-range-Zone bestätigt werden konnte. Das Einsetzen dieser Zone liegt innerhalb der mungoensis-A.-Z. Eine genaue Korrelation steht hier noch aus. Das gilt auch für das genaue Alter der *P. huddlei*-Zone, die aber kaum älter als das basale Longobard sein kann.

Unklar ist auch die Korrelation der Mosherella newpassensis-

Zone mit anderen Zonierungen. Da unsicher ist, ob die *mungoensis*-Zone Nordamerikas eine range-Zone ist und damit bis weit ins Cordevol hinreicht oder ob *M. mungoensis* in Nordamerika etwas früher aussetzt als in Eurasien, ist auch unklar, ob die *newpassensis* A.-Z. der Nevadischen Faunenprovinz oberhalb, innerhalb oder sogar an der Basis der diebeli-Zone des Cordevols beginnt. Das stratigraphisch älteste Vorkommen von *M. newpassensis* in der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz liegt nahe der Ladin/Karn-Grenze nahe der Basis der diebeli-Zone. Das muß aber nicht bedeuten, daß die *newpassensis*-Zone der Nevadischen Faunenprovinz neben dem Jul auch die gesamte cordevolische diebeli-Zone umfaßt, da in der Nevadischen Provinz *P. murcianus*, die Vorläuferform von *M. newpassensis*, unbekannt ist und der Beginn der *newpassensis*-A.-Z. offensichtlich durch den Zeitpunkt des Einwanderns der Indexart bestimmt wird. Genauso unsicher ist die Obergrenze dieser Zone. Sicher ist nur, daß *M. newpassensis* in der Tropites dilleri-Zone nicht mehr vertreten ist und nach dem Vorkommen dieser Art in Europa nicht älter als cordevolisch sein kann. Wahrscheinlich entspricht die *newpassensis*-A.-Z. etwa der tethydis-A.-Z. sie könnte aber auch die oberen Teile oder sogar die gesamte diebeli-Zone umfassen. Das letztere ist jedoch sehr unwahrscheinlich.

Die Zone 1 der Germanischen Faunenprovinz entspricht sicher der oberen *constricta*-A.-Z. der Standardgliederung (= *excelsa*-A.-Z. der Austroalpinen und Dinarischen Faunenprovinz). Die Indexart ist vorhanden und die in der Zone 1 klar dominierende *G. mombergensis* hat in der oberen *excelsa*-A.-Z. der Austroalpinen Faunenprovinz ihre Hauptverbreitung, wo auch *G. acuta* gelegentlich vorkommt. Die Zone 2 ist schwer zu korrelieren, da sie eine verarmte Fauna führt, die fast ausschließlich aus *G. mombergensis* und wenig *G. constricta* besteht. Die Zone 2 könnte sowohl der obersten *constricta*-A.-Z. als auch der *pseudolonga*-A.-Z. entsprechen. *G. mombergensis* zeigt hier meist eine geringe Vorwärtsverlagerung der Basalgrube. In der Austroalpinen Faunenprovinz kommt *G. mombergensis* sowohl in der oberen *excelsa*- als auch in der *pseudolonga*-A.-Z. vor. Auch die Zone 3 ist nach Conodonten allein schwierig zu korrelieren, gehört aber nach anderen Faunenelementen sicher zum tieferen Fassin. Die Zone 4 führt in ihrem höheren Teil vereinzelt Übergangsformen zwischen *M. truempyi* und *M. hungaricus* und auch auf Sardinien kommen *M. truempyi* und *G. haslachensis* gemeinsam vor. Die Zone 4 kann damit recht gut korreliert werden und dürfte im wesentlichen der *truempyi*-Zone der Standardgliederung entsprechen. Die Zonen 5-7 sind nach Conodonten nicht direkt zu korrelieren, da sie endemische Faunen führen. Nach Korrelation mit anderen Faunenelementen entspricht die Zone 5 etwa der *hungaricus*-A.-Z., während die Zonen 6 und 7 in der *mungoensis*-Zone enthalten sind. Die stratigraphische Reichweite der wichtigsten Plattformconodonten sind auf Tabelle 1 und 2 bei KOVÁCS & KOZUR (dieser Band, Beilage) dargestellt. Dort finden sich auch einige Bemerkungen zu stratigraphischen und taxonomischen Problemen. Hinsichtlich der Korrelation mit der Ammonitenzonierung gilt das oben Gesagte. Auch die Tafeln mit den wichtigsten Platt-

formconodonten und allen Indexarten (außer *G. pseudolonga*) finden sich bei KOVÁCS & KOZUR (siehe dort).

#### 4. Conodontenzonierung der Austroalpinen Faunenprovinz (siehe auch Tab. 1)

Vom Pelson bis zum Rhät ist die Austroalpine Faunenprovinz die mit Abstand am besten untersuchte Conodontenprovinz. Erste Untergliederungen wurden hier bereits von HUCKRIEDE, 1958, und MOSHER, 1968 a, vorgenommen. Die umfassende Conodontengliederung dieser Provinz beruht auf den Arbeiten von KOZUR & MOSTLER, 1972 a, 1973 a, KOZUR, 1972 a, 1974 c, 1975 a, und KOZUR & MOCK, 1972 a, 1974 a, b.

##### Nicorella kockeli-Zone

Definition etc.: siehe unter Germanischer Faunenprovinz.

Alter: Pelson.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Gondolella bulgarica*, *G. bifurcata* (einschließlich *G. hanbulogi* als Unterart), *G. constricta*, *G. excelsa* (selten, nur im oberen Teil), *Neohindeodella aequiramosa*, *Veghella delicatula*, *Nicoraella germanica* (selten).

##### Gondolella bifurcata-A.-Z.

Definition etc.: Siehe unter Balkanider Subprovinz der Dinarischen Faunenprovinz.

Alter: Unteres Illyr (Schichten mit *Paraceratites binodosus*, Niveau Tiefengraben).

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Gondolella bulgarica* (selten), *G. cornuta* (selten), *G. excelsa*.

Bemerkungen: Die exakte Abgrenzung der bifurcata-A.-Z. von der kockeli-Zone bereitet beträchtliche Schwierigkeiten. Im oberen Teil der kockeli-Zone ist die Indexart selten und in *Gondolella*-reichen Proben sind z.T. mehrere kg Probenmaterial nötig, um sie überhaupt nachzuweisen. Die Gondolellen der oberen kockeli-Zone und der bifurcata-A.-Z. stimmen völlig überein. *G. bulgarica* ist in der bifurcata-A.-Z. oftmals sehr selten, doch ist das auch in der oberen kockeli-Zone meist der Fall. Neben dem Aussetzen von *N. kockeli* kann auch das Aussetzen von *Neohindeodella aequiramosa* und *Veghella delicatula* zur Abgrenzung von kockeli-Zone und bifurcata-A.-Z. herangezogen werden.

##### Gondolella excelsa-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, März 1972 (Kurzfassung der Vorträge zum Triassymposium in Innsbruck).

Definition: Vorkommen von *G. excelsa* ohne *G. bulgarica*, *G. bifurcata* und ohne *G. longa*, *G. pseudolonga*, *G. basisymmetrica*.

Bemerkungen: Die excelsa-A.-Z. wurde hier neu definiert und im Umfang auf die Subzone I nach KOZUR & MOSTLER (außer ihrem basalen Teil) beschränkt, da die Subzone II jetzt als selbständige Zone ausgeschieden werden kann.

Untergrenze: Aussetzen von *G. bifurcata*.

Obergrenze: Einsetzen von *G. longa*, *G. pseudolonga* (Übergangs-

formen zwischen *G. constricta* und *G. pseudolonga* kommen schon ganz vereinzelt in der obersten excelsa-A.-Z. vor), *G. basisymmetrica* und *Gladigondolella tethydis*. Juvenile Formen von *Gladigondolella tethydis* (Zahnreihenconodonten des Apaprats mit *Gladigondolella* und "*Prioniodina kochi*" kommen bereits vereinzelt in der obersten excelsa-A.-Z. vor).

Bemerkungen: Für den praktischen Gebrauch kann die Obergrenze der excelsa-A.-Z. in der Austroalpinen Faunenprovinz leicht mit dem Einsetzen von *Gladigondolella tethydis* festgelegt werden. In allen anderen Faunenprovinzen ist das nicht möglich, weil *Gladigondolella tethydis* entweder in der gesamten excelsa-A.-Z. schon vorhanden ist, oder die Gattung *Gladigondolella* ganz fehlt.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten: *G. constricta*, *G. cornuta*, *G. mombergensis* (nur in der oberen Hälfte).

Stratigraphischer Umfang: Illyr (Paraceratites trinodosus-Zone).

Regionaler Umfang: Die Indexart tritt weltweit auf, als Zonenindexart findet sie aus Prioritätsgründen aber nur in der Austroalpinen, Dinarischen und Asiatischen Faunenprovinz Verwendung. Im Germanischen Becken kommt *G. excelsa* nur im höheren Pelson und basalen Illyr vor (Obergrenze des Vorkommens hier faziell bedingt), so daß sie hier nur unterhalb der zeitlichen Äquivalente der excelsa-A.-Z. auftritt.

Typuslokalität: Burgfelsen Beckov (Slowakei), Choč-Decke (?), dunkelgraue, bankige, knollige Kalke mit Hornstein, excelsa-A.-Z. und ihre Obergrenze mit sehr reichen Conodontenfaunen belegt.

Referenzprofil für die Untergrenze: Sintwag bei Reutte (Tirol).

#### Gondolella pseudolonga-A.-Z.

Definition etc.: Siehe unter Dinarischer Faunenprovinz.

Alter: Unterfassan.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella basisymmetrica*, *G. constricta*, *G. cornuta*, *G. excelsa*, *G. longa*, *G. mombergensis*, *G. trammeri* n. subsp., *Gondolella* n. sp. A.

Bemerkungen: Die Indexart ist in der Austroalpinen Faunenprovinz z.T. selten. Im oberen Teil der pseudolonga-A.-Z. sowie im Oberfassan und Unterlongobard finden sich hier vielfach Faunen, die ausschließlich oder fast ausschließlich aus *Gondolella tethydis* bestehen. Dadurch wird in der Austroalpinen Faunenprovinz die Festlegung der Obergrenze der pseudolonga-A.-Z. oftmals schwierig.

#### Mittelfassanisches Intervall

Bemerkungen: *Gondolella transita* wurde bisher in der Austroalpinen Faunenprovinz noch nicht nachgewiesen. Dadurch existiert zwischen der pseudolonga-A.-Z. und der truempyi-Zone ein stratigraphischer Bereich, für den in der Austroalpinen Faunenprovinz derzeit keine Conodontenzone ausgedehnt werden kann. In diesem stratigraphischen Bereich tritt meist nur *Gladigondolella tethydis* auf. Falls Conodonten vorkommen, handelt es sich meist um *G. trammeri*, z.T. auch *G. excelsa*. *G. trammeri* ist in diesem stratigraphischen Bereich noch deut-

lich primitiver als im oberen Fassan und unteren Longobard. Vermutlich handelt es sich um eine selbständige Unterart, die zwischen *G. trammeri* n. subsp. aus der pseudolonga-A.-Z. und *G. trammeri* aus dem Oberfassen und Unterlongobard vermittelt.

#### Metapolygnathus truempyi-Zone

Definition etc.: Siehe unter der Dinarischen Faunenprovinz.  
Alter: Oberfassen.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella bakalovi* (sehr selten, nur in den südlichen Einheiten), *G. excelsa* (selten), *G. trammeri*.

Bemerkungen: Die Indexart ist in der Austroalpinen Faunenprovinz meist selten. Im höheren Teil der Zone sind jedoch auch Massenvorkommen bekannt (z.B. in der Križnatecke, Westkarpaten, Dr. R. MOCK, Bratislava, freundliche persönliche Mitteilung), die fast ausschließlich aus *M. truempyi similis* bestehen. Dabei handelt es sich um eine hoch entwickelte Übergangsform zu *M. hungaricus*. Meist tritt jedoch in der truempyi-Zone der Austroalpinen Faunenprovinz fast ausschließlich *Gladigondolella tethydis* auf. In diesem Fall ist keine genauere Einstufung als mittleres Fassan bis unteres Longobard möglich. Falls Gondolellen auftreten, handelt es sich meist um typische Vertreter von *G. trammeri*, seltener um *G. excelsa*.

#### Metapolygnathus hungaricus-A.-Z.

Definition etc.: Siehe unter Dinarischer Faunenprovinz.  
Alter: Unteres Longobard.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella excelsa* (selten), *G. trammeri*, *G. foliata* (selten).

Bemerkungen: Auch *M. hungaricus* ist in der Austroalpinen Faunenprovinz meist selten, tritt aber fast in allen untersuchten Profilen mit vereinzelt Exemplaren auf. In diesem stratigraphischen Bereich sind conodontenreiche Proben in der Austroalpinen Faunenprovinz ohnehin nicht häufig. Meist findet sich nur *Gladigondolella tethydis*, häufig ist auch *G. trammeri* mit typischen Vertretern anzutreffen. Solche Proben lassen sich in den Bereich Oberfassen-Unterlongobard einstufen.

#### Metapolygnathus mungoensis-A.-Z.

Definition etc.: Siehe Dinarische Faunenprovinz.  
Alter: Mittleres und oberes Longobard.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Gladigondolella malayensis*, *Gl. tethydis*, *Gondolella foliata*, *G. trammeri*, *G. noah* (nur im obersten Teil der Assemblage-Zone), *Metapolygnathus hungaricus* (sehr selten, nur im unteren Teil), *M. ciernensis*, *M. mostleri* (nur im oberen Teil) *Neocavitella tatica*.

Bemerkungen: Die Indexart, *M. mungoensis*, ist in der Austroalpinen Faunenprovinz oftmals recht selten. Es gibt aber auch Profile, wo sie häufig auftritt. Dort, wo auch *M. hungaricus* selten ist oder fehlt, kann die Festlegung der Untergrenze der mungoensis-A.-Z. Schwierigkeiten bereiten. Die Festlegung der Obergrenze ist dagegen durch das Einsetzen von *G. polygnathi-*

*formis*, *G. tadpole* und *G. noah* (kommt vereinzelt schon in der obersten *mungoensis*-A.-Z. vor) recht eindeutig, obwohl *Metapolygnathus diebeli* in der Austroalpinen Faunenprovinz sehr selten und auf die südlichen Einheiten beschränkt ist. Wie in ganz Eurasien, kann die *mungoensis*-A.-Z. auch in der Austroalpinen Faunenprovinz in drei Subzonen unterteilt werden. Die Subzone I ist durch das gemeinsame Vorkommen von *M. mungoensis* und *M. hungaricus* charakterisiert. In der Subzone II fehlt *M. hungaricus* bereits und *M. mostleri* kommt noch nicht vor. Die Subzone III ist durch das gemeinsame Vorkommen von *M. mungoensis* und *M. mostleri* charakterisiert.

#### Metapolygnathus mostleri-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR, 1972 a.

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *M. mostleri* und *Gondolella polygnathiformis*, *G. tadpole*, *G. noah*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. polygnathiformis* und *G. tadpole*. *G. noah* setzt geringfügig früher ein, ist aber erst ab der *mostleri*-A.-Z. regelmäßig und häufiger anzutreffen.

Obergrenze: Aussetzen von *M. mostleri*.

Bemerkungen: Mit *M. mostleri* erlischt der letzte Vertreter der ladinisch-unterkarnischen *Metapolygnathus*-Arten. Es handelt sich in der Evolution der Triasconodonten um einen erstrangigen Schnitt, der die Cordevol/Jul-Grenze (= Basis der *Trachyceras austriacum*-Zone) markiert.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Gladigondolella malayensis*, *Gl. tethydis*, *Gondolella noah*, *G. polygnathiformis*, *G. tadpole*, *Neocavitella tetrica* (nur im unteren Teil), *Metapolygnathus mirautae* (sehr selten), in den südlichen Einheiten selten auch *M. diebeli*. Stratigraphischer Umfang: Cordevol. Frankites *sutherlandi*- bis *Trachyceras aonoides*-Zone s.str.

Regionale Verbreitung: Die *mostleri*-A.-Z. ist in der gesamten eurasiatischen Tethys durch die charakteristische Vergesellschaftung der Indexart mit den oben genannten *Gondolella*-Arten zu erkennen. In der Dinarischen und Asiatischen Faunenprovinz ist der auf den gleichen stratigraphischen Bereich beschränkte *M. diebeli* als Indexart sehr charakteristisch, doch ist *M. mostleri* auch dort häufig. Leider kommt *M. diebeli* in der Austroalpinen Faunenprovinz nur in den südlichen Einheiten ganz vereinzelt vor. Daher kann in der Austroalpinen Faunenprovinz keine *diebeli*-Zone ausgeschieden werden. Die *mostleri*-A.-Z. ist mit der *diebeli*-Zone gleichaltrig, da *M. diebeli* genau an der Basis der *mostleri*-A.-Z. einsetzt und gleichzeitig mit *M. mostleri* aussetzt.

Typuslokalität: Großreifling, Schichten FS 17 - FS 9 nach MOSTLER & SCHEURING, 1974.

#### Gladigondolella tethydis-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, März 1972 (Kurzfassung der Vorträge zum Triassymposium in Innsbruck) als *tethydis*-Subzone.

Bemerkungen: Die *tethydis*-Vergesellschaftung im Sinne von NOGAMI, 1968, ist sicher älter (wahrscheinlich ladinisch).

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *Gladigondolella tethydis* mit *G. polygnathiformis*, *G. tadpole*, *G. noah* ohne *Metapolygnathus*-Arten.

Untergrenze: Aussetzen von *M. mostleri* und *M. diebeli*.

Obergrenze: Aussetzen der Gattung *Gladigondolella*.

Bemerkungen: Obwohl die Obergrenze der tethydis-A.-Z. nach Conodonten eindeutig fixiert werden kann, ist es bisher nicht möglich, sie exakt mit der Ammonitengliederung zu korrelieren. Die gesamte Trachyceras (Austrotrachyceras) austriacum-Zone gehört zur tethydis-A.-Z., während in der basalen Tropites dilleri-Zone die Gattung *Gladigondolella* bereits nicht mehr vorkommt. Der dazwischen liegende "Sirenites-Horizont" sensu KRYSZYN, 1978, ist in seiner Existenz etwas zweifelhaft und hinsichtlich seiner Conodontenfaunen völlig unbekannt. Nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand ist es wahrscheinlich, daß die Gattung *Gladigondolella* an der Obergrenze der T. (A.) austriacum-Zone erlischt.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Gladigondolella malayensis* (selten), *Gondolella noah* (meist sehr selten), *G. polygnathiformis*, *G. tadpole* (häufig).

Stratigraphischer Umfang: Jul (Trachyceras austriacum-Zone s. str., "Sirenites-Zone"?). Die tethydis-A.-Z. beginnt genau an der Basis der Trachyceras (Austrotrachyceras) austriacum-Zone s. str. und damit an der Julbasis.

Regionale Reichweite: Austroalpine, Dinarische und Asiatische Faunenprovinz.

Typuslokalität: Feuerkogel, Steinbruch F 1, Bank b nach KRYSZYN, gleichzeitig Typuslokalität der austriacum-Zone s. str. (siehe KRYSZYN, 1978). In Bank a ist die diebeli-Zone mit enthalten (kondensiert).

Referenzprofil für die Untergrenze: Großreifling. Die tethydis-A.-Z. beginnt mit Probe FS 10 nach MOSTLER & SCHEURING, 1974. Ihr Beginn fällt genau mit der Basis der Trachyceras (Austrotrachyceras) austriacum-Zone und damit mit der Julbasis in diesem Referenzprofil zusammen.

Ein Referenzprofil für die Obergrenze existiert noch nicht (vgl. Bemerkungen zur Korrelation der Obergrenze der tethydis-A.-Z.).

#### Gondolella noah-A.-Z.

Erstbeschreibung: Neubeschreibung.

Bemerkungen: Die noah-A.-Z. entspricht im Umfang der polygnathiformis-A.-Z. sensu KOZUR, 1972 a. Die Umbenennung wurde nach der taxonomischen Neubearbeitung der *polygnathiformis*-Gruppe nötig (vgl. Abschnitt 3).

Definition: Vorkommen von *G. noah* ohne *Gladigondolella* und ohne *G. carpathica*.

Untergrenze: Aussetzen von *Gladigondolella tethydis*.

Bemerkungen: Siehe Anmerkungen zur Obergrenze der tethydis-A.-Z.

Obergrenze: Einsetzen von *G. carpathica*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: Bisher wurde hier als einziger Plattformconodont nur *G. noah* nachgewiesen. *G. tadpole*, die in der Dinarischen Faunenprovinz in der unteren noah-A.-Z. noch sehr häufig ist, wurde in der Austroalpinen Faunenprovinz bisher nicht nachgewiesen. Möglicherweise gehören daher alle bisher bekannten Vorkommen der noah-A.-Z. der Austroalpinen Faunenprovinz zur oberen noah-A.-Z. (obere Tropites dilleri-Zone oder zwischen der dilleri- und der subbullatus-Zone auftretend). In Silická

Brezová ist das ziemlich plausibel, weil darunter conodontenfreie Dasycladaceenkalke folgen. In der Hallstätter Entwicklung müßte dann aber entweder eine weit verbreitete Lücke in der unteren dilleri-Zone angenommen werden oder die betreffenden Schichten sind in der tethydis-A.-Z. mit kondensiert und dann selbstverständlich nicht zu erkennen, da die Indexart der noah-A.-Z. schon in diesem Bereich vorkommt. Auffällig ist, daß bisher auch keine Ammonitenfaunen der dilleri-Zone in den Hallstätter Kalken der Alpen und Westkarpaten nachgewiesen wurden, was mehr für die erstere Möglichkeit spricht<sup>+)</sup>.

Stratigraphischer Umfang: Tropites dilleri-Zone.

Regionaler Umfang: Weltweit.

Typuslokalität: Silická Brezová (Slowakischer Karst), Profil südwestlich der alten Steinbrüche. Helle Crinoiden-Brachiopodenkalke unmittelbar oberhalb der karnischen "Wettersteinkalke" bis Schicht S 6 nach KOZUR & MOCK, 1974 d.

In der Typuslokalität ist offensichtlich nur die obere noah-A.-Z. durch Conodonten belegt. Die Obergrenze der Assemblage-Zone kann hier in sehr conodontenreichen Sedimenten durch die lückenlos belegte Entwicklungsreihe *G. noah* - *G. carpathica* mit dem ersten Auftreten der letzteren Art genau definiert werden. Für die Untergrenze der noah-A.-Z. muß noch ein Referenzprofil festgelegt werden. Bisher wurde aber noch kein unkondensiertes, lückenlos ammonitenbelegtes Profil mit dem Übergang von der tethydis-A.-Z. und der noah-A.-Z. bekannt (siehe auch unter tethydis-A.-Z.).

#### Gondolella carpathica-A.-Z.

Erstbeschreibung: Neubeschreibung.

Bemerkungen: Die carpathica-A.-Z. entspricht im Umfang der communisti-A.-Z. sensu KOZUR, 1972 a. Sie muß nach der Revision der Typusart umbenannt werden (vgl. Abschnitt 3).

Definition: Vorkommen von *G. carpathica* ohne *M. nodosus*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. carpathica*.

Obergrenze: Einsetzen von *M. nodosus*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *G. noah*.

Stratigraphischer Umfang: Tropites subbullatus-Zone.

Regionale Reichweite: Weltweit.

Typuslokalität: Silická Brezová (Slowakischer Karst), Profil südwestlich der alten Steinbrüche. Brachiopoden-Crinoidenkalke oberhalb S 6 bis 169/2 nach KOZUR & MOCK, 1974 d.

Sowohl die Untergrenze als auch die Obergrenze der Zone sind in diesem Profil durch die lückenlose Entwicklungsreihe *G. noah* - *G. carpathica* - *M. nodosus* in sehr conodontenreichen Proben belegt. In der unteren carpathica-A.-Z. tritt sowohl im Typusprofil als auch in den Alpen und außerhalb der Austroalpinen Faunenprovinz die Indexart gegenüber *G. noah* noch stark zurück. Nur etwa 5-10% der Gondolellen gehören hier zu *G. carpathica*, der Rest zu *G. noah*; Daher wird bei conodontenarmen Proben die Abgrenzung beider Assemblage-Zonen schwierig. Trotzdem sollte das erste Einsetzen und nicht das stets subjektiv belastete verstärkte Auftreten der Indexart zur Festlegung der Untergrenze der carpathica-A.-Z. herangezogen werden.

<sup>+) oder Abwesenheit von Ammoniten in diesem Bereich.</sup>



### Metapolygnathus nodosus-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, März 1972 (Kurzfassung der Vorträge zum Triassymposium in Innsbruck) als *nodosus*-Subzone. Als *nodosus*-A.-Z. erstmalig bei KOZUR, 1972 a, beschrieben.

Definition: Vorkommen von *M. nodosus* ohne *M. abneptis spatulatus*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. nodosus*.

Obergrenze: Einsetzen von *M. abneptis spatulatus*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Gondolella carpathica*, *G. noah*, *Metapolygnathus angustus*, *M. parvus*, *M. echinatus* (nur im oberen Teil), *M. abneptis abneptis* (nur im obersten Teil), *M. communisti* s.str. (sehr selten, nur im oberen Teil, auf die südlichen tektonischen Einheiten beschränkt).

Stratigraphischer Umfang: Klamathites macrolobatus-Zone (oberes Tuval).

Regionale Reichweite: Weltweit.

Typuslokalität: Silická Brezová (Slowakischer Karst), Profil südwestlich der alten Steinbrüche, Schichten oberhalb von 169/2 (nach KOZUR & MOCK, 1974 d) und unterhalb der beiden *Halobia*-Lumachellen, von denen die obere *H. styriaca* führt.

Sowohl die Unter-, als auch die Obergrenze der Assemblage-Zonen sind im Typusprofil in conodontenreichen Schichten lückenlos zu belegen.

Bemerkungen: Die Indexart ist im unteren Teil der *nodosus*-A.-Z. noch sehr selten (meist nur 5-10% der Plattformconodonten), während hier *G. carpathica* und *G. noah* noch eindeutig dominieren. Auch hier sollte jedoch das erste Einsetzen und nicht das verstärkte Auftreten der Typusart zur Festlegung der Untergrenze herangezogen werden.

### Metapolygnathus abneptis spatulatus-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR, 1972 a.

Definition: Vorkommen von *M. abneptis spatulatus* ohne *M. bidentatus*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. abneptis spatulatus*.

Bemerkungen: Auch das Einsetzen von *Gondolella navicula* emend. bietet einen guten Bezugspunkt für die Basis der *spatulatus*-A.-Z. Allerdings kommt diese Art ganz vereinzelt auch schon im obersten Teil der *nodosus*-A.-Z. vor. Die mitteltriassische *G. navicula* gehören alle zu anderen Arten (z.B. *G. cornuta* *G. bifurcata*). Der Holotypus von *G. navicula* wurde bei HUCKRIEDE, 1958, aus dem Jul (Zone des *Trachyceras austriacum*) des Feuerkogels verzeichnet. Aus der gleichen Probe (49 c) von der "Oberkante des Anschnitts" wird aber auch *Polygnathus abneptis* verzeichnet. Bei den abgebildeten Formen handelt es sich durchwegs um Vertreter von *Metapolygnathus*, wie sie für das oberste Tuval und Unternor typisch sind. Das stratum typicum kann daher nicht älter als oberstes Tuval sein und gehört wohl zum Unternor. Da die unmittelbare Vorläuferform von *G. navicula* nicht bekannt ist, darf das Einsetzen dieser Art nahe der Norbasis aber nicht überbewertet werden.

Obergrenze: Einsetzen von *M. bidentatus*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Gondolella hallstattensis* (nur aus der oberen

paulcke- und magnus-Zone bekannt), *G. navicula*, *Metapolygnathus abneptis abneptis*, *M. nodosus* (nur hoch entwickelte Übergangsformen zu *M. abneptis*, letzte seltene Vertreter in der kerri-Zone), *M. posterus* (nur aus dem mittelnorischen Anteil, einschließlich der Juvavites magnus-Zone bekannt), *M. communisti* s.str. (sehr selten, bisher nur aus der kerri-Zone der südlichen tektonischen Einheiten bekannt).

Stratigraphischer Umfang: Unter- und Mittelnor (kerri- bis bicrenatus-Zone).

Regionale Reichweite: Weltweit.

Typuslokalität: Silická Brezová (Slowakischer Karst), Profil südwestlich der alten Steinbrüche. Hallstätter Kalk von der unteren *Halobia*-Lumachelle bis unterhalb des ersten Einsetzens von *M. bidentatus* (unmittelbar unterhalb Schicht 16 bei KOZUR & MOCK, 1974 d). Sowohl die Unter- als auch die Obergrenze der spatulatus-A.-Z. sind im Typusprofil in conodontenreichen Schichten lückenlos belegt.

Die spatulatus-A.-Z. kann im Typusprofil wie auch weltweit in zwei Subzonen unterteilt werden (vgl. KOZUR, 1972 a).

#### Subzone I (Gondolella navicula-Subzone)

Erstbeschreibung: Neubeschreibung.

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *M. abneptis spatulatus* und *G. navicula* ohne *M. posterus*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. abneptis spatulatus* und geringfügig früher, meist jedoch gleichzeitig auch von *G. navicula*.

Obergrenze: Einsetzen von *M. posterus*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *G. hallstattensis* (nur im oberen Teil, in der oberen paulcke-Zone). *M. abneptis abneptis*, *M. abneptis spatulatus*, *M. nodosus* (nur hoch entwickelte Übergangsformen zu *M. abneptis*, nur in der kerri-Zone).

Stratigraphischer Umfang: Mojsisovicsites kerri- und Malayites paulcke-Zone.

Regionaler Umfang: Weltweit, *G. navicula* wurde bisher aus der Nevadischen Provinz noch nicht verzeichnet. Auch dort läßt sich aber die Subzone I als der Bereich von der Basis der spatulatus-A.-Z. bis zum Einsetzen von *M. multidentatus* aushalten.

Typuslokalität: Wie für die spatulatus-A.-Z.

#### Subzone II (posterus-Subzone)

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, März 1972 (Kurzfassung der Vorträge zum Triassymposium Innsbruck) als posterus-Zone.

Bemerkungen: Die posterus-Subzone wurde ursprünglich als selbständige Zone eingeführt. Dagegen spricht die Tatsache, daß *M. posterus* im Mittelnor gegenüber *M. abneptis spatulatus*, der hier sogar seine Hauptverbreitung hat, immer eine untergeordnete Rolle spielt, wenngleich *M. posterus* auch regelmäßig vorhanden ist. Zur dominierenden Art wird *M. posterus* erst in der unteren bidentatus-Zone, wo er oft mehr als 50% der Plattformconodonten stellt.

*M. multidentatus* emend., der hier in der Austroalpinen Faunenprovinz im Mittelnor noch fehlt, und hier erst im Sevat einsetzt, ist noch weniger als Zonenindexart geeignet. Er setzt in der Asiatischen und Nevadischen Faunenprovinz an der Basis

der Juvavites magnus-Zone (hier als Basis des Mittelnors angesehen) ein. Seine Vorläuferform, *M. angustus*, ist nur bis zur Klamathites macrolobatus-Zone bekannt. Im Unternor fehlen die Zwischenformen. Selbst wenn sie sich z.T. unter *M. communisti* verbergen sollten, fehlen Zwischenformen immer noch in der Malayites paulckeii-Zone. Der einzige Unterschied zwischen *M. angustus* und *M. multidentatus* liegt in der Beknotung des vorderen Plattformrandes bei der letzteren Art. Ob dieses Merkmal wirklich erst in der Juvacites magnus-Zone einsetzt, kann erst geklärt werden, wenn die Zwischenformen bekannt sind. Solange diese Zwischenformen nicht bekannt sind, ist *M. multidentatus* als Zonenleitfossil ungeeignet, weil dann die Untergrenze einer mit dem Einsetzen von *M. multidentatus* definierten Assemblagezone diachron sein könnte. Man sollte bei der Conodontenzonierung nicht in die gleichen Fehler verfallen wie bei der Ammonitenzonierung. Daher wird beim gegenwärtigen Kenntnisstand in der Nevadischen und Asiatischen Provinz nur eine multidentatus-Subzone ausgeschieden. Erst wenn die unmittelbare Vorläuferform von *M. multidentatus* in stratigraphischer Aufeinanderfolge bekannt ist, kann eine Aufwertung zur multidentatus-Zone erfolgen, sofern *M. multidentatus* sich erst an der Basis der magnus-Zone entwickelt hat. Sollte diese Entwicklung schon früher stattgefunden haben, würde sich die multidentatus-Zone mehr oder weniger stark mit der spatulatus-A.-Z. überschneiden und wäre dann auch hinfällig.

Da *M. posterus* zumindest in der gesamten eurasiatischen Tethys auftritt, wo er in der Asiatischen und Dinarischen Provinz zusammen mit *M. multidentatus* im Mittelnor vorkommt, kann die posterus-Subzone mit der multidentatus-Subzone direkt korreliert werden.

Definition: Vorkommen von *M. posterus* ohne *M. bidentatus*.

Obergrenze: Einsetzen von *M. bidentatus*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Gondolella hallstattensis* (sehr häufig, aber nur in der Juvavites magnus-Zone), *G. navicula*, *G. steinbergensis* (selten, nur im oberen Teil der Subzone), *M. abneptis abneptis*, *M. abneptis spatulatus*.

Stratigraphischer Umfang: Mittelnor (Juvavites magnus- und Cyrtopleurites bicrenatus-Zone).

Regionaler Umfang: Tethyale Trias Eurasiens.

Typuslokalität: Wie für die spatulatus-A.-Z.

### Metapolygnathus bidentatus-Zone

Definition etc.: Siehe unter Nevadischer Faunenprovinz.

Alter: Sevat (außer Obersevat) einschließlich der Argosirenites argonautae-Zone (= Himavatites columbianus-Zone).

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Gondolella navicula* (selten), *G. steinbergensis* (häufig), *Metapolygnathus abneptis abneptis* (nur bis zum mittleren Teil), *M. abneptis spatulatus* (nur im unteren Teil), *M. multidentatus* (selten, meist Übergangsformen zu *M. mosheri*), *M. mosheri* (nicht im tieferen Teil), *M. posterus* (nur bis zum mittleren Teil), *Parvigondolella andrusovi* (nur im obersten Teil), *Misikella longidentata*, *M. hernsteini* (nur im obersten Teil).

Die bidentatus-Zone kann in drei Subzonen unterteilt werden:

Subzone I:

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *M. bidentatus* mit *M. abneptis abneptis*, *M. abneptis spatulatus*, *M. posterus*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. bidentatus*.

Obergrenze: Aussetzen von *M. abneptis spatulatus*.

Subzone II:

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *M. bidentatus* mit *M. posterus* ohne *M. abneptis spatulatus*.

Untergrenze: Aussetzen von *M. abneptis spatulatus*.

Obergrenze: Aussetzen von *M. posterus*.

Bemerkungen: Im unteren Teil dieser Subzone kommt noch *M. abneptis abneptis* vor, während *M. abneptis spatulatus* bereits fehlt.

Subzone III:

Definition: Vorkommen von *M. bidentatus* ohne *M. posterus* und *M. multidentatus*

Untergrenze: Aussetzen von *M. posterus*.

Obergrenze: Aussetzen von *M. bidentatus*.

Bemerkungen: Die Subzone III könnte theoretisch noch weiter in einen unteren Teil ohne *P. andrusovi* und *M. hernsteini* und in einen oberen Teil mit diesen beiden Arten unterteilt werden.

Parvigondolella andrusovi-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR & MOCK, 1972 a.

Definition: Vorkommen von *P. andrusovi* ohne *M. bidentatus*.

Untergrenze: Aussetzen von *M. bidentatus*.

Obergrenze: Aussetzen von *P. andrusovi*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Gondolella steinbergensis*, *Misikella hernsteini*, *Parvigondolella lata* (nur im oberen Teil der Assemblage-Zone).  
Stratigraphischer Umfang: Oberes (aber nicht oberstes) Sevat.  
Regionale Verbreitung: Austroalpine, Dinarische (?) und Asiatische Faunenprovinz.

Typuslokalität: Bohúňovo (Slowakischer Karst), Aufschluß 500 m südöstlich der Gemeinde. Oberster Teil der Hallstätter Kalke (ab 1 m unter der Oberkante). Der fließende Übergang von *M. bidentatus* in *Parvigondolella andrusovi* kann auch im Profil Hernstein (Österreich) sehr gut beobachtet werden (vgl. MOSTLER, OBERHAUSER & PLÖCHINGER, 1967). Hier ist auch die Grenze zur *hernsteini*-A.-Z. gut belegt (Referenzprofil für die Obergrenze der *andrusovi*-A.-Z.).

Misikella hernsteini-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR & MOCK, 1972 a.

Definition: Vorkommen von *M. hernsteini* ohne *Metapolygnathus bidentatus* und *Parvigondolella andrusovi*.

Untergrenze: Aussetzen von *P. andrusovi*.

Obergrenze: Aussetzen von *M. hernsteini*, *Oncodella paucidentata* und *Gondolella steinbergensis*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Gondolella steinbergensis*, *Misikella posthernsteini* (nur im oberen Teil), *Oncodella paucidentata*, *Parvigondolella lata*.

Stratigraphischer Umfang: Oberstes Sevat.  
Regionale Reichweite: Austroalpine, Dinarische (?) und Asiatische Faunenprovinz.  
Typusprofil: Burgfelsen Hernstein (Österreich).

#### Misikella posthernsteini-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR & MOCK, 1974 b.  
Definition: Vorkommen von *M. posthernsteini* ohne *M. hernsteini*.  
Untergrenze: Aussetzen von *Gondolella steinbergensis* *Misikella hernsteini*, *Oncodella paucidentata*, *Parvigondolella lata*.  
Obergrenze: Erlöschen der Conodonten an der Rhät/Jura-Grenze.  
Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Austroalpinen Faunenprovinz: *Misikella koessenensis*, *Parvigondolella rhaetica*.  
Beide Arten sind auf einen ziemlich kurzen stratigraphischen Abschnitt im mittleren Teil der höheren posthernsteini-A.-Z. beschränkt und wurden bisher nur in den Nordalpen nachgewiesen. Daher kann auch die rhaetica-Zone nach MOSTLER, SCHEURING & URLICHS, 1978, nicht akzeptiert werden, die den unteren Teil der posthernsteiniA.-Z. einnehmen soll.  
Stratigraphischer Umfang: Rhät (oberhalb des obersten Sevats!).  
Regionale Reichweite: Austroalpine, Dinarische (?) und Asiatische Faunenprovinz.  
Es ist interessant, daß diese jüngste Conodontenfauna kein Reliktareal einnahm, sondern von den Alpen und Westkarpaten über den Himalaya bis nach Papua-Neuguinea nachweisbar ist.  
Typusprofil: Siwiąnskie Turnie (Choć-Decke, Tatra, Polen).

### 5. Conodontenzonierung der Dinarischen Faunenprovinz

Dinarische Subprovinz = Dinarische Faunenprovinz s.str. (vgl. Tab. 2)

Die Conodontenfaunen der Dinarischen Faunenprovinz s.str. sind vom Pelson bis zum Cordevol gut untersucht (vgl. KOZUR, 1972 a). Vom Jul bis zum Sevat liegen nur an einzelnen Stellen genauere Untersuchungen vor. Die bisher jüngsten nachgewiesenen Conodontenfaunen stammen aus der oberen bidentatus-Zone. Aus dem Unteranis sind nur stratigraphisch wenig aussagekräftige Zahnreihenconodonten bekannt. Eine durchgehende Zonierung ist daher nur vom Pelson bis zum mittleren Sevat möglich:

#### Nicoraella kockeli-Zone

Definition etc.: Siehe unter Germanischer Faunenprovinz.

Alter: Pelson:

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Dinarischen Subprovinz: *Gladigondolella malayensis budurovi*, *Gladigondolella tethydis* n. subsp. (selten), *Gondolella bifurcata*, *G. bulgarica*, *G. constricta*, *G. excelsa* (nur im oberen Teil), *Neohindeodella aequiramosa*, *Veghella delicatula*, *Nicoraella germanica* (selten).

Bemerkungen: In *Gondolella*-reichen Proben kann die Indexart sehr selten sein oder sogar völlig fehlen. Sofern man unteranisches Alter ausschließen kann, bilden in solchen Fällen das Dominieren von *G. bulgarica* oder das Vorkommen von *Veghella delicatula* sichere Anhaltspunkte für die Einstufung

in die kockeli-Zone.

#### Gondolella bifurcata-A.-Z.

Definition etc.: Siehe unter Balkanider Subprovinz der Dinarischen Faunenprovinz.

Alter: Unterillyr.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Dinarischen Subprovinz: *Gladigondolella malayensis budurovi*, *Gl. tethydis* n.subsp., *Gondolella bulgarica* (selten), *G. constricta*, *G. cornuta* (meist selten), *G. excelsa*.

#### Gondolella excelsa-A.-Z.

Definition etc.: Siehe unter Austroalpiner Faunenprovinz.

Alter: Illyr (bis zur Obergrenze der trinodosus-Zone).

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Dinarischen Subprovinz: *Gladigondolella malayensis budurovi* (selten, nur im unteren Teil), *Gl. tethydis* n.subsp., *Gl. tethydis tethydis* (vor allem im oberen Teil), *Gondolella constricta*, *G. cornuta*, *G. excelsa*, *G. mombergensis* (selten, nur im oberen Teil).

Bemerkungen: Im Unterschied zur Austroalpinen Faunenprovinz kann in der Dinarischen Faunenprovinz das Einsetzen von *Gl. tethydis* nicht zur Festlegung der Obergrenze der excelsa-A.-Z. herangezogen werden. Die Abgrenzungsmöglichkeiten nach Gondolellen, die unter der Austroalpinen Faunenprovinz aufgeführt wurden, bestehen auch in der Dinarischen Faunenprovinz. *G. pseudolonga*, die Indexart der nachfolgenden Zone, und *G. basisymmetrica* treten sogar häufiger auf als in der Austroalpinen Faunenprovinz.

#### Gondolella pseudolonga-A.-Z.

Erstbeschreibung: Neubeschreibung.

Definition: Vorkommen von *G. pseudolonga* ohne *G. transita*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. basisymmetrica*, *G. longa* und *G. pseudolonga*.

Obergrenze: Aussetzen von *G. basisymmetrica*, Einsetzen von *G. transita*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Dinarischen Subprovinz: *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella basisymmetrica*, *G. constricta*, *G. cornuta*, *G. excelsa*, *G. longa*, *G. mombergensis* (nur im unteren Teil), *G. trammeri* n.subsp., *Gondolella* n.sp.

Stratigraphischer Umfang: Unteres Fassan ("Protrachyceras" reitzi-Zone einschließlich der "Aplococeras avisianum-Zone"). Regionale Verbreitung: Weltweit.

Typuslokalität: San Ulderico (Tretto, Vicentinische Alpen, NE-Italien).

#### Gondolella transita-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR, 1972 a.

Definition: Lebensbereich von *G. transita* ohne *M. truempyi*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. transita*.

Obergrenze: Einsetzen von *M. truempyi*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Dinarischen Subprovinz: *Gladigondolella tethydis*, *G. excelsa*, *G. trammeri* (typische Vertreter nur im oberen Teil).

Stratigraphischer Umfang: Oberste "Protrachyceras" reitzi- und

untere "Protrachyceras" curionii-Zone (mittleres Fassan).  
Regionale Verbreitung: Dinarische, Asiatische und Nevadische Faunenprovinz, ? Germanische Faunenprovinz. Auch in der Balkaniden Subprovinz der Dinarischen Faunenprovinz gut dokumentiert.  
Typusprofil: Felsöors (Balatonhochland, Ungarn), basale Nemesvámos-Formation (mittleres Fassan), rötliche, mikritische Hornsteinkalke.

#### Metapolygnathus truempyi-Zone

Erstbeschreibung: KOZUR, 1972 a, als truempyi-Subzone.

Definition: Lebensbereich von *M. truempyi*.

Untergrenze: Aussetzen von *G. pseudolonga*, Einsetzen von *M. truempyi*.

Obergrenze: Aussetzen von *M. truempyi*, Einsetzen von *M. hungaricus*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Dinarischen Subprovinz: *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella bakalovi*, *G. excelsa* (selten), *G. trammeri*, *G. transita*.

Stratigraphischer Umfang: Obere "Protrachyceras" curionii-Zone (Oberfassan).

Regionale Verbreitung: ? Asiatische, Dinarische, Westmediterranean-arabische, Austroalpine und südwestliche Germanische Faunenprovinz. In der Balkaniden Subprovinz der Dinarischen Faunenprovinz wurde die Indexart bisher nicht nachgewiesen. Es treten aber Faunen auf, die reichlich *G. bakalovi* und *G. transita* führen und daher mit der truempyi-Zone korreliert werden können.

Faunen mit hoch entwickelten *G. bakalovi* ohne *G. transita* sind schon zeitliche Äquivalente der hungaricus-A.-Z.

Typuslokalität: Felsöors (Balatonhochland, Ungarn). Nemesvámos-Formation, rötliche, hornsteinführende Kalke.

Bemerkungen: *M. truempyi* ist in Felsöors wie in allen pelagischen Faunen selten, in diesem Profil aber regelmäßig anzutreffen. Die truempyi-Zone wird hier von der transita-Zone unter und von der hungaricus-Zone überlagert. Übergangsformen zu *M. hungaricus* treten in einem kurzen stratigraphischen Intervall in der oberen truempyi-Zone auf. Die Untergrenze der truempyi-Zone ist dagegen paläontologisch noch nicht gut definiert, da noch keine Übergangsformen zu den mutmaßlichen Vorläufern von *M. truempyi* (Formen, die *G. transita* nahestehen) gefunden werden konnten. Als erste sehr primitive Vertreter der Gattung *Metapolygnathus* mit vielen Anklängen an *Gondolella* kann *M. truempyi* aber nicht wesentlich tiefer einsetzen, als bisher bekannt ist (mittlere curionii-Zone), zumal erste Übergangsformen zwischen *Gondolella* und *Metapolygnathus* (die noch zu *Gondolella* gehören) erst in der unteren curionii-Zone auftreten.

#### Metapolygnathus hungaricus-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR, 1972 a, als hungaricus-Subzone.

Definition: Lebensbereich von *M. hungaricus* ohne *M. mungoensis*.

Untergrenze: Aussetzen von *M. truempyi*, Einsetzen von *M. hungaricus*.

Obergrenze: Einsetzen von *M. mungoensis*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Dinarischen Subprovinz: *Gondolella tethydis*, *Gondolella bakalovi*

*Gondolella excelsa* (selten), *G. trammeri* (sehr häufig), *G. foliata* (selten).

Stratigraphischer Umfang: Unteres Longobard.

Regionale Reichweite: Eurasiatische Tethys. Übergangsformen zu *M. truempyi* finden sich auch ganz vereinzelt im Germanischen Becken.

Typuslokalität: Felsőörs (Balatonhochland, Ungarn),<sup>1)</sup> Sowohl die Untergrenze (Entwicklung von *M. hungaricus* aus *M. truempyi*) als auch die Obergrenze (Entwicklung von *M. mungoensis* aus *M. hungaricus*) kann hier in conodontenreichen Schichten eindeutig fixiert werden.

#### Metapolygnathus mungoensis-A.-Z.

Erstbeschreibung: MOSHER, 1968 a, als range-Zone. In der eingeschränkten Fassung als Assemblage-Zone für die Austroalpine, Dinarische und Asiatische Faunenprovinz erstmals bei KOZUR, 1972 a, beschrieben.

Definition: Lebensbereich von *M. mungoensis* ohne *G. polygnathiformis*, *G. tadpole*, *M. diebeli*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. mungoensis*.

Obergrenze: Einsetzen von *M. diebeli*, *G. polygnathiformis*, *G. tadpole*.

Bemerkungen: *G. noah* setzt im obersten Teil der mungoensis-A.-Z. ein. Faunen mit reichlich *G. noah* und *M. mungoensis* gehören stets schon zur diebeli-Zone, selbst wenn die Indexart zufällig fehlen sollte.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Dinarischen Subprovinz: *Gladigondolella malayensis*, *Gl. tethydis*, *Gondolella auriformis* (nur im oberen Teil), *G. foliata*, *G. noah* (nur im obersten Teil selten anzutreffen), *G. trammeri* (nur im unteren Teil), *Metapolygnathus baloghi* (nur im oberen Teil), *M. cierenensis*, *M. hungaricus* (nur im unteren Teil), *M. japonicus*, *M. mostleri* (nur im oberen Teil), *Neocavitella tatica*.

Stratigraphische Reichweite: Mittleres und oberes Longobard.

Regionale Reichweite: Weltweit.

Bemerkungen: In der Nevadischen Faunenprovinz ist die mungoensis-Zone derzeit wahrscheinlich eine range-Zone, die daher auch noch das Cordevol oder zumindest große Teile desselben umfaßt.

Typuslokalität: Die Typuslokalität liegt in der Nevadischen Faunenprovinz (siehe dort). Die Untergrenze kann in der Nevadischen Faunenprovinz nicht exakt definiert werden, da *M. hungaricus* dort bisher noch nicht nachgewiesen wurde. Auch die Obergrenze der Assemblage-Zone muß in Europa definiert werden, da nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand die mungoensis-Zone in der Nevadischen Faunenprovinz nur als range-Zone ausgeschieden werden kann, die auch die diebeli-Zone oder Teile derselben mit umfaßt.

Referenzprofil für die Untergrenze: Felsőörs (Balatonhochland, Ungarn), oberste aufgeschlossene Bänke der Nemesvámos-Formation. Hier kann der fließende Übergang von *M. hungaricus* in *M. mungoensis* beobachtet werden. Die Basis der mungoensis-A.-Z. wird mit dem erstmaligen Auftreten von *M. mungoensis* definiert.

Referenzprofil für die Obergrenze: Köveskál (Balatonhochland, Ungarn). Hier kann der fließende Übergang von *M. mungoensis* in *M. diebeli* in einem lückenlosen Profil beobachtet werden, das auch Ammoniten, Daonellen, Holothuriensklerite und Radiolarien enthält. Die Obergrenze der mungoensis-A.-Z. kann hier leicht mit dem ersten Einsetzen von *M. diebeli* definiert werden.

<sup>1)</sup> mittlere Nemesvámos-Formation.



Bemerkungen: Beide Referenzprofile befinden sich im Balatonhochland (Ungarn), das eine Übergangsstellung zwischen der Dinarischen und der Austroalpinen Provinz einnimmt. Im Anis tendiert das Balatonhochland mehr zur Austroalpinen, im Ladin und Cordevol mehr zur Dinarischen Faunenprovinz.

#### Metapolygnathus diebeli-Zone

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, März 1972, Kurzfassung der Vorträge zum Triassymposium in Innsbruck.

Definition: Lebensbereich von *M. diebeli*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. diebeli*, *G. polygnathiformis*, *G. tadpole* und wenig früher auch von *G. noah*.

Obergrenze: Aussetzen von *M. diebeli* und *M. mostleri*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Dinarischen Subprovinz: *Gladigondolella malayensis*, *Gl. tethydis*, *Gondolella foliata*, *G. noah*, *G. polygnathiformis*, *G. tadpole*, *Metapolygnathus baloghi*, *M. mirautae*, *M. mostleri*, *Neocavitella cavitata* (nur im unteren Teil). Im Übergangsbereich zur Westmediterran-arabischen Faunenprovinz treten auch *Pseudofurnishius murcianus* und *Mosherella newpassensis* auf.

Stratigraphischer Umfang: Cordevol (Frankites sutherlandi-Zone bis Trachyceras aonoides-Zone s.str.).

Regionale Verbreitung: Dinarische und Asiatische Faunenprovinz. Vereinzelt tritt *M. diebeli* auch in der Westmediterran-arabischen und Austroalpinen Faunenprovinz auf, so daß eine direkte Korrelation von großen Teilen der murcianus-A.-Z. und der gesamten mostleri-A.-Z. mit der diebeli-Zone möglich ist. Es ist auch möglich, daß *M. diebeli* oder (und) *M. mostleri* in der Nevadischen Faunenprovinz auftritt und hier in *M. mungoensis* eingeschlossen ist.

Typuslokalität: Köveskál (Balatonhochland, Ungarn). Die Untergrenze der Zone ist hier durch fließende Übergänge von *M. mungoensis* in *M. diebeli* in conodontenreichen Schichten eindeutig markiert. Die Obergrenze ist nicht aufgeschlossen.

Referenzprofil für die Obergrenze: Saklibeli (Taurusgebirge, Türkei). Obergrenze der diebeli-Zone zwischen Schicht 73/63/32 und 73/63/31 nach KRISTAN-TOLLMANN & KRISTYN, 1975).

Nach einer freundlichen persönlichen Mitteilung von Dr. L. KRISTYN, Wien, wurde das Profil bei KRISTAN-TOLLMANN & KRISTYN, 1975, völlig falsch eingestuft. Die Schichten 73/63/32, 73/63/31, 73/63/2 und 73/63/A wurden in die Trachyceras aon-Zone eingestuft, doch nach den neuen Daten KRISTYNs gehört nur die Schicht 73/63/32 zu dieser Zone (und der aonoides-Zone s.str.). Die Schichten 73/63/31 und 73/63/2 gehören zum Jul, die Schicht 73/63/A ist vom höheren Jul bis zum oberen Tuval kondensiert (Vorkommen von "*Epigondolella carnica*" = *Metapolygnathus nodosus*). Auf dieser Fehleinstufung beruhte nicht nur die Aufstellung der neuen Art "*Epigondolella carnica*", sondern auch die polemische Kritik an der Einstufung der mostleri-A.-Z. in die aon-Zone s.l. bei KOZUR, 1972 a. Diese sollte nach KRISTAN-TOLLMANN & KRISTYN, 1975, "nicht nur in Saklibeli, sondern auch in anderen mediterranen Profilen gerade noch in die basale aon-Zone hineinreichen". Um welche anderen mediterranen Profile es sich dabei handelt, ist nicht belegt. Inzwischen läßt auch KRISTYN, 1978, wie KOZUR, 1972 a, *M. diebeli* bis zur Obergrenze der aon-Zone reichen, wodurch die scharfe Polemik bei

KRISTAN-TOLMANN & KRYSZYN, 1975, gegenstandslos wird und nicht mehr diskutiert zu werden braucht.

#### Gladigondolella tethydis-A.-Z.

Definition etc.: Siehe unter der Austroalpinen Faunenprovinz.

Alter: Jul.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten der Dinarischen Subprovinz: *Gladigondolella malayensis* (selten), *Gondolella noah* (meist selten), *G. polygnathiformis*, *G. tadpole* (häufig).

#### Gondolella noah-A.-Z.

Definition etc.: Siehe unter der Austroalpinen Faunenprovinz.

Bemerkungen: In der Dinarischen Faunenprovinz ist im unteren Teil der noah-A.-Z. *G. tadpole* noch sehr häufig. Nach Dr. L. KRYSZYN, Wien (freundliche persönliche Mitteilung) handelt es sich bei diesem Bereich um die untere Tropites dilleri-Zone. Wegen des Auftretens von *G. tadpole* in der unteren noah-A.-Z. kann diese in der Dinarischen Faunenprovinz in zwei Subzonen untergliedert werden.

#### Subzone I (Gondolella tadpole-Subzone)

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *G. noah* und *G. tadpole* ohne *Gladigondolella tethydis*.

Untergrenze: Aussetzen von *Gladigondolella tethydis*.

Obergrenze: Aussetzen von *G. tadpole*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Dinarischen Subprovinz: Unter den Plattformconodonten treten nur *G. noah* und *G. tadpole* auf.

Stratigraphischer Umfang: Untere Tropites dilleri-Zone.

Regionale Reichweite: Bisher nur aus der Dinarischen und Asiatischen Faunenprovinz bekannt.

Bemerkungen: In Nordamerika, wo *Gladigondolella* fehlt, könnte die Subzone I theoretisch nicht von der tethydis-A.-Z. getrennt werden, in der ebenfalls *G. noah* und *G. tadpole* zusammen vorkommen und die Gattung *Metapolygnathus* fehlt. Da jedoch die polygnathiformis-Gruppe s.str. (= *G. polygnathiformis*, *G. foliata* und *G. tadpole*) in Nordamerika völlig fehlt und hier nur *G. noah* vorkommt, kann in der Nevadischen Provinz weder die Subzone I ausgeschieden werden noch eine Verwechslung dieses stratigraphischen Bereichs mit den zeitlichen Äquivalenten der tethydis-A.-Z. auftreten, die überdies dort reichlich *Mosherella newpassensis* führt.

#### Subzone II

Definition: Alleiniges Vorkommen von *G. noah* unter den Plattformconodonten.

Untergrenze: Aussetzen von *G. tadpole*.

Obergrenze: Einsetzen von *G. carpathica*.

Keine stratigraphisch wichtigen Begleitconodonten.

Stratigraphischer Umfang: Obere Tropites dilleri-Zone.

Regionale Verbreitung: Weltweit.

Von der carpathica-A.-Z. bis zur bidentatus-Zone tritt in der Dinarischen Subprovinz, soweit bekannt, die gleiche Zonenabfolge bei den Conodonten auf wie in der Austroalpinen Faunenprovinz. Zusätzlich zu den unter der Austroalpinen Faunenprovinz genann-

ten begleitenden Conodonten treten in der höheren tethydis-, noah- und carpathica-A.-Z. *G. praeangusta*, in der ? carpathica-, nodosus- und unteren spatulatus-A.-Z. *Metapolygnathus communisti* s.str. und in der posterus-Subzone der spatulatus-A.-Z. auch *M. multidentatus* auf. In der bidentatus-Zone, vor allem in ihrem oberen Teil, ist vielfach *M. mosheri* die dominierende Art. Jüngere Conodontenfaunen als jene aus der bidentatus-Zone sind in der Dinarischen Faunenprovinz sicher vorhanden, wurden aber bisher noch nachgewiesen.

#### Balkanide Subprovinz der Dinarischen Faunenprovinz (vgl. Tab. 3)

Die Zonierung der Balkaniden Subprovinz der Dinarischen Faunenprovinz wurde von BUDUROV & STEFANOV, 1973 a, erarbeitet und bei BUDUROV & STEFANOV, 1975 a, sowie BUDUROV & ČATALOV, 1978, ergänzt. Folgende Zonen (meist handelt es sich um Assemblage-Zonen) wurden ausgeschieden:

#### Gondolella bulgarica-A.-Z.

Erstbeschreibung: BUDUROV & STEFANOV, 1975 a.

Definition: Vorkommen von *G. bulgarica* ohne *Nicoraella kockeli*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. bulgarica* (faziell bedingt, da die unterlagernden Schichten conodontenfrei sind!).

Obergrenze: Einsetzen von *Nicoraella kockeli*.

Keine stratigraphisch wichtigen Begleitconodonten.

Stratigraphische Einstufung: Oberes Bithynian oder unteres Pelson.

Bemerkungen: Nach BUDUROV & STEFANOV, 1975 a, wurde diese Assemblage-Zone in das untere Pelson eingestuft. Diese Einstufung wurde bei NICORA, 1976, S. 633, relativiert. *Paraceratites binodosus* in schlechter Erhaltung (kaum zu identifizieren) kommt erst in der oberen kockeli-Zone vor. Andererseits überlagert die (pelsonische) kockeli-Zone die bulgarica-A.-Z. Daraus ergibt sich, daß entweder *Nicoraella kockeli* in der Balkaniden Subprovinz später einsetzt (bzw. in *Gondolella*-reichen Proben noch nicht gefunden wurde) oder die bulgarica-A.-Z. ins obere Bithynian gehört. Im ersteren Fall wäre die Obergrenze der bulgarica-A.-Z. in der Balkaniden Subprovinz sicher diachron, im letzteren Fall wäre sie eine gute regionale Zone.

Typuslokalität: Radina mogila (nördliches Golo Bărdo-Gebirge, Bulgarien) nahe der Stadt Pernik.

#### Nicoraella kockeli-Zone

Definition etc.: Siehe unter Germanischer Faunenprovinz.

Alter: (? Oberes) Pelson.

Bemerkungen: KOZUR & MOSTLER, 1972 a (März 1972, Kurzfassung der Vorträge zum Triassymposium Innsbruck) korrelierten die kockeli-Zone mit dem gesamten Pelson. Zu diesem Zeitpunkt wurde von BUDUROV & STEFANOV in der Kurzfassung ihres Vortrags noch keine Conodontenzonierung vorgelegt. Im Symposiumsband, Teil II (im Unterschied zu Teil I erst 1973 erschienen) übernahmen BUDUROV & STEFANOV die kockeli-Zone, stufen sie aber in das Oberpelson ein. Diese Einstufung würde bedeuten, daß *N. kockeli* in der Balkaniden Subprovinz später einsetzt als in allen anderen Faunenprovinzen. In Felsőörs (Balatonhochland, Ungarn) konnte eine ähnliche Erscheinung beobachtet werden (wahrscheinlich faziell bedingt). Es ist aber auch möglich, daß die strati-

graphische Einstufung im Golo Bârdo-Gebirge falsch ist, da mit Ausnahme der oberen kockeli-Zone keine makropaläontologischen Bezugspunkte in diesem Gebiet bekannt sind (siehe auch unter bulgarica-A.-Z.).

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Balkaniden Subprovinz: *Gondolella bulgarica*, im höheren Teil auch *G. bifurcata*.

#### Gondolella bifurcata A.-Z.

Erstbeschreibung: BUDUROV & STEFANOV, 1973 a.

Definition: Vorkommen von *G. bifurcata* emend. ohne *Nicoraella kockeli* und *N. germanica*.

Bemerkungen: Nicht die Bifurcation am Hinterende der Carina, sondern das abgestumpfte oder breit gerundete Hinterende und die auch hinten sowie in der Mitte ziemlich hohe Carina, die bis (oder fast bis) zum Hinterende der Plattform reicht, sind die charakteristischen Merkmale dieser Art, die in ihrer emendierten Fassung eine weltweit verbreitete Leitform ist.

Untergrenze: Aussetzen von *Nicoraella kockeli*.

Obergrenze: Aussetzen von *G. bifurcata*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Balkaniden Subprovinz: *Gondolella excelsa*.

Stratigraphischer Umfang: Unteres Illyr.

Regionale Reichweite: Weltweit.

Typuslokalität: Radina mogila (nördliches Golo Bârdo-Gebirge, Bulgarien) nahe der Stadt Pernik.

#### Gondolella excelsa-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, März 1972, Kurzfassungen der Vorträge zum Triassymposium in Innsbruck.

Definition etc.: Siehe unter Austroalpine Faunenprovinz.

Alter: Illyr (außer unterem Illyr).

Bemerkungen: In allen anderen Gebieten (außer der Germanischen Faunenprovinz) kommt *G. excelsa* auch noch im Ladin vor. In der Balkaniden Subprovinz fehlt sie im Ladin, so daß auch ihr Aussetzen zur Definition der Obergrenze herangezogen werden kann. In der Germanischen Faunenprovinz kommt *G. excelsa* nur unterhalb der zeitlichen Äquivalente der excelsa-A.-Z. vor (Oberpelson bis basales Illyr, Aussetzen hier faziell bedingt).

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Balkaniden Subprovinz: *Gondolella cornuta*, *G. mombergensis*.

#### Gondolella cornuta-A.-Z.

Erstbeschreibung: BUDUROV & STEFANOV, 1973 a.

Diagnose: Gemeinsames Vorkommen von *G. cornuta* und *G. basisymmetrica*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. basisymmetrica*, *G. longa*, *G. pseudolonga*.

Obergrenze: Aussetzen von *G. basisymmetrica* und *G. cornuta*. Einsetzen von *G. transita*.

Bemerkungen: Außerhalb der Balkaniden Subprovinz der Dinari-schen Faunenprovinz reicht *G. cornuta* überall höher hinauf. Aus faziellen Gründen kann sie aber in einigen Schichten aussetzen und dann wieder einsetzen. Da zumindest der größte Teil der bei BUDUROV et al. (verschiedene Arbeiten) zu *G. balkanica* gestell-

ten Conodonten auch zu *G. cornuta* gehört, könnte diese Art auch in der Balkaniden Subprovinz höher hinaufreichen als bisher angegeben, und damit die gleiche stratigraphische Verbreitung haben, wie in den anderen Faunenprovinzen der eurasiatischen Tethys.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Balkaniden Subprovinz: *Gondolella basisymmetrica*, *G. constricta*, *G. longa*, *G. mombergensis*, *G. pseudolonga*.

Stratigraphischer Umfang: Unteres Fassan.

Bemerkungen: Bei BUDUROV & STEFANOV, 1973 a, wird als Alter Illyr angegeben, doch zeigt die begleitende Conodontenfauna (*G. basisymmetrica*, *G. longa*, *G. pseudolonga*) eindeutig unterfassanisches Alter an. Dies wird dann auch bei BUDUROV & STEFANOV, 1975 a, indirekt bestätigt, wo die *cornuta*-A.-Z. zwar ebenfalls ins Oberillyr, aber präziser in die "avisianum-Zone" eingestuft wird. Ein weiterer Hinweis für die Einstufung der *cornuta*-A.-Z. in das untere Fassan ist die Tatsache, daß ihre Obergrenze u.a. mit dem Einsetzen von "*Neogondolella*" *excentrica* (jüngeres Synonym von *G. transita*) definiert wurde. Diese Art setzt aber erst im mittleren Fassan, nahe der Obergrenze der *reitzei*-Zone ein.

Regionaler Umfang: Die Indexart *G. cornuta* kommt in der gesamten eurasiatischen Tethys vor. Sie hat aber überall eine große stratigraphische Reichweite und besitzt daher keine große stratigraphische Bedeutung. Ihre Hauptverbreitung hat diese Art aber stets in der *Paraceratites trinodosus*-Zone sowie in der *reitzei*-Zone s.l. (einschließlich der "avisianum-Zone"). Aus faziellen Gründen kann diese Art aber in einigen Profilen in einem engen stratigraphischen Intervall stark dominieren, in älteren und jüngeren Schichten dagegen weit seltener sein oder auch ganz fehlen. Für begrenzte Gebiete können diese zeitlich beschränkten Massenvorkommen durchaus stratigraphische Bedeutung haben. Man muß sich aber davor hüten, diese Massenvorkommen als Zeitmarken über größere Entfernungen zu korrelieren, da sie als faziesbedingte Erscheinungen eindeutig diachron sind. Sie können zwischen der mittleren *trinodosus*- und mittleren *reitzei*-Zone in jedem beliebigen Horizont auftreten.

Typuslokalität: Radina mogila (nördliches Golo Bârdo-Gebirge, Bulgarien), südlich Pernik.

#### *Gondolella excentrica*-Zone

Erstbeschreibung: BUDUROV & STEFANOV, 1973 a.

Bemerkungen: Diese Zone ist in zweierlei Hinsicht ein Synonym. Einerseits ist "*Neogondolella*" *excentrica* BUDUROV & STEFANOV, 1973, ein jüngeres Synonym von *G. transita* KOZUR & MOSTLER, 1971, und andererseits wurde für den gleichen stratigraphischen Bereich mit der gleichen Indexart bereits bei KOZUR, 1972 a, die *transita*-Zone aufgestellt. Dr. K. BUDUROV, Sofia (freundliche persönliche Mitteilung) betrachtet den Grad der Exzentrizität des Hinterendes als Artmerkmal. Selbst bei Berücksichtigung dieses Merkmals, das eine intraspezifische Variabilität aufzeigt, kämen *G. transita* und "*N.*" *excentrica* in ihrem gesamten Lebensbereich gemeinsam vor, so daß auch in diesem Fall die *excentrica*-Zone ein jüngeres Synonym der *transita*-Zone wäre. Definition etc. der *transita*-Zone siehe unter der Dinarischen Subprovinz.

BUDUROV & STEFANOV, 1973 a, geben als Alter unteres Fassan an und betrachten die Zone als range-Zone, sie sie mit dem Aussetzen von "*N.*" *excentrica* enden lassen. *G. transita* (= "*N.*" *excentrica*) setzte aber erst in der obersten reitzi-Zone ein. Außerdem handelt es sich um keine range-Zone, wie noch bei ČATALOV, BUDUROV & STEFANOV, 1979, ausgeführt wird, da *G. transita* außerhalb der Balkaniden Subprovinz auch noch zusammen mit *Metapolygnathus truempyi* und *G. bakalovi* im oberen Fassan auftritt. Dr. K. BUDUROV selbst konnte eine Probe vorlegen, in der neben reichlich *G. bakalovi* auch *G. transita* häufig auftritt, so daß auch in der Balkaniden Subprovinz die *transita*-A.-Z. (= "excentrica-Zone") eine Assemblage-Zone ist und *G. transita* hier wie auch außerhalb der Balkaniden Subprovinz in die nächst jüngere Conodontenzone hinaufreicht.

#### Gondolella bakalovi-Zone

Erstbeschreibung: BUDUROV & STEFANOV, 1973 a.

Definition: Lebensbereich von *G. bakalovi*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. bakalovi*.

Obergrenze: Aussetzen von *G. bakalovi*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten im unteren Teil *G. transita*.

Stratigraphischer Umfang: Oberes Fassan und unteres Longobard.

Bemerkungen: Nach BUDUROV & STEFANOV, 1973 a, und spätere Arbeiten, gehört die *bakalovi*-Zone zum oberen Fassan (*truempyi*-Zone) und im unteren Longobard (*hungaricus*-A.-Z.) vor. Auch in der Balkaniden Subprovinz konnten BUDUROV & ČATALOV, 1978, nachweisen, daß oberhalb der *bakalovi*-Zone die *mungoensis*-A.-Z. folgt. Damit hat *G. bakalovi* in der Balkaniden Subprovinz die gleiche Reichweite wie in den anderen Faunenprovinzen der eurasiatischen Tethys.

Regionale Reichweite: Die Indexart ist in der Balkaniden und Dinarischen Subprovinz (einschließlich des nördlichen Apuseni-Gebirges) häufig. In der Austroalpinen Faunenprovinz wurde sie bisher nur in den südlichsten Einheiten sehr selten nachgewiesen.

Typuslokalität: Radina mogila (Golo Bârdo-Gebirge, Bulgarien) südlich Pernik.

#### Metapolygnathus mungoensis-A.-Z.

Erstbeschreibung: MOSHER, 1968 a, als range-Zone, bei KOZUR, 1972 a, erstmalig unter Ausschluß des karnischen Anteils als Assemblage-Zone definiert.

Alter: Mittleres und oberes Longobard.

In der Balkaniden Subprovinz ohne stratigraphisch wichtige Begleitconodonten.

Bemerkungen zur Conodontenzonierung der Balkaniden Subprovinz der Dinarischen Faunenprovinz:

Die Conodontenfaunen dieser Subprovinz sind durch das Dominieren ausgeprägter Flachwasserformen und das völlige Fehlen der pelagischen Gattung *Gladigondolella*, die tieferes Wasser bevorzugt, charakterisiert. Einige weltweit verbreitete Arten wie *G. excelsa* haben in der Balkaniden Subprovinz eine kürzere Lebensdauer. Diese Art scheint hier im Ladin zu fehlen. Allerdings konnten die extrem kurzen Verbreitungszeiten, die bei BUDUROV & STEFANOV,

<sup>+</sup>) In der Dinarischen Subprovinz und in den südlichen Einheiten der Austroalpinen Faunenprovinz kommt *G. bakalovi* in der oberfassanischen

1973 a, für einige Artenangaben, inzwischen korrigiert werden. So kommt hier nach einer freundlichen persönlichen Mitteilung von Dr. K. BUDUROV, Sofia, *G. bifurcata* auch schon im Pelson vor und *G. excelsa* findet sich vereinzelt auch zusammen mit *G. bifurcata*. Bisher wurden die bifurcata- und die excelsa-Zone in der Balkaniden Subprovinz als range-Zonen angesehen. Durch die revidierten Reichweiten von *G. bifurcata* und *G. excelsa* steigt der Wert der Balkaniden Zonierung für die Conodontenzonierung der Trias beträchtlich und so kann nach der taxonomischen Emendation von *G. bifurcata* die bifurcata-A.-Z. als Standardzone der Conodontengliederung verwendet werden. Mit Ausnahme der excentrica-Zone, die in transita-A.-Z. umbenannt werden muß (s.o.) können alle anderen Zonen der Balkaniden Conodontenzonierung beibehalten werden. Geringfügige Änderungen in den Definitionen und die Änderungen in den Alterseinstufungen wurden bereits unter den einzelnen Zonen diskutiert. Unglücklich ausgewählt ist die Indexart der cornuta-A.-Z. Diese Art hat auch in der Balkaniden Subprovinz eine größere Reichweite und selbst bei BUDUROV & STEFANOV, 1973 a, wird vermerkt, daß *G. basisymmetrica* das bezeichnendste Taxon dieser Zone ist, die auch mit dem Ein- und Aussetzen von *G. basisymmetrica* definiert wird. Eine Benennung als basisymmetrica-Zone wäre viel zweckmäßiger, zumal diese Zone dann auch in der Dinarischen Subprovinz sowie in der Austroalpinen Faunenprovinz ausgehalten werden könnte. Von einer Umbenennung der cornuta-A.-Z. wird hier aber abgesehen, da solche Umbenennungen - wenn möglich - unterbleiben sollten. Außerhalb der Balkaniden Subprovinz kann die cornuta-A.-Z. aber nicht ausgeschieden werden bzw. sie hat als "Dominanz-Zone" in verschiedenen Regionen einen unterschiedlichen stratigraphischen Umfang.

#### 6. Conodontenzonierung der Asiatischen Faunenprovinz (vgl. Tab. 4)

Obwohl in der Asiatischen Faunenprovinz die reichsten, nach ihrem Artbestand vielfältigsten Conodontenfaunen auftreten, und schon sehr frühzeitig (NOGAMI, 1968) versucht wurde, Assemblage-Zonen bei den mittel- und obertriassischen Conodontenfaunen auszuscheiden, ist die mittel- und obertriassische Zonierung hier noch völlig unbefriedigend. Das geht am besten aus der Gegenüberstellung der neuesten Conodontengliederungen der Asiatischen Faunenprovinz nach BUDUROV, 1975 b (und spätere Arbeiten) und KOIKE, 1979 hervor (vgl. Tab. 4). Zu dieser Tabelle sind hier einige Erläuterungen nötig.

Gliederung nach BUDUROV:

*Ancyrogondolella triangularis* ist ein jüngeres Synonym von *Metapolygnathus abneptis spatulatus*. Die Holotypen beider Arten bzw. Unterarten sind extreme Formen innerhalb einer großen Variationsbreite. Daher entspricht die triangularis-Zone nach BUDUROV der spatulatus-A.-Z. genau im hier verwendeten Umfang (auch hinsichtlich der Korrelation mit der Stufengliederung). Sehr problematisch ist die abneptis-Zone, die nach dem Gliederungsschema bei BUDUROV das gesamte Tuval umfassen soll.

*M. abneptis abneptis* setzt überall erst im obersten Tuval ein,

wo sie sich aus *M. nodosus* entwickelt. Auch durch Fehlbestimmungen läßt sich die angegebene Reichweite nicht erklären, da *Metapolygnathus*-Arten mit bezahntem bzw. beknotetem Plattformrand in der unteren Hälfte des Tuvals noch völlig fehlen. Stratigraphische Fehleinstufungen allein können aber auch nicht erklären, warum *M. abneptis abneptis* in einem so großen stratigraphischen Intervall ohne *M. abneptis spatulatus* (= *Ancyrogondolella triangularis* sensu BUDUROV vorkommt. Wahrscheinlich umfaßt die polygnathiformis-Zone sensu BUDUROV nicht nur Cordevol und Jul, sondern auch noch den größten Teil des Tuvals. Andererseits handelt es sich bei "*Epigondolella*" *abneptis* BUDUROV, 1976 b, Taf. 2, Fig. 20-23) sicher nicht nur um *M. abneptis* im Sinne des Holotyps dieser Art. *G. navicula* aus der *abneptis*-Zone wist wiederum richtig bestimmt, so daß ein Teil der *abneptis*-Zone sensu BUDUROV sicher unternorisch sein dürfte. Eine Trennung in *mungoensis*- und *foliata*-Zone ist nicht möglich. Einerseits tritt *M. mungoensis* im tieferen Longobard noch gar nicht auf, sondern wird dort durch *M. hungaricus* vertreten, weshalb man die *mungoensis*-Zone keineswegs auf das untere Longobard beschränken kann. Andererseits setzt *G. foliata* bereits vor *M. mungoensis* in der *hungaricus*-A.-Z. ein und *M. mungoensis* reicht wie *G. foliata* bis in das Cordevol. So wären die *mungoensis*- und *foliata*-Zone reine "Dominanz-Zonen", wobei aber durchaus *M. mungoensis* im oberen Longobard weit häufiger sein kann als *G. foliata*.

Eine fassanische *mombergensis*-Zone kann nicht akzeptiert werden, da diese Art auch in der Asiatischen Faunenprovinz im Oberfassin nicht mehr vorhanden, sondern auf das obere Illyr und das untere Fassan beschränkt ist, und zwar auf jenen Teil des Unterfassans, den BUDUROV zum Anis rechnet ("*avisianum*-Zone"). Außerdem scheint *G. mombergensis* in den pelagischen Faunen der Asiatischen Faunenprovinz ganz zu fehlen, so daß meist andere mitteltriassische Gondolellen zu dieser Art gestellt werden. Sämtliche stratigraphisch jüngeren Nachweise von *G. mombergensis* erwiesen sich als Fehlbestimmungen. Auch *G. mombergensis*, die BUDUROV, 1976 b, Taf. 2. Fig. 9, abbildet, ist z.B. eine typische *G. constricta*.

Da in den von BUDUROV untersuchten Profilen der Asiatischen Faunenprovinz (Ostbalkan) alle jene Formen fehlen, mit denen in der Balkaniden Subprovinz der Dinarischen Faunenprovinz das Einsetzen der *cornuta*-A.-Z. bzw. in allen anderen Gebieten (außer der Germanischen und Westmediterran-arabischen Faunenprovinz) die Basis der *pseudolonga*-A.-Z. festgelegt werden kann (*G. basisymmetrica*, *G. longa*, *G. pseudolonga*) ist völlig unklar, ob die *cornuta*-Zone des Ostbalkans der *cornuta*-Zone der Balkaniden Subprovinz der Dinarischen Faunenprovinz (hier unteres Fassan) entspricht. *G. cornuta* ist schon im unteren Illyr mit typischen Exemplaren vertreten und ihre Dominanz gegenüber *G. excelsa* ist rein faziell bedingt. Sie kann über, aber auch unter Faunen mit Dominanz von *G. excelsa* liegen. Daher ist die Anwendung der *cornuta*-A.-Z. außerhalb der Balkaniden Subprovinz der Dinarischen Faunenprovinz nicht empfehlenswert. Den einzigen Anhaltspunkt für die Einstufung der *cornuta*-Zone sensu BUDUROV in der Asiatischen Faunenprovinz bildet die Conodontenfauna der Probe 291 bei BUDUROV, 1976 b,



in der erstmalig eine Form verzeichnet wird, die wahrscheinlich mit *G. basisymmetrica* (BUDUROV & STEFANOV) emend. identisch ist (bei BUDUROV, 1976 b, Taf. 2, Fig. 7, 8 als *G. lindstroemi* bestimmt). Da diese Probe unmittelbar an der Grenze zwischen der cornuta- und mombergensis-Zone sensu BUDUROV liegt, kann man erwarten, daß die cornuta-Zone des Ostbalkans (Asiatische Faunenprovinz) in ihrer Gesamtheit älter als die cornuta-Zone des Westbalkans (Balkanide Subprovinz der Dinarischen Faunenprovinz) ist.

Falls die Bestimmungen von *G. regalis* bei BUDUROV richtig sein sollten, dann gehört die bei BUDUROV ausgeschiedene regalis-Zone ganz sicher nicht zum Unterpelson, sondern zum Unteranis, da *G. regalis* schon oberhalb der mittleren osmani-Zone nur noch ganz vereinzelt vorkommt und in der unteren ismidicus-Zone (mittleres Bithynian), also noch innerhalb des Unteranis, völlig erlischt. Die kockeli-Zone würde dann, wie überall in der Asiatischen Faunenprovinz, das gesamte Pelson umfassen. Trotzdem könnte die kockeli-Zone nicht unmittelbar über der regalis-Zone folgen, wie bei BUDUROV angegeben wird, da im oberen Bithynian *G. regalis* nicht mehr und *N. kockeli* noch nicht vorkommt.

*Neospathodus gondolelloides* ist offensichtlich ein jüngeres Synonym von *Gondolella ? timorensis*. Diese Art setzt bereits im basalen Aegean (Keyserlingites subrobustus-Zone) ein, so daß keine Trennung in carinata-Zone (nach BUDUROV unteres Unteranis) und "gondolelloides"-Zone (nach BUDUROV oberes Unteranis) möglich ist.

Gliederung nach KOIKE, 1979:

Die polygnathiformis-Zone nach KOIKE (sicher auf *G. noah* basierend) umfaßt das Jul und den größten Teil des Tuvals. Der julische Anteil kann aber durch das häufige Vorkommen von *Gladigondolella* auch in der Asiatischen Faunenprovinz klar abgetrennt werden.

KOIKE verwendet wie KRZYSTYN & TOZER eine Zweigliederung des Karns, aber in einem ganz anderen Sinn als diese Autoren. Sein Unterkarn entspricht nur dem Cordevol (also Unterkarn der bisherigen Gliederung), während sein Oberkarn außer dem Tuval auch noch das Jul umfaßt. Wenngleich die Zusammenfassung von Jul und Tuval zu einer Unterstufe nicht gerechtfertigt ist, findet auch hier der kräftige Faunenschnitt an der Cordevol/Jul-Grenze als Unterstufengrenze Beachtung.

Hinsichtlich der nicht gerechtfertigten Trennung von mungoensis- und foliata-Zone siehe Bemerkungen zur Gliederung BUDUROVs. Obwohl KOIKE die Untergliederung in mungoensis- und foliata-Zone nach BUDUROV übernimmt, sind bezeichnenderweise auch für KOIKE die Grenzen der foliata-Zone unklar.

Die constricta-excelsa-Zone entspricht etwa der Gesamtreichweite beider Arten zusammen. Sie kann auch in der Asiatischen Faunenprovinz klar untergliedert werden.

Die Aufeinanderfolge der timorensis- und bulgarica-Zone in der Gliederung bei KOIKE zeigt an, daß er die bulgarica-Zone mit dem Einsetzen dieser Art beginnen läßt. Im Unterschied zu der Auffassung bei NICORA, 1977, setzt *G. bulgarica* tatsächlich schon vereinzelt im oberen Aegean ein und überschneidet sich sogar geringfügig mit der oberen Reichweite von *G. ? timorensis*.

Die Grenze timorensis-/bulgarica-Zone ist aber bei KOIKE viel zu hoch eingestuft, da *G. ? timorensis* - wie bei NICORA, 1977, richtig aufgezeigt wurde - schon im mittleren Aegean erlischt.

Durch die Zuordnung der Keyserlingites subrobustus-Zone zum "Spathian" (= Olenek) läßt KOIKE die timorensis-Zone bereits im obersten Skyth beginnen. Hier wird die Keyserlingites subrobustus-Zone zum basalen Aegean gestellt, so daß die Basis der timorensis-Zone die Anisbasis markiert.

Folgende Conodontenzonierung für die Asiatische Faunenprovinz wird hier vorgenommen (vgl. Tab. 4):

#### Gondolella ? timorensis-A.-Z.

Erstbeschreibung: NOGAMI, 1968.

Definition: Lebensbereich von *G. ? timorensis* zusammen mit *Gladigondolella*, aber ohne *G. regalis*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. ? timorensis* und der Gattung *Gladigondolella*.

Bemerkungen: Das Einsetzen von *G. ? timorensis* erfolgt unvermittelt in der Keyserlingites subrobustus-Zone. Vorläufer ist nicht *Neospathodus homeri*, wie BENDER, 1970, annimmt, sondern offensichtlich leitet sich *G. ? timorensis* von Gondolellen mit starker Plattformreduktion ab, wie sie in verschiedenen Niveaus der Untertrias anzutreffen sind. Das plötzliche Einsetzen von *G. ? timorensis* ohne das Vorhandensein von unmittelbaren Vorläuferformen läßt die Möglichkeit offen, daß es sich dabei um ein diachrones Ereignis handelt. Die Gattung *Gladigondolella* setzt jedoch genau an der Basis der timorensis-A.-Z. ein. Die direkten Vorläuferformen treten unmittelbar darunter auf.

Obergrenze: Einsetzen von *G. regalis*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Asiatischen Faunenprovinz: *Gladigondolella carinata*, *Gondolella jubata*, *Neospathodus homeri*.

Stratigraphischer Umfang: Unteres Aegean (Keyserlingites subrobustus- und untere Paracrochordiceras anodosum-Zone).

Regionale Reichweite: Asiatische und Nevadische Faunenprovinz.

Typuslokalität: Marathovouno (Chios, Griechenland), Profil CM II nach BENDER, 1970, Schichten mit *Paracrochordiceras*, *Procladiscites*, *Sturia*, *Japonites*, *Danubites*.

Bemerkungen: Die bei NOGAMI, 1968, beschriebenen Lokalitäten sind als Typuslokalitäten ungeeignet. Daher wurde die erstmals von BENDER bearbeitete Lokalität Marathovouno als Typuslokalität für die timorensis-Zone ausgewählt.

#### Gondolella regalis-A.-Z.

Definition etc.: Siehe unter Nevadischer Faunenprovinz.

Alter: Oberes Aegean und basales Bithynian (obere Paracrochordiceras anodosum- und basale Nicomedites osmani-Zone).

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Asiatischen Faunenprovinz: *Gondolella ? timorensis* (nur im unteren Teil), *G. bulgarica* (selten, nur im oberen Teil häufiger), *Gladigondolella malayensis budurovi*, *Nicoraella* n.sp. (Übergangsform zwischen *Neospathodus triangularis* und *Nicoraella germanica*).

#### Gondolella bulgarica - Nicoraella germanica-A.-Z.

Definition etc.: Siehe unter der Nevadischen Faunenprovinz.

Alter: Bithynian (außer der basalen Nicomedites osmani-Zone). Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Asiatischen Faunenprovinz: *Gladigondolella malayensis budurovi*, *Gondolella regalis* (nur im unteren Teil), *G. bifurcata* (nur im oberen Teil), *Neohindeodella aequiramosa*.

Bemerkungen: Faunen mit reichlich *G. bulgarica*, in denen *G. regalis* noch häufig auftritt, gehören stets zur bulgarica-germanica-A.-Z. Faunen, in denen bei den Gondolellen nur *G. bulgarica* auftritt, gehören ebenfalls zu dieser Assemblagezone, wenn sich pelsonisches Alter ausschließen läßt.

Vom Pelson bis zum Unternor stimmt die Conodontenzonierung der Asiatischen Faunenprovinz völlig mit derjenigen der Dinarischen Faunenprovinz (Dinarische Subprovinz) überein. Es treten auch die gleichen Begleitformen auf. Aus der transita-A.-Z. liegen bisher nur von wenigen Fundpunkten Proben mit der Indexart vor. Am Südrand der Asiatischen Faunenprovinz kommt zumindest im Cordevol *Pseudofurnishius murcianus* vor. Nachweise finden sich im W-Taurus (MARCOUX, 1979) und auf Malaysia (*Spathognathodus* ? n.sp. indet. DIEBEL nach NOGAMI, 1968). Das letztere Vorkommen gehört sicher zum Cordevol, das erstere Vorkommen wird nur als "sephardisch-tethyale Mischfauna" ohne Altersangabe erwähnt. *Metapolygnathus communisti* s.str. ist vor allem im höheren Oberkarn z.T. sehr häufig. Im Mittelnor (ab der Juvavites magnus-Zone) ist *M. multidentatus* häufig. Aus diesem Grund wird hier, wie in der Nevadischen Faunenprovinz eine multidentatus-Subzone der spatulatus-A.-Z. ausgeschieden (Definition etc. siehe unter der Nevadischen Faunenprovinz).

Im Unterschied zur Dinarischen Faunenprovinz wurden in der Asiatischen Faunenprovinz auch schon die hernsteini- und posthernsteini-A.-Z. definitiv nachgewiesen. Sie führen hier die gleichen Conodontenfaunen wie in der Austroalpinen Faunenprovinz und lassen sich auch auf die gleiche Weise abgrenzen (siehe unter Austroalpiner Faunenprovinz). Die andrusovi-A.-Z. wurde bisher noch nicht definitiv in Profilen nachgewiesen, obwohl die Indexart auch aus der Asiatischen Faunenprovinz bekannt ist.

## 7. Conodontenzonierung der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz (vgl. Tab. 5)

Die anisischen bis unterfassanischen Conodontenfaunen der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz sind nicht gut bekannt. Im östlichen Teil (Westrand der Arabischen Plattform, Israel) ist die Nicoraella germanica-A.-Z. und die kockeli-Zone nachzuweisen. Am Nordrand des westlichen Abschnitts (Sardinien, Provence) können wie im Germanischen Becken die Zonen 2, 3 und 4 ausgeschieden werden (Definition etc. siehe unter Germanischer Faunenprovinz). In der Zone 4 tritt gleichzeitig reichlich *Metapolygnathus truempyi* auf, so daß hier die truempyi-Zone mit dem größten Teil der Zone 4 (haslachensis-A.-Z.) korreliert werden kann. Die größte Eigenständigkeit hat die Westmediterran-arabische Faunenprovinz im Longobard und vor allem im Cordevol durch die Entwicklung der Gattung *Pseudofurnishius* und

das fast völlige Fehlen aller anderen Plattformconodonten. Vom oberen Fassan bis zum Cordevol lassen sich die folgenden drei Zonen in der Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz ausscheiden (nur die murcianus-Zone wurde in der gesamten Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz nachgewiesen):

#### Metapolygnathus truempyi-Zone

Erstbeschreibung: KOZUR, 1972 a, als truempyi-Subzone.

Definition etc.: Siehe unter Dinarischer Faunenprovinz.

Alter: Oberfassan.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz: *Gondolella haslachensis*, *Gondolella* ? n.sp. (Übergangsform zu *Pseudofurnishius*).

Bemerkungen: *M. truempyi* bevorzugt flachmarine Ablagerungen mit eingeschränkten Verbindungen zum offenen Weltmeer und kommt hier selbst in leicht hypersalinaren Ablagerungen vor. Daher ist diese Art in marinen Ablagerungen der Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz sehr häufig, wo solche Bedingungen weit verbreitet sind.

#### Pseudofurnishius huddlei-Zone

Erstbeschreibung: Neubeschreibung.

Definition: Lebensbereich von *P. huddlei*.

Untergrenze: Einsetzen von *P. huddlei*.

Obergrenze: Aussetzen von *P. huddlei*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten: *M. mungoensis*. Im oberen Teil der huddlei-Zone kommt bereits *P. murcianus* vor.

Es handelt sich dabei aber durchwegs um solche Formen, bei denen die adulten Exemplare auf der Außenseite des Blattes noch Plattformrudimente aufweisen (meist nur einzelne Zähne), während der typische *P. murcianus* auf der Außenseite des Blattes keine Plattformrudimente mehr besitzt.

Stratigraphischer Umfang: Longobard (außer oberstem Teil).

Bemerkungen: Nach HIRSCH, 1972, 1974 (in HIRSCH & GERRY, 1974), 1977, beginnt *P. murcianus*, der sich aus *P. huddlei* entwickelt hat, bereits im basalen Fassan. Folgerichtig stufte er *P. huddlei* in das Oberillyr ein. Nach KOZUR, KAMPSCHUUR et al., 1974, und SIMON & KOZUR, 1977, gehört *P. huddlei* dagegen in das Longobard (nicht in das obere Longobard). Ein erstes Einsetzen dieser Art im obersten Fassan wird nicht ausgeschlossen (vgl. SIMON & KOZUR, 1977, Fig. 3). Inzwischen konnten die Ostracoden der Falloticythere mulderae-Zone Spaniens, aus der *P. huddlei* stammt, im unteren Longobard der Vălani-Decke (nördliches Apusenengebirge, Rumänien) nachgewiesen werden, wodurch indirekt die Einstufung von *P. huddlei* in das untere Longobard bestätigt wurde.

Im obersten Fassan und basalen Longobard des Germanischen Beckens tritt eine *Gondolella*-Art auf (*G. mostleri* n.sp.), die ein deutliches hinteres freies Blatt besitzt. Die auf die vorderen Teile des Conodonten beschränkte Plattform weist im Unterschied zu *P. huddlei* noch keine Knoten oder Zähne auf. Im Fassan/Longobard-Grenzbereich von NW-Sardinien treten Formen auf, die noch mehr an *P. huddlei* erinnern und sich nur noch durch die ungezähnelte Plattform von dieser Art unterscheiden. *P. huddlei*

kann nicht jünger sein als diese Vorläuferform (*Gondolella* ? n.sp.), so daß auch dadurch ein longobardisches Alter für *P. huddlei* angezeigt wird.

Regionale Reichweite: Bisher nur aus Spanien verzeichnet, aber sicher in der gesamten Faunenprovinz in marinen Ablagerungen verbreitet. Übergangsformen zwischen *P. huddlei* und *P. murcianus* sind auch aus Israel bekannt.

Typuslokalität: Sierra de Carrascoy, Area A nach SIMON & Van den BOOGARD, 1973 (Betische Zone, Murcia-Provinz, SE-Spanien), Palas Member der Fuente Aledo-Formation.

#### Pseudofurnishius murcianus-Zone

Erstbeschreibung: KOZUR, 1972 a.

Definition: Lebensbereich von *Pseudofurnishius murcianus murcianus*.

Bemerkungen: KOZUR, 1972 a, schied eine oberlongobardische *Pseudofurnishius* n.sp.-Zone mit *Pseudofurnishius* n.sp. (= *Pseudofurnishius murcianus* n.subsp.) und *P. murcianus murcianus* und eine cordevolische *Pseudofurnishius murcianus*-A.-Z. aus, in der im wesentlichen nur noch *P. murcianus murcianus* vorkommt. Dabei wurde *P. murcianus* (= *P. murcianus murcianus*) auf jene Formen beschränkt, die keine Plattformrudimente auf der Außenseite des Blattes mehr besitzen. Da aber auch *P. murcianus* n.subsp. (mit Plattformrudimenten auf der Außenseite des Blattes, Beschreibung erfolgt an anderer Stelle) bis in das Cordevol reicht (wo diese Form allerdings wesentlich seltener ist), empfiehlt sich die Zusammenfassung beider Zonen zur *Pseudofurnishius murcianus* range-Zone im obigen Umfang. *P. murcianus* n.subsp. kommt als Übergangsform zwischen *P. huddlei* und *P. murcianus murcianus* bereits in der oberen *huddlei*-Zone vor. Untergrenze: Aussetzen von *P. huddlei*.

Obergrenze: Aussetzen von *P. murcianus*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz: Vielfach treten *P. murcianus* und zugehörige Zahnreihenconodonten allein auf. Falls andere Plattformconodonten vorkommen, sind es im unteren Teil der Zone stets *M. mungoensis*, im oberen Teil *M. mungoensis* und *M. diebeli*. Als große Seltenheit treten auch Gondolellen auf (*Gondolella* sp.).

Stratigraphischer Umfang: Oberes Longobard und Cordevol.

Bemerkungen: Nach HIRSCH, 1972, kommt *P. murcianus* fraglich im oberen Anis und sicher vom basalen Fassan bis zum basalen Longobard vor. Nach HIRSCH (in HIRSCH & GERRY, 1974) reicht diese Art vom mittleren Fassan bis zum oberen (aber nicht obersten) Longobard. Ein ähnliches Alter (Fassan bis Longobard, außer oberstem Longobard) gibt HIRSCH, 1977, an.

RAMOVŠ, 1977, gibt für *P. murcianus* (einschließlich *P. huddlei*!) ein longobardisches Alter an und er vermutet, daß die Gattung *Pseudofurnishius* (bei ihm auf *P. murcianus* beschränkt) im Unterladin einsetzt. EICHER & MOSHER, 1974, nehmen an, daß *P. murcianus* ein longobardisches Alter besitzt und möglicherweise noch bis ins Cordevol reicht. KOZUR, 1972 a, gibt die Gesamtreichweite von *P. murcianus* mit oberem Longobard und unterem Cordevol an. Ein gleiches Alter für *P. murcianus* nehmen KOZUR, KAMPSCHUUR et al., 1974, und SIMON & KOZUR, 1977, an.

Durch den Nachweis von *M. diebeli* zusammen mit *P. murcianus* in der Betischen Zone (KOZUR, MULDER-BLANKEN & SIMON, in Vorbereitung) und durch den Nachweis von *P. murcianus* in der Vălani-Decke (nördliches Apusenengebirge, Rumänien) zusammen mit *G. polygnathiformis*, *G. tadpole*, *M. mostleri* und *M. diebeli* konnte nun definitiv ein cordevolisches Alter für große Teile der murcianus-Zone belegt werden. Damit wurde die Einstufung bei KOZUR, 1972 a, bestätigt. Der untere Teil der Zone ist durch ein stärkeres Hervortreten der Formen mit Zähnen an der Außenseite des Blattes (*P. murcianus* n. subsp.) und der tiefste Teil der Zone durch das alleinige Vorkommen dieser Formen bei den adulten Exemplaren gekennzeichnet. In diesem Bereich tritt gelegentlich *M. mungoensis* auf, während *M. diebeli* noch fehlt. Dieser untere Teil der murcianus-Zone gehört sicher zum oberen Longobard.

Im mittleren und höheren Teil der murcianus-Zone kommen zusammen mit *P. murcianus* typische karnische Ostracodenfaunen mit *Mostlerella blumenthali*, *Reubenella fraterna* und verschiedene *Kerocythere*-Arten vor (vgl. auch KOZUR, KAMPSCHUUR et al., 1974). Einige dieser Ostracodenarten treten auch im Karn der Dinarischen Faunenprovinz auf.

Durch den ersten Nachweis von *P. murcianus* in der diebeli-Zone der Vălani-Decke des nördlichen Apusenengebirges (KOZUR, 1979) und von *M. diebeli* in der murcianus-Zone von Spanien kann der mittlere und obere Teil der murcianus-Zone nun direkt mit der *M. diebeli*-Zone korreliert werden, so wie der untere Teil dieser Zone schon seit längerer Zeit mit der *mungoensis*-A.-Z. korrelierbar war.

Durch die oben genannten Neufunde wird die faunistische Ähnlichkeit zwischen der Westmediterran-arabischen und der Dinarischen Faunenprovinz noch augenfälliger und die Unterschiede zur Austroalpinen Faunenprovinz, wo oftmals im Longobard und Cordevol ähnliche fazielle Verhältnisse herrschen, wie in der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz, werden noch schärfer. In der Austroalpinen Faunenprovinz fehlt bei gleichen faziellen Verhältnissen *Pseudofurnishius*. Darüber hinaus ist die charakteristische Holothurien- und Ostracodenassoziation der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz, die zum großen Teil auch in der Dinarischen Faunenprovinz vorkommt, in der Austroalpinen Faunenprovinz durch eine ganz abweichende Assoziation vertreten.

Regionaler Umfang: Spanien, Balearen, NW-Jugoslawien (geologisch: östliche Südalpen), Sinai, Israel, Westrand der Arabischen Plattform. In Malaysia, im W-Taurus und im nördlichen Apusenengebirge ist die Indexart ebenfalls vorhanden, dort aber innerhalb von tethyalen Faunen. Nach der hier zugrundegelegten paläogeographischen Konzeption (vgl. KOZUR, 1979) müßte *P. murcianus* im Cordevol der gesamten Südalpen vorhanden sein, sofern geeignete fazielle Verhältnisse auftreten. Vor allem müßte die Art in cordevolischen Anteilen der Raibler Schichten zu erwarten sein.

Typusregion: Sierra de Carrascoy (Area 1, siehe KOZUR, KAMPSCHUUR et al., 1974), Betische Zone, SE-Spanien. Tres Bancos Member und Variegated Carbonate Member, zusammen mit *Costatoria kiliani* und *Gervillia* ? cf. *joleaudi*.

8. Conodontenzonierung der Germanischen Faunenprovinz (vgl. Tab. 7)

Aus dem Germanischen Becken liegt die älteste detaillierte Conodontengliederung vor (für den Hauptmuschelkalk = Oberen Muschelkalk, vgl. KOZUR, 1968 b). Diese Gliederung ist auch heute noch praktisch unverändert gültig.

Die armen Conodontenfaunen des tieferen Unteranis des Germanischen Beckens bestehen nur aus Zahnreihenconodonten. Eine detaillierte Conodontengliederung ist daher erst ab dem höheren Unteranis möglich.

Nicoraella germanica-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR, 1972 a, als germanicus-Subzone.

Bemerkungen: Diese Zone wurde bereits als newpassensis-Subzone bei KOZUR & MOSTLER, 1972 a, 1973, eingeführt. Beide Autoren schlossen sich damals der Zuordnung der unteranischen Formen zum karnischen "*Neospathodus*" *newpassensis* MOSHER durch MOSHER, 1968 a, an. KOZUR, 1972 a, konnte dann aber nachweisen, daß die unteranischen Formen zwischen oberskythischen *Neospathodus*-Arten und "*Ozarkodina*" *kockeli* aus dem Pelson vermit-teln, und er stellte die neue Art *Neospathodus germanicus* auf; der Name newpassensis-Subzone wurde daher in germanicus-Subzone umbenannt. KOZUR, 1980 (in Druck) führte für *N. germanicus* und *O. kockeli* die neue Gattung *Nicoraella* ein (Typusart: *O. kockeli*). Die germanicus-Subzone wird hier zur Zone erhoben, da der Holotypus von *G. aegae* nicht mit *G. regalis* identisch ist, wie bisher meist angenommen wurde, sondern (wie die Nachuntersuchung der Holotypen durch NICORA, 1977, ergab) zu *G. timorensis* gehört. Selbst *G. regalis* reicht nach neueren Untersuchungen nicht so hoch hinauf wie *Nicoraella germanica*. Daher ist die Ausscheidung einer selbständigen Zone notwendig geworden, die im Umfang der germanicus-Subzone entspricht und daher diesen Namen behalten kann, zumal sich inzwischen gezeigt hat, daß *N. germanica* eine weltweit verbreitete Leitform ist.

Definition: Lebensbereich von *N. germanica* ohne *N. kockeli*.

Untergrenze: Einsetzen von *N. germanica*.

Obergrenze: Einsetzen von *N. kockeli*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Germanischen Faunenprovinz: Als Begleitconodonten treten nur Zahnreihenconodonten auf, von denen einige stratigraphische Bedeutung erlangen könnten. Sie gehören vor allem zu den Gattungen *Neohindeodella*, *Chirodella*, *Cornudina* und *Diplopodella*. Im östlichen Teil des Germanischen Beckens findet sich in der höheren germanica-A.-Z. auch *Gondolella* cf. *regalis*.

Stratigraphischer Umfang: Höheres Bithynian (oberes Unteranis), obere Hälfte des Unteren Wellenkalks bis zur Oolithbank  $\alpha$ .

Regionale Verbreitung: Außer in der gesamten Germanischen Faunenprovinz kann die germanica-A.-Z. durch ihre Typusart auch in der Asiatischen und Nevadischen Faunenprovinz sowie im Ostteil der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz (Israel) nachgewiesen werden.

Typuslokalität: Aufschlüsse an der Jenzigpromenade bei Jena (Thüringer Becken, DDR). Obere Hälfte des mu<sub>1B</sub> (oberer Teil des Unteren Wellenkalks) bis zur Oolithbank  $\alpha$ . Fossilreiche Kalke

und Mergelkalke mit *Beneckeia buchi*, *Dadocrinus gracilis*, *Holocrinus wagneri* und *Theelia germanica*.

### Nicoraella kockeli-Zone

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, März 1972 (Kurzfassung der Vorträge zum Triassymposium in Innsbruck).  
Bemerkungen: Die Zonengliederung nach KOZUR & MOSTLER lag bereits zum Triassymposium in Innsbruck im März 1972 ausgedruckt vor. In den nach dem Symposium eingereichten Druckfassungen der Vorträge wurde auch von BUDUROV & STEFANOV die kockeli-Zone verwendet, allerdings in einem anderen stratigraphischen Umfang (Oberpelson). Da die Kurzfassung der Vorträge meist nur den Tagunsteilnehmern bekannt sind, hatte es den Anschein, als wäre die kockeli-Zone gleichzeitig bei KOZUR & MOSTLER, 1973 a, und BUDUROV & STEFANOV, 1973 a, im gleichen Band aufgestellt worden. Die Priorität haben aber eindeutig KOZUR & MOSTLER, 1972 (Kurzfassung der Vorträge), da hier bei BUDUROV & STEFANOV in ihrer Vortragskurzfassung noch keine Zonengliederung vorgenommen wurde.

Definition: Lebensbereich von *N. kockeli*.

Untergrenze: Einsetzen von *N. kockeli*.

Obergrenze: Aussetzen von *N. kockeli*, *N. germanica*, *Neohindeodella aequiramosa* und *Veghella delicatula*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Germanischen Faunenprovinz: *Gondolella bulgarica* (vor allem im unteren Teil), *G. bifurcata*, *G. constricta*, *G. excelsa* (nur im oberen Teil), *Neohindeodella aequiramosa*, *Nicoraella germanica* (selten), *Veghella delicatula*.

Bemerkungen: Die Gondolellen treten nur im östlichen Teil des Germanischen Beckens auf. Einzelne Jugendformen drangen nach W bis in das Thüringer Becken vor.

Stratigraphischer Umfang: Pelson. Oolithbank  $\beta$ , Mittlerer Wellenkalk, Terebratelbänke, Oberer Wellenkalk bis unmittelbar unterhalb der Schaumkalkbänke.

Regionale Verbreitung: Weltweit.

Typusprofil: Steilufer der Ilm bei Buchfart südlich Weimar (Thüringer Becken, DDR): Oolithbank  $\beta$ , Mittlerer Wellenkalk, Terebratelbänke, Oberer Wellenkalk bis unmittelbar unterhalb der Schaumkalkbänke.

Wichtige Begleitfaunen: *Coenothyris vulgaris*, *Decurtella decurtata*, *Hirsutina hirsuta*, *Punctospirella fragilis*, *Priscopedatus quadratus*, *Theelia zapfei*.

Referenzprofil für die Untergrenze: Jenzigpromenade bei Jena (Thüringer Becken, DDR). Die Obergrenze ist im Typusprofil gut conodontenbelegt, so daß kein Referenzprofil für die Obergrenze nötig ist.

### Gondolella bifurcata-A.-Z.

Erstbeschreibung: BUDUROV & STEFANOV, 1973 b.

Definition etc.: Siehe unter Balkanider Subprovinz der Dinari-schen Faunenprovinz.

Alter: Hier nur basales Illyr. Die Obergrenze (Aussetzen aller Conodonten, einschließlich *G. bifurcata* an der Basis des Mittleren Muschelkalks) ist faziell bedingt.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Germanischen Faunenprovinz: *Gondolella excelsa*.



Die folgende Zonierung des Hauptmuschelkalks umfaßt jenen Zeitraum, wo sich in der Germanischen Faunenprovinz eigenständige Conodontenfaunen entwickeln.

Zone 1 (*Gondolella mombergensis* - *Chirodella dinodoides* concurrent range-Zone)

Erstbeschreibung: KOZUR, 1968 b.

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *G. mombergensis* und *Chirodella dinodoides*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. mombergensis* (faziell bedingtes Einsetzen der Conodonten oberhalb des conodontenfreien hyper-salinaren Mittleren Muschelkalks).

Obergrenze: Aussetzen von *Chirodella dinodoides*, *Cornudina breviramulis*, *C. pandodontata* und *Diplododella meissneri*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten: *Cornudina breviramulis*, *C. pandodontata*, *Diplododella meissneri*, *Gondolella acuta*.

Stratigraphischer Umfang: Oberes Illyr (mo<sub>1a</sub> nach KOZUR, 1974 b).

Äquivalente der höheren Paraceratites trinodosus-Zone, im Germanischen Becken durch die Paraceratites atavus-Zone vertreten.

Regionale Verbreitung: Regionale Zone, die nur innerhalb des Germanischen Beckens exakt abgegrenzt werden kann. Außerhalb des Germanischen Beckens haben *Chirodella dinodoides* und *Diplododella meissneri* eine viel größere stratigraphische Reichweite.

In der Austroalpinen Faunenprovinz treten in der höheren trinodosus-Zone die gleichen Conodonten auf wie in der Zone 1. Allerdings sind hier auch noch typische Vertreter von *G. cornuta* und *G. excelsa* reichlich vertreten. Außerdem werden diese Faunen durch ganz andere Faunen überlagert als im Germanischen Becken.

Typuslokalität: Ehemalige Steinbrüche an der Krähenhütte gegenüber Bahnhof Bad Sulza (Thüringer Becken, DDR). Thüringer Trochitenkalk (mo<sub>1a</sub> nach KOZUR, 1974 b), Paraceratites (Progonoceratites) atavus-Zone, Äquivalent der höheren Paraceratites trinodosus-Zone. Fossilreiche Kalke mit *Coenothyris vulgaris*, *Tetractinella trigonella* und *Encrinus liliiformis*.

Zone 2 (*Gondolella mombergensis*-A.-Z.)

Erstbeschreibung: KOZUR, 1968 b.

Definition: Massenhaftes Vorkommen von *G. mombergensis* ohne andere Gondolellen und ohne *Chirodella dinodoides*.

Untergrenze: Aussetzen von *Chirodella dinodoides*, *Cornudina breviramulis*, *C. pandodontata*, *Diplododella meissneri*.

Obergrenze: Einsetzen von *G. media*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten: *Chirodella triquetra*, *Cornudina minor* (beide Arten sind im unteren Teil der Assemblage-Zone sehr selten oder fehlen hier völlig), *Gondolatus rafeki*.

Stratigraphischer Umfang: Ceratites (Doloceratites) pulcher-C. (D.) robustus-Zone bis Ceratites compressus-Zone (mo<sub>1b</sub> nach KOZUR, 1974 b). Oberstes Illyr bis basales Fassan.

Regionale Verbreitung: Auf das Germanische Becken beschränkt.

Typuslokalität: Reisertal nördlich von Mühlhausen (nordwestliches Thüringer Becken, DDR). Fossilreiche Kalke mit *Ceratites*

(*Doloceratites*) *pulcher*, C. (D.) *robustus*, *Tetractinella trigonella*.

### Zone 3 (Gondolella media-A.-Z.)

Erstbeschreibung: KOZUR, 1968 b.

Definition: Lebensbereich von *G. media* ohne *G. haslachensis*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. media*.

Obergrenze: Einsetzen von *G. haslachensis*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Germanischen Faunenprovinz: *Chirodella triquetra*, *Cornudina minor*, *Gondolatus* sp.

Stratigraphischer Umfang: *Ceratites evolutus*- und untere *Ceratites spinosus*-Zone (unterer mo<sub>2</sub> = unterer Teil der mittleren *Ceratites*-Schichten), Äquivalenté des Fassans (avisianum/reitzi-Zone).

Regionale Verbreitung: Germanisches Becken sowie Provence und Sardinien (nordwestlicher Randbereich der Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz).

Typuslokalität: Östlichster Autobahnabschnitt nördlich Eisenach.

Fossilreiche plattige Kalke und Mergel mit *Ceratites evolutus* und *C. spinosus praespinosus*.

### Zone 4 (Gondolella haslachensis-A.-Z.)

Erstbeschreibung KOZUR, 1968 b.

Definition: Lebensbereich von *G. haslachensis* ohne *Celsigondolella praecursor*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. haslachensis*.

Obergrenze: Einsetzen von *Celsigondolella*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Germanischen Faunenprovinz: Übergangsformen zwischen *M. truempyi* und *M. hungaricus* (sehr selten, nur im Bereich der Cycloidesbank im südwestlichen Germanischen Becken), *Gondolatus hailei*.

Stratigraphischer Umfang: Mittlere und obere *Ceratites spinosus*-Zone und *Gymnoceratites ? enodis*/*G. ? laevigatus*-Zone. Oberes Fassan und basales Longobard.

Regionale Verbreitung: Wie für Zone 3.

Typuslokalität: Hohlweg am Drosselberg südlich von Erfurt-Melchendorf. Fossilreiche plattige Kalke und Tonmergel mit *Ceratites spinosus postspinosus*, *Gymnoceratites ? enodis*, *Coenothyris cycloides*.

### Zone 5 (Gondolella haslachensis- Celsigondolella praecursor concurrent range-Zone)

Erstbeschreibung: KOZUR, 1968 b.

Definition: Gemeinsames Vorkommen von kleinwüchsigen *G. haslachensis* und *Celsigondolella*.

Untergrenze: Einsetzen von *Celsigondolella*.

Obergrenze: Aussetzen von *G. haslachensis*.

Ohne stratigraphisch wichtige Begleitconodonten.

Stratigraphischer Umfang: *Ceratites similis*-Zone (unteres Longobard).

Regionale Verbreitung: Südliches, westliches und zentrales Germanisches Becken. Im ostelbischen Raum herrscht bereits Keuperfazies mit vereinzelt brachyhalinen Horizonten, die arme Conodontenfaunen der Zone 5 führen.

Typuslokalität: Hohlweg am Drosselberg südlich Erfurt-Melchendorf (Thüringer Becken, DDR). Fossilreiche Kalke mit Tonmergelzwischenlagen; mit *Ceratites similis*.

Bemerkungen zu Zone 4 und 5: *G. haslachensis*, die in Zone 4 und 5 der Germanischen Faunenprovinz auftritt, wurde vielfach auch außerhalb des Germanischen Beckens verzeichnet. Davon erwiesen sind nur die Bestimmungen aus Sardinien (NW-Teil der Westmediterranean-arabischen Plattform) als korrekt. Vor allem aus Japan wurde *G. haslachensis* auch aus dem oberen Anis verzeichnet. Dabei handelt es sich aber um homöomorphe Formen, die auch in den obersten Schichten mit *Paraceratites* von Nevada auftreten<sup>†</sup>) (Material Prof. Dr. H. MOSTLER, Innsbruck). Diese neue Art, die nicht mit *G. haslachensis*, sondern mit *G. shoshonensis* verwandt ist, wird in einer separaten Arbeit beschrieben. Damit haben sich die Widersprüche zwischen dem oberfossilen-unterlangobardischen Alter von *G. haslachensis* im Germanischen Becken und auf Sardinien und dem oberillyrischen Alter dieser Art in Japan aufgelöst.

#### Zone 6 (Ceratites praecursor-A.-Z.)

Erstbeschreibung: KOZUR, 1968 b.

Definition: Lebensbereich von *C. praecursor* ohne *G. haslachensis*.

Untergrenze: Aussetzen von *G. haslachensis*, Einsetzen von *C. watznaueri*.

Obergrenze: Aussetzen von *C. praecursor*.

Keine stratigraphisch wichtigen Begleitconodonten, die auf diese Zone beschränkt sind.

Stratigraphischer Umfang: *Ceratites nodosus*-Zone (unteres Longobard).

Regionale Reichweite: Thüringer Becken, Subherzynes Becken, Hessen und gesamtes südwestliches Germanisches Becken.

Typuslokalität: Hochufer der Apfelstädt bei Ingersleben (Thüringer Becken, DDR). Mergel, Tonsteine und fossilreiche Kalke mit *Ceratites nodosus*.

#### Zone 7 (Celsigondolella watznaueri-A.-Z.)

Erstbeschreibung: KOZUR, 1968 b.

Diagnose: Vorkommen von *C. watznaueri* ohne *C. praecursor*.

Untergrenze: Aussetzen von *C. praecursor*.

Obergrenze: Faziell bedingtes Aussetzen der Conodonten im Germanischen Becken oberhalb der *Discoceratites semipartitus*-Zone.

Keine stratigraphisch wichtigen Begleitconodonten, die auf diesen Bereich beschränkt sind.

Stratigraphischer Umfang: *Discoceratites bivolutus*- bis *D. semipartitus*-Zone (mittleres Longobard).

Regionale Reichweite: Zentrales und westliches Thüringer Becken, Südthüringen, Hessen, südwestliches Germanisches Becken.

Typuslokalität: Hohlweg am Drosselberg südlich Erfurt-Melchendorf (Thüringer Becken, DDR). Dick- und dünnbankige Kalke, z.T. etwas dolomitisch und sandig, Mergel und Tonsteine. Mit *Discoceratites bivolutus* und *D. dorsoplanus*.

<sup>†</sup>) und jetzt auch im obersten Illyr der Nordalpen nachgewiesen werden konnten.

## 9. Conodontenzonierung der Nevadischen Faunenprovinz (vgl. Tab. 6)

Die Conodontenabfolgen der Nevadischen Faunenprovinz wurden schon frühzeitig untergliedert (MOSHER, 1968 a, 1970; SWEET et al., 1971). Bei den Gondolellen sowie den *Metapolygnathus*-Reihen bestehen enge Beziehungen zur Asiatischen Faunenprovinz. Durch das völlige Fehlen von *Gladigondolella* in der Mitteltrias, im Unter- und Mittelkarn selbst in pelagischen Faunen treten aber deutliche Abweichungen zur Asiatischen Faunenprovinz auf, die im Mittelkarn mit der *Mosherella newpassensis*-Fauna der Nevadischen Faunenprovinz ihren Höhepunkt erreichten. Gleichzeitig ist zu diesem Zeitpunkt die Übereinstimmung mit der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz am größten. Die tuvalischen bis mittelsevatischen Conodontenfaunen stimmen weitgehend mit jenen aus der Asiatischen Faunenprovinz überein. Obersevatische und rhätische Conodontenfaunen sind bisher aus der Nevadischen Faunenprovinz noch nicht bekannt. Die im wesentlichen auf die Nevadische Faunenprovinz bezogene Conodontenzonierung von SWEET et al., 1971, war zur Zeit ihrer Aufstellung die modernste und detaillierteste Conodontenzonierung der pelagischen Mittel- und Obertrias. Daher wurde sie vielfach auch außerhalb Nordamerikas verwendet. Durch die neueren Daten ist diese Gliederung jedoch heute überholt. Sie weist zwei entscheidende Mängel auf. Einerseits folgen nicht alle Zonen direkt aufeinander, wie das bei SWEET et al., 1971, dargestellt wird, und andererseits sind heute mehrere taxonomische Zuordnungen veraltet. Zwischen der *Gondolella regalis*- und der *Gondolella constricta*-A.-Z. existiert z.B. eine beträchtliche zeitliche Lücke, in der auch in der Nevadischen Faunenprovinz noch zwei Zonen ausgediehen werden können. In *Gondolella mombergensis* der alten amerikanischen Zuordnung sind viele mitteltriassische *Gondolella*-Arten erhalten (z.B. *G. bulgarica*, *G. bifurcata*, *G. longa*). Im stratigraphischen Niveau der mombergensis-A.-Z. kommt *G. mombergensis* s.str. nur noch im unteren Teil vor.

Da nur aus einigen stratigraphischen Bereichen der Nevadischen Faunenprovinz neue Daten zur Conodontenchronologie der Mittel- und Obertrias vorliegen (NICORA, 1976, 1977), kann für diese Provinz noch nicht durchgehend eine neue mittel- und obertriassische Conodontengliederung vorgelegt werden. Die nachfolgend aufgeführte Gliederung kann daher nur in einigen Teilbereichen die bisherige Gliederung verfeinern (vgl. auch Tab. 6).

### Gondolella ? timorensis-A.-Z.

Erstbeschreibung: NOGAMI, 1968.

Definition etc.: Siehe unter Asiatischer Faunenprovinz.

Alter: Unteres Aegean (Neopopanoceras haugi- und untere Lenotropites caurus-Zone).

Bemerkungen: Die timorensis-A.-Z. wurde bei SWEET et al., 1971, ausschließlich dem obersten Skyth zugeordnet. Sie umfaßt aber in der Nevadischen wie auch in der Asiatischen Faunenprovinz das untere Aegean (Keyserlingites subrobustus- und untere Paracrochordiceras anodosum-Zone und ihre zeitlichen Äquivalente.

### Gondolella regalis-A.-Z.

Erstbeschreibung: MOSCHER, 1970, als regale range-Zone.

Definition: Lebensbereich von *G. regalis* ohne *Nicoraella germanica*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. regalis*.

Obergrenze: Einsetzen von *N. germanica*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Nevadischen Faunenprovinz: im unteren Teil *G. ? timorensis*, im oberen Teil vereinzelt *G. bulgarica*.

Stratigraphischer Umfang: Oberes Aegean und basales Bithynian (obere *Lenotropites caurus*-Zone bis basale *Acrochordiceras* Beds).

Regionale Reichweite: Nevadische und Asiatische Faunenprovinz. Auch im borealen Reich nachweisbar.

Typuslokalität: Mittlere Member der Prida-Formation, Nevada, Humbolt Range, Imlay Quadrangle, Rücken zwischen Star- und Bloody Canyon (siehe MOSHER, 1968 a, S. 901 unter M-2358).

### Gondolella bulgarica-Nicoraella germanica-A.-Z.

Erstbeschreibung: Neubeschreibung.

Bemerkungen: Die bulgarica-germanica-A.-Z. entspricht im Umfang etwa der germanica-A.-Z. des Germanischen Beckens, wobei die Basis der bulgarica-germanica-A.-Z. etwas tiefer liegt, da *N. germanica* im Germanischen Becken aus faziellen Gründen etwas später einsetzt als in der Asiatischen und Nevadischen Faunenprovinz, wo z.T. ein fließender Übergang von *Neospathodus* sp. in *Nicoraella germanica* beobachtet werden kann.

In gondolellenreichen Proben der Nevadischen und Asiatischen Faunenprovinz ist *N. germanica* oft wesentlich seltener als *G. bulgarica*, die aber auch noch im Pelson sehr häufig ist.

Faunen mit reichem Auftreten von *G. bulgarica* ohne *N. germanica* können zur unteranisischen bulgarica-germanica-A.-Z. gestellt werden, wenn ein pelsonisches Alter ausgeschlossen werden kann.

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *G. bulgarica* und *N. germanica* ohne *N. kockeli*.

Untergrenze: Einsetzen von *N. germanica*.

Bemerkungen: Das Einsetzen von *N. germanica* fällt etwa mit dem verstärkten Einsetzen von *G. bulgarica* zusammen. Zuvor ist letztere Art nur untergeordnet anzutreffen.

Obergrenze: Einsetzen von *G. shoshonensis* und *N. kockeli*.

Bemerkungen: *N. kockeli* ist in der Nevadischen Faunenprovinz selten und wurde erst oberhalb des ersten Einsatzes von *G. shoshonensis* nachgewiesen.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Nevadischen Faunenprovinz: *G. regalis* (nur im unteren Teil), *G. bifurcata* (nur im oberen Teil).

Stratigraphischer Umfang: Bithynian (außer basalem Bithynian). *Acrochordiceras hyatti* Schichten (außer deren basalem Teil).

Regionale Verbreitung: Asiatische und Nevadische Faunenprovinz. *N. germanica* als die entscheidende Indexart ist auch in der Germanischen sowie im östlichen Teil der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz anzutreffen.

Typuslokalität: Mittlere Member der Prida-Formation in Cyote Bloody Canyon-Profil, Nevada (vgl. NICORA, 1977).

## Gondolella shoshonensis-Nicoraella kockeli-Zone

Erstbeschreibung: Neubeschreibung.

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *G. shoshonensis* und *N. kockeli*.

Bemerkungen: *N. kockeli* ist in der Nevadischen Faunenprovinz sehr selten und wurde bisher nur ab dem Hauptlager von *Balatonites shoshonensis* bis zur Obergrenze der shoshonensis-Zone gefunden. Das obere Pelson und untere Illyr wurden allerdings offensichtlich noch nicht auf Conodonten untersucht.

*Gondolella shoshonensis* setzt an der Basis der Balatonites shoshonensis-Zone ein. Im Tobin Range-Profil ist *G. shoshonensis* in der obersten varium-Zone vorhanden. Nach TOZER (in ZAPFE, 1974) entspricht die Anagymnotoceras varium-Zone sowohl den *Acrochordiceras hyatti*-Schichten als auch der Balatonites shoshonensis-Zone. Nach den Conodontendaten ist die oberste varium-Zone wohl tatsächlich ein Äquivalent der basalen Balatonites shoshonensis-Zone. Damit setzt *G. shoshonensis* auch im Tobin Range-Profil an der Pelsonbasis (= Basis der Balatonites shoshonensis-Zone) ein. Das steht im Einklang mit den Verhältnissen in der Asiatischen Faunenprovinz, wo *G. shoshonensis* in allen bisher bekannt gewordenen Vorkommen auf das untere Pelson beschränkt ist.

Obergrenze: Aussetzen von *N. kockeli*.

Bemerkungen: Das oberste Vorkommen von *G. shoshonensis* ist leider noch nicht genau bekannt. In Nevada wurden keine oberpelsonischen und unterillyrischen Schichten auf Conodonten untersucht. Im Illyr und Unterladin von Nevada (rotelliforme-, meeki- und occidentale-Zone) soll *G. shoshonensis* nach NICORA, 1976, noch vereinzelt vorkommen. Bei den abgebildeten Exemplaren aus dem Illyr handelt es sich aber um eine andere Art, die deutlich kürzer ist. In Japan wurden solche Formen zu *Gondolella haslachensis* gestellt, zu der sie deutliche Homöomorphien zeigen, aber weder identisch noch verwandt sind. Es ist derzeit nicht klar, ob *G. shoshonensis* auf das untere Pelson beschränkt ist oder auch im oberen Pelson und Unterillyr vorkommt. Im mittleren und oberen Illyr sowie im Unterfassen ist sie sicher nicht mehr anzutreffen.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Nevadischen Faunenprovinz: *Gondolella bulgarica*, *G. bifurcata*.

Stratigraphischer Umfang: Bisher nur im Unterpelson (Balatonites shoshonensis-Zone und zeitliche Äquivalente) festgestellt.

Bemerkungen: *N. kockeli* reicht wahrscheinlich auch in der Nevadischen Faunenprovinz bis zur Pelsonobergrenze. Untersuchungen darüber stehen noch aus.

Regionale Reichweite: Nevadische und Asiatische Faunenprovinz. In der Asiatischen Faunenprovinz ist *G. shoshonensis* nur selten anzutreffen. Bisher wurde sie hier im Unterpelson nachgewiesen, was gut mit den Daten aus der Nevadischen Faunenprovinz übereinstimmt.

Typuslokalität: Tobin Range-Profil, Nevada (N 103-N 116, vgl. NICORA, 1966).

## Oberpelsonisch-unterillyrisches Intervall

Aus diesem stratigraphischen Bereich wurden bisher noch keine Conodonten untersucht.

### Gondolella constricta-A.-Z.

Erstbeschreibung: MOSHER, 1968 a.

Neue Definition: Lebensbereich von *G. constricta* ohne *G. bifurcata* emend. und ohne *G. longa*, *G. pseudolonga*.

Untergrenze: Aussetzen von *G. bifurcata* emend.

Obergrenze: Einsetzen von *G. pseudolonga*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Nevadischen Faunenprovinz: *G. excelsa* (selten).

Stratigraphischer Umfang: Gymnotoceras rotelliforme-Zone (außer obersten Teil). Illyr (außer Unterillyr).

Regionale Reichweite: Weltweit.

Typuslokalität: Fossil Hill, Humbolt Range (Nevada). Mittlere Pridaformation.

Bemerkungen: Die *constricta*-Zone wurde bei MOSHER, 1968 a, als range-Zone definiert. In dieser Zeit war aber noch nicht bekannt, daß *G. constricta* auch im Pelson schon auftritt, so daß die *constricta*-Zone nach MOSHER, 1968 a, dem Oberanis (außer dem nicht untersuchten basalen Teil) der amerikanischen Fassung (Gymnotoceras rotelliforme- bis Gymnotoceras occidentale-Zone) entspricht und sich nicht mit der kockeli-Zone überschneidet, wie das nach der Definition mit dem Lebensbereich von *G. constricta* zu erwarten wäre. In der europäischen Gliederung (Priorität!) gehört der größte Teil des amerikanischen Oberanis zum Unterladin (Äquivalente der avisianum/reitzi-Zone). Sowohl in Eurasien als auch in der Nevadischen Faunenprovinz kommt in diesem Unterladin schon *G. pseudolonga* vor, die sich aus *G. constricta* entwickelt hat und in der ursprünglichen Fassung der letzteren Art mit enthalten ist. *G. constricta* kommt in diesem Bereich aber auch noch vor. Die *constricta*-Zone mußte aus den oben genannten Gründen als Assemblage-Zone neu definiert werden. In dieser Fassung entspricht sie der *excelsa*-A.-Z. s.str. der eurasiatischen Tethys. Da die *constricta*-Zone die Priorität hat, wird sie in der Standardzonierung der Bezeichnung *excelsa*-Zone vorgezogen.

### Gondolella pseudolonga-A.-Z.

Definition etc.: Siehe unter der Dinarischen Faunenprovinz.

Alter: Oberste Gymnotoceras rotelliforme- bis *G. occidentale*-Zone. Unterladin (in der amerikanischen Gliederung Oberanis).

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Nevadischen Faunenprovinz: *Gondolella constricta*, *G. excelsa*, *G. longa*, *G. mombergensis*.

(Mittel)ladinisches Intervall (oberes Unterladin bis unteres Oberladin): obere Gymnotoceras occidentale-, "Protrachyceras" subasperum- und Gymnoceratites ? poseidon-Zone

Aus diesem stratigraphischen Bereich wurden stets nur *G. mombergensis* und *G. constricta* angegeben. Beide Arten kommen aber im größten Teil dieses stratigraphischen Bereichs gar nicht mehr vor, weshalb die Bezeichnung *mombergensis*-Zone sensu SWEET et al., 1971, auf jeden Fall zu eliminieren ist. Welche Formen sich im einzelnen unter *G. mombergensis* verbergen ist unklar, sofern keine Photos vorliegen. Aus der *poseidon*-Zone (unteres Longobard) von British Columbia wurde bei MOSHER, 1973 a, eine Form als *G. mombergensis* abgebildet, die morpho-

logisch *G. cornuta* nahesteht, aber durchgehend weit getrennte, niedrige Zähne besitzt. Diese Form hat sich sicher aus *G. momburgensis* entwickelt, zu der in der occidentale-Zone Übergangsformen existieren (Material Prof. Dr. A. NICORA, Milano). Die vom gleichen Fundpunkt bei MOSHER, 1973 a, abgebildete *G. constricta* ist eine Jugendform, die man nicht eindeutig zuordnen kann.

Von einer gründlichen Revision der Gondolellen dieses stratigraphischen Bereichs kann das (mittel)ladinische Intervall der Nevadischen Faunenprovinz nach Conodonten nicht weiter untergliedert werden. MOSHER & CLARK, 1965, bilden aus dem unterladinischen Anteil dieses Intervalls ("*Protrachyceras*" beds = Schichten, die wohl der "*Protrachyceras*" *aubasperum*-Zone entsprechen) von Fossil Hills (Humbolt Range, Nevada, Probe FH 30) unter *Polygnathus tethydis* eine *Gondolella transita* ab. Damit ist im unterladinischen Anteil des hier diskutierten Intervalls die *G. transita*-A.-Z. belegt, so daß weitere Untersuchungen die Übernahme der eurasiatischen Conodontengliederung auch für den bisher noch nicht zu untergliedernden mittelladinischen Bereich der Nevadischen Faunenprovinz erwarten lassen.

#### Metapolygnathus mungoensis range-Zone

Erstbeschreibung: MOSHER, 1968 a.

Definition: Lebensbereich von *M. mungoensis*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. mungoensis*.

Obergrenze: Aussetzen von *M. mungoensis*.

In der Nevadischen Faunenprovinz sind bisher aus dieser Zone keine stratigraphisch wichtigen Begleitconodonten bekannt. Stratigraphischer Umfang: Oberladin (außer unteres Oberladin, das in Nordamerika zum Unterladin gestellt wird) und Unterkarn. Regionale Verbreitung: In conodontenführenden Schichten weltweit, außer in der Germanischen Faunenprovinz.

Typuslokalität: South Canyon, New Pass Range, Nevada. Höherer Teil der unteren Member und unmittelbare Basis der mittleren Member der Augusta Mountain-Formation.

Bemerkungen: MOSHER, 1968 a, 1970, und SWEET et al., 1971, schließen offensichtlich in *M. mungoensis* alle berippten und beknoteten *Metapolygnathus*-Arten des Oberladins und Unterkarns (*M. mungoensis*, *M. mostleri*, *M. diebeli* etc.) ein. Es ist aber nicht klar, ob die letzteren beiden Formen auch in Nordamerika vorhanden sind. Da zudem *G. noah* in der nevadischen Faunenprovinz vom obersten Longobard bis zum Jul sehr selten ist (wird erst im Tuval häufig) und *G. polygnathiformis* s.str. und *G. tadpole* wie *G. foliata* offensichtlich völlig fehlen, kann bisher in der Nevadischen Faunenprovinz die *M. diebeli*-Zone (Unterkarn) noch nicht von der *M. mungoensis*-A.-Z. (mittleres und oberes Longobard) abgetrennt werden. Die *mungoensis* range-Zone reicht daher in Nordamerika viel höher hinauf als die *mungoensis*-A.-Z. Eurasiens.

#### Mosherella newpassensis-A.-Z.

Erstbeschreibung: MOSHER, 1968 a, als range-Zone.

Neue Definition: Lebensbereich von *M. newpassensis* ohne *M. mungoensis*.

Untergrenze: Aussetzen von *M. mungoensis*.



Bemerkungen: In der Dinarischen und Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz setzt *Mosherella newpassensis* schon nahe der Ladin/Karn-Grenze ein und überschneidet sich in ihrer Reichweite beträchtlich mit der stratigraphischen Reichweite von *M. mungoensis*. Daher wird die newpassensis-Zone hier als Assemblage-Zone neu definiert. Das Einsetzen von *M. newpassensis* könnte aber in Nordamerika später erfolgen und hier etwa mit dem Aussetzen von *M. mungoensis* zeitgleich sein.

Obergrenze: Aussetzen von *M. newpassensis*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Nevadischen Faunenprovinz: *G. noah* (sehr selten).

Stratigraphische Reichweite: Nevadische Faunenprovinz. Die Indexart ist auch in der Westmediterranean-arabischen und Dinarischen Faunenprovinz sehr selten anzutreffen, wo sie jeweils aus dem Grenzbereich der mungoensis-A.-Z. mit der diebeli-Zone stammt. (Betische Zone, Spanien, nördliches Apusenengebirge, Rumänien). Die bei KRISTAN-TOLLMANN & KRZYSTYN, 1975, als *Neospathodus newpassensis* abgebildete Form ist eine *Neocavitella* und mit *Mosherella newpassensis* nicht einmal verwandt. Wahrscheinlich tritt *M. newpassensis* aber trotzdem auch in den südlichen Teilen der Asiatischen Faunenprovinz auf. In allen bisher bekannt gewordenen Vorkommen Europas ist diese Art an das Verbreitungsgebiet von *Pseudofurnishius murcianus* gebunden, von dem diese Art abstammt.

Bemerkungen: Die genaue Korrelation der newpassensis-A.-Z. ist völlig unsicher. Überlagert wird sie von tuvalischen Conodontenfaunen, während mit ebenso scharfem Faunenwechsel die mungoensis range-Zone unterhalb der newpassensis-A.-Z. liegt. Wahrscheinlich entspricht dieser scharfe Faunenwechsel der Cordevol/Jul-Grenze. Er könnte aber auch durch Untersuchungs-lücken vorgetäuscht werden. Falls in Nordamerika *M. mostleri* und *M. diebeli* fehlen sollten, dann würde die Untergrenze der newpassensis-A.-Z. etwas tiefer liegen, da die letzten Vertreter von *M. mungoensis* in Eurasien an der Obergrenze der aon-Zone gefunden wurden, während *M. mostleri* und *M. diebeli* noch bis zur Obergrenze der aonoides-Zone s.str. reichen. Die tiefstmögliche Basis der newpassensis-Zone wäre die Ladin/Cordevol-Grenze, wo diese Form in Europa einsetzt. Hier überschneidet sich die Reichweite von *M. newpassensis* aber völlig mit derjenigen von *M. mungoensis*, was in Nevada nicht der Fall ist. Wenn die newpassensis-Zone in Nevada wirklich schon an der Cordevolbasis einsetzen würde, dann müsste *M. mungoensis* hier wesentlich früher aussetzen als in Eurasien. Es ist jedoch wahrscheinlicher, daß *M. newpassensis* in Nordamerika später einsetzt oder zusammen mit *M. mungoensis* im Cordevol Nevadas noch nicht gefunden wurde, zumal diese Art auch in Europa im Cordevol überaus selten ist und gegenüber *Metapolygnathus*-Arten der *mungoensis*-Gruppe ganz entscheidend zurücktritt. Für die zweite Möglichkeit spricht außerdem, daß *P. murcianus*, die Vorläuferform von *M. newpassensis*, in Nordamerika noch nicht nachgewiesen wurde, während er in Europa im Verbreitungsgebiet von *M. newpassensis* stets häufig ist.

Typuslokalität: Mittlerer Teil der Angusta Mountain-Formation, New Pass Range, Nevada.

Gondolella noah-A.-Z.

Definition etc.: Siehe unter der Austroalpinen Faunenprovinz.

Alter: Tropites dilleri-Zone.

Keine stratigraphisch wichtigen Begleitconodonten.

Bemerkungen: Bei den tuvalischen Conodonten, die aus der Nevadischen Faunenprovinz als *G. polygnathiformis* beschrieben wurden, handelt es sich meist um *G. noah*, in einigen Fällen aber auch um *G. carpathica*. Da die polygnathiformis-Zone sensu MOSHER, 1968, auf *G. noah* beruhte (*G. polygnathiformis* s.str. ist in der Nevadischen Provinz ebenso wie *G. foliata* und *G. tadpole* völlig unbekannt), muß sie in noah-A.-Z. umbenannt werden, wobei auch die Definition und stratigraphische Zuordnung von der früheren polygnathiformis-Zone Nordamerikas abweichen. Die noah-A.-Z. der Nevadischen Provinz entspricht im Umfang der polygnathiformis-A.-Z. sensu KOZUR, 1972 a.

Das völlige Fehlen von *G. foliata*, *G. polygnathiformis* s.str. und *G. tadpole* erklärt die Unterschiede in der Verbreitung und Häufigkeit von *G. polygnathiformis* s.l. in Eurasien und Nordamerika. Während *G. polygnathiformis* s.l. in Eurasien bereits im Cordevol und Jul häufig ist (hier durch *G. foliata*, *G. polygnathiformis* s.str., *G. tadpole*, und meist selten durch *G. noah* vertreten), setzt sie in Nordamerika (hier nur durch *G. noah* vertreten) zwar schon im obersten Langobard ein, bleibt aber im gesamten Cordevol und Jul sehr selten. Erst im Tuval ist *G. polygnathiformis* s.l. sowohl in Nordamerika als auch in Eurasien sehr häufig. In diesem Zeitabschnitt wird sie mit Ausnahme der unteren dilleri-Zone ausschließlich durch *G. noah* vertreten, und zwar sowohl in Eurasien als auch in Nordamerika.

#### Gondolella carpathica-A.-Z.

Definition etc.: Siehe unter Austroalpiner Faunenprovinz.

Alter: Tropites welleri-Zone.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Nevadischen Faunenprovinz: *G. noah* (sehr häufig).

Bemerkungen: *G. carpathica* MOCK, 1979, wurde in Nordamerika bisher immer zu *G. polygnathiformis* s.l. gestellt. In Eurasien wurde diese Art teils zu *G. polygnathiformis* s.l., teils zu *Metapolygnathus communisti* s.l. gestellt. Nach der Zahl der abgebildeten Exemplare zu urteilen, ist *G. carpathica* in Nordamerika mindestens ebenso häufig wie in Eurasien und damit auch hier eine gute Leitform.

#### Metapolygnathus nodosus-A.-Z.

Definition etc.: Siehe unter Austroalpiner Faunenprovinz.

Alter: Klamathites macrolobatus-Zone.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Nevadischen Faunenprovinz: *Gondolella noah*, *G. carpathica*.

Bemerkungen: Die Einsichtnahme des Materials von HAYASHI, einschließlich des Holotypus von *M. nodosus*, zeigt, daß keine Möglichkeit besteht, "*Epigondolella*" *primitia* von *M. nodosus* abzutrennen.

#### Metapolygnathus spatulatus-A.-Z.

Definition etc.: Siehe unter Austroalpiner Faunenprovinz.

Alter: Unter- und Mittelnor (Mojsisovicsites kerri- bis Drepanites rutherfordi-Zone).

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Nevadischen Faunenprovinz: Im unteren Teil kommen noch hoch entwickelte

Vertreter von *M. nodosus* vor, In der oberen Hälfte der Assemblage-Zone tritt reichlich *M. multidentatus*, die Indexart der gleichnamigen Subzone auf.

Bemerkungen: Die spatulatus-A.-Z. entspricht der abneptis- und multidentatus-Zone sensu SWEET et al., 1971. Da MOSHER, 1970, *M. abneptis* ausschließlich auf Formen mit bezahntem bzw. beknotetem hinteren Drittel der Plattform beschränkt, die allesamt zu *M. abneptis spatulatus* gehören, ist die Indexart der abneptis-Zone Nordamerikas *M. abneptis spatulatus*. Da diese Formen viel leichter gegen *M. nodosus* abzugrenzen sind als *M. abneptis abneptis* und erst an der Norbasis beginnen, während *M. abneptis abneptis* schon etwas früher (im obersten Karn) beginnt, empfiehlt es sich, die spatulatus-A.-Z. beizubehalten. Die multidentatus-Zone sollte nur als Subzone geführt werden. Die Art setzt schlagartig an der Basis des Mittelnors (Basis der Juvavites magnus-Zone) ein. In Nordamerika sind keine Vorläuferformen bekannt. Als solche kommen nur *M. angustus* und (weniger wahrscheinlich, aber auch möglich) *M. communisti* s.str. in Frage. Die erstere Art hat oberkarnisches Alter, die letztere reicht bis in die kerri-Zone. In dem dazwischen liegenden stratigraphischen Bereich (Malayites dawsoni-Zone bzw. *M. paulckeii*-Zone) sind keine Übergangsformen bekannt. So ist unklar, ob *M. multidentatus* wirklich erst an der Basis des Mittelnors einsetzt, oder zu dieser Zeit erst nach Nordamerika einwanderte. Erst wenn die unmittelbare und durch Übergänge belegte Vorläuferform von *M. multidentatus* gefunden wird, könnte diese Form als Zonenindexart Verwendung finden. Dies wäre aber nur dann der Fall, wenn der Lebensbereich dieser Art wirklich erst an der Basis der Juvavites magnus-Zone beginnen sollte. Würde *M. multidentatus* schon wesentlich früher einsetzen, was nach dem Einsetzen hoch entwickelter Vertreter in der magnus-Zone eigentlich zu erwarten ist, dann würde keine sinnvolle Abgrenzung gegen die spatulatus-A.-Z. bzw. gegen die abneptis-Zone der amerikanischen Autoren möglich sein. Aus den genannten Gründen wird die multidentatus-Zone hier nur als Subzone geführt.

#### Metapolygnathus multidentatus-Subzone

Erstbeschreibung: MOSHER, 1970, als multidentatus-Zone.

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *M. abneptis spatulatus* und *M. multidentatus* ohne *M. mosheri*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. multidentatus*.

Bemerkungen: Die Untergrenze ist nicht gut definiert, da in der unteren Subzone der spatulatus-A.-Z. bisher keine direkten Vorläuferformen von *M. multidentatus* gefunden wurden und diese Art daher unvermittelt ohne direkte Vorläuferformen einsetzt (siehe obige Bemerkungen).

Obergrenze: Einsetzen von *M. mosheri*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der nevadischen Faunenprovinz: *M. abneptis spatulatus* (sehr häufig).

Stratigraphischer Umfang: Mittelnor (Juvavites magnus- und Drepanites rutherfordi-Zone).

Regionale Reichweite: Nevadische und Asiatische Faunenprovinz, ? Dinarische Faunenprovinz.

Typuslokalität: Mt. Ludington Halfway River-Gebiet, British

Columbia (Lokalität 46459 nach TOZER, 1967).

Bemerkungen: Die Subzone I (navicula-Subzone) kann auch in der Nevadischen Faunenprovinz nachgewiesen werden, obwohl die Indexart *G. navicula* s.str. hier bisher nicht gefunden wurde. Sie wird hier durch die Untergrenze der spatulatus-A.-Z. (= Untergrenze der Subzone I) und das Einsetzen von *M. multidentatus* (= Obergrenze der Subzone I) begrenzt.

#### Metapolygnathus bidentatus-Zone

Erstbeschreibung: MOSHER, 1968 a.

Definition: Lebensbereich von *M. bidentatus*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. bidentatus*.

Obergrenze: Aussetzen von *M. bidentatus*.

Stratigraphisch wichtige Begleitconodonten in der Nevadischen Faunenprovinz: *M. abneptis spatulatus*, *M. mosheri*, *M. multidentatus*.

Stratigraphischer Umfang: Sevat (außer Obersevat). Bisher in der Nevadischen Faunenprovinz nur in Äquivalenten der Gnomohalorites cordilleranus-Zone (= Sagenites giebeli-Zone) nachgewiesen.

Regionale Verbreitung: Weltweit.

Typuslokalität: New York Canyon, Nevada, untere Gabbs-Formation bis basaler Teil der mittleren Gabbs-Formation.

Bemerkungen: Da in der nevadischen Faunenprovinz nach MOSHER, 1968 a, 1970, *M. abneptis* und *M. multidentatus* ebenso hoch hinaufreichen wie *M. bidentatus*, kann hier bisher nur die Subzone I durch Conodonten belegt sein, wenn man nicht völlig andere obere Reichweiten für *M. abneptis* und *M. multidentatus* annehmen will. Das Hauptproblem besteht darin, daß alle bisher unter "*Epigondolella*" *bidentata* aus der Nevadischen Provinz abgebildeten Formen zu *M. mosheri* gehören. Da diese Form sich aus *M. multidentatus* und nicht aus *M. posterus* entwickelt hat, der bisher aus der Nevadischen Provinz noch nicht definitiv nachgewiesen wurde, besteht die Möglichkeit, daß *M. bidentatus* in der Nevadischen Faunenprovinz völlig fehlt und dort nur *M. mosheri* vorkommt. Dies würde erklären, warum die bidentatus-Zone in Nordamerika erst oberhalb der Himavatites columbianus-Zone beginnt, während in ganz Eurasien *M. bidentatus* mindestens ca. 10% der Plattformconodonten aus der Himavatites columbianus-Zone und ihrer zeitlichen Äquivalente stellt. Auch in Eurasien kommen neben *M. bidentatus* und anderen *Metapolygnathus*-Arten in der Himavatites columbianus-Zone nur *M. multidentatus* und Übergangsformen zwischen *M. multidentatus* und *M. mosheri*, nicht dagegen typische Vertreter dieser Art vor, die erst an der Basis der Sagenites giebeli-Zone einsetzen. Aus den genannten Gründen wird es in Zukunft vielleicht nötig sein, eine neue Typuslokalität für die bidentatus-Zone auszuwählen, die in der Tethys Eurasiens liegen muß. Die Referenzprofile für die Unter- und Obergrenze der Zone müssen ohnehin in der tethyalen Trias Eurasiens liegen, weil weder die Untergrenze noch die Obergrenze in der Nevadischen Provinz nachgewiesen werden können.

Referenzprofil für die Untergrenze: Silická Brezová (Slowakischer Karst), Profil südwestlich der alten Steinbrüche. Hallstätter Kalke. Datierung siehe KOZUR & MOCK, 1974 d. Dieses Profil wird hier auch als Typusprofil für die bidentatus-Zone

vorgeschlagen, falls weitere Untersuchungen bestätigen sollten, daß der echte *M. bidentatus* in der Nevadischen Faunenprovinz gar nicht vorkommt.

Referenzprofil für die Obergrenze: Profil Hernstein (vgl. MOSTLER, OBERHAUSER & PLÖCHINGER, 1967).

#### 10. Standardconodontenzonierung für die Mittel- und Obertrias (vgl. Tab. 8)

Die für die einzelnen Faunenprovinzen erarbeiteten und hier revidierten Conodontenzonierungen der Mittel- und Obertrias sollten erhalten bleiben. Darüber hinaus ist aber als Bezugsstandard eine einheitliche Conodontenzonierung nötig, die unabhängig von den Conodontenprovinzen angewendet werden kann, auch wenn die jeweilige Indexart nicht vorhanden sein sollte. Als Standardzonen wurden jene Zonen ausgewählt, die sich in möglichst vielen Faunenprovinzen nachweisen lassen, wobei auch Prioritätsfragen berücksichtigt werden.

Der Übersichtlichkeit wegen werden hier die Angaben zur Definition, Abgrenzung, zum Alter und zu den Typusprofilen wiederholt. Zusätzliche Informationen (z.B. wichtige Begleitconodonten, Hinweise zur Taxonomie etc.) finden sich unter den einzelnen Faunenprovinzen.

##### Gondolella ? timorensis-A.-Z.

Erstbeschreibung: NOGAMI, 1968.

Typuslokalität: Marathovouno (Chios, Griechenland), Profil CM II nach BENDER, 1970, Schichten mit *Paracrochordiceras*, *Procladiscites*, *Sturia*, *Japonites*, *Danubites*.

Alter: Unteres Aegean (basales Anis): Keyserlingites subrobustus- und untere Paracrochordiceras anodosum-Zone.

Definition: Lebensbereich von *G. ? timorensis* zusammen mit *Gladigondolella*, aber ohne *G. regalis*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. ? timorensis* und der Gattung *Gladigondolella*.

Obergrenze: Einsetzen von *G. regalis*.

Bemerkungen: In der Asiatischen und Nevadischen Faunenprovinz jeweils durch die Indexart nachweisbar. In der Nevadischen Faunenprovinz ohne *Gladigondolella*. In der Dinarischen Faunenprovinz durch arme Conodontenfaunen vertreten, die nur stratigraphisch wenig aussagekräftige Neohindeodellen führen. In den übrigen Faunenprovinzen des tethyalen Faunenreichs wurden in diesem stratigraphischen Bereich bisher noch keine Conodonten nachgewiesen.

##### Gondolella regalis-A.-Z.

Erstbeschreibung: MOSHER, 1970.

Typuslokalität: Imlay Quadrangle, Rücken zwischen Star- und Bloody Canyon, Nevada. Mittlere Member der Prida-Formation.

Alter: Oberes Aegean und basales Bithynian (obere Paracrochordiceras anodosum- bis untere Nicomedites osmani-Zone).

Definition: Lebensbereich von *G. regalis* ohne *Nicoraella germanica*.

Untergrenze: Einsetzen von *N. germanica*.

Bemerkungen: In der Asiatischen und Nevadischen Faunenprovinz

jeweils durch die Indexart nachweisbar. In der Germanischen Faunenprovinz durch arme Conodontenfaunen vertreten, die ausschließlich aus Zahnreihenconodonten bestehen, und daher nicht direkt durch Conodonten korreliert werden können. In den anderen Faunenprovinzen des tethyalen Faunenreichs wurden aus diesem stratigraphischen Bereich bisher keine Conodonten nachgewiesen.

#### Nicoraella germanica-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR, 1972 a, als germanicus-Subzone. Typuslokalität: Aufschluß an der Jenzigpromenade bei Jena Thüringer Becken, DDR). Oberer Teil des Unteren Wellenkalks bis zur Oolithbank  $\alpha$ . Kalke und Mergelkalke mit *Beneckeia buchi* etc.

Alter: Bithynian (außer basalem Bithynian). Nicomedites osmani-Zone außer ihrem unteren Teil und Anagymnotoceras ismidicus-Zone.

Definition: Vorkommen von *Nicoraella germanica* ohne *N. kockeli*.  
Untergrenze: Einsetzen von *N. germanica*.

Obergrenze: Einsetzen von *N. kockeli*.

Bemerkungen: In der Austroalpinen und Dinarischen Faunenprovinz wurden aus diesem Bereich bisher keine Conodonten nachgewiesen. Eventuell könnte ein Teil oder die gesamte bulgarica-A.-Z. der Balkaniden Subprovinz der Dinarischen Faunenprovinz zur höheren germanica-A.-Z. gehören. Im östlichen Teil der Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz sowie in allen übrigen Faunenprovinzen wurde die germanica-A.-Z. durch die Indexart nachgewiesen. In der Asiatischen und Nevadischen Faunenprovinz wird die germanica-A.-Z vor allem durch reiche Vorkommen von *G. bulgarica* charakterisiert. Wenn diese Art bei den Plattformconodonten dominiert und pelsonisches Alter ausgeschlossen werden kann, ist die Einstufung in die germanica-A.-Z. ebenfalls sicher. In *Gondolella*-reichen Proben ist die Indexart oftmals selten, jedoch kommt *N. germanica* in allen conodontenführenden Sedimenten des tethyalen Faunenreichs in dem angegebenen stratigraphischen Bereich vor.

#### Nicoraella kockeli-Zone

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, März 1972, Kurzfassungen der Vorträge zum Triassymposium in Innsbruck.

Typuslokalität: Steilufer der Ilm bei Buchfart südlich von Weimar (Thüringer Becken, DDR). Oolithbank  $\beta$ , Mittleren Wellenkalk, Terebratelschichten, Oberer Wellenkalk bis unterhalb der Schaumkalkbänke.

Alter: Pelson. Balatonites shoshonensis- und Balatonites balatonicus-Zone (einschließlich ihres oberen Teils mit Paraceratiten der *binodosus*-Gruppe).

Definition: Lebensbereich von *Nicoraella kockeli*.

Untergrenze: Einsetzen von *N. kockeli*.

Obergrenze: Aussetzen von *N. kockeli*; *Neohindeodella aequiramosa* und *Veghella delicatula*.

Bemerkungen: Die Indexart tritt in allen Faunenprovinzen des tethyalen Faunenreichs auf. In *Gondolella*-reichen Proben ist sie meist nur selten. In der westlichen Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz fehlen pelsonische Conodonten.

### Gondolella bifurcata-A.-Z.

Erstbeschreibung: BUDUROV & STEFANOV, 1973 a.

Typuslokalität: Radina mogila (nördliches Golo Bârdo-Gebirge) bei der Stadt Pernik.

Alter: Unteres Illyr (Paraceratites binodosus-Subzone der Paraceratites trinodosus-Zone, Niveau Tiefengraben).

Definition: Lebensbereich von *G. bifurcata* ohne *N. kockeli*.

Untergrenze: Aussetzen von *N. kockeli*.

Obergrenze: Aussetzen von *G. bifurcata*.

Bemerkungen: Außer in der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz wurde die Indexart in allen Faunenprovinzen des tethyalen Faunenreichs nachgewiesen. Im zentralen und westlichen Germanischen Becken wird die bifurcata-A.-Z. durch arme Conodontenfaunen mit Zahnreihenconodonten und ohne Plattformconodonten im obersten Teil des Unteren Muschelkalks vertreten. Im östlichen Germanischen Becken treten auch Gondolellen auf (meist *G. excelsa*, z.T. *G. bifurcata*).

Die Abgrenzung gegen die kockeli-Zone bereitet stets einige Schwierigkeiten, da *N. kockeli* in der oberen kockeli-Zone oftmals sehr selten ist und hier die gleichen Gondolellen auftreten wie in der bifurcata-A.-Z. Eventuell sind die obere kockeli-Zone und die bifurcata-A.-Z. nur zeitliche Äquivalente, zumal *N. kockeli* in *Gondolella*-reichen Sedimenten besonders selten ist.

### Gondolella constricta-A.-Z.

Erstbeschreibung: MOSHER, 1968 a, als constricta range-Zone mit wesentlich größerem stratigraphischem Umfang.

Typuslokalität: Fossil Hill, Humbolt Range, Nevada. Mittlere Pridaformation.

Alter: Illyr. Paraceratites trinodosus-Zone außer der P. binodosus-Subzone.

Definition: Lebensbereich von *G. constricta* ohne *G. bifurcata* und ohne *G. longa*, *G. pseudolonga* und *G. basisymmetrica*.

Untergrenze: Aussetzen von *G. bifurcata* und *G. bulgarica*.

Obergrenze: Einsetzen von *G. pseudolonga*, *G. longa* und *G. basisymmetrica*.

Bemerkungen: Durch das Vorkommen der Indexart und das Vorkommen der Indexarten der unter- und überlagernden Zonen ist die constricta-A.-Z. außerhalb der Nevadischen Faunenprovinz mit der excelsa-A.-Z. der Asiatischen, Austroalpinen und Dinarischen Faunenprovinz zu korrelieren. Im Germanischen Becken läßt sich die Zone 1 mit der oberen constricta-A.-Z. korrelieren. Hier tritt die Indexart, nicht aber *G. excelsa* auf.

Durch das Fehlen von *G. pseudolonga* und der anderen Leitformen der pseudolonga-A.-Z. im Germanischen Becken kann die Obergrenze der constricta-A.-Z. hier nicht exakt korreliert werden, da in den Zonen 2 und 3 auch *G. constricta* ohne *G. pseudolonga* auftritt, wobei zumindest die Zone 3 deutlich jünger als die constricta-A.-Z. ist. Durch das Vorkommen von *G. media* in Zone 3 weicht dieser Bereich deutlich von den älteren Conodontenzonen des Germanischen Beckens ab, so daß nur die Zuordnung der Zone 2 problematisch ist. Hier wird mit Vorbehalt die Obergrenze der constricta-A.-Z. mit der Obergrenze der Zone 2 korreliert. Biostratigraphisch durch Conodonten belegbar ist

diese Korrelierung jedoch nicht.

#### Gondolella pseudolonga-A.-Z.

Erstbeschreibung: Neubeschreibung.

Typuslokalität: San Ulderico (Tretto, Vicentinische Alpen, NE-Italien).

Alter: Unterfassen ("Protrachyceras" reitzi-Zone einschließlich der "Aplococeras avisianum-Zone").

Definition: Vorkommen von *G. pseudolonga* ohne *G. transita*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. basisymmetrica*, *G. longa*, *G. pseudolonga*.

Obergrenze: Einsetzen von *G. transita*.

Bemerkungen: Diese Assemblage-Zone ist durch das Vorkommen der Indexart in allen Faunenprovinzen außer der Westmediterranean-arabischen und der Germanischen Faunenprovinz zu erkennen. In diesen beiden Faunenprovinzen entspricht sie wahrscheinlich dem tieferen Teil der Zone 3.

#### Gondolella transita-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR, 1972 a.

Typuslokalität: Felsőörs (Balatonhochland, Ungarn), basale Nemesvámos-Formation.

Alter: Höheres Fassin. Untere "Protrachyceras"-curionii-Zone.

Definition: Lebensbereich von *G. transita* ohne *M. truempyi*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. transita*.

Obergrenze: Einsetzen von *M. truempyi*.

Bemerkungen: Die Indexart wurde in der Dinarischen, Asiatischen und Nevadischen Faunenprovinz nachgewiesen. Eventuell kommt sie auch in der Germanischen und in der Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz vor. In der nevadischen Faunenprovinz ist ihre genaue stratigraphische Reichweite noch nicht bekannt.

#### Metapolygnathus truempyi-Zone

Erstbeschreibung: KOZUR, 1972 a, als truempyi-Subzone.

Typuslokalität: Felsőörs (Balatonhochland, Ungarn). Untere Nemesvámos-Formation außer ihrem basalen Teil.

Alter: Oberstes Fassin, obere "Protrachyceras" curionii-Zone.

Definition: Lebensbereich von *M. truempyi*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. truempyi*.

Obergrenze: Aussetzen von *M. truempyi*. Einsetzen von *M. hungaricus*.

Bemerkungen: In pelagischen vollmarinen Ablagerungen der Dinarischen Faunenprovinz ist *M. truempyi* regelmäßig, aber stets sehr selten anzutreffen. In der Austroalpinen Faunenprovinz fehlt diese Art häufig ganz, in ausgeprägten Flachwasserablagerungen mit leicht wechselnden bzw. geringfügig erhöhten Salzgehalten treten z.T. jedoch Massenvorkommen auf. In solchen Faunen sind Gondolellen selten oder fehlen ganz und auch *Gladigondolella* fehlt. In der Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz sind solche faziellen Bedingungen weit verbreitet und *M. truempyi* ist hier besonders häufig. Im südwestlichen Germanischen Becken tritt *M. truempyi* ganz vereinzelt zusammen mit *G. haslachensis* (Zone 4) auf. Aus der Asiatischen Faunenprovinz liegen bisher keine eindeutigen Nachweise von *M. truempyi* vor, doch ist diese Art dort sicher vorhanden. In der Nevadi-



schen Faunenprovinz wurde *M. truempyi* bisher ebenfalls noch nicht nachgewiesen.

#### Metapolygnathus hungaricus-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR, 1972, als hungaricus-Subzone.

Typusprofil: Felsőörs (Balatonhochland, Ungarn). Nemesvámos-Formation (mittlerer Teil).

Alter: Unteres Longobard. Oberhalb der "Protrachyceras" curionii-Zone und unterhalb der "Protrachyceras" archelaus-Zone.

Definition: Lebensbereich von *M. hungaricus* ohne *M. mungoensis*.

Untergrenze: Aussetzen von *M. truempyi*. Einsetzen von *M. hungaricus*.

Obergrenze: Einsetzen von *M. mungoensis*.

Bemerkungen: Die hungaricus-A.-Z. läßt sich von den Alpen bis nach Japan nachweisen. Im Germanischen Becken treten an der Grenze von Zone 4 und 5 ganz vereinzelt sehr primitive Formen auf. In der Westmediterran-arabischen und in der Nevadischen Faunenprovinz wurde diese Art bisher noch nicht nachgewiesen. Vermutlich kommt sie aber auch dort vor. So findet sich in der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz reichlich die Vorläuferform (*M. truempyi*), aber auch die Nachläuferform, *M. mungoensis*.

#### Metapolygnathus mungoensis-A.-Z.

Erstbeschreibung: MOSHER, 1968 a, als range-Zone. In der eingeschränkten Fassung als Assemblage-Zone erstmals bei KOZUR, 1972 a, beschrieben.

Typuslokalität: South Canyon, New Pass Range, Nevada. Höherer Teil der unteren Member und unmittelbare Basis der mittleren Member der Augusta Mountain-Formation.

Referenzprofil für die Untergrenze: Felsőörs (Balatonhochland, Ungarn). Oberste aufgeschlossene Bänke der Nemesvámos-Formation.

Referenzprofil für die Obergrenze: Köveskál (Balatonhochland, Ungarn).

Alter: Mittleres und oberes Longobard (Protrachyceras archelaus-Zone = Meginoceras meginæ- und Maclearnoceras maclearni-Zone).

Definition: Lebensbereich von *M. mungoensis* ohne *G. polygnathiformis*, *G. tadpole*, *M. diebeli*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. mungoensis*.

Obergrenze: Einsetzen von *G. polygnathiformis*, *G. tadpole*, *M. diebeli*, und wenig früher auch von *G. noah*.

Bemerkungen: Da aus der Nevadischen Faunenprovinz bisher weder *M. hungaricus* noch *M. diebeli* bekannt sind, mußten für die

Definition der Unter- und Obergrenze der mungoensis-A.-Z.

Referenzprofile im Balatonhochland (Ungarn) ausgewählt werden, wo sowohl ein fließender Übergang von *M. hungaricus* in *M. mungoensis* (Untergrenze), als auch von *M. mungoensis* in *M. diebeli* (Obergrenze) beobachtet werden kann.

Außer in der Germanischen Faunenprovinz kann *M. mungoensis* in allen Faunenprovinzen des tethyalen Faunenreichs sowie im borealen Faunenreich nachgewiesen werden.

#### Metapolygnathus diebeli-Zone

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, März 1972, Kurzfassungen der Vorträge zum Triassymposium in Innsbruck.

Typuslokalität: Köveskál (Balatonhochland, Ungarn).  
Referenzprofil für die Obergrenze: Saklibeli (Taurusgebirge, Türkei). Obergrenze der diebeli-Zone zwischen Schicht 73/63/32 und 73/63/31 nach KRISTYN in KRISTAN-TOLLMANN & KRISTYN, 1975 (siehe auch Anmerkungen zum Referenzprofil unter *M. diebeli*-Zone der Dinarischen Faunenprovinz).

Alter: Cordevol. Frankites sutherlandi- bis Trachyceras aonoides-Zone s.str.

Definition: Lebensbereich von *M. diebeli*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. diebeli*, *G. polygnathiformis* s.str., *G. tadpole*, und wenig früher auch *G. noah*.

Obergrenze: Aussetzen von *M. mostleri* und *M. diebeli*.

Bemerkungen: *M. diebeli* ist in der Austroalpinen Faunenprovinz nur selten anzutreffen. Hier wird die diebeli-Zone durch die mostleri-A.-Z. vertreten, die direkt mit der *M. diebeli*-Zone korreliert werden kann.

In der Westmediterran-arabischen Faunenprovinz entspricht ein großer Teil der murcianus-Zone der diebeli-Zone, wie das durch das gemeinsame Vorkommen der beiden Indexarten im Apusenengebirge (Rumänien) sowie in der Betischen Zone SE-Spaniens nachgewiesen werden kann.

Die Korrelation der diebeli-Zone mit der Conodontenzonierung der Nevadischen Faunenprovinz ist derzeit schwierig. Da *M. diebeli* aus der Nevadischen Faunenprovinz bisher nicht verzeichnet wurde, ist unklar, ob die mungoensis-Zone dort eine range-Zone ist und damit die zeitlichen Äquivalente der diebeli-Zone mit umfaßt oder ob *M. mungoensis* in Nordamerika viel früher aussetzt als in den übrigen Teilen der Welt. Im letzteren Fall wäre die diebeli-Zone mit in der Mosherella newpascensis-Zone enthalten.

#### Gladigondolella tethydis-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, März 1972, Kurzfassungen der Vorträge zum Triassymposium in Innsbruck als tethydis-Subzone. Als tethydis-A.-Z. erstmals bei KOZUR, 1972 a, beschrieben.

Typuslokalität: Feuerkogel, Steinbruch F 1, Bank b nach KRISTYN, gleichzeitig Typuslokalität der austriacum-Zone s.str. (vgl. KRISTYN, 1978).

Alter: Jul. Trachyceras (Austrotrachyceras) austriacum-Zone s.str. und "Sirenites-Zone".

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *Gladigondolella tethydis* mit *Gondolella polygnathiformis* s.str., *G. noah* und *G. tadpole* ohne *Metapolygnathus*-Arten.

Untergrenze: Aussetzen von *M. mostleri* und *M. diebeli*.

Obergrenze: Aussetzen der Gattung *Gladigondolella*.

Bemerkungen: Die tethydis-A.-Z. kann in der Austroalpinen, Dinarischen und Asiatischen Faunenprovinz nachgewiesen werden. In der Nevadischen Faunenprovinz fehlt *Gladigondolella* völlig. Hier entsprechen wahrscheinlich die newpascensis-Zone oder Teile derselben der tethydis-A.-Z.

#### Gondolella noah-A.-Z.

Erstbeschreibung: Neubeschreibung. Die noah-A.-Z. entspricht der polygnathiformis-A.-Z. sensu KOZUR, 1972 a, die nach

Revision der *polygnathiformis*-Gruppe umbenannt werden muß (vgl. Abschnitt 3).

Typuslokalität: Silická Brezová (Slowakischer Karst). Profil südwestlich der alten Steinbrüche. Helle Crinoiden-Brachiopodenkalke unmittelbar oberhalb der karnischen "Wettersteinkalke" bis Schicht S 6 nach KOZUR & MOCK, 1974 d.

Alter: Unteres Tuval unterhalb der Tropites subbullatus-Zone.

Definition: Vorkommen von *G. noah* ohne *Gladigondolella*, *Mosherella newpassensis* und *G. carpathica*.

Untergrenze: Aussetzen von *Gladigondolella tethydis* bzw. von *Mosherella newpassensis*.

Obergrenze: Einsetzen von *G. carpathica*.

Bemerkungen: In der Austroalpinen, Dinarischen und Asiatischen Faunenprovinz kann die Untergrenze der noah-A.-Z. durch das Aussetzen von *Gladigondolella tethydis* leicht erkannt werden. Eine exakte Korrelation mit der Ammonitengliederung ist wegen Unsicherheiten in der Ammonitenzonierung an der Jul/Tuval-Grenze derzeit nicht möglich. In der Nevadischen Faunenprovinz bildet das Aussetzen von *Mosherella newpassensis* die Markierung für die Untergrenze der noah-A.-Z. Ob beide Ereignisse wirklich zeitgleich sind, läßt sich gegenwärtig noch nicht entscheiden.

In conodontenführenden Schichten läßt sich die noah-A.-Z. im gesamten tethyalen Faunenreich erkennen.

#### Gondolella carpathica-A.-Z.

Erstbeschreibung: Neubeschreibung. Die carpathica-A.-Z. entspricht im Umfang der communisti-A.-Z. sensu KOZUR, 1972 a.

Die Umbenennung erfolgte aus taxonomischen Gründen (vgl. Abschnitt 3).

Typuslokalität: Silická Brezová (Slowakischer Karst). Aufschlüsse südwestlich der alten Steinbrüche. Brachiopoden-Crinoidenkalk mit vereinzelt Ammoniten der Tropites subbullatus-Zone; oberhalb Schicht S 6 bis Schicht 169/2 nach KOZUR & MOCK, 1974 d.

Definition: Lebensbereich von *G. carpathica* ohne *M. nodosus*.

Untergrenze: Einsetzen von *G. carpathica*.

Obergrenze: Einsetzen von *M. nodosus*.

Bemerkungen: Die carpathica-A.-Z. kann in conodontenführenden Sedimenten des gesamten tethyalen Faunenreichs nachgewiesen werden.

#### Metapolygnathus nodosus-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR & MOSTLER, März 1972, Kurzfassungen der Vorträge zum Triassymposium in Innsbruck.

Typuslokalität: Silická Brezová (Slowakischer Karst), Profil südwestlich der alten Steinbrüche oberhalb von 169/2 und unterhalb der beiden *Halobia*-Lumachellen, von denen die obere *H. styriaca* führt.

Alter: Klamathites macrolobatus-Zone (oberes Tuval).

Untergrenze: Einsetzen von *M. nodosus*.

Obergrenze: Einsetzen von *M. abneptis spatulatus*.

Bemerkungen: Da "*Epigondolella*" *primitia* ein jüngeres Synonym von *M. nodosus* ist, kann die nodosus-A.-Z. auch in der Nevadischen Faunenprovinz und daher in allen conodontenführenden

Schichten des tethyalen Faunenreichs nachgewiesen werden.

Metapolygnathus abneptis spatulatus-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR, 1972 a.

Typuslokalität: Silická Brezová (Slowakischer Karst), Profil südwestlich der alten Steinbrüche. Hallstätter Kalk von der unteren *Halobia*-Lumachelle bis unterhalb des ersten Einsetzens von *M. bidentatus* in Schicht S 16 nach KOZUR & MOCK, 1974 d.

Alter: Unter- und Mittelnor. Mojsisovicsites kerri- bis Cyrtopleurites bicrenatus-Zone.

Definition: Vorkommen von *M. abneptis spatulatus* ohne *M. bidentatus*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. abneptis spatulatus*.

Obergrenze: Einsetzen von *M. bidentatus*.

Bemerkungen: Die *spatulatus*-A.-Z. ist in conodontenführenden Sedimenten im gesamten tethyalen Faunenreich nachzuweisen.

Es können zwei Subzonen, die Subzone I (*navicula*-Subzone) und die Subzone II (*multidentatus*-Subzone) unterschieden werden.

Subzone I (*Gondolella navicula*-Subzone)

Erstbeschreibung: Neubeschreibung.

Typuslokalität: Wie für die *spatulatus*-A.-Z.

Alter: Unternor. Mojsisovicsites kerri- und Malayites paulckeii-Zone.

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *M. abneptis spatulatus* und *G. navicula* s.str. ohne *M. multidentatus* und *M. posterus*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. abneptis spatulatus*.

Obergrenze: Einsetzen von *M. multidentatus* oder (und) *M. posterus*.

Bemerkungen: In conodontenführenden Schichten des tethyalen Faunenreichs ist die *navicula*-Subzone in ganz Eurasien durch die Indexart belegt. In der Nevadischen Faunenprovinz wurde *G. navicula* s.str. bisher noch nicht nachgewiesen. Trotzdem ist die Subzone I auch dort nachweisbar. Sie kann hier als Bereich von der Untergrenze der *spatulatus*-A.-Z. bis zum Einsetzen von *M. multidentatus* definiert werden.

Subzone II (*Metapolygnathus multidentatus*-Subzone)

Erstbeschreibung: MOSHER, 1970, als *multidentatus*-Zone.

Typuslokalität: Mt. Ludington Halway River-Gebiet, British Columbia (Lokalität 46459 nach TOZER, 1967).

Alter: Mittelnor. Juvavites magnus- und Cyrtopleurites bicrenatus-Zone.

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *M. abneptis spatulatus*, *M. multidentatus* und *M. posterus* ohne *M. bidentatus*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. multidentatus* oder (und) *M. posterus*.

Obergrenze: Einsetzen von *M. bidentatus*.

Bemerkungen: Die Indexart der *multidentatus*-Subzone kommt im Mittelnor der Nevadischen, Asiatischen und Dinarischen Faunenprovinz vor. In der Austroalpinen Faunenprovinz wurde *M. multidentatus* bisher nur in der unteren *bidentatus*-Zone nachgewiesen. Hier wird die *multidentatus*-Subzone durch die *posterus*-Subzone vertreten. Da auch in der Dinarischen Faunenprovinz *M. posterus* eindeutig gegenüber *M. multidentatus* dominiert,

wird auch hier die posterus-Subzone (mit gleichem stratigraphischen Umfang wie die multidentatus-Subzone) ausgeschieden. Selbst in der Asiatischen Faunenprovinz ist *M. posterus* meist häufiger als *M. multidentatus*. Da die letztere Art hier aber regelmäßig im Mittelnor auftritt, wird in der Asiatischen Provinz die Bezeichnung multidentatus-Subzone aus Prioritätsgründen vorgezogen. In der Nevadischen Faunenprovinz fehlt *M. posterus* anscheinend völlig.

#### Metapolygnathus bidentatus-Zone

Erstbeschreibung: MOSHER, 1968 a.

Typuslokalität: New York Canyon, Nevada, untere Gabbs-Formation bis basaler Teil der mittleren Gabbs-Formation.

Bemerkungen: Möglicherweise tritt in der Nevadischen Faunenprovinz nur *M. mosheri*, nicht aber *M. bidentatus* auf. In diesem Fall müßte eine neue Typuslokalität ausgewählt werden (Silická Brezová, Slowakischer Karst, Profil südwestlich der alten Steinbrüche). Die Untergrenze kann in der Nevadischen Faunenprovinz nicht definiert werden, da *M. bidentatus* in der Hima-vatites columbianus-Zone noch fehlt. Auch die Obergrenze kann in der Nevadischen Faunenprovinz nicht definiert werden, da die jüngsten Conodonten aus der Subzone I der bidentatus-Zone stammen. Daher müssen die Reference sections auf jeden Fall in der eurasiatischen Tethys liegen.

Referenzprofil für die Untergrenze: Silická Brezová (Slowakischer Karst), Profil südwestlich der alten Steinbrüche. Einsetzen von *M. bidentatus* in Schicht S 16 nach KOZUR & MOCK, 1974 d.

Referenzprofil für die Obergrenze: Burgfelsen Hernstein (Österreich), siehe MOSTLER, OBERHAUSER & PLÖCHINGER, 1967, Alter: Unteres und mittleres Sevat.

Definition: Lebensbereich von *M. bidentatus*.

Obergrenze: Aussetzen von *M. bidentatus*.

Bemerkungen: In conodontenführenden Schichten im gesamten tethyalen Faunenreich nachweisbar. Die Indexart ist aber möglicherweise in der Nevadischen Faunenprovinz nicht vorhanden, da bisher unter "*Epigondolella*" *bidentata* von hier nur Vertreter von *M. mosheri* abgebildet wurden.

Es können drei Subzonen ausgeschieden werden.

##### Subzone I

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *M. bidentatus*, *M. abneptis abneptis*, *M. abneptis spatulatus*, *M. posterus* und *M. multidentatus*.

Untergrenze: Einsetzen von *M. bidentatus*.

Obergrenze: Aussetzen von *M. abneptis spatulatus*.

Bemerkungen: In der Nevadischen Faunenprovinz fehlen möglicherweise *M. abneptis abneptis*, *M. posterus* und vielleicht sogar *M. bidentatus*. Jüngere Conodontenfaunen als jene der Subzone I sind von der Nevadischen Faunenprovinz nicht bekannt.

##### Subzone II

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *M. bidentatus*, *M. posterus* und *M. multidentatus*.

Untergrenze: Aussetzen von *M. multidentatus* und *M. posterus*.

##### Subzone III

Definition: Lebensbereich von *M. bidentatus* ohne *M. posterus*

und *M. multidentatus*.

Untergrenze: Aussetzen von *M. multidentatus* und *M. posterus*.

Obergrenze: Aussetzen von *M. bidentatus*.

#### Parvigondolella andrusovi-Zone

Erstbeschreibung: KOZUR & MOCK, 1972 a.

Typuslokalität: Bohuňovo (Slowakischer Karst), Aufschluß 500 m südöstlich der Gemeinde. Oberster Teil der Hallstätter Kalke (ab 1 m unter der Oberkante).

Alter: Oberes, aber nicht oberstes Sevat.

Definition: Lebensbereich von *P. andrusovi* ohne *M. bidentatus*.

Untergrenze: Aussetzen von *M. bidentatus*.

Obergrenze: Aussetzen von *P. andrusovi*.

Bemerkungen: Die Typusart wurde bisher nur aus der Austroalpinen und Asiatischen Faunenprovinz nachgewiesen, ist aber wohl auch in der Dinarischen Faunenprovinz vorhanden.

#### Misikella hernsteini-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR & MOCK, 1972 a.

Typuslokalität: Burgfelsen Hernstein (Österreich).

Alter: Oberstes Sevat.

Definition: Lebensbereich von *M. hernsteini* ohne *M. bidentatus* und ohne *P. andrusovi*.

Untergrenze: Aussetzen von *P. andrusovi*.

Obergrenze: Aussetzen von *Misikella hernsteini*, *Gondolella steinbergensis* und *Oncodella paucidentata*.

Bemerkungen: Bisher nur in der Austroalpinen und Asiatischen Faunenprovinz sicher nachgewiesen. In der Dinarischen Faunenprovinz aber wohl ebenfalls vorhanden.

#### Misikella posthernsteini-A.-Z.

Erstbeschreibung: KOZUR & MOCK, 1974 b.

Typuslokalität: Siwiańskie Turnie (Choč-Decke), polnische Tatra.

Alter: Rhät.

Definition: Lebensbereich von *M. posthernsteini* ohne *M. hernsteini*.

Untergrenze: Aussetzen von *M. hernsteini*, *Gondolella steinbergensis*, *Oncodella paucidentata*.

Obergrenze: Erlöschen der Conodonten aus der Rhätobergrenze.

Bemerkungen: Die posthernsteini-A.-Z. kann von den Alpen und Westkarpaten über den Himalaya bis nach Papua-Neuguinea nachgewiesen werden, so daß die jüngste Conodontenfauna in einem sehr großen Areal vorkam.

### 11. Taxonomischer Teil

Im taxonomischen Teil werden einige neue Arten beschrieben.

Die Abbildungen erfolgen bei KOVÁCS & KOZUR (dieser Band).

Alle Abbildungsangaben beziehen sich auf diese Arbeit.

Gattung *Gondolatus* RAFEK, 1977

*Gondolatus rafeki* n.sp.

(Taf. 8, Fig. 1)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Frau Dr. B. RAFEK, Saskatoon.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 8, Fig. 1.

Locus typicus: Steinbruch Marolterode (Thüringer Becken, DDR).

Stratum typicum: Untere Ceratitenschichten. Fossilreiche Kalke mit *Ceratites (Doloceratites) pulcher*, oberstes Illyr.

Diagnose: Gedrungener, sehr kleinwüchsiger Conodont mit sehr breit gerundetem Vorder- und weniger breit gerundetem Hinterende. Größte Breite nahe dem Vorderende. Von hier wird die breite Plattform nach hinten langsam schmaler. Plattformoberfläche grubig. Carina leicht bogenförmig, mit wenigen getrennten Zähnen. Letzter Zahn meist als Hauptzahn ausgebildet. "Kiel" hoch, mit breiter Basalfurche, die vorn und hinten in einer Basalgrube endet.

Vorkommen: Bisher nur in den unteren Ceratitenschichten des Germanischen Beckens nachgewiesen.

Beziehungen: *Gondolatus hailei* RAFEK besitzt stets ein zugespitztes Hinterende der Plattform, wobei der letzte Zahn meist frei ist.

*Gondolatus carinatus* RAFEK ist wesentlich schlanker, länger, und besitzt dadurch auch mehr Zähne auf der Carina.

Bei *Gondolatus langeri* RAFEK ist das Hinterende breiter als das Vorderende. Außerdem endet die Carina deutlich vor dem Hinterende.

Gattung *Gondolella* STAUFFER & PLUMMER, 1932

*Gondolella mostleri* n.sp.

(Taf. 7, Fig. 10)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. H. MOSTLER, Innsbruck.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 7, Fig. 10.

Locus typicus: Butteltstedt (Thüringer Becken, DDR).

Stratum typicum: Untere *Gymnoceratites*? *enodis*/G. ? *laevigatus*-Zone, mo<sub>2</sub>, 50 cm unterhalb der Cycloidesbank, Oberstes Fassin.

Diagnose: Kleinwüchsige *Gondolella* mit breiter Plattform und hinterem freiem Blatt, das die letzten zwei Zähne der Carina umfaßt.

Beschreibung: Kleinwüchsige *Gondolella*. Plattform breit, größte Breite im hinteren Drittel. Hinterrand der Plattform breit gerundet, aber wesentlich vor dem Hinterende der Carina abgesetzt, wodurch ein hinteres freies Blatt entsteht. Vorn reicht die Plattform bis zum Vorderende der Carina. Die Carina weist hohe, etwa gleich lange, weit getrennte Zähne auf. Der letzte oder vorletzte Zahn ist der Hauptzahn. Der hintere Teil der Carina bildet das freie Blatt, das zwei Zähne (Hauptzahn und davor oder dahinter liegender Zahn) umfaßt.

Der "Kiel" ist hoch und besitzt eine tiefe Basalfurche, die

in einer sehr großen terminalen Basalgrube endet.  
Vorkommen: Bisher wurden nur wenige Exemplare nahe der Cycloidesbank (oberstes Fassan) gefunden. Auf das Germanische Becken beschränkt.

Beziehungen: Schon bei *Gondolella haslachensis* ist die Tendenz zur Reduktion des Hinterendes der Plattform zu erkennen. Vielfach treten Formen auf, bei denen die hintere Hälfte des terminalen Hauptzahns frei ist. Diese Tendenz führt dann zur Entwicklung der Gattung *Celsigondolella*, bei der die Plattform nur noch als flügelartiges Rudiment im mittleren Teil des Conodonten anzutreffen ist oder ganz fehlt. Außerdem ist damit eine starke Größenreduktion der Plattform verbunden und das ozarkodiniforme Element des Apparats mit *Celsigondolella* wird in ein pollognathiformes Element umgewandelt.

Eine andere Entwicklungsreihe führt von Formen, die *G. mostleri* ähnlich sehen, ebenfalls ein hinteres freies Blatt besitzen, aber im allgemeinen etwas größer und schlanker sind, zur Gattung *Pseudofurnishius*. Dabei wandert die terminale Basalgrube nach vorn, die Plattform wird gezähnt und schließlich stark rudimentär. In Fortsetzung dieser Entwicklung entsteht die plattformlose *Mosherella*. Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß auch bei *Pseudofurnishius* das ozarkodiniforme Element zu einem pollognathiformen Element reduziert wird (siehe RAMOVŠ, 1977).

*Gondolella praeangusta* KOZUR, MIRĂUȚĂ & MOCK n.sp.

(Taf. 11, Fig. 5)

Derivatio nominis: Nach der vermuteten Vorläuferstellung zu *Metapolygnathus angustus* KOZUR.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 11, Fig. 5.

Locus typicus: D. Pietros, Agighiol, Dobrogea, Rumänien.

Stratum typicum: Probe 2200 nach MIRĂUȚĂ, Jul.

Diagnose: Conodont in der Seitenansicht wenig bis mäßig gewölbt.

Plattform lang und sehr schmal, im größten Teil gleich breit. Hinterende gerundet. Vorn verschmälert sich die Plattform abrupt und sie nimmt auch in der Höhe abrupt ab, so daß ein freies Blatt mit leistenartigen Plattformrudimenten entsteht. Plattformränder wenig verdickt und sehr stark aufgebogen. Die Carina ist hinten niedrig mit getrennten Zähnen und wird nach vorn allmählich höher, wobei hier ein hohes freies Blatt ausgebildet ist.

"Kiel" verhältnismäßig schmal, mit deutlicher Basalfurche und großer Basalgrube. Loop kurz, mit gerundetem Hinterende, gegenüber der Umrandung der Basalgrube nicht verbreitert.

Vorkommen: Höheres Jul bis mittleres Tuval. Weit verbreitet in der Asiatischen und Dinarischen Faunenprovinz, sehr selten auch in der Austroalpinen Faunenprovinz.

Beziehungen: *G. noah* (HAYASHI) hat eine breitere und kürzere Plattform, deren Ränder stark verdickt und wesentlich geringer aufgebogen sind. *M. angustus* KOZUR stimmt im Umriß weitgehend überein. Die Carina ist etwas höher und die Plattform setzt noch abrupter aus, wobei im allgemeinen



auch die leistenartigen Plattformrudimente am freien Blatt fehlen. Der entscheidende Unterschied liegt darin, daß die Basalgrube sehr stark nach vorn verlagert ist, so daß ein langes Basalfeld hinter der Basalgrube entsteht.

*Gondolella oertlii* n.sp.

Abb. 2

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. H.J. OERTLI, Pau, in Würdigung seiner bedeutsamen Beiträge zur Mikropaläontologie.

1958 *Gondolella navicula* n.sp. pars - HUCKRIEDE, 1958, nur das auf Taf. 12, Fig. 18 a abgebildete Exemplar.

1973 *Gondolella navicula* HUCKRIEDE - KOZUR & MOCK, Taf. 1, Fig. 12.

1973 *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV; pathologische Form - KRYSSTYN, Taf. 2, Fig. 2.

1973 *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, pars - KRYSSTYN, nur das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 3.

Bemerkungen: Bei KOVÁCS & KOZUR (dieser Band) wurden mehrere Ansichten des Holotyps unter *Gondolella* sp. abgebildet. Wegen eines Fehlers in der elektronenmikroskopischen Wiedergabe erscheint die Gesamtansicht stark verkürzt. Aus diesem Grund wird hier noch einmal eine Aufsicht und Seitenansicht publiziert.

Holotypus: Das Exemplar auf Abb. 2, Slgs.-Nr. Ko II 1980/1.

Locus typicus: Sommeraukogel.

Stratum typicum: obertuvalische Hallstätter Kalke (macrolobatus-Zone).

Diagnose: Großwüchsig. Plattformhinterende meist breit abgestumpft, teilweise auch breit gerundet. Von hier wird die Plattform nach vorn ganz allmählich schmaler. Plattformränder in der hinteren Hälfte sehr stark verdickt, völlig abgeflacht. Plattformoberfläche grubig, vorn mitunter leicht wellig, aber in der Seitenansicht stets ohne Randzähne oder Knoten. Kein freies Blatt ausgebildet, da die Plattform bis zum Vorderende reicht.

Carina vorn hoch, hinten niedrig. Spitzen oder Zähne nur vorn und hinten frei, sonst ist die Carina zu einer Leiste verschmolzen. Letzter Zahn oft als Hauptzahn ausgebildet, beträchtlich vor dem Hinterende der Plattform gelegen.

Carina am Hinterende z.T. gegabelt.

"Kiel" längs der Mittellinie eingesenkt, breit. Basalgrube groß, terminal bis subterminal.

Vorkommen: Bisher nur im obersten Karn Eurasiens nachgewiesen; hier z.T. in Massenvorkommen.

Beziehungen: *Gondolella oertlii* n.sp. hat sich wahrscheinlich aus *Gondolella noah* (HAYASHI, 1968) entwickelt. Von dieser Art unterscheidet sie sich durch die bis zum Vorderrand reichende breite Plattform mit ihrem stark verdickten und abgeflachten Rand.

*G. oertlii* n.sp. könnte die Vorläuferform von *Gondolella navicula* HUCKRIEDE, 1958, sein, die im allerersten Tuval einsetzt und dann ab dem basalen Nor schlagartig häufig wird. Diese Art unterscheidet sich durch ihre schlanke Plattform und den kräftigeren Hauptzahn. Außerdem ist die

Plattform in ihrer hinteren Hälfte nicht so extrem verdickt. *Gondolella carpathica* MOCK, 1979, besitzt eine vorn scharf abfallende Plattform wie *G. noah* (HAYASHI, 1968), die zudem im abfallenden Teil aber deutliche Knoten oder kurze Zähne trägt. Die Plattformränder sind nicht so stark verdickt.



Abb. 2: *Gondolella oertlii* n.sp., Holotypus, Sommeraukogel, obertuvalische Hallstätter Kalke, Slgs.-Nr. Ko II 1980/1. Abb. 2 a: Oberseite, Abb. 2 b: Seitenansicht, V = 100 x.

#### Danksagung

Für die großzügige Unterstützung der Arbeit möchte ich Herrn Prof. Mostler, Innsbruck, recht herzlich danken. Besonderer Dank gilt Frau Monika Knapp für die Reinschrift der Tabellen und des Textes sowie für die Korrektur des Textes.

#### Nachtrag

Nach Drucklegung der vorliegenden Arbeit erschien die wichtige japanische Conodontenarbeit: ISOZAKI, Y. & T. MATSUDA: Age of the Tamba Group along the Hozugawa "Anticline" western hills of Kyoto, Southwest Japan. - J. geosci., Osaka City Univ., 23 (3), S. 115-134, 6 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Osaka 1980. In dieser Arbeit wurde erstmalig in Japan *M. posthernsteini* verzeichnet. Die Abfolge der *Misikella*-Arten stimmt exakt mit derjenigen in Europa überein. *M. posthernsteini* setzt im obersten Teil der Reichweite von *M. hernsteini* ein und kommt nach dem Aussetzen dieser Art allein vor. Damit wurde auch in Japan die rhätische *posthernsteini*-A.-Z. unmittelbar oberhalb der obersevatischen *hernsteini*-A.-Z. nachgewiesen. Die Basis der *posthernsteini*-A.-Z. kann somit in ganz Eurasien zur exakten Festlegung der Sevat/Rhät-Grenze verwendet werden.

## Literaturverzeichnis

- ARDAENS, R. (1978): Géologie de la Chaîne du Vardoussia comparison avec le massif du Koziakas (Grèce continentale). - Thèse Univ. sc.techn.Lille, 234 S., 67 Abb., 7 Taf., Lille.
- BACHMANN, G.H. & V. JACOBSHAGEN (1974): Zur Fazies und zur Entstehung der Hallstätter Kalke von Epidauros (Anis bis Karn; Argolis, Griechenland). - Z.deutsch.Geol.Ges., 125, S. 195-223, 7 Abb., 4 Taf., Hannover.
- BARNES, C.R. (ed.) (1976): Conodont paleoecology. - Geol.assoc. Canada, spec. paper, 15, 324 S., Toronto.
- BAUD, A.; HIRSCH, F. & M. WEIDMANN (1978): Présence de conodontes dans l'Anisien médianes rigides. - Eclog.geol.Helv., 61, S. 507-508, 1 Abb., Basel.
- BECHSTÄDT, T. & R. BRÄNDNER (1970): Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser- und Olangener Dolomiten, Südtirol). - Festbd.Geol.Inst., 300-Jahrfeier Univ. Innsbruck, S. 9-103, 4 Abb., 2 Tab., 18 Taf., 3 Beil., Innsbruck.
- BENDER, H. (1968): Conodontenchronologie der mediterranen Trias. - Z.deutsch.geol.Ges., 117, S. 591, Hannover 1965.
- BENDER, H. (1970a): Der Nachweis von Unter-Anis ("Hydasp") auf der Insel Chios. - Ann.Géol.pays Helléniqu., 19, S. 412-464, 24 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Athen 1967.
- BENDER, H. (1970b): Zur Gliederung der mediterranen Trias II. Die Conodontenchronologie der mediterranen Trias. - Ann.Géol. Pays Helléniqu., 19, S. 465-540, 9 Abb., 4 Tab., 5 Taf., Athen 1967.
- BENDER, H. & C.W. KOCKEL (1963): Die Conodonten der griechischen Trias. - Practica Acadimias Athenon, 38, S. 437-448, 8 Abb., 1 Taf., Athen.
- BERGQUIST, H.R. (1960): Occurrence of foraminifera and conodonts in Upper Paleozoic and Triassic rocks, northern Alaska. - J.Paleont., 34, S. 596-601, Menasha.
- BESENECKER, H. et al. (1968): Geologie von Chios (Ägäis). - Geologica et Paleontologica, 2, S. 121-150, 25 Abb., 2 Taf., Marburg.
- BONA, J. (1976): Triadische Conodonten aus dem Villányer Gebirge. - Geol. Hungarica, ser.geol., 17, S. 231-253, 3 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Budapest.
- BONNEAU, M. & V. KARAKITSIOS (1979): Les niveaux inférieurs (Trias supérieur) de la nappe de Tripolitza en Crète moyenne (Grèce) et leurs relations avec la nappe des Phyllades. Problèmes stratigraphiques, tectoniques et de métamorphisme. - C.R. Acad.Sc. Paris, 288, ser. D, S. 15-18, 1 Taf., Paris.
- BRINKMANN, R.; FLÜGEL, E. et al. (1972): Trias, Jura und Unterkreide der Halbinsel Karaburun (Westanatolien). - Geologica et Paleontologica, 6, S. 139-150, 4 Abb., Marburg.
- BUDUROV, K. (1960a): Über die Anwesenheit von Conodonten im Anis bei Granitovo, Bezirk Vidin. - Rev. bulgarian Soc., 21, S. 78-79, Sofia.
- BUDUROV, K. (1960b): Karnische Conodonten aus der Umgebung der Stadt Kotel. - Ann.direct.gen.rech.géol., 10, S. 109-130, 5 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. (1962): Conodonten aus dem Anis beim Dorfe Granitovo, Bezirk Vidin. - Rev.bulgarian geol.Soc., 23, S. 113-129,

- 2 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. (1971): Einige Zahnreihen-Conodonten aus der europäischen Trias. - Ann.Univ.Sofia, fac.géol.géogr., 63, S. 25-31, 2 Abb., 1 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K.(1973a): *Ancyrogondolella triangularis* gen.et sp.n. (Conodonta). - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 21, S. 853-860, 1 Taf., Innsbruck.
- BUDUROV, K. (1973b): Evolution der triassischen Plattformconodonten. - Bull.geol.inst.,ser.paleont., 22, S. 65-70, 1 Abb.
- BUDUROV, K. (1973c): *Carinella* n.gen. und Revision der Gattung *Gladigondolella* (Conodonta). - Dokl.Bolg.akad.nauk., 26 (6), S. 799-802, 1 Taf.
- BUDUROV, K. (1975a): *Paragondolella foliata* sp. n. (Conodonta) von der Trias des Ost-Balkans. - Rev.Bulgarian geol.soc., 36 (1), S. 79-81, 1 Abb., Sofia.
- BUDUROV, K. (1975b): Die triassischen Conodontenprovinzen auf dem Territorium Bulgariens. - Dokl.Bolgar.AN, 28 (12), S. 1681-1684, 1 Tab., Sofia.
- BUDUROV, K. (1976a): Structures, evolution and taxonomy of the Triassic platform conodonts. - Geol.Balcan., 6 (1), S. 13-20, 1 Abb., 6 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. (1976b): Die triassischen Conodonten des Ostbalkans. - Geol.Balcanica, 6 (2), S. 95-104, 5 Taf., 2 Abb., Sofia.
- BUDUROV, K. (1977): Revision of the Late Triassic platform conodonts. - Geol.Balcanica, 7 (3), S. 31-48, 2 Abb., 5 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. & G. KULAKSAZOV (1968): Triaski konodonti ot Starozagorski gjal na iztočna Sredna Gora. - Geol.Inst.Bulgarian Acad.Sci., Jub.geol.Vol., S. 83-89, 2 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. & J. PEVNÝ (1970): Über die Anwesenheit von Triasconodonten in den Westkarpaten. - Geol.práce, Správy, 51, S. 165-171, 1 Tab., 1 Taf., Bratislava.
- BUDUROV, K. & S. STEFANOV (1965): Gattung *Gondolella* aus der Trias Bulgariens. - Trav.Géol.Bulgarie,Sér.Paléont., 7, S. 115-127, 3 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. & S. STEFANOV(1973a): Plattform-Conodonten und ihre Zonen in der Mittleren Trias Bulgariens. - Mitt.Ges.Geol. Bergbaustud., 21, S. 829-852, 8 Abb., 4 Taf., Innsbruck.
- BUDUROV, K. & S. STEFANOV (1973b): Etliche neue Plattform-Conodonten aus der Mitteltrias Bulgariens. - Dokl.Bulg. akad. nauk, 26 (6), S. 803-806, 1 Taf.
- BUDUROV, K. & S. STEFANOV (1974a): Die triassischen Conodonten in manchen Bohrungen Nordbulgariens. - Ann.univ.Sofia, fac. géol.géogr., 66, S. 297-302, 2 Abb., 1 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. & S. STEFANOV(1974b): Die Zahnreihen-Conodonten aus der Trias des Golo-Bârdo-Gebirges. - Bull.geol.inst., ser. paleont., 23, S. 89-104, 1 Abb., 2 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. & S. STEFANOV (1975a): Neue Daten über die Conodontenchronologie der Balkaniden mittleren Trias. - Dokl.Bolg. AN, 28 (6), S. 791-794, 1 Abb., 1 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. & S. STEFANOV (1975b): Middle Triassic conodonts from drillings near the town of Knezha. - Paleont., Stratigr. and Lithol., 3, S. 11-18, 1 Abb., 3 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. & E. TRIFONOVA (1974): Die Conodonten- und Foraminiferen-Zonen in der Trias des Ostbalkans. In: ZAPFE, H.: Die

- Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. - Schriftenr.erd-wiss.Komm.Österr.Akad.Wiss., 2, S. 57-62, 1 Abb., Wien.
- BUDUROV, K. & B. VRBLJANSKI (1964): Conodonten aus dem Profil von Machala Antova (Dorf Trekljans) bei Kjustendil. - J.S. Iovchel, Comm.Pap., S. 535-538, 1 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. & B. VRBLJANSKI (1969): Prinos km stratigrafijata na karbonatnija Paleozoj i Triasa ot Kraiščeto i Konodontnata im fauna. - IRV.geol.Inst., 3, S. 165-182, 6 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. & I. ZAGORCEV (1968): Konodonti ot Triasa na Vlachina Planina (jugozapadna Blgarija). - Geol.Inst.Bulgarian Acad.Sci., Jub.geol.Vol., S. 91-97, 2 Abb., 1 Taf., Sofia.
- BURIJ, G.I. (1977): Triasovye konodonty Primorja i ich rasprostranenie v Tichookeanskom pojase. In: KRASILOV, V.A. (ed.): Evoljucija organiceskoge mira Tichookeanskogo pojasa. - S. 114-122, 2 Tab., Vladivostok.
- ČATALOV, G.A. & K.J. BUDUROV (1975): Über Petrographie und Conodonten triassischer Kalke aus dem Gebiet des Dorfes Vizica, Strandža-Gebirge. - Dokl.Bolg. AN, 28 (9), S. 1245-1248, 1 Taf., Sofia.
- ČATALOV, G.A. & K.J. BUDUROV (1978): Conodonten, Stratigraphie und Lithologie der triassischen conodontenführenden Niveaus im Erzfeld von Gramatikovo (Strandža-Gebirge, SO-Bulgarien). - Geol.Balcanica, 8 (1), S. 81-93, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Sofia.
- ČATALOV, G.A.; BUDUROV, K.J. & S.A. STEFANOV (1972): Über Petrographie und Conodonten karnischer Kalke aus dem Gebiet des Dorfes Gramatikovo, Strandža-Gebirge. - Dokl.Bulg.AN, 25 (11), S. 1549-1552, Sofia.
- ČATALOV, G.A. & S. STEFANOV (1966): Novi paleontološki danni za triaskata vzrast na čast ot kristallinite šisti v jugoiztočna Blgarija. - Izv.geol.Inst."Strasimir Dimitrov", 15, S. 269-277, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Sofia.
- CHARVET, J.; FISCHER, R. & G. KAUFFMANN (1974): Précisions sur le Trias pélagique des Dinarides au Nord de Sarajevo. - Ann. Soc.Géol. Nord, 94 (3), S. 109-116, 2 Abb., 1 Tab.
- CHIE, A. & Y. TAKASHI (1975): Conodonts from the Matsumae peninsula, Hokkaido. - Bull.Geol.Surv.Japan, 25 (6), S. 287-289, 2 Abb., 1 Taf.
- CLARK, D.L. & L.C. MOSHER (1966): Stratigraphic, geographic and evolutionary development of the conodont genus *Gondolella*. - J.Paleont., 40, S. 376-394, 3 Taf., 5 Abb., Menasha.
- CONODONT RESEARCH GROUP (1972): Conodonts at the Permian-Triassic boundary in Japan - Conodonts from the basal part of the Adoyama formation. - J.geol.soc.Japan, 78 (7), S. 355-368, 3 Abb., 6 Tab., 1 Taf., Tokyo.
- COO, J.C.M. de & O.E.SMITH (1975): The Triassic Kodiang limestone formation in Kedah, W. Malaysia. - Geologie en Mijnbouw, 54 (3-4), S. 169-176, 5 Abb.
- DAGIS, A.S. et al. (1977): Granica nižnego i srednego triasa na severe Srednej Sibiri. - Geol.geofiz., Jg. 1977 (12), S. 73-80, 4 Abb., Novosibirsk.
- DERCOURT, J. (1964): Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Peloponnese septentrional. III: Le Trias. - Ann. géol.pays helléniques, 15, S. 29-56, 11 Abb., Athen.

- DIEBEL, K. (1956 a): Über Trias-Conodonten. - Geologie, 5, S. 9-12, Berlin.
- DIEBEL, K. (1956 b): Conodonten in der Oberkreide von Kamerun. - Geologie, 5, S. 424-450, 2 Abb., 6 Taf., Berlin.
- DONOFRIO, D.A. & H. MOSTLER (1975): Neue Schwebcrinoiden aus Hallstätter Kalken des Berchtesgadener Raumes. - Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck, 5 (2), S. 1-28, 6 Abb., 3 Tab., Innsbruck.
- DONOFRIO, D.A.; HEISSEL, G. & H. MOSTLER (1979): Zur tektonischen und stratigraphischen Position des Martinsbühels bei Innsbruck. - Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, 7,7, S. 1-43, 11 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Innsbruck.
- DRUCE, E.C. (1973): Upper Paleozoic and Triassic conodont distribution and the recognition of biofacies. - Geol.Soc. America, spec. paper, 141, S. 191-238 (1973).
- DURDANOVIC, Ž. (1971): Ein Beitrag zur Lithologie und Stratigraphie der kristallinen Gesteine der Fruška Gora (Sirmien-Jugoslawien). - Bull. sci. Cons. Acad. RSF Yougosl., sect.A, 16 (5/6), S. 137-138, 13 Abb., Zagreb.
- DURDANOVIC, Ž. (1973): About the Paleozoic and the Triassic of Medvednica mountain and the area near Dvor na Uni on the basis of conodonts. - Geol. Vjesnik, 25, S. 29-49, 2 Abb., 6 Taf., Zagreb.
- EICHER, D.B. & L.C. MOSHER (1974): Triassic conodonts from Sinai and Palestine. - J. Paleont., 48 (4), S. 727-739, 2 Abb., 2 Taf., Lawrence.
- FISCHER, R. & V. JACOBSHAGEN (1976): Zur biostratigraphischen Gliederung südjugoslawischer Hallstätter Kalke. - N.Jb. Geol.Paläont.Abh., 151 (1), S. 31-57, 7 Abb., Stuttgart.
- FLÜGEL, E. (1967): Conodonten und Mikrofazies der Hallstätter Kalke (Nor) am Siriuskogel in Bad Ischl, Oberösterreich. - N.Jb.Geol.Paläont., Abh. 1967 (2), S. 91-103, 2 Tab., Stuttgart.
- FLÜGEL, H.W. (1966): Trias-Gerölle in den Gams-Konglomeraten bei Frohnleiten (Steiermark). - Anz.math.-naturw.Kl. Österr.Akad.Wiss., S. 265-267, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1969): Zum Alter der Amphiclinen-Schichten (Trias, Slowenien). - Anz.math.-naturw.Kl.Österr.Akad.Wiss., Jg. 1969 (7), S. 137, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & A. RAMOVŠ (1970): Zur Kenntnis der Amphiclinen-Schichten Sloweniens. - Geol. Vjesn.inst.geol.Istraživanja u Zagrebu, 23, S. 21-37, 4 Abb., 2 Taf., Zagreb.
- FÖRSTER, R. (1979): Die Herkunft der Mungo-Kreide Conodonten. - Mitt.Bayer.Staatsslg.Paläont.hist.Geol., 19, S. 187-194, 1 Taf., München.
- FUCHS, G. & H. MOSTLER (1969): Mikrofaunen aus der Tibet-Zone, Himalaya. - Verh.geol.B.-A., Jg. 1969 (2), S. 133-143, 2 Abb., Wien.
- GANEV, M.; STEFANOV, S. & G. ČATALOV (1970): Granicita između dolnija i srednija Trias v Tetevensko (centralen Predbalkan). - Izv.geol.Inst., ser.strat. i litol., 19, S. 5-14, 1 Tab., 1 Abb., Sofia.
- GAŹDZICKI, A. (1978 a): Najmłodsze konodonty z retyku reglowego Tatr. - Przegląd Geol., 4 (300), S. 257-259, 2 Abb., Warszawa.
- GAŹDZICKI, A. (1978 b): Conodonts of the genus *Misikella* KOZUR &

- MOCK, 1974, from the Rhaetian of the Tatra Mts. (West Carpathians). - Acta Paleont. Polonica, 23 (3), S. 341-350, 2 Tab., 4 Taf., Warszawa.
- GAŹDZICKI, A.; KOZUR, H.; MOCK, R. & J. TRAMMER (1978): Triassic microfossils from the Korytnica Limestones at Liptovská Osada (Slovakia, ČSSR) and their stratigraphical significance. - Acta Paleont. Polonica, 23 (3), S. 351-373, 2 Abb., 3 Tab., 13 Taf., Warszawa.
- GEDIK, I. (1975): Die Conodonten der Trias auf der Kocaeli-Halbinsel (Türkei). - Palaeontographica, Abt. A, 150 (4-6), S. 99-160, 5 Abb., 2 Tab., 8 Taf., Stuttgart.
- GEDIK, I. (1977): Conodont biostratigraphy in the Middle Taurus. - Bull. geol. soc. Turkey, 20, S. 35-48, 6 Abb., 5 Taf.
- GESSNER, D. (1966): Die Gliederung der Reiflinger Kalke an der Typuslokalität Großreifling a.d. Enns (Nördliche Kalkalpen). - Z. deutsch. geol. Ges., 116, S. 696-708, 5 Tab., 2 Taf., Hannover 1964.
- GOEL, R.K. (1977): Permo-Triassic boundary in the Himalaya. - In: ZAPFE, H. (ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. - Schriftenr. erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, S. 97-99, Wien 1974.
- GUPTA, V.J. (1976 a): Zur Conodonten-Stratigraphie der Mittel- und Obertrias des Himalaya. - Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-natur. Kl., Abt. I, 185 (1-4), 3 Tab., Wien.
- GUPTA, V.J. (1976 b): Conodont biostratigraphy of the Middle and Upper Triassic rocks of Kashmir and Ladakh. - Himalayan Geology, 6, S. 314-322, 3 Tab.
- GUPTA, V.J. & M. RAFEK (1976): Middle and Upper Triassic conodonts from the Himalaya. - Chayaniča geol., 2 (2), S. 196-214, 1 Tab., 2 Taf., Delhi.
- HAGUENAUER, B. (1963): Sur la présence de Conodontes dans le Muschelkalk supérieur lorrain. - C.R. somm. Séances Soc. géol. France, sér. 7 (5), S. 127-128, 1 Abb., Paris.
- HASHIMOTO, W.; KOIKE, T. & T. HASEGAWA (1975): First confirmation of the Permian system in the central part of Hokkaido. - Proc. Japan. Acad., 51 (1), S. 34-37, 12 Abb.
- HAYASHI, S. (1968): The Permian conodonts in chert of the Adoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan. - Earth sci., 22 (2), S. 63-77, 1 Abb., 4 Taf., Tokyo.
- HAYASHI, S. (1968): Redescription of the new forms proposed in "The Permian conodonts in chert of the Adoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan". - Earth sci., 22 (6), S. 305, Tokyo.
- HAYASHI, S. (1971): Conodonts from the Nabeyama Formation, Kuzuu district, Tochigi Prefecture, Japan. - Earth sci., 25 (6), S. 251-257, 5 Abb., 2 Taf., Tokyo.
- HIEKE, W. (1967): Feinstratigraphie und Paläogeographie des Trochitenkalkes zwischen Leinetalgraben und Rhön. - Geologica et Palaeontologica, 1, S. 57-86, 35 Abb., 4 Tab., Marburg.
- HIRSCH, F. (1966 a): Sobre la presencia de Conodontes en el Muschelkalk Superior de los Catalanes. - Not. Comm. Inst. Geol. y Min. d'España, 90, S. 85-92, 1 Taf., Madrid.
- HIRSCH, F. (1966 b): Etude stratigraphique du Trias moyen de la région d l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). Thèse Fac. Sci. Univ. Zürich, 87 S., Zürich.

- HIRSCH, F. (1969): Contribution à l'étude micropaléontologique du Trias: La succession des faunes des Conodontes dans les couches des passages de l'Anisien supérieur au Ladinian inférieur des Alpes orientales et méridionales. - Arch.Sci., 22 (1), S. 83-89, 1 Abb., 1 Taf., Genève 1969.
- HIRSCH, F. (1971): Conodontes nouvelles du Trias méditerranéen. - C.R. des Séances, S.P.H.N. Genève, 6 (1), S. 65-69, 1 Abb., 1 Taf., Genève.
- HIRSCH, F. (1973): Middle Triassic conodonts from Israel, southern France and Spain. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 21, S. 811-828, 2 Taf., Innsbruck.
- HIRSCH, F. (1977): Note on *Neospathodus* cf. *N. kockeli* (TATGE) (Conodonta) from Ramon 1 well, central Negev, Israel. - Israel J. Earth sci., 26, S. 94-96, 1 Taf.
- HIRSCH, F. & E. GERRY (1974): Conodont- and ostracode biostratigraphy of the Triassic in Israel. In: ZAPFE, H.: Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. - Schriftenr.erdwiss. Komm.österreich. Akad. Wiss., 2, S. 107-114, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Wien-New York.
- HIRSCH, F. & Ph. LANCY (1970): Sur l'âge de la formation de Livinallongo (Buchenstein) - Trias moyen - et des émergences contemporaines, dans la région de Sappada (Alpes Carniques occidentales, Italie). - C.R. des Séances, S.P.H.N. Genève, N.S. 5 (1), S. 102-122, 3 Tab., Genf.
- HIRSCH, F. & P. SÜSSLI (1973): Lower Triassic conodonts from the Lower Elikah Formation, Central Alborz mountains (North Iran). - Eclogae geol. Helv. 66 (3), S. 525-531, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Basel.
- HIRSCHMANN, Chr. (1959): Über Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk des Thüringer Beckens. - Freib.Forsch.-H., C 76, S. 33-86, 60 Abb., 6 Tab., 5 Taf., Berlin.
- HUCKRIEDE, R. (1955): Conodonten in der mediterranen Trias. - Verh. geol. B.-A. Wien, 1955, S. 260-264, Wien.
- HUCKRIEDE, R. (1958): Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. - Paläont. Z., 32, S. 141-175, 1 Tab., 5 Taf., Stuttgart.
- HUDDLE, J.W. (1970): Triassic conodonts from Israel. - U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 700-B, S. B124-B130, 2 Abb., 2 Tab., Washington.
- IGO, H. (1979): Conodont biostratigraphy and restudy of geological structure at the eastern part of the Mino Belt. In: Biostratigraphy of Permian and Triassic conodonts and holothurian sclerites in Japan. - S. 103-113, 2 Abb.
- IGO, H. & T. KOIKE (1966): Recent progress of conodont research in Asia. - Mem. Mejiro Gakuen Woman's Jr. Coll., 3, 9-17, 2 Abb.
- IGO, H. & T. KOIKE (1969): Conodont-bearing carbonate rocks. - Paleont. Soc. Japan, Spec. Pap., 14, S. 57-65, 4 Abb., 3 Taf., Tokyo.
- IGO, H.; KOIKE, T. & E.H. YIN (1965): Triassic conodonts from Keleantan, Malaya (Studies of Asiatic conodonts, part III). - Mem. Mejiro Gakuen Woman's Jr. Coll. 2, S. 5-20, 2 Taf., Tokyo.
- ISHIDA, K. (1977): Reexamination of the Paleozoic and Mesozoic formations in the southern zone of the Chibichu Belt in



- eastern Shikoko by means of conodonts and fusulinids. - *J. geol.soc.Japan*, 83 (4), S. 227-240, 8 Abb., 4 Tab., 1 Taf.
- ISHIDA, K. (1979): Studies of the south zone of the Chibichu Belt in Shikoku, part II. - *Journ.Sci.Coll.Gen.Educ.*, Univ. Tokushima, 12, S. 61-92, 14 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Tokushima.
- ISHII, K. & Y. NOGAMI (1966): Discovery of Triassic conodonts from the so-called Paleozoic Limestone in Kedah, Malaya. - *J.Geosci.*, 9, S. 93-96, 1 Taf., Osaka.
- JENKINS, T.B.H. & D.G. JENKINS (1971): Conodonts of the Haast Schist and Torlesse groups of New Zealand. - Part 1 - Biostratigraphic significance of the Triassic conodonts from the Mount Mason and Okuku limestones. - *New Zealand Journ. geol.geophys.*, 14 (4), S. 782-794, 5 Abb., Wellington.
- KAUFFMANN, G.; KOCKEL, F. & H. MOLLAT (1976): Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the innermost zone of the Hellenides (northern Greece). - *Bull.soc.géol.France*, 18 (2), S. 225-230, Paris.
- KOIKE, T. (1973): Triassic conodonts from Kedah and Pahang, Malaysia. - In: *Contributions to the geology and Paleontology of southeast Asia*, 119. - *Geol.Paleont.southeast Asia*, 12, S. 91-113, 1 Abb., 3 Taf., Tokyo.
- KOIKE, T. (1979 a): Biostratigraphy of Triassic conodonts. In: *Biostratigraphy of Permian and Triassic conodonts and holothurian sclerites in Japan*. - S. 21-77, 22 Abb., 8 Tab.
- KOIKE, T. (1979 b): Conodont biostratigraphy in the Tahoe Limestone (Triassic), Shirokawa-cho, Higashi-ura-gun, Ehime Prefecture. In: *Biostratigraphy of Permian and Triassic conodonts and holothurian sclerites in Japan*. - S. 115-126, 3 Abb.
- KOIKE, T. & T. ISHIBASHI (1974): Upper Triassic conodonts from Okinawa - Jima (paleontological study of the Ryukyu islands -IV). - *Trans.proc.paleont.soc.Japan*, n.s., 96, S. 433-436, 1 Abb., 1 Taf.
- KOIKE, T. et al. (1974): Geological significance of the unconformity between the Permian Nabeyama and Triassic Adayama formations in the vicinity of Kuzugu, Tochigi prefecture. - *Journ.geol.soc.Japan*, 80 (7), S. 293-306, 5 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Tokyo.
- KOIKE, T.; IGO, H.; TAKIZAWA, S. & T. KINOSHITA (1971): Contribution to the geological history of the Japanese Islands by the conodont biostratigraphy. Part II. - *J.geol.soc.Japan*, 77 (3), S. 165-168, Tokyo.
- KOIKE, T. & M. KISHIMOTO (1979): Stratigraphy and conodont faunas in the Sambosan terrain at the vicinity of the Togano basin, Sakawacho, Kochi Prefecture. In: *Biostratigraphy of Permian and Triassic conodonts and holothurian sclerites in Japan*. - S. 139-145, 1 Abb., 1 Tab.
- KOIKE, T. & A. MURATA (1979): Triassic stratigraphy and conodont biostratigraphy in the Sambosan terrain at Gokase and Shiiba areas Nishiusuki-gun, Miyazaki Prefecture. In: *Biostratigraphy of Permian and Triassic conodonts in Japan*. - S. 147-153, 2 Abb., 1 Tab.
- KOVÁCS, S. (1977): New conodonts from the North Hungarian Triassic. - *Acta Mineral.-Petr.*, 23 (1), S. 77-90, 1 Abb., 8 Taf., Szeged.

- KOVÁCS, S. (in press): Geology of the Hungarian part of Alsóhegy (Silica nappe, Western Carpathians). - Geol.Hung.
- KOVÁCS, S. & H. KOZUR (1980): Some remarks to Middle and Upper Triassic platform conodonts. - Bull.Indian.Geol.Assoc., Chandigarh.
- KOZUR, H. (1968 a): Neue Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens. - Monatsber.deutsch.Akad. Wiss., Berlin, 10 (2), S. 130-142, 1 Taf., Berlin.
- KOZUR, G. (1968 b, c): 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), S. 930-946, 3 Taf., Berlin 1968 b. Teil II: Zahnreihen-Conodonten. - Geologie, 17 (9), S. 1070-1085, Berlin 1968 c.
- KOZUR, H. (1970): Neue Ostracoden-Arten aus dem obersten Anis des Bakonyhochlandes (Ungarn). - Ber.nat.-med.Ver.Innsbruck, 58, S. 1-40 (Vorausdruck), S. 384-428 (gesamter Band), 4 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. (1971 a): Zur Verwertbarkeit von Conodonten, Ostracoden und anderen Mikrofossilien für stratigraphische und ökologisch-fazielle Untersuchungen in der Trias. - Geol.Zborn., Geol.Carpatica, 22 (1), S. 105-130, 1 Tab., 6 Taf., Bratislava.
- KOZUR, H. (1971 b): Ökologisch-fazielle Probleme der Biostratigraphie des oberen Muschelkalkes. - Freiburger Forsch.-H., C 267, S. 127-152, 10 Tafeln, Leipzig.
- KOZUR, H. (1972 a): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck, 2 (11), S. 1-37, 1 Tab., 7 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. (1972 b): Vorläufige Mitteilungen zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. - Mitt. Ges.Geol.Bergbaustud., 21, S. 362-412, 1 Beilage, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973 a): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 3 (1), S. 1-30, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973 b): Beiträge zur Stratigraphie von Perm und Trias. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 3 (3), S. 1-31, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973 c): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. II. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 3 (4), S. 1-20, 1 Tab., Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973 d): Faunenprovinzen in der Trias und ihre Bedeutung für die Klärung der Paläogeographie. - Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck, 3 (8), S. 1-41, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1974 a): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. Teil II. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 4 (1), S. 1-35, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1974 b): Die Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. Teil I. - Freiburger Forsch.-H. C 280, S. 1-56, 11 Tab., Leipzig.
- KOZUR, H. (1974 c): Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil I: Abgrenzung und Gliederung der Trias. - Freiburger Forsch.-H.

- C 298, S. 139-197, 2 Tab., Leipzig.
- KOZUR, H. (1974 d): Beiträge zur Paläoökologie der Triasconodonten. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 4 (7), S. 1-16, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1975 a): 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, S. 51-77, 1 Tab., Leipzig.
- KOZUR, H. (1975 b): The paleoecology of Triassic conodonts and its bearing on multielement taxonomy. - Geol.soc.America, abstr. with progr., 7 (6), S. 800-801, Boulder.
- KOZUR, H. (1976 a): Die stratigraphische Stellung der Frankites-sutherlandi-Zone in der tethyalen Trias. - Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck, 6 (4), S. 1-18, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1976 b): Paleoecology of the Triassic conodonts and its bearing on multielement taxonomy. In: BARNES, C.R. (ed.): Conodont paleoecology. - Geol.Assoc. Canada, Spec. Paper, 15, S. 313-324, 1 Abb., 1 Tab., Toronto.
- KOZUR, H. (1977 a): Revision der Conodontengattung *Anchignathodus* und ihrer Typusart. - Zeitschr. geol. Wiss. 5 (9), S. 1113-1127, 1 Taf., Berlin.
- KOZUR, H. (1977 b): Die Faunenänderung nahe der Perm/Trias- und Trias/Jura-Grenze und ihre möglichen Ursachen. Teil I: Die Lage der Perm/Trias-Grenze und die Änderung der Faunen und Floren im Perm/Trias-Grenzbereich. - Freiburger Forsch.-H., C 326, S. 73-86, 1 Tab., Leipzig.
- KOZUR, H. (1978): Zur Bedeutung paläoökologischer Untersuchungen bei den Perm- und Trias-Conodonten. - Schriftenr.geol. Wiss., 10, S. 59-71, Berlin.
- KOZUR, H. (1979): Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. - Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck, 9 (4), S. 155-170, Innsbruck.
- KOZUR, H. et al. (1974): Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain). - Scripta geol., 23, S. 1-56, 22 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Leiden.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1972 a): Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. - Geol. Paläont.Mitt.Innsbruck, 2 (4), S. 1-20, Innsbruck.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1972 b): Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 2, S. 1-47, 8 Taf., Innsbruck, 1972 b.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1973 a): Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 3 (2), S. 1-14, 1 Abb., 1 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1973 b): Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. - Geol. zborn., Geol. Carpathica, 24 (2), S. 365-374, 2 Taf., Bratislava.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1973 c): Das Alter der Hauptspaltengenerationen in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes (Österreich) und der Slowakei. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 3 (10), S. 1-20, 1 Abb., Innsbruck.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1974 a): Zwei neue Conodonten-Arten aus der Trias des Slowakischen Karstes. - Časopis min.geol.,

- roč., 19 (2), S. 135-139, Taf. 1, Prag.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1974 b): *Misikella posthernsteini* n.sp., die jüngste Conodontenart der tethyalen Trias. - Časopis min.geol., roč., 19 (3), S. 245-250, 3 Abb., Prag.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1974 c): Die Obergrenze der karnischen Dasycladaceen-Kalke in der Lokalität Silická Brezová (Slowakischer Karst). - Věstn.Ústř.ústav geol., 49, S. 223-225, 1 Abb.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1977): Conodonts and holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains (North Hungary). - Acta min.-petr., 23 (1), S. 109-126, 4 Abb., 3 Taf., Szeged.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1970): Holothuriensklerite aus der Unter- und Mitteltrias des Germanischen Beckens und Alpen Raumes, sowie deren stratigraphische Bedeutung. - Festbd. Geol.Inst., 300-Jahr-Feier Univ.Innsbruck, S. 361-398, 1 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1970 b): Neue Conodonten aus der Trias. - Ber.Nat.Med.Ver. Innsbruck, 58, S. 429-464, 4 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1971 a): Probleme der Conodontenforschung in der Trias. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 1 (4), S. 1-19, 2 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1971 b): Holothurien-Sklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskál (Balatonhochland, Ungarn). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 1 (10), S. 1-36, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972 a): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias. - Symposium Mikrofazies und Mikrofauna der Alpen Trias und deren Nachbargebiete. Kurzfassung der Vorträge. - S. 32-35, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972 b): Triasconodonten: Erwiderung auf eine Kritik. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 2 (1), S. 1-12, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972 c): Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die "Zahnreihen-Conodonten" der Mittel- und Obertrias. - Abh.geol.B.-A., 28 (1), S. 1-53, 1 Abb., 15 Taf., Wien.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972 d): Die Bedeutung der Mikrofossilien für stratigraphische, paläoökologische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. - Mitt.Ges.Geol. Bergbaustud., 21, S. 341-360, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1973 a): Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 21, S. 777-810, 2 Tab., 4 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1973 b): Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen. Teil I: Conodonten aus der Tibetzone des Niederen Himalaya (Dolpogebiet, Westnepal). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 3 (9), S. 1-23, 1 Tab., Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1976): Neue Conodonten aus dem Jungpaläozoikum und der Trias. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 6 (3), S. 1-33, 4 Taf., Innsbruck.

- KOZUR, H. & O.J. SIMON (1972): Contribution to the Triassic microfauna and stryctigraphy of the Betic Zone (southern Spain). - Rev.Española Micropaleont., Num.Extraord., 30. Aniv.ADARO, S. 143-158, 1 Abb., 2 Taf., Madrid.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & L. KRYSTYN (1975): Die Mikrofauna der ladinisch-karnischen Hallstätter Kalke von Saklibeli (Taurus-Gebirge, Türkei) I. - Sitzungsber.Österr.Akad.Wiss., math.-naturw.Kl., Abt.I, 184 (8-10), S. 259-340, 30 Abb., 8 Taf., Wien.
- KRIVIC, K. & U. PREMUR (1976): Konodonti iz srednjetriadnih plasti pri Gornjem Mokronogu. - Geologija, 19, S. 9-27, 2 Abb., 3 Taf., Ljubljana.
- KRIVIC, K. & B. STOJANOVIČ (1978): Conodonts from the Triassic limestone at Prikrnica village. - Geologija, 21/1/, S. 41-46, 2 Abb., 2 Taf., Ljubljana.
- KRISTYN, L. (1970): Zur Conodonten-Stratigraphie in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes (Österreich). - Verh. geol.B.-A., Jg. 1970 (3), S. 497-502, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- KRISTYN, L. (1972): Conodonten im Dachstein-Riffkalk (Nor) des Gosaukammes (Salzburg). - Anz.math.-naturw.Kl.Österr. Akad.Wiss., Jg. 1972 (2), S. 1-4, 1 Abb., Wien.
- KRISTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). - Verh.Geol.B.-A., Jg. 1973 (1), S. 113-153, 7 Abb., 5 Taf., Wien.
- KRISTYN, L. (1974): Zur Grenzziehung Karn-Nor mit Ammoniten und Conodonten. - Anz.math.-naturw.Kl.Österr.Akad.Wiss., Jg. 1972 (4), S. 47-53, 1 Abb., Wien.
- KRISTYN, L.; SCHÄFFER, G. & W. SCHLAGER (1971): Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. - N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 137 (2), S. 284-304, Stuttgart.
- KRISTYN, L. & W. SCHLAGER (1971): Der Stratotypus des Tuval. - Ann.inst.geol.publ.Hungar., 54 (2), S. 591-605, 5 Abb., Budapest.
- KUWANO, Y. (1979): Triassic conodonts from the Mikabu green-rocks in Central Shikoko. - Bull.nat.sci.mus., ser. C (geol. & paleont.), 5 (1), S. 9-24, 9 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Tokyo.
- LEIN, R. (1975): Blatt 75, Puschberg am Schneeberg. - Verh. geol.B.-A., Jg. 1975 (1), S. A54-A56, Wien.
- LEIN, R. (1976): Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. - Sitzungsber.Österr.Akad.Wiss., math.-naturw.Kl., 184 (8-10), S. 197-235, 6 Abb., Wien.
- LINDSTRÖM, M. (1964): Conodonts. - 196 S., New York (Elsevier Publish.Comp.).
- LYS, M. & A. MAUVIER (1963): Conodontes du Trias. - Mém.Bur. Rech.géol.,min., 15, S. 557-561, 1 Abb., Paris.
- MATSUDA, T. (1978): Discovery of the Middle-Late Triassic conodont genus *Metapolygnathus* from calcareous schists of the Sanbagawa southern marginal belt in central Shikoko. - J.geol.soc.Japan, 84 (6), S. 331-333, 2 Abb., Tokyo.
- McTAVISH, R.A. (1970): Triassic microfaunas and interpretation of the Triassic-Permian boundary in the Carnvon basin. -

- West-Australian petrol. reports, S. 1-8, 2 Tab.
- McTAVISH, R.A. (1973): Triassic conodonts from western Australia. - N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 143 (3), S. 275-303, 2 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Stuttgart.
- METCALFE, I.; KOIKE, T. et al. (1979): Triassic conodonts from Sumatra. - Palaeontology, 22 (3), S. 737-746, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf., London.
- METZELTIN, S. (1973): Stratigrafia del Trias medio nel massiccio del M. Tersadia (Carnia). - Riv.Ital.Paleont., 79 (3), S. 271-300, 2 Abb., 5 Taf., Milano.
- MIETTO, P. & M.PETRONI (1979): I conodonti a piattaforma del limite Anisico-Ladinico nella sezione di San Ulderico nel Tretto. - Mem.sci.geol., mem.ist.geol.min.univ.Padova, 32, 11 S., 2 Abb., 2 Taf., Padova.
- MIRĂUȚĂ, E. (1963): Sur la présence de quelques Conodontes dans le Triasique de Hagighiol (Dobrogea). - Acad.Republic Pop.Romine, Studii cercetari Geologie, 8 (4), S. 489-498, 10 Abb., Bukarest.
- MIRĂUȚĂ, E. (1974): Über die Conodontenfaunen des oberen Werfens und des tieferen Anis der nördlichen Dobrudscha/Rumänien. - Geologica et Palaeontologica, 8, S. 149-158, 1 Tab., 2 Taf., Marburg.
- MIRĂUȚĂ, E. & D. GHEORGHIAN (1975): Norian conodonts and foraminifers from North Dobrogea. - Dari seama sed., 61, S. 47-76, 2 Abb., 9 Taf., Bucuresti.
- MIRĂUȚĂ, E. & D. GHEORGHIAN (1978): Etude microfaunique des formations triasiques (Transylvaines, Bucoviniennes et Gétiques) des Carpates Orientales. - Dari seama sed., 64, S. 109-161, 3 Abb., 15 Taf., 1 Tab., Bucuresti.
- MISÍK, M.; MOCK, R. & M. SÝKORA (1977): Die Trias der Klippenzone der Karpaten. - Geol.zborn.geol.Carpatica, 28 (1), S. 27-70, 3 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Bratislava.
- MISRA, R.C.; SAHNI, A. & N. CHHABRA (1973): Triassic conodonts and fish remains from Niti Pass, Kumaun Himalaya, - Himalayan Geology, 3, S. 148-161, 3 Abb., Delhi.
- MOCK, R. (1971): Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. - Geol.zborn., Geol. Carpathica, 22 (2), S. 241-260, 5 Taf., Bratislava.
- MOCK, R. (1973): Über einen Fund von Zlambach-Schichten (Nor) im Slowakischen Karst. - Geol.práce, Správy, 60, S. 221-224, 1 Abb., Bratislava.
- MOCK, R. (1974): Feinstratigraphische Untersuchungen in der Trias der Westkarpaten mit Hilfe von Conodonten. - Proc. 10.congr.CBGA, S. 149-155, Bratislava.
- MOCK, R. (1975): Über Trias-Conodonten und einige Probleme der Trias-Stratigraphie der Westkarpaten. - Mineralia slovac, 7 (1-2), S. 27-34, 1 Tab.
- MOCK, R. (1978): Nové poznatky o južných cstiach západných Karpat. - In: VOZÁR, J. (ed.): Paleogeographical evolution of the West Carpathians. - S. 321-341, 2 Abb.
- MOCK, R. & M. ŠKARBA (1973): Über den ersten Fund von Schreyer-alkalken in der Chočdecke (Westkarpaten). - Geol. práce, Správy, 60, S. 213-220, 2 Abb., 1 Tab., Bratislava.
- MOORE, R.C. (1962): Conodont classification and nomenclature. - In: Treatise on invertebrate paleontology, part W, Miscellanea, S. 92-98, 1 Abb., Kansas.

- MOSHER, L.C. (1967): Are there Post-Triassic conodonts? *J.Paleont.*, 41, S. 1554-1555, Tulsa.
- MOSHER, L.C. (1968 a): Triassic conodonts from western North America and Europe and their correlation. - *J.Paleont.*, 42 (4), S. 895-946, 14 Abb., 6 Taf., Tulsa.
- MOSHER, L.C. (1968 b): Evolution of Triassic platform conodonts. - *J.Paleont.*, 42 (4), S. 947-975, 8 Abb., 2 Taf., Tulsa.
- MOSHER, L.C. (1969): Nomenclatural revisions for Triassic conodonts in Mosher, 1968. - *J.Paleont.*, 43, S. 1441, Menasha.
- MOSHER, L.C. (1970): New conodont species as Triassic guide fossils. - *J.Paleont.*, 44 (4), S. 737-742, 1 Abb., 1 Taf., Menasha.
- MOSHER, L.C. (1971 a): Type species for *Paragondolella* MOSHER. - *J.Paleont.*, 45 (4), S. 735, Menasha.
- MOSHER, L.C. (1971 b): Conodont evidence for the Middle-Upper Triassic boundary in the Union District, Shoshone mountains, Nevada. - *J.Paleont.*, 45 (6), S. 1034-1038, 2 Abb., Menasha.
- MOSHER, L.C. (1973 a): Triassic conodonts from British Columbia and the northern Arctic Islands. - *Geol.surv.Canada, bull.*, 222, S. 141-192, 5 Tab., 4 Taf., Ottawa.
- MOSHER, L.C. (1973 b): Evolutionary, ecologic and geographic observations on conodonts during their decline and extinction. - *Geol.soc.Amer., spec.paper*, 141, S. 143-152, 1 Abb., 1 Tab.
- MOSHER, L.C. & D.L. CLARK (1965): Middle Triassic conodonts from the Prida formation of northwestern Nevada. - *J.Paleont.*, 39, S. 351-365, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf.
- MOSTLER, H. (1967): Conodonten und Holothuriensklerite aus den norischen Hallstätter Kalken von Hernstein (Niederösterreich). - *Verh.geol.B.-A.*, Wien 1967, H. 1/2, S. 177-188, 3 Abb., Wien.
- MOSTLER, H. (1968): Holothurien-Sklerite und Conodonten aus dem Schreyeralmkalk (Anisium) der Nördlichen Kalkalpen (Oberösterreich). - *Verh.geol.B.-A.* 1968, H. 1/2, S. 54-64, 2 Taf., Wien.
- MOSTLER, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalken an der Typuslokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, 7 (3), S. 1-28, 4 Abb., 3 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H.; OBERHAUSER, R. & B. PLÖCHINGER (1967): Die Hallstätter Kalk-Scholle des Burgfelsens Hernstein (NÖ). - *Verh. Geol.B.-A.*, Wien 1967 (1/2), S. 27-36, 2 Abb., Wien.
- MOSTLER, H. & P. PARWIN (1973): Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke am Sirius-Kogel (Bad Ischl, Oberösterreich). - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, 3 (7), S. 1-47, 7 Abb., 4 Tab., 2 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H.; SCHEURING, B. & M. URLICHS (1978): Zur Mega-, Mikrofauna und Mikroflora der Kössener Schichten (alpine Obertrias) vom Weißloferbach in Tirol unter besonderer Berücksichtigung der in der suessi- und marshi-Zone auftretenden Conodonten. - In: ZAPPE, H. (ed.): Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. - *Schriftenr.erdwiss. Komm.Österr.Akad.Wiss.*, 4, S. 141-174, 3 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien.
- MÜLLER, K.J. & L.C. MOSHER (1971): Post-Triassic conodonts. - In: *Symposium on conodont biostratigraphy.* - *Geol.soc.*

- America, Mem., 127, S. 467-470.
- MÜLLER, K.J. & Y. NOGAMI (1971): Über den Feinbau der Conodonten. - Mem.fac.sci., Kyoto univ., ser.geol.min., 38 (1), S. 1-87, 32 Abb., 22 Taf., Kyoto.
- MÜLLER, W. (1964): Conodonten aus der mittleren Trias der Tessiner Kalkalpen. - Eclogae geol.Helv., 57 (2), S. 747-753, 1 Abb., Basel.
- MURATA, M. & M. SUGIMOTO (1971): Late Triassic conodonts from the northern part of the Kitamaki. - Journ.geol.soc.Japan, 77 (6), S. 393-394, 1 Abb., 1 Tab.
- MUSASHINO, M.; ISHIGA, H. & M. OKAJIMA (1979): Permian and Triassic strata discovered at Shizushi, Mizuho-cho, Funai-gun, Kyoto Prefecture, Japan. - Journ.geol.soc.Japan, 85 (8), S. 543-545, 3 Abb., Tokyo.
- MUTIHAČ, V. & E. MIRĂUȚĂ (1964): Observations sur le Trias du Rarău. - Dări seamă sed. 50, S. 309-316, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf., București.
- NICORA, A. (1976): Conodont-fauna, stratigraphic position and relations to the Tethyan succession of the Shoshonensis Zone (Pelsonian) of Nevada. - Riv.Ital.Paleont., 82 (4), S. 627-648, 5 Abb., 1 Taf., Milano.
- NICORA, A. (1977): Lower Anisian platform-conodonts from the Tethys and Nevada: Taxonomic and stratigraphic revision. - Palaeontographica, Abt. A, 157 (1-3), S. 88-107, 7 Abb., 5 Taf., Stuttgart.
- NOHDA, S. & T. SETOGUCHI (1967): An occurrence of Jurassic conodonts from Japan. - Mem.Coll.Sci., Univ.Kyoto, Ser.B, 33 (4), S. 227-238, 7 Abb., 1 Taf., Kyoto.
- NOGAMI, Y. (1968): Trias-Conodonten von Timor, Malaysiaien und Japan (Paleontological study of Portuguese Timor, 5). - Mem. Fac.Sci.Kyoto Univ., Geol. & Min., 34, S. 115-135, 2 Tab., 4 Taf., Kyoto.
- PANTIĆ, S. (1969): Trijaski konodonti na području jugoslovenskih Dinarida. - Ann.géol. Balkanique, 34, S. 429-433, 1 Abb., Beograd.
- PANTIĆ, S. (1970): Micropaléontology of the Triassic column of the Ždrelo anticline (eastern Serbia). - Vesnik, ser. A, S. 377-386, 1 Abb., 13 Taf., Beograd.
- PANTIĆ, S. (1971): Conodontes triasiques d'une partie des Dinarides et des Carpates Yougoslaves. - Acta Geol.Acad.Sci. Hungaricae, 15, S. 231-242, 1 Abb., 1 Tab., Belgrad.
- PANTIĆ, S. & S. ČIČIĆ (1970): Ein Beitrag zur Kenntnis der litho- und biofazialen Charakteristiken des oberen Perms und der Trias in der Gegend von nordöstlicher Majeвица. - Geol.Glasn., 14, S. 91-98, 9 Taf., Sarajevo.
- PANTIĆ, S. & J.P. RAMPNOUX (1972): Concerning the Triassic in the Yugoslavian Inner Dinarids (southern Serbia, eastern Montenegro): Microfacies, microfaunas, an attempt to give a paleogeographic reconstruction. - Mitt.Ges.Geol.Berbaustud., 21, S. 311-326, 2 Abb., 3 Taf., Innsbruck.
- PĂTRULIUS, D.; GHEORGHIAN, D. & E. MIRĂUȚĂ (1976): Correlation biochronologique du Calcaire de Roșia, formation triasique du système des nappes de Codru (Monts Apuseni). - Dări seamă sed., 62, S. 121-133, 1 Abb., 4 Taf., București.
- PAVIĆ, A. & S. PANTIĆ (1972): New data on the Triassic of Šara



- mountain and Kosovo polje. - Bull.sci., sect. A, 17 (7-8), Beograd.
- POMESANO-CERCHI, A. (1967): I Conodonti del Muschelkalk della Nurra (Sardegna Nord-Occidentale). - Riv.Ital.Paleont., 73 (1), S. 205-272, 3 Abb., 14 Taf., Milano.
- POMESANO-CERCHI, A. (1969): Notes on the taxonomical problem of *Nurella*. - Riv.Ital.Paleont., 75 (4), S. 693-696, Milano.
- RAFEK, M.B. (1977): Platform conodonts from the Middle Triassic Upper Muschelkalk of West Germany and N.E. France. - Diss. Univ. Bonn, 86 S., 2 Abb., 5 Taf., Bonn.
- RAMOVŠ, A. (1972): Mikrofauna der alpinen und voralpinen Trias Sloweniens. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 21, S. 413-426, 3 Taf., Innsbruck.
- RAMOVŠ, A. (1977): Skelettapparat von *Pseudofurnishius murcianus* (Conodontophorida) in der Mitteltrias Sloweniens (NW-Jugoslawien). - N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 153 (3), S. 361-399, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- RAMOVŠ, A. (1978 a): Upper Carnian and Lower Norian conodonts from Mirna in Lower Carniola. - Geologija, 21 (1), S. 47-60, 5 Abb., 3 Taf., Ljubljana.
- RAMOVŠ, A. (1978 b): Pomen konodontov za stratigraske raziskave v Sloveniji. - Rud.-met.zborn., Jg. 1978, S. 219-255.
- RAMOVŠ, A. (1978 c): Mitteltriassische Conodonten-clusters in Slowenien, NW-Jugoslawien. - Paläont.Z., 52 (1/2), S. 129-137, 2 Abb., Stuttgart.
- SAHNI, A. & I. PRAKASH (1973): Rhaetic conodonts from the Niti Pass region, Paikhandra, Kumaun Himalayas. - Curr.Sci., 42 (6), S. 218.
- SAKAGAMI, S.; MINAMIKAWA, S. & M. KAWASHIMA (1969): Conodonts from the Kamiiso limestone and consideration of its geological age. - J.geogr., 78 (6), S. 37-43, 2 Abb., 1 Tab.
- SAKAGAMI, S. & A. SAKAI (1979): Triassic bryozoans from the Hidaka Group in Hokkaido, Japan. - Trans.Proc.Palaeont.Soc. Japan, N.S., 114, S. 77-86, 2 Abb., 2 Tab., 2 Taf.
- SAKAGAMI, S. & C. WATANABE (1972): The conodont fauna from the so-called Sanbozan group in Ehime prefecture, Japan. - Mem. Ehime univ., sci., ser.D. (Earth sci.), 12 (1), S. 17-24, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.
- SCHÖLLNERBERGER, W. (1973): Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 22, S. 95-153, 9 Abb., 4 Taf., Wien.
- SIMON, O.J. (1966): The age of the conodont-bearing carbonate rocks from the Sierras de Carrascoy de Almagro and Alhambilla and from the Zarcilla de Ramos region (SE-Spain). - K.Nederl. Akad.Wetensch., Proc., ser.B, 69, S. 699-709, 6 Abb.
- SWARKO, S.K.; NICOLL, R.S. & K.S.W. CAMPBELL (1976): The Late Triassic molluscs, conodonts, and brachiopods of the Kuta Formation, Papua New Guinea. - BMR J.Aust.geol.geophys., 1, S. 219-230, 9 Abb.
- SLADIĆ-TRIFUNIVOČ, M. & D. LJUBOVIĆ (1975): On the Problem of age of Han Bulog limestones. 1. The micropaleontological characteristics of the Han Bulog limestone "lens" of Crvena Greda, Durmitor (Montenegro). - Ann.geol.penins. Balkan., 39, S. 159-204, 6 Taf., Beograd.
- SPASOV, Chr. & M. GANEV (1960): Karnische Conodonten aus dem

- Luda-Kamcia-Teil des Ostbalkans. - Trav.Géol.Bulgarie, Sér. Paléont., 2, S. 77-99, 2 Taf., Sofia.
- SRIVASTAVA, J.P. & N.K. MANDWAL (1966): Record of conodonts from India. - Indian Current Sci., 35 (24), S. 621-622, 7 Abb.
- STEFANOV, S.A. (1962): Conodonten aus dem Anis des Golo-Bârdo-Gebirges. - Trav.Géol.Bulgarie, Sér.Paléont., 4, S. 77-93, 2 Taf., Sofia.
- STEFANOV, S.A. (1977): Biostratigraphy of the Balkanide carbonate Triassic on the basis of conodonts and fish remains. - Geol.Balcanica, 7 (2), S. 65-84, 1 Abb., 2 Tab., Sofia.
- SWEET, W.C. (1970 a): Permian and Triassic conodonts from a section at Guryul Ravine, Vihî district, Kashmir. - Univ. Kansas, paleont.contr., 49, S. 1-10, 3 Abb., 1 Taf., Kansas.
- SWEET, W.C. (1970 b): Uppermost Permian and Lower Triassic conodonts of the Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan. In: KUMMEL, B. & C. TEICHERT (eds.): Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan. - Univ. Kansas, Dept. Geol., Spec. Publ., 4, S. 207-275, 5 Abb., 7 Tab., 5 Taf., Kansas.
- SWEET, W.C. (1973): Late Permian and Early Triassic conodont faunas. In: LOGAN, A. & L.V. HILLS: The Permian and Triassic systems and their mutual boundary. - Canadian soc.petro. geol., mem., 2, S. 630-646, 5 Abb., Calgary.
- SWEET, W.C. et al. (1971): Conodont biostratigraphy of the Triassic. In: Symposium on conodont biostratigraphy. - Geol. Soc.America, Mem., 127, S. 441-465, 3 Abb., 1 Taf.
- TAMURA, M. et al. (1975): Contributions to the geology and paleontology of southeast Asia, CLÍ. The Triassic system of Malaysia, Thailand and some adjacent areas. - Geol.and Palaeont., 15, S. 103-149, 1 Abb., 12 Tab.
- TATGE, U. (1956): Conodonten aus dem Germanischen Muschelkalk. - Paläont.Z., 30, S. 106-147, 12 Abb., 2 Taf., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1972): Die Neuergebnisse über die Trias-Stratigraphie der Ostalpen. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 21, S. 65-113, Innsbruck.
- TRAMMER, J. (1971): Middle Triassic (Muschelkalk) conodonts from the SW margin of the Holy Cross Mts. - Acta Geol.Polonica, 21 (3), 3 Abb., 2 Taf., Warszawa.
- TRAMMER, J. (1972): Stratigraphical and paleogeographical significance of conodonts from the Muschelkalk of the Holy Cross Mts. - Acta Geol.Polonica, 22 (2), S. 219-232, 4 Abb., 2 Taf., Warszawa.
- TRAMMER, J. (1974): Evolutionary trends and pattern of extinction of Triassic conodonts. - Acta Palaeont.Polonica, 19 (2), S. 251-264, 1 Abb., Warszawa.
- TRAMMER, J. (1975): Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. - Acta Geol. Polonica, 25 (2), S. 179-216, 8 Abb., 26 Taf., Warszawa.
- UROŠEVIĆ, D. & B. MARKOVIĆ (1969): Konodontska fauna aniziskog kata iz Brekove (Zapadna Srbija). - Vesnik Geol., 27, Ser.A, S. 225-230, 1 Taf., Beograd.
- VAN DEN BOOGARD, M. (1966): Post-Carbiniferous conodonts from southeastern Spain. - K.Nederl.Akad.Wetensch., Proc., ser.B, 69 (5), S. 691-698, 1 Tab., 2 Taf.
- VAN DEN BOOGARD, M. & O.J. SIMON (1973): *Pseudofurnishius*

- (Conodonts) in the Triassic of the Betic Cordilleras, SE-Spain. - *Scripta Geol.*, 16, S. 1-23, 10 Abb., 2 Taf., Leiden.
- WANG, Ch. & Z. WANG (1976): Triassic conodonts from the Mount Jolmo Lungma region. In: A report of scientific expedition in the Mount Jolmo Lungma region (1966-1968), S. 387-416, 21 Abb., 4 Taf., Peking.
- WATANABE, K.; KANMERA, K. & K. NAKAJIMA (1979): Conodont biostratigraphy in the Kamura Limestone (Triassic), Takachihocho, Nishiusuki-gun, Mayazaki Prefecture. - In: Biostratigraphy of Permian and Triassic conodonts and holothurian sclerites in Japan. - S. 127-137, 5 Abb.
- WENGER, R. (1966): Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk der Brakeler Muschelkalkschwelle. - *Aufschluß*, 17, S. 184-188, 5 Abb., Göttingen.
- WILCZEWSKI, N. (1967): Mikropaläontologische Untersuchungen im Muschelkalk Unterfrankens. - Inaug.-Diss., 125 S., 4 Abb., 14 Taf., Würzburg.
- YOUNGQUIST, W.L. (1952): Triassic conodonts from southeastern Idaho. - *J. Paleont.*, 26, S. 605-655, Menasha.
- ŽARNIKOVA, N.K. & G.I. BURIJ (1973): Pervye nachodki konodontov v triase Primorskogo kraja. - *Geol. Geofiz.*, AN SSSR, sibir. otd., 10, S. 130-131, Novosibirsk.
- ZAWIDZKA, K. (1970): An approach to the conodont stratigraphy of the Middle Triassic of Lower Silesia and the western Tatra Mts. - *Bull. Acad. Polon., sci., sér. sci. géol. géogr.*, 18 (3), S. 141-147, 2 Abb., 2 Taf., Warszawa.
- ZAWIDZKA, K. (1972): Stratigraphic position of the Furkaska limestones (Choc nappe, the Tatra Mts.). - *Acta Geol. Polonica*, 22 (3), S. 459-466, 2 Abb., 4 Taf., Warszawa.
- ZAWIDZKA, K. (1975): Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. - *Acta Geol. Polonica*, 25 (2), S. 217-256, 5 Abb., 44 Taf., Warszawa.
- ZIEGLER, W. (ed.) (1973): Catalogue of conodonts, 1, S. 1-504, 23 Abb., 27 Taf., Stuttgart.

#### Nachtrag zum Literaturverzeichnis

- BALOGH, K. & S. KOVÁCS (in Druck): A Szőlőszardó-1.sz. mélyfúrás. (The Triassic sequence of the borehole Szőlőszardó-1). - *MÁFI Évi Jel.* 1979-rol.
- BOYANOV, I. & K. BUDUROV (1979): Triassic conodonts in carbonate breccia within the low-grade metamorphic rocks of the East Rhodopes. - *Geol. Balcanica*, 9 (2), S. 97-104, 2 Abb., 2 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K. & G.A. ČATALOV (1978): Conodontenchronologie und Korrelation der triassischen Niveaus im Strandža-Gebirge (Südost-Bulgarien). - *Dokl. Bolg. akad. nauk*, 31 (8), S. 1035-1038, 1 Abb., 1 Tab., Sofia.
- BUDUROV, K.J. & M.D. GANEV (1979): New conodont finds in the Middle Triassic in the R-53 bore-hole Milin Kamák (NW-Bulgaria). - *Dokl. Bolg. akad. nauk*, 32 (6), S. 793-795, 1 Taf., Sofia.
- BUDUROV, K.; GANEV, M. & S. STEFANOV (1979): Conodontenstratigraphie der Anis-Ladin-Grenzsichten in der Trias des Elena-Tvárdica-Passes (Zentralbalkan). - *Geol. Balcanica*,

- 9 (2), S. 105-110, 1 Tab., 2 Taf., Sofia.
- ČATALOV, G.A.; BUDUROV, K.J. & S.A. STEFANOV (1979): Ladinian sediments and conodonts in a part of the Central Balkan Range. - Dokl.Bolg.akad.nauk., 32 (6), S. 789-791, 1 Abb., 1 Taf., Sofia.
- GAŽDZICKI, A.; KOZUR, H. & R. MOCK (1979): The Norian-Rhaetian boundary in the light of micropaleontological data. - Geologija, 22 (1), S. 71-112, 2 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Ljubljana.
- KOVÁCS, S. (1979): A dél-gömöri Alsóhegy magyarországi részének földtani felépítése. - Discussiones Palaeontologicae, 24, S. 33-58, 4 Abb., Budapest.
- KOVÁCS, S.; Kirándulásvezető az I. magyar-sslovák határmenti geológustalálkozóhoz. Rudabányai-hegység. (Excursion guide to the 1<sup>st</sup> Hungarian-Slovakian boundary-side geologist meeting. Rudabánya Mts.).
- KOZUR, H. & R. MOCK (1974 d): Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. - Geol.zborn., Geologica Carpathica, 25 (1), S. 113-143, Bratislava.
- KOLAR, T. (1979): Konodonti v škofjeloškem apnencu na Šmarjetni gori. - Geologija, 22 (2), S. 309-325, 3 Abb., 3 Taf., Ljubljana.
- MOCK, R. (1979): *Gondolella carpathica* n.sp., eine wichtige tuvalische Conodontenart. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 9, 4, S. 171-174, 1 Taf., Innsbruck.
- SUDAR, M. & K.J. BUDUROV (1979): New conodonts from the Triassic in Yugoslavia and Bulgaria. - Geol.Balcanica, 9 (3), S. 47-52, 1 Abb., 3 Taf., Sofia.

Stufe	Unterstufe	Ammoniten-Zone			
Ladinian	Langobardian	Maclearnoceras maclearni Zone	1 Neospathodus homeri		
		Protrachyceras archelaus Zone Megincoceras meginiae Zone	2 Gondolella jubata		
	Fassanian	Gymnoceratites ? poseidon Zone	"Protrachyceras" reitzi-Zone	3 Gladigondolella carinata	
		"Protrachyceras" curionii Zone	Nevadites fauna	4 Gondolella timorensis	
		Aplococeras avisianus Zone	Kellnerites fauna	5 Gondolella regale	
				6 Gondolella bulgarica	
		Paraceratites trinodosus Zone	P. binodosus Subzone	7 Gladigondolella malayensis budurovi	
				8 Nicoraella germanica	
		Anisian	Pelsonian	Balatontes balatonicus Zone	9 Gondolella shoshonensis
				Balatontes shoshonensis Zone	10 Nicoraella kockeli
Bithynian	Anagyminotoceras ismidicus Zone		11 Gondolella bifurcata		
	Nicomedites osmani Zone		12 Gondolella cornuta		
Aegean	Paracerochordiceras anodosum A.-Z.		13 Gondolella excelsa		
	Keyserlingites subrobustus Zone		14 Gladigondolella tethydis		
			15 Gondolella constricta		
			16 Gondolella acuta		
			17 Gondolella mombergensis		
			18 Gondolella basisymmetrica		
		19 Gondolella longa			
		20 Gondolella suhodolica			
		21 Gondolella media			
		22 Gondolella bakalovi lindstroemi			
		23 Gondolella transita			
		24 Gondolella bakalovi bakalovi			
		25 Gondolella trammeri			
		26 Gondolella haslachensis			
		27 Metapolygnathus truempyi			
		28 Metapolygnathus hungaricus			
		29 Gladigondolella malayensis malayensis			
		30 Celsigondolella praecursor			
		31 Gondolella foliata			
		32 Celsigondolella watznaueri			
		33 Pseudofurnishius huddlei			
		34 Metapolygnathus ciernensis			
		35 Metapolygnathus mungoensis			
		36 Neocavitella tatica			
		37 Metapolygnathus japonicus			
		38 Pseudofurnishius murcianus n.subsp.			
		39 Metapolygnathus mostleri			
		40 Gondolella auriformis			
		41 Pseudofurnishius murcianus murcianus			
		42 Mosherella newpassensis			
		43 Metapolygnathus mirautae			

Tabelle 1: Stratigraphische Reichweite der mitteltriassischen Plattform-conodonten und einiger anderer stratigraphisch wichtiger Conodonten. Die Reichweiten sind Maximalreichweiten, die nicht in jeder Faunenprovinz realisiert sein müssen. Abkürzungen siehe Tab. 2

Tabelle 2: Conodontenzonierung der Dinarischen Faunenprovinz.  
Vertikalabstände darstellungsbedingt und nicht zeitbezogen.

Standardgliederung					
Stufe	Unterstufe	Ammonitenzone	Conodontenzone	Conodontengliederung der Dinarischen F.-P.	
Rhät		<i>Choristoceras marshi</i> -A.-Z.	posthernsteini-A.-Z.		
		<i>Choristoceras haueri</i> -A.-Z.			
Nor	Sevat	<i>Cochloceras suessi</i>	hernsteini-A.-Z.		
			andrusovi-A.-Z.		
		<i>Sagenites giebeli</i>	III II — bidentatus-Zone		III II — bidentatus-Zone
		<i>Argosirenites argonautae</i>	I	I	
	Alaun	<i>Cyrtopleurites bicrenatus</i>	II multidentatus-Subzone	spatulatus-A.-Z.	II posterus-Subzone
		<i>Juvavites magnus</i>			spatulatus-A.-Z.
Unternor	<i>Malayites paulckeii</i>	I navicula-Subzone		I navicula-Subzone	
	<i>Mojsisovicsites kerri</i>				
Karn	Tuval	<i>Klamathites macrolobatus</i>	nodosus-A.-Z.	nodosus-A.-Z.	
		<i>Tropites subbullatus</i>	carpathica-A.-Z.	carpathica-A.-Z.	
		<i>Tropites dilleri</i>	noah-A.-Z.	II I tadpole-Subzone noah-A.-Z.	
	Jul	"Sirenites-Zone"	tethydis -A. -Z.	tethydis-A.-Z.	
		<i>T. (A.) austriacum</i>			
	Cordevol	<i>Trachyceras aonoides</i> s.str.	diebeli-Zone	diebeli-Zone	
<i>Trachyceras aon</i>					
<i>Frankites sutherlandi</i> s.str.					
Ladin	Longobard	<i>Mac. maclearni</i>	III II mungoensis-A.-Z.	mungoensis-A.-Z.	
		<i>Meg. meginae</i>	I		
		<i>Gymnoceratites ? poseidon</i>	hungaricus-A.-Z.		hungaricus-A.-Z.
	Fassan	"Protrachyceras" <i>curionii</i>	truempyi-Zone	truempyi-Zone	
		<i>transita</i> -A.-Z.	transita-A.-Z.	transita-A.-Z.	
	<i>"P." reitzi</i> <i>Nevadites</i>	pseudolonga-A.-Z.	pseudolonga-A.-Z.		
	<i>A. avisianum</i> <i>Kellnerites</i>				
Anis	Illyr	<i>Paraceratites trinodosus</i>	constricta-A.-Z.	excelsa-A.-Z.	
		<i>P. binodosus</i>	bifurcata-A.-Z.	bifurcata-A.-Z.	
	Pelson	<i>Balatonites balatonicus</i>	kockeli-Zone	kockeli-Zone	
		<i>Balatonites shoshonensis</i>			
	Bithynian	<i>Anagymnotoceras ismidicus</i>	germanica-A.-Z.	nur Zahnreihenconodonten oder conodontenfrei	
		<i>Nicomedites osmani</i>			
Aegean	<i>Paracrochordiceras anodosum</i>	regale-A.-Z.			
	<i>Keyserlingites subrobustus</i>	timorensis-A.-Z.			

Tabelle 3: Korrelation der Conodontengliederungen in der Balkaniden Subprovinz der Dinarischen Conodontenprovinz. Vertikalabstände darstellungsbedingt und nicht zeitbezogen.

Standardgliederung				Gliederung in der Balkaniden Subprovinz der Dinarischen Faunenprovinz			
Stufe	Unterstufe	Ammonitenzone	Conodontenzone	Unterstufe n. BUDUROV & STEFANOV, 1973 a, 1975 a, et al.		Neue Conodontengliederung	
	Longobard	<i>Mac. maclearni</i> <hr/> <i>Protrachyceras archelaus</i> <hr/> <i>Meg. meginae</i>	<u>III</u> II mungoensis-A.-Z. <u>I</u>	Longobard	mungoensis-Zone	mungoensis-A.-Z.	
		<i>Gymnoceratites ? poseidon</i>	hungaricus-A.-Z.				
	Fassan	" <i>Protrachyceras</i> " <i>curionii</i>	truempyi-Zone	Fassan	1 I $\beta$	bakalovi-Zone	bakalovi-Zone
			transita-A.-Z.		1 I $\alpha$	excentrica-Zone	transita-A.-Z.
		<i>"P." reitzi</i> / <i>Nevadites Kellnerites</i> <hr/> <i>A. avisianum</i>	pseudolonga-A.-Z.	Illyr	a III $\gamma$	cornuta-Zone	cornuta-A.-Z.
<i>Paraceratites trinodosus</i>	constricta-A.-Z.	a III $\beta$	excelsa-Zone		excelsa-A.-Z.		
	Illyr	<i>P. binodosus</i>	bifurcata-A.-Z.		a III $\alpha$	bifurcata-A.-Z.	bifurcata-A.-Z.
	Pelson	<i>Balatonites balatonicus</i> <hr/> <i>Balatonites shoshonensis</i>	kockeli-Zone	Pelson	a II $\beta$	kockeli-Zone	kockeli-A.-Z.
					a II $\alpha$	bulgarica-Zone	bulgarica-A.-Z.
	Bithynian	<i>Anagymnotoceras ismidicus</i> <hr/> <i>Nicomedites osmani</i>	germanica-A.-Z.			keine Conodonten bekannt	
	Aegean	<i>Paracrochordiceras anodosum</i>	regalis-A.-Z.				
		<i>Keyserlingites subrobustus</i>	timorensis-A.-Z.				

Tabelle 4: Gegenüberstellung der Conodontengliederungen der Asiatischen Faunenprovinz (Ostmediterrane Faunenprovinz im Sinne von BUDUROV) nach BUDUROV, 1975 b, 1976 a, b, BUDUROV & TRIFONOVA, 1974, ČATALOV & BUDUROV, 1978, mit jener nach KOIKE, 1979. Zum Vergleich wurde die neue Conodontengliederung für die asiatische Faunenprovinz sowie die Conodontenstandardgliederung angegeben.

Stufe	Unterstufe	Conodontengliederung n. BUDUROV	Conodontengliederung n. KOIKE	Neue Conodontengliederung der asiatischen F.-P.	Conodonten-Standardgliederung
Rhät				posthernsteini-A.-Z.	posthernsteini-A.-Z.
Nor	Sevat		hernsteini	hernsteini-A.-Z.	hernsteini-A.-Z.
				andrusovi-A.-Z.	andrusovi-A.-Z.
			bidentata	III II bidentatus-Zone I	III II bidentatus-Zone I
	Alaun	<i>Ancyrogondolella triangularis</i>	multidentata	I multidentatus-Subzone spatulatus-A.-Z.	I multidentatus-Subzone spatulatus-A.-Z.
	Unternor		abneptis	II navicula-Subzone	II navicula-Subzone
Karn	Tuval	abneptis	nodosus	nodosus-A.-Z.	nodosus-A.-Z.
	Jul	polygnathiformis	polygnathiformis	carpathica-A.-Z.	carpathica-A.-Z.
				noah-A.-Z.	noah-A.-Z.
	Cordevol		foliata	tethydis-A.-Z.	tethydis-A.-Z.
Ladin	Longobard	foliata		diebeli-Zone	diebeli-Zone
		mungoensis	mungoensis	III II mungoensis-A.-Z. I	III II mungoensis-A.-Z. I
	Fassan	momburgensis	constricta-excelsa	hungaricus-A.-Z.	hungaricus-A.-Z.
				truempyi-Zone	truempyi-Zone
Anis	Illyr	cornuta		transita-A.-Z.	transita-A.-Z.
		excelsa		pseudolonga-A.-Z.	pseudolonga-A.-Z.
	Pelson	kockeli	bulgarica	excelsa-A.-Z.	constricta-A.-Z.
		regalis		bifurcata	bifurcata
	Unteranis	<i>N. gondolelloides</i>		kockeli-Zone	kockeli-Zone
		<i>Gl. carinata</i>	timorensis	bulgarica/germanica-A.-Z.	germanica-A.-Z.
Oberskyth (pars)			regalis-A.-Z.	regalis-A.-Z.	
			timorensis-A.-Z.	timorensis-A.-Z.	

Anmerkungen: Eine Korrelation der Stufen und Unterstufen mit der Ammonitenabfolge wurde bei BUDUROV und KOIKE nicht vorgenommen. Daher wird die Ammonitengliederung hier nicht aufgeführt. Das Unteranis wurde bei BUDUROV und KOIKE nicht in Aegean und Bithynian unterteilt.

Ausführliche Anmerkungen zu den Gliederungen nach BUDUROV und KOIKE finden sich in Abschnitt 7 (Conodontengliederung der asiatischen Faunenprovinz).



Tabelle 5: Gegenüberstellung der Conodontengliederungen in der Mitteltrias und im Cordevol der Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz nach HIRSCH, 1973, 1974 (in HIRSCH & GERRY, 1974), 1977, und KOZUR, 1972 a, KOZUR, KAMPSCHUUR et al., 1974.

Man beachte die sehr unterschiedlichen Einstufungen der Conodontenfaunen. Zum Vergleich: Standardgliederung des tethyalen Faunenreiches und neue Conodontengliederung für die Westmediterranean-arabische Faunenprovinz.

Standardgliederung				Gliederung in der Westmediterranean-arabischen Faunenprovinz				
Stufe	Unterstufe	Ammonitenzone	Conodontenzone	Conodontengliederung nach HIRSCH	Conodontengliederung nach KOZUR et al.	Neue Conodontengliederung		
Karn (pars)	Cordevol	<i>Trachyceras aonoides</i> s.str.	diebeli-Zone			-----?		
		<i>Trachyceras aon</i>				diebeli-Zone		
		<i>Frankites sutherlandi</i> s.str.					-----?	
Ladin	Langobard	<i>Maclearnoceras maclearni</i> <i>Protrachyc. archelaus</i>	III mungoensis-A.-Z.	truempyi	mungoensis	-----		
		<i>Meg. meginae</i>	I			murcianus/mungoensis	murcianus-A.-Z.	-----
		<i>Gymnoceratites poseidon</i>	hungaricus-A.-Z.				-----	
	Fassan	" <i>Protrachyceras</i> " <i>curionii</i>	truempyi-Zone		murcianus	-----	-----	
		<i>"P." reitzi</i> <i>Nevadites</i> <i>Kellnerites</i>	transita-A.-Z.			-----	-----	
		<i>A. avisianum</i>	pseudolonga-A.-Z.			-----	-----	
						-----	-----	
Anis (pars)	Illyr	<i>P. trinodosus</i>	constricta			-----?		
		<i>P. binodosus</i>	bifurcata			-----?		

Anmerkungen: *Pseudofurnishius* n.sp. sensu KOZUR, 1972 a, ist nur eine Unterart von *P. murcianus*, die ihre Hauptverbreitung im oberen Langobard hat (*Pseudofurnishius* n.sp.-Zone sensu KOZUR, 1972 a, hier mit zur murcianus-A.-Z. gestellt).

Von der haslachensis range-Zone nach KOZUR, 1972 a, wurden hier aus darstellungstechnischen Gründen nur die hungaricus- und truempyi-Subzone aufgeführt, die haslachensis range-Zone selbst jedoch nicht (entspricht den Zonen 4 und 5 der neuen Gliederung).

Tabelle 6: Stufen-, Unterstufen-, Ammoniten- sowie alte und neue Conodontengliederung Nordamerikas (Nevadische Provinz) im Vergleich mit dem tethyalen Standard.

Man beachte die abweichenden Stufen- und Unterstufengrenzen in Nordamerika und im tethyalen Standard! Vertikalabstände nicht zeitbezogen.

Nordamerikanische Gliederung				Standardgliederung					
Stufe	Unterstufe	Ammonitenzone	Conodontenzone n. SWEET et al., 1971	Conodontenzone (neue Gliederung)	Conodontenzone	Ammonitenzone	Unterstufe	Stufe	
Rhät	Obernor	<i>Ch. crickmayi</i>	bidentatus-Zone	I bidentatus	posthernsteini-A.-Z.	Choristoceras marshi-A.-Z.	Sevat (Obernor)	Rhät	
		<i>Cochl. amoenum</i>			hernsteini-A.-Z.	Choristoceras haueri-A.-Z.			
Nor	Mittelnor	<i>Gnomohalorites cordillerianus</i>	multidentatus-Zone	II multidentatus-Subzone spatulatus-A.-Z.	III	<i>Cochloceras suessi</i>	Nor	Nor	
		<i>H. columbianus</i>			II bidentatus-Zone				Sagenites giebeli
		<i>D. rutherfordi</i>			I				Argosirenites argonautae
	Unternor	<i>J. magnus</i>	abneptis-Zone	I	I navicula-Subzone	<i>C. bicrenatus</i>	Alaun (M.-Nor)		
Karn	Oberkarn	<i>M. dawsoni</i>	polygnathiformis-Zone	nodosus-A.-Z.	II multidentatus-Subzone spatulatus-A.-Z.	<i>Juvavites magnus</i>	Tuval (Oberkarn)	Karn	
		<i>M. kerri</i>			carpathica-A.-Z.	carpathica-A.-Z.			<i>Malayites paulckeii</i>
	Unterkarn	<i>K. macrolobatus</i>	newpassensis-Zone	noah-A.-Z.	noah-A.-Z.	<i>Mojsisovicsites kerri</i>	Unternor		
		<i>T. dilleri</i>		newpassensis-A.-Z.	tethydis-A.-Z.	"Sirenites-Zone"	<i>Tropites subbulatus</i>	Jul (Mittelkarn)	
Ladin	Oberladin	<i>S. nanseni</i>	mungoensis-Zone	mungoensis-Zone	diebeli-Zone	<i>T. (A.) austriacum</i>	Cordevol (Unterkarn)	Ladin	
		<i>T. obesum</i>			hungaricus-A.-Z.	<i>T. aonoides s.str.</i>			
		<i>F. sutherlandi</i>			(mittel)ladinisches Intervall	Trachyceras aon			
	Unterlandin	<i>M. maclearni</i>	mombergensis-Zone	transita-A.-Z.	transita-A.-Z.	<i>F. sutherlandi s.str.</i>	Longobard (Oberladin)		
Anis	Oberanis	<i>M. meginae</i>	constricta-Zone	constricta-A.-Z.	unterillyrisch-oberpelonisches Intervall	<i>G. ? poseidon</i>	Fassan (Unterlandin)	Anis	
		<i>P. poseidon</i>			pseudolonga-A.-Z.	pseudolonga-A.-Z.			<i>"P." reitzi</i> Nevadites
	Mittelanis	<i>"P." subasperum</i>	regalis-Zone	regalis-A.-Z.	regalis-A.-Z.	<i>A. avisianum</i>	Kellnerites		
		<i>G. occidentalis</i>	timorensis-Zone	timorensis-A.-Z.	timorensis-A.-Z.	<i>Paraceratites trinodosus</i>	Illyr (Oberanis)		
Unteranis	<i>G. meeki</i>	regalis-Zone	regalis-A.-Z.	regalis-A.-Z.	<i>P. binodosus</i>	Pelson (Mittelanis)			
Spathian (pars)	<i>G. rotelliforme</i>	timorensis-Zone	timorensis-A.-Z.	timorensis-A.-Z.	<i>B. balatonicus</i>	Bithynian			
	<i>G. rotelliforme</i>	timorensis-Zone	timorensis-A.-Z.	timorensis-A.-Z.	<i>B. shoshonensis</i>	Aegean			
	<i>M. meginae</i>	timorensis-Zone	timorensis-A.-Z.	timorensis-A.-Z.	<i>A. ismidicus</i>				
	<i>P. poseidon</i>	timorensis-Zone	timorensis-A.-Z.	timorensis-A.-Z.	<i>N. osmani</i>				
	<i>"P." subasperum</i>	timorensis-Zone	timorensis-A.-Z.	timorensis-A.-Z.	<i>P. anodosum</i>				
	<i>G. meeki</i>	timorensis-Zone	timorensis-A.-Z.	timorensis-A.-Z.	<i>K. subrobustus</i>				

- Anmerkungen: (1) Die Abgrenzung der timorensis- und regale-Zone bei SWEET et al., 1971, ist völlig unklar. Die timorensis-Zone wurde auf die haugi-Zone beschränkt. Nach NICORA, 1977, liegt die Hauptverbreitung von *G. ? timorensis* aber in der unteren caurus-Zone.
- (2) Die haugi-Zone wird von den amerikanischen Autoren teils zum Unteranis, teils zum Spathian (= Olenek) und damit zum Oberskyth gestellt. Da die zeitlich etwa äquivalente subrobustus-Zone hier ebenfalls zum Anis gezählt wird, gehört die haugi-Zone auch zum Anis.
- (3) Das nordamerikanische Mittelanis umfaßt auch das gesamte Bithynian, endet dafür aber bereits im unteren Mittelanis der tethyalen Standardgliederung Eurasiens.
- (4) Das nordamerikanische Oberanis reicht bis zum mittleren Fassan (mittleres Unterladin) Eurasiens.
- (5) Das nordamerikanische Karn beginnt mit der obesum-Zone und daher mit der Julbasis Eurasiens. Deshalb konnte TOZER, 1967, 1974, keinen Unterschied zwischen dem europäischen Jul und dem nordamerikanischen Unterkarn finden und vereinigte daher Unterkarn und Mittelkarn zu einer Unterstufe (vgl. KOZUR, 1976). Das gesamte eurasiatische Unterkarn (tethyales Reich) ist aber in der Frankites sutherlandi-Zone s.l. und damit im Oberladin der nordamerikanischen Gliederung nach TOZER enthalten. An der Unterkarn/Mittelkarn-Grenze (Basis der Trachyceras (Austrotrachyceras) austriacum-Zone) findet ein scharfer Schnitt in allen Faunen statt.
- (6) Die Himavatites columbianus-Zone (jüngeres Synonym der Argosirenites argonautae-Zone) wird hier der Priorität entsprechend zum Sevat gestellt. Auch die Mikrofaunen dieser Zone sind sevatisch (nach Conodonten: bidentatus-Zone).

Tabelle 7: Korrelation der Conodontengliederung des Germanischen Beckens nach KOZUR, 1968 b, und der tethyalen Stufen-, Unterstufen- sowie Ammonitengliederung. Vertikalabstände 1972 a, 1974 c, 1975 a, KOZUR & MOSTLER, 1973 a, und TRAMMER, 1972, mit der makropaläontologischen Gliederung der Germanischen Mitteltrias nach KOZUR, 1974 b, nicht zeit- oder mächtigkeitsbezogen.

Standardgliederung			Germanisches Becken				Standardgliederung										
Stufe	Unterstufe	Ammonitengliederung	Makropaläontologische Gliederung	Lithostratigraphische Gliederung	Conodontengliederung	Conodontengliederung											
Ladin	Longobard	<i>Mac. maclearni</i> <i>Protrachyceras archelaus</i>	Discoceratites semipartitus	Lettenkeuper Lettenkeuperfazies	keine Conodonten	mungoensis-A.-Z.											
			Discoceratites dorsoplanus														
		Discoceratites bivolutus															
		Ceratites nodosus															
		Ceratites similis															
	Fassan	"Protrachyc." curionii	G. ? enodis/G. ? laevigatus	Mittlerer Hauptmuschelkalk (mo <sub>2</sub> )	Zone 4	Zone 7	Zone 6										
			Ceratites spinosus														
		Ceratites evolutus															
		Ceratites compressus															
		"P." reitzi <i>Nevadites</i> <i>Kellnerites</i>															
A. avisianum																	
Anis	Illyr	<i>P. trinodosus</i>	C. ( <i>Doloceratites</i> ) robustus/ C. ( <i>Doloceratites</i> ) pulcher	Unterer Hauptmuschelkalk (mo <sub>1</sub> )	Zone 2	Zone 5											
			Paraceratites (Prog.) atavus														
		<i>P. binodosus</i>	A.-Z. mit <i>N. orbicularis</i> und <i>Judicariites</i>				Mittlerer Muschelkalk (mm)	keine Conodonten	Zone 3	Zone 4							
			Decurtella decurtata-Zone														
			Assemblage-Zone mit <i>Myophora vulgaris</i> , <i>Beneckeia buchi</i> und <i>Dadocrinus</i>														
	Pelson	<i>Balatonites balatonicus</i>	Oberer Wellenkalk	Unterer Muschelkalk (mu)	bifurcata A.-Z.	Zone 1											
		<i>Balatonites shoshonensis</i>															
	Bithynian	<i>A. ismidicus</i>					Terebratel"zone" (mu <sub>2γ</sub> )	koeckeli-Zone	Zone 1	Zone 1							
		<i>Nicomedites osmani</i>															
	Aegean	<i>Paracroch. anodosum</i>					Oolithbank"zone" (mu <sub>100</sub> )				germanica-A.-Z.	keine Conodonten	Zone 1				
<i>Keyserling. subrobustus</i>		Unterer Wellenkalk (mu <sub>1β</sub> )	germanica-A.-Z.	keine Conodonten	Zone 1												
	<i>Röt-fazies</i> <i>Myophorienschichten</i> (mu <sub>1α</sub> )	nur Zahnreihenconodonten				Zone 1	Zone 1							Zone 1			
	Oberröt (so <sub>2</sub> )							Zone 1	Zone 1	Zone 1					Zone 1		
	Unterröt (so <sub>1</sub> )															Zone 1	Zone 1
	Pelitröt										Zone 1	Zone 1	Zone 1				
	Salinarröt		Zone 1	Zone 1	Zone 1												

Tabelle 8: Korrelation der ober- und mitteltriassischen Conodontenstandardgliederung mit der Stufen- und Ammonitengliederung sowie mit den Conodontengliederungen der einzelnen Faunenprovinzen innerhalb des tethyalen Faunenreiches. Vertikalabstände darstellungsbedingt und nicht zeitbezogen.

Stufe	Unterstufe	Ammonitenzone	Conodontenstandardgliederung	regionale Conodontengliederungen						
				austroalpine F.-P.	Dinarische Faunenprovinz Balkanide Subprovinz	Asiatische Faunenprovinz	Westmediterranean-arabische F.-P.	Nevadische Faunenprovinz	Germanische Faunenprovinz	
Rhät		Ch. marshi-A.-Z.	posthernsteini-A.-Z.	posthernsteini-A.-Z.			posthernsteini-A.-Z.			
		Ch. haueri-A.-Z.		posthernsteini-A.-Z.			posthernsteini-A.-Z.			
Nor	Sevat	Cochloceras suessi	hernsteini-A.-Z.	hernsteini-A.-Z.			hernsteini-A.-Z.			
			andrusovi-A.-Z.	andrusovi-A.-Z.			andrusovi-A.-Z.			
		Sagenites giebeli	III II bidentatus-Zone	III II bidentatus-Zone			III II bidentatus-Zone			
		Argosirenites argonautae	I	I	I	I	I	I bidentatus-Zone		
	Alaun	C. bicrenatus	II multidentatus-Subzone	II posterus-spatulatus-Subzone A.-Z.	II posterus-spatulatus-Subzone A.-Z.	II posterus-spatulatus-Subzone A.-Z.	II multidentatus-spatulatus-Subzone A.-Z.	II multidentatus-spatulatus-Subzone A.-Z.		
	Unternor	Malayites paulckeii	I navicula-Subzone	I navicula-Subzone	I navicula-Subzone	I navicula-Subzone	I navicula-Subzone	I navicula-Subzone		
		Mojsisovicsites kerri								
Karn	Tuval	K. macrolobatus	nodosus-A.-Z.	nodosus-A.-Z.	nodosus-A.-Z.	nodosus-A.-Z.	nodosus-A.-Z.	nodosus-A.-Z.		
			Tropites subbullatus	carpathica-A.-Z.	carpathica-A.-Z.	carpathica-A.-Z.	carpathica-A.-Z.	carpathica-A.-Z.		
			Tropites dilleri	noah-A.-Z.	noah-A.-Z.	II noah-I tadpole-Subzone A.-Z.	noah-A.-Z.	noah-Assemblage-Zone	noah-A.-Z.	
	Jul	"Sirenites-Zone" T. (A.) austriacum	tethydis-A.-Z.	tethydis-A.-Z.	tethydis-A.-Z.	tethydis-A.-Z.	tethydis-A.-Z.	newpassensis-A.-Z.		
	Cordevol	T. aonoides s.str. T. aon F. sutherlandi s.str.	diebeli-Zone	mostleri-A.-Z.	diebeli-Zone	diebeli-Zone	diebeli-Zone	diebeli-Zone murcianus-A.-Z.	diebeli-Zone	
Ladin	Longobard	Mac. maclearni	III II mungoensis-A.-Z.	III II mungoensis-A.-Z.	III II mungoensis-A.-Z.	III II mungoensis-A.-Z.	III II mungoensis-A.-Z.	III II mungoensis-A.-Z.	III II mungoensis-A.-Z.	III II mungoensis-A.-Z.
		Meg. meginae	I	I	I	I	I	I	I	
		G. ? poseidon	hungaricus-A.-Z.	hungaricus-A.-Z.	hungaricus-A.-Z.	hungaricus-A.-Z.	hungaricus-A.-Z.	hungaricus-A.-Z.	hungaricus-A.-Z.	
	Fassan	"P." curionii	truempyi-Zone	truempyi-Zone	truempyi-Zone	truempyi-Zone	truempyi-Zone	truempyi-Zone	truempyi-Zone	
	"P." reitzi	transita-A.-Z.	mittelfassanisches Intervall	transita-A.-Z.	transita-A.-Z.	transita-A.-Z.	transita-A.-Z.	transita-A.-Z.		
		Nevadites A. avisianum	pseudolonga-A.-Z.	pseudolonga-A.-Z.	pseudolonga-A.-Z.	pseudolonga-A.-Z.	pseudolonga-A.-Z.	pseudolonga-A.-Z.		
Anis	Illyr	P. trinodosus	constricta-A.-Z.	excelsa-A.-Z.	excelsa-A.-Z.	excelsa-A.-Z.	excelsa-A.-Z.	excelsa-A.-Z.	constricta-A.-Z.	Zone 2 und Zone 1
			P. binodosus	bifurcata-A.-Z.	bifurcata-A.-Z.	bifurcata-A.-Z.	bifurcata-A.-Z.	bifurcata-A.-Z.	bifurcata-A.-Z.	bifurcata-A.-Z.
	Pelson	B. balatonicus	kockeli-Zone	kockeli-Zone	kockeli-Zone	kockeli-Zone	kockeli-Zone	kockeli-Zone	kockeli-Zone	
		B. shoshonensis				bulgarica-A.-Z.		shoshonensis/kockeli-A.-Z.	kockeli-Zone	
	Bithynian	A. ismidicus	germanica-A.-Z.				bulgarica/germanica A.-Z.	germanica-A.-Z.	bulgarica/germanica A.-Z.	germanica-A.-Z.
		Nicomedites osmani								
Aegean		P. anodosum	regalis-A.-Z.				regalis-A.-Z.		regalis-A.-Z.	
		K. subrobustus	timorensis-A.-Z.				timorensis-A.-Z.		timorensis-A.-Z.	

Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	Bd. 10	5	S. 173-215	Innsbruck, Okt. 1980
--------------------------------	--------	---	------------	----------------------

IV. Bodensee-Tagung für Ingenieurgeologie Bregenz  
30./31. Oktober 1980

Exkursionsführer und Kurzfassungen der Vorträge

Inhalt

Vorwort ..... 174

K. Czurda: Abriß der Geologie Vorarlbergs ..... 175

H. Lange, H. Pfeifer und H. Rest: Das Gebirgsverhalten  
um die Maschinenkaverne des Kavernenkraftwerkes Wehr ..... 187

J.P. Jenni: Zur Vorhersage von Vortriebsleistungen von  
Tunnelfräsmaschinen ..... 188

W. Ryf: Geologische Probleme bei Kraftwerk-Vorstudien  
in Guatemala ..... 192

H.Hönig: Refraktionsseismik und Klüftigkeitskoeffizient ... 197

H. Loacker: Geologische Vorarbeiten für den Bau des 21 km  
langen Walgaustollens der Vorarlberger Illwerke AG ..... 200

E. Tentschert: Kraftwerksgruppe Sellrain-Silz:  
Kluftwasserhaushalt der Druckschächte ..... 204

E.H. Weiss, H.W. Müller, G. Riedmüller und B. Schwaighofer:  
Zum Problem quellfähiger Gesteine im Tunnelbau ..... 207

H. Litscher: Geologische und geotechnische Erkundungen im  
Untergrund hochalpiner Sperrstellen ..... 211

Liste der Subventionsgeber und Spender ..... 215

## V O R W O R T

Die Ingenieurgeologen der Bodenseestaaten sind 1975 in Konstanz zum ersten Male zusammengetreten und behandelten dort ingenieur-geologische Probleme beim Untertagebau im Sulfatgestein. Im Jahre 1976 war das Tagungsthema in Basel auf die geologischen, felsmechanischen und geotechnischen Prognosen im Untertagebau ausgerichtet. Die letzte Tagung fand 1978 in Singen statt, wo die Anwendung geophysikalischer Methoden in der Baugrunderkundung erörtert wurden.

Die vierte internationale Bodenseetagung findet nun zum ersten Male auf österreichischem Boden in Bregenz statt und behandelt die Ingenieurgeologie im Kraftwerksbau.

Der Bodensee als markantes glaziales Relikt stellt die Drehscheibe und die Verbindung des gemeinsamen Voralpengebietes dar - Bregenz als Landeshauptstadt am Ostende ist der westliche Pfeiler Österreichs.

Die Tagungsteilnehmer aller drei Länder befassen sich mit ingenieur-geologischen und geotechnischen Problemen und es erscheint daher sinnvoll, die Tagung in diesem Jahr im Lande Vorarlberg durchzuführen, wo der 14 km lange Arlbergtunnel bereits fertiggestellt ist, der verkehrstechnisch wichtige Pfändertunnel noch im Dezember dieses Jahres dem Verkehr übergeben wird und die Rheintalautobahn mit schwierigen Gründungsproblemen zu kämpfen hat. Der Kraftwerksbau von Langenegg ist beendet, der Ausbau der Kraftwerksgruppe Walgau ist vor geraumer Zeit angelaufen. Die geotechnischen Arbeiten unserer Kollegen im Lande Tirol und Vorarlberg sind sehr vielgestaltig und beinhalten auch zahlreiche Bauvorhaben mit beträchtlichen Gründungsschwierigkeiten, von denen nur das große Festspielhaus in Bregenz erwähnt werden soll.

Zur besseren Orientierung und damit in den betreffenden Diskussionen gezielte Fragen gestellt werden können, werden die Vorträge in Kurzfassungen in diesem Sonderheft vorgelegt. Für die Exkursionsteilnehmer ist ein eigener Führer angeschlossen.

Die Landesgruppe Tirol-Vorarlberg und die Arbeitsgruppe Ingenieurgeologie der Österreichischen Geologischen Gesellschaft schätzen sich glücklich, die Kollegen aus der Bundesrepublik Deutschland und der Schweiz willkommen zu heißen! Wir wünschen ihnen und unseren österreichischen Kollegen einen schönen Aufenthalt, einen intensiven Gedankenaustausch und eine Bereicherung ihrer praktischen Kenntnisse durch die Exkursion zu den Kraftwerksanlagen der Vorarlberger Illwerke AG

Glück auf!

Univ.-Prof. Dr. Ernst Weiss  
Vorsitzender der Arbeitsgruppe  
Ingenieur-geologie der ÖGG

# Abriß der Geologie Vorarlbergs

von K. Czurda<sup>+</sup>)

## Inhaltsverzeichnis

1. Exkursionsroute
  - 1.1. Das Rheintal
  - 1.2. Der Walgau
2. Großgeologische Einheiten
  - 2.1. Molassezone
  - 2.2. Helvetikum
  - 2.3. Vorarlberger Flysch
  - 2.4. Nördliche Kalkalpen
  - 2.5. Silvretta-Alt kristallin

Die Exkursion zu diversen Kraftwerksanlagen der Vorarlberger Illwerke AG im Montafon, die aus Anlaß der vierten Bodensee-tagung für Ingenieurgeologie von Bregenz aus durchgeführt wird, quert fast alle geologischen Großeinheiten der Voralpen und des westlichen Endes des Ostalpenkörpers. Sie führt aus der Molasse heraus durch das Helvetikum, den Flysch und die Nördlichen Kalkalpen, und endet im Silvretta-Kristallin des inneren Montafons, wo sich die zu besuchenden Kraftwerksanlagen befinden. Eine kurze überblicksmäßige Charakterisierung und die Erläuterung lokaler Besonderheiten sind Ziel dieses Aufsatzes. Er soll für das Publikum der Tagung: Geologen und Bauingenieure, in gleicher Weise verständlich sein.

## 1. Exkursionsroute

Bregenz-Dornbirn-Feldkirch = Rheintal

Feldkirch-Bludenz = Walgau

Bludenz-Partenen = Montafon

Die Talschaften, denen der Exkursionsweg von Bregenz aus folgt, queren die geologischen Bau- und Faziesseinheiten in der erdgeschichtlich umgekehrten Reihenfolge. Das zuletzt und am weitesten südlich erreichte Silvretta-Alt kristallin ist älter als alle anderen Stockwerke, die vorher gequert werden, und die weiter im Norden liegen. Die unmittelbar anschließenden Kalkalpen sind jünger, d.h. sie sind Bildungen der alpidischen Geosynklinalzeit, die im Permoskyth, also an der Wende Paläozoikum/Mesozoikum beginnt, und die ihren tektonischen Bau im Tertiär mit den letzten Orogenphasen beenden. Es schließt sich der noch jüngere Flysch an, dessen Schichtglieder Unterkreide bis Alttertiäralter haben. Das das Rheintal beherrschende Helvetikum beginnt mit seiner Sedimentationsgeschichte schon

---

<sup>+</sup>) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. DDR. Kurt Czurda, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

früher, d.h. im oberen Jura, und durchläuft seinen Ablagerungsabschnitt und die tektonische Formung zeitgleich mit dem Flysch bis ins Alttertiär. Zeitlich am jüngsten im Alpen- bzw. Voralpenbau ist die Molasse, gebildet in einem dem Kalkalpin, Helvetikum und Flysch parallelen Meerestrog, dem Alpenkörper am weitesten nördlich vorgelagert und nur teilweise noch von der Gebirgsbildung erfaßt.

Die Behandlung der einzelnen Einheiten folgt aber der Exkursionsroute und beginnt daher in Bregenz mit der Molasse und endet im Montafon mit dem Altkristallin.

### 1.1. Das Rheintal

Das Rheintal selbst geht in seiner ursprünglichen Anlage als alpine Quersenke auf die Zeit der alpinen Gebirgsbildung zurück. Großverwerfungen, gebündelte Verwerfungsscharen und Verbiegungen durchbrachen das dominierende SW-NE-Streichen des Alpenwalles. Achsendepressionen des helvetischen Gebirges, unterstützt von Bruchdeformationen, legten das Alpenrheintal an. Die quartären Vereisungen und Interglazialzeiten bewirkten ungeheure Wasser- und Schuttmassentransporte durch das Alpenrheintal in das Vorland von Oberschwaben und Hegau bzw. in die vor allem glazial eingetiefte Bodenseefurche. Vor allem die letzte Vereisung - Würm - räumte mit ihren vorstoßenden Eismassen das Rheintal aus, das dann durch den Rhein erneut aufgeschottert bzw. durch den postquartär erweiterten Bodensee = Rheintalsee mit Seesedimenten aufgefüllt wurde. Sicher reichte dieser See bis zur Felsschwelle des Semelenberg - Kummberg. Südlich davon breiteten sich kleinere lokale Seen aus, die Verbindung zu Walensee und Zürichsee als einzige große Seenbildung ist jedoch nicht nachzuweisen.

Eiszeitliche Bildungen wie z.B. Grund- oder Seitenmoränenablagerungen oder interglaziale Terrassensedimente sind im Rheintal nicht mehr zu finden. Nur im Raume Bregenz sind im Niveau Ölrain - Oberstadt - Weissenreute spätwürmzeitliche, randglaziale Terrassen erhalten geblieben.

### 1.2. Der Walgau

Auch die Talfurche der Ill, der Walgau, hat sich wesentlich während der letzten 15 Millionen Jahre, im Jungtertiär und Frühquartär, gestaltet. Ablagerungen aus dieser Zeit - ausgenommen das Bürser Konglomerat - sind nicht erhalten geblieben. Man kann annehmen, daß während der letzten Vereisung ein etwa 1500 m mächtiger Eispanzer das Walgaubecken unter sich begraben hatte. Mächtige Moränenmassen wurden während dieser Zeit abgelagert und teilweise von den Schmelzwässern wieder umgelagert. Als sogenannte Verbauungsschotter liegen sie heute in Talrandlagen. Auch im Walgau hatte sich postglazial ein See ausgebreitet und seine Sedimente dort hinterlassen. Rezente bis subrezente Illaufschotterungen füllen zusätzlich das Tal. Der Durchstich der Ill durch die Felsenau bei Feldkirch ist jung. Frühere Illentwässerungen führten über die Letze nach Tisis bzw. über Göfis nach Rankweil.



## 2. Großgeologische Einheiten

### 2.1. Molassezone

Entlang der Fahrtroute zwischen Bregenz und Dornbirn.

Der Pfänderstock, der die Bregenzer Bucht einrahmt, und die Berge des vorderen Bregenzer Waldes gehören der ungefalteten Vorlandmolasse an. Sie begleitet den Exkursionsweg rheintalaufrwärts im Osten (linker Hand) und wird etwa in der Höhe von Bildstein, oberhalb Wolfurt, von der gefalteten subalpinen Molasse abgelöst. Sie reicht bis Dornbirn.

Die E-W orientierten Bergrücken der Molasse sind von Gesteinseinheiten aufgebaut, deren paläogeographische Geschichte vor etwa 30 Millionen Jahren, im Oligozän, begann. Zu dieser Zeit bestanden im südlichen Vorarlberg bereits Gebirge des eigentlichen Alpenkörpers. Die Alpen im Süden, aber auch Altkristallgebirge im Norden, wie z.B. Schwarzwald, Bayrischer Wald oder die Böhmisches Masse, haben in die dazwischen liegende Meeressenke abgetragene und verwitterte Lockermassen als Flußfracht eingeschüttet. Demgemäß bestehen die Gesteine der Molasseabfolge aus klastischen Sedimenten: Konglomerate, Sandsteine, Mergel und Schieferstone.

Den Pfänder und Gebhardsberg bauen Gesteine auf, die dem Miozän (Burdigal, Helvet und Torton) angehören. In diesen Zeitabschnitt, und zwar am Übergang vom Helvet ins Torton, fällt ein milieumäßiger Umschwung innerhalb des Meerestages: Durch Abschnürung von den Weltmeeren kommt es zur Aussüßung und die Zeit der sogenannten "oberen Meeresmolasse" mit den Schichtgliedern des südlichen Pfänderstockes (Gebhardsberg - Fluh): Basisnagelfluh, Glaukonitsandstein, Kanzelfelsnagelfluh und Gebhardsberg-Nagelfluh, endet. Ihr mariner Charakter ist fossilbelegt. Die Hauptmasse des Pfänders im engeren Sinne wird von den älteren Anteilen der "oberen Süßwassermolasse" eingenommen. Sie gehört dem Torton an und wird bis zu 700 m mächtig. Sandsteine und Konglomerate (Nagelfluh) überwiegen.

Die älteren Anteile der Molasse, die im oberen Oligozän bis unteren Miozän (Lattorf, Rupel, Chatt, Aquitan) abgelagert wurden, finden sich in den Bergen zwischen Wolfurt und Dornbirn. Dieser Molasseanteil ist gefaltet, d.h. er wurde von den jüngeren alpidischen Gebirgsbildungsphasen stärker betroffen als die Molasse weiter südlich (Pfänder). Auch diese älteren Molassegesteine bilden einen paläogeographischen Umschwung von marin zu limnisch ab: Der Übergang "untere Meeresmolasse" zu "unterer Süßwassermolasse" vollzieht sich an der Zeitgrenze Rupel/Chatt. Die Bausteinschichten des oberen Rupel sind marin, die Weissachschichten des Chatt limnisch. Sie wurden, infolge ihrer Steilstellung, in großer Mächtigkeit anlässlich einer Erdölaufschlußbohrung nördlich Dornbirn (Endteufe 2920,6 m) im Rheintaluntergrund erbohrt.

### 2.2. Helvetikum

Entlang der Fahrtroute zwischen Dornbirn und Frastanz.

Beiderseits des Rheintales sind nun gut die Faltenstrukturen des Helvetikums zu sehen, wobei die Berge rechter Hand (Rhein-

Westufer): Säntis, Wildhauser Mulde und Churfürsten auf Schweizer Staatsgebiet liegen. Die Sedimentation der Kalke, Mergel und Sandsteine der reich gegliederten stratigraphischen Abfolge des Helvetikums erfolgte in einem Meerestrog, der seine Entwicklung zwischen dem Oxford (oberes Malm) und dem Mitteleozän (unteres Tertiär) durchmachte. Die paläogeographische Entwicklung nahm somit einen Zeitraum von etwa 100 Millionen Jahren ein, d.h. sie begann etwa vor 150 Millionen Jahren und endete vor etwa 50 Millionen Jahren.

Im wesentlichen handelt es sich bei den Gebirgen, die als östliche Fortsetzung des Säntis und der Churfürsten den Rheintalrand und die Berge des mittleren Bregenzer Waldes bilden, um Sattel- und Muldenstrukturen, die sich über das Rheintal weg parallelisieren lassen. Als wohl markanteste Struktur zieht die Wildhauser Mulde (zwischen Säntis und Churfürsten) mit nordöstlichem Achsenstreichen nach Vorarlberg herüber und setzt sich zwischen den Sätteln des Kuppenberges und dem breiten Antiklinorium des Hohen Freschen als Mulde von Fraxern - Bizau - Riezlern fort. Die Sattelstruktur des Hohen Freschen weist mit dem Malm-Aufbruch im Kanisfluh-Mittagsfluhgewölbe die ältesten helvetischen Schichtglieder in den Ostalpen auf. Die über das Rheintal hinweg streichenden Faltenachsen tauchen in Vorarlberg in südwestlicher Richtung unter die Talalluvionen ab und steigen auf der Schweizer Seite in gleicher Richtung wieder an. Diese Flexur wird noch durch Staffelbrüche betont, von denen das Churer Lineament am augenfälligsten ist. Die erwähnten Faltenstrukturen sind nun nicht autochthon eingewurzelt, sondern sind deckenförmig in ihre heutige Position verschoben worden. Das Vorarlberger Helvetikum ist die Fortsetzung der obersten helvetischen Decke der Schweiz, der Säntisdecke. Darüber liegt tektonisch noch das Ultrahelvetikum, die sog. Liebensteiner Decke. Sie war ursprünglich noch südlicher beheimatet als die Säntisdecke. Beim Ultrahelvetikum handelt es sich eher um eine Schuppenzone denn um eine geschlossene Decke; eingeschaltet zwischen Säntisdecke im Norden und Flysch im Süden (von Sattains in nordöstlicher Richtung das Laternser Tal querend, bis etwa südlich der Damülser Mittagsspitze) bzw. im Norden nahe der Grenze zur Molasse (zwischen Egg und Sibratsgfall).

Die Gesteine des Helvetikums, abgelagert zwischen oberem Jura und Alttertiär (siehe oben), gehören, trotz der relativ geringen Breite des Meerestrog, verschiedenen Fazieszonen an. Sie sind vor allem Ausdruck unterschiedlicher Meerestiefen. Ein nördlicher, mittlerer und südlicher Faziesbereich können unterschieden werden; noch weiter südlich schließt der Bildungsraum der ultrahelvetischen Gesteine an. Im Norden ist der Schichtstapel unvollständig, d.h. von Schichtlücken unterbrochen, die einzelnen Serien geringer mächtig und Riffbildungen sind gegenüber Tiefwasserbildungen vorherrschend. Mergelige Gesteine treten im Mittelhelvetikum mehr und mehr in den Vordergrund und herrschen im Süden schließlich vor:

Nicht nur die Steinbrüche, vor allem aber auch die Inselberge im Rheintal, geben guten Einblick in den Bau des Helvetikums. Den markantesten dieser Inselberge, den Kuppenberg bei Götzis, durchquert der Exkursionsweg (Autobahn A 14, Udelberg Durchstich).

Hier sind Drusbergmergel, Schrattenkalk und Gault-Grünsandstein des Götzner Gewölbes gut aufgeschlossen. Die Abzweigung der Straße von Feldkirch in den Walgau (Tal der Ill zwischen Feldkirch und Bludenz) hinein durchquert im Schattenburgtunnel und in der Felsenau (südl. Illschlucht) noch einmal helvetische Gesteine: Drusbergmergel, Schrattenkalk und Gamserschichten. Ab Frastanz begleiten den Exkursionsweg beiderseits der Ill Flyschberge.

### 2.3. Vorarlberger Flysch

Entlang der Fahrtroute zwischen Frastanz und Nüziders (westlich Bludenz).

Der rhenodanubische Flysch begleitet als schmaler Streifen den Nordrand der Ostalpen. Seine Hauptverbreitung in Vorarlberg liegt zwischen den Nördlichen Kalkalpen und dem Helvetikum, ein Streifen, den der Exkursionsweg in seiner ganzen Breite quert. Das Große Walsertal schneidet in ihn ein. Aber auch zwischen Helvetikum und Molasse bzw. als Deckschollen am Hoch-Älpele und der Hohen Kugel sind Flyschgesteine vorhanden. Auch der Flysch ist tektonisch von seiner Unterlage fortbewegt worden und liegt in einzelnen größeren Einheiten - Decken - weiter im Norden auf dem Helvetikum auf.

Unter rhenodanubischem Flysch versteht man eine Sedimentfolge, die als Abtragsprodukt des werdenden Alpenkörpers, also während der Orogenese, in einen langen, schmalen, aber tiefen Meerestrog nördlich der Ostalpenkette geschüttet worden ist. Gradierte Schichtung als Ausfällung aus Trübströmen, Strömungsmarken und Gleitspuren an der Unterseite der Gesteinsbänke, Armut an Fossilien mit Ausnahme von Foraminiferen (Globotruncanen, diverse Sandschaler) in den Mergeln sowie Kriech- und Weidespuren (z. B. Helminthoiden und Chondriten) sind für die Sandstein-Mergelfolgen des Flysch typisch. Das Material wurde aus den Alpen in den nördlich vorgelagerten schmalen Trog geschüttet und vor allem trogparallel bis in seinen Ablagerungsraum verfrachtet. Die Flyschsedimentation dauerte von der höheren Unterkreide bis ins Alttertiär.

Sanfte, bewaldete Bergformen bilden die Talkulisse beiderseitig des Walgaus - typische Flyschberge, die im Süden von den Gipfeln des Rätikon, der den Kalkalpen angehört, überragt werden. Gehört der Flysch im Norden (um Sibratsgfäll) der sogenannten Feuerstätter Decke an, so ist der den Walgau querende Streifen der südlichen Flyschzone, der Hauptflyschdecke zuzuschreiben.

Der Aufbau des Gebirges im Walgau besteht aus einer typischen Wechsellagerung von härteren Sandsteinen und Kalken mit weicheren Mergeln bzw. Schiefertonen. Die einzelnen Gesteinszüge schneiden die Talachse ungefähr unter einem Winkel von  $45^{\circ}$ . Die Reiselberger Sandsteine sind wohl das härteste Schichtglied. Sie queren das Tal östlich Satteins und bilden wahrscheinlich auch im Untergrund eine Felsschwelle. Neben diesen Sandsteinen bauen die Piesenkopfschichten die Talkulisse auf, vor allem Kalke, die über die Saminaschlucht von Liechtenstein in den Walgau herüberziehen. Die Mergel der Planknerbrücken-Serie bilden auf der Walgausüdseite die Hänge der Rätikonbasis

und im Norden die Bergrücken hinter Gais, Bludesch, Thüringen sowie den Hochgerach und das vordere Große Walsertal. Das Vorhandensein von Kohlenwasserstoffen in diesen Gesteinen beweist eine Erdgasexplosion, die sich beim Vortrieb des Lutzkraftwerkstollens der VKW in der Planknerbrücken-Serie ereignete.

#### 2.4. Nördliche Kalkalpen

Entlang der Exkursionsroute zwischen Bludenz und Schruns.

Vor allem sind es die Gesteine der oberostalpinen Trias und des Jura, die schon ab der Einmündung der Lutz in die Ill die beiderseitige Talbegrenzung - zunächst noch Walgau, dann äußeres Montafon - bilden. Bei Nüziders am sogenannten Hangenden Stein (im Norden = linker Hand in Fahrtrichtung Bludenz) ragt der westlichste Ausläufer der Klostersaler Alpen mit einem Hauptdolomit-Sporn weit ins Tal vor. Im Flußdreieck Alfenz/Ill bei Lorüns zieht von den Zalum Mädern im Süden, nach Osten umbiegend, eine Jungschichten-Mulde herab, die von Kössener Schichten, Oberrhätalkalk, rotem Liaskalk und Kreideschiefern aufgebaut wird. Sie wird in einem Steinbruch für die Zementindustrie abgebaut. Die Lokalität liegt unmittelbar am Eingang zum Montafon, das zunächst beidseitig vom Hauptfelsbildner der westlichen Nördlichen Kalkalpen, dem Hauptdolomit, beherrscht wird. Linker Hand in Fahrtrichtung Schruns (= im Norden) der Davenna-Stock und im Süden die Vandanser Steinwand. Es schließt sich ein E-W streichender Zug von älteren Triasgesteinen in ihrer normal stratigraphischen Abfolge an: Raibler Schichten, Arlbergkalk, Partnachmergel und Muschelkalk. Ein Buntsandsteinstreifen bei Vandans - Permoskyth - trennt schließlich das Kalkalpen vom Silvretta-Altkrystallin.

Die erwähnten Tias- und Juragesteine, die dem Rätikon bzw. den Klostersaler Alpen angehören, widerspiegeln die paläogeographischen Entwicklungstendenzen des Tethysmeeres: Allmähliche Eintiefung eines Meeresbeckens (Buntsandstein), voll marine Bildungen mit Riffen im Muschelkalk, marine Faziesdifferenzierungen in Becken- und Schwellenbereiche (Partnachmergel, Arlbergkalk), terrigen beeinflusste Phase im Karn (Raibler Schichten), extreme Flachmeersedimentation im Hauptdolomit, erneute Eintiefung und terrigene Einschüttung in den Kössener Schichten und mit den Schichtgliedern der Jura- und Kreidezeit durch die Faziesheteropie Zeugnis der beginnenden alpinen Orogenese durch Oszillationen des Meeresbodens.

Selbstverständlich sind auch die Kalkalpen als Decken nach Norden vorbewegt worden. Klostersaler Alpen und Rätikon sind der Lechtaldecke zuzuschreiben.

#### 2.5. Silvretta-Altkrystallin

An der Exkursionsroute von Vandans bis Partenen.

Das Silvrettakristallin ist eine polymetamorphe Schubmasse, die als Teil des Oberostalpins (tektonische Großeinheit, der unter anderem auch die Kalkalpen angehören) ebenfalls nach Norden verfrachtet wurde. Eine vielmalige Wechsellagerung von Schiefergneisen, Glimmerschiefern, Amphibolgneisen und Amphiboliten in Verbindung mit Orthogneiskörpern zeichnen diese

Kristallinmasse aus, die im übrigen in Gesteinsbestand, Metamorphosegrad und tektonischer Stellung der östlich benachbarten Ötztaler Masse gleich ist. Das metamorphe Gepräge haben die Gesteine der Silvrettamasse in sehr tiefen Zonen der Erdkruste erhalten. Die letzte gefügeprägende Metamorphose muß, wegen der stellenweisen Auflagerung von oberkarbonisch-permischen und mesozoischen Sedimenten, im Oberkarbon abgeschlossen worden sein. Diese Gesteinsumwandlung hat sich also in Zusammenhang mit der variszischen Gebirgsbildung vollzogen. In manchen Zonen beweisen radiometrische Altersbestimmungen, daß auch die alpidische Gebirgsbildung nicht spurlos am altkristallinen Fundament vorübergegangen ist. Die jüngsten Gesteine des Silvrettakristallins sind die Diabasgänge. Sie durchschlagen das Nebengestein meist diskordant und reichen nicht in die mesozoische Sedimentüberlagerung hinein. Sie sind von der variszischen Metamorphose nicht mehr erfaßt worden. Die Gesteine, die beiderseits der Straße von Schruns in Richtung Partenen anstehen, sind bis St. Gallenkirch als Hornblendeschiefer bzw. als schiefrige Biotitplagioklasgneise anzusprechen. Es sind Paragesteine, die durch hohen Biotitgehalt sehr dunkel erscheinen. Ab St. Gallenkirch bis Partenen sind es dann im wesentlichen Biotitglimmerschiefer, gelegentlich mit Biotit-PorphYROblasten und dickeren quarzitischen Bänken. Die Schieferung fällt mit den ursprünglichen Sedimentationsflächen zusammen. Amphibolite stehen in Fahrtrichtung Partenen rechter Hand (orographisch links) bei St. Gallenkirch, Gaschurn und Partenen an.

Eine Straßenabzweigung von St. Gallenkirch nach Süden führt in das Gargellental hin, wo südlich des Weilers Sarotla im Fenster von Gargellen die penninische Unterlage der oberostalpinen Silvrettamasse sichtbar wird. Der Fensterinhalt zeigt Arosadecke, Sulzfluhdecke und Falknisdecke. Diese Serien fallen gegen Osten hin ein. An der Ostseite gegenüber Gargellen erkennt man die mit etwa 12° E einfallende und NW-SE streichende Überschiebungsbasis der Silvrettadecke.

#### Literaturauswahl

- BERTLE, H. (1972): Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22, Wien.
- CZURDA, K.; HANTKE, R.; OBERHAUSER, R. & W. RESCH (1979): Molasse, Helvetikum, Flysch und Nördliche Kalkalpen im Bregenzer Wald. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 61, Stuttgart.
- GWINNER, M.P. (1979): Zur Geologie von Vorarlberg (Daten zu den Exkursionen des oberrhein. geol. Ver., April 1979). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 61, Stuttgart.
- OBERHAUSER, R. (1965): Zur Geologie der West-Ostalpen - Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau etc. - Verh. Geol. A.-B., Sonderh. 6, Wien.
- PIRKL, H.R. (1980): Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner); aus Geol. B.-A.: Der geologische Aufbau Österreichs. Wien.
- RESCH, W.; HANTKE, R. & H. LOACKER (1979): Molasse und Quartär im Vorderen Bregenzerwald etc. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 61, Stuttgart.

RICHTER, M. (1969): Vorarlberger Alpen. - Sammlung geolog. Führer 49, Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart.  
 SCHREINER, A. (1974): Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz. - Herausgeber: Geolog. Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i. Br.

Miozän	Torton	Obere Süßwasser-Molasse (Pfänder), Mergel und Sandsteine, Konglomerate	OSM <sup>+</sup> )
	Helvet	Mergel und Sandsteine, Konglomerate (+ Wirtatobel Kohleflöz)	OMM <sup>+</sup> )
	Burdigal	Gebhardsberg Nagelfluh Kanzelfels Nagelfluh Galaukonitsandstein Basisnagelfluh	
	Aquitän	Granitische Molasse	
Oligozän	Chatt	Steigbach-Schichten Weissach-Schichten	USM <sup>+</sup> )
	Rupel	Baustein-Schichten Tönmergel-Schichten	UMM <sup>+</sup> )
	Lattorf	Deutenhausener Schichten	

+)  
 OSM = obere Süßwassermolasse      USM = untere Süßwassermolasse  
 OMM = obere Meeresmolasse        UMM = untere Meeresmolasse

Tabelle 1: Stratigraphie der Vorarlberger Molasse  
 (nach M. RICHTER, 1969)

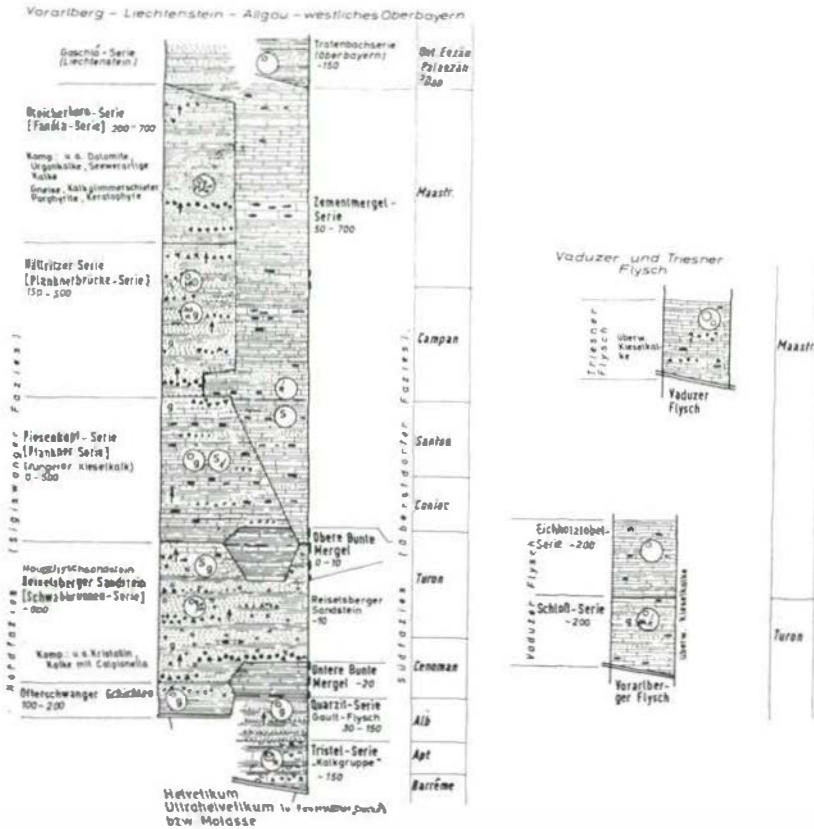


Abb. 1: Sammelprofil der Schichtfolge im Helvetikum von Vorarlberg (nach M.P. GWINNER, 1978)

## Zur Geologie von Vorarlberg

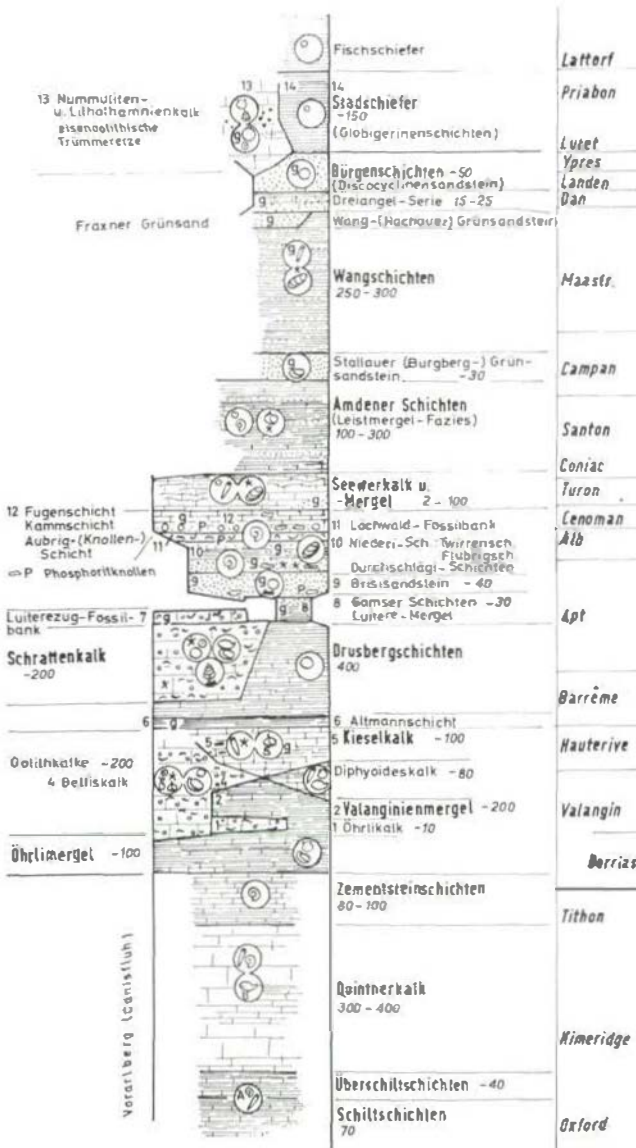


Abb. 2: Sammelprofil der Schichtenfolge des rheno-danubischen Flysch (nach H.P. GWINNER, 1978)



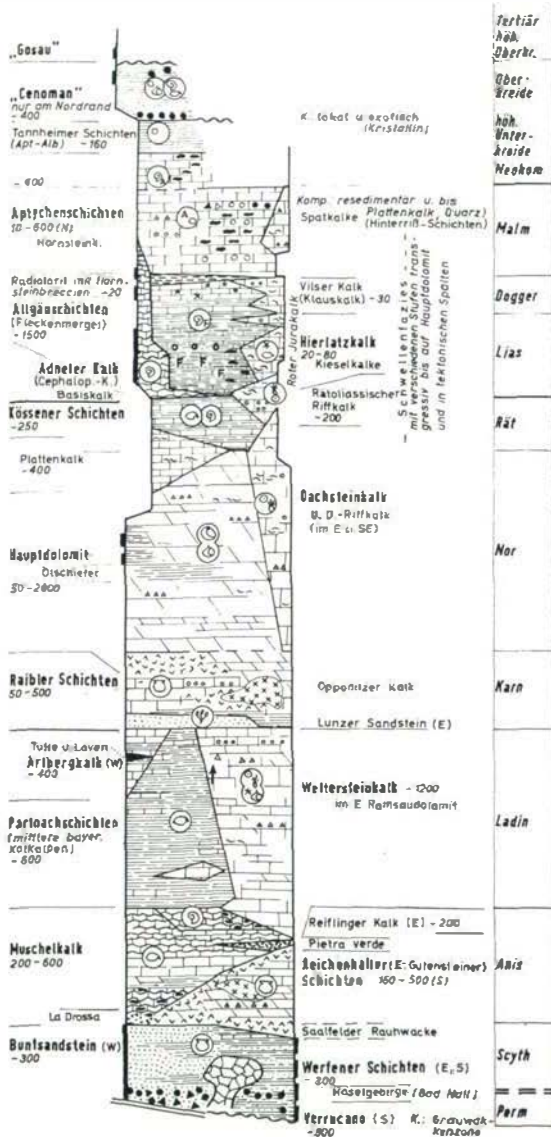


Abb. 3: Sammelprofil der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen in Vorarlberg und Ostösterreich (nach M. P. GWINNER, 1978)



Das Gebirgsverhalten um die Maschinenkaverne  
des Kavernenkraftwerkes Wehr

von H. Lange, H. Pfeifer und H. Rest<sup>+)</sup>

Das 1000 MW-Pumpspeicherwerk Hornbergstufe mit den Kavernenkraftwerk Wehr wurde 1970 bis 1976 gebaut. Die Eigenschaften des Gebirges und die felsmechanischen Kennwerte wurden von einem Sondierstollen aus ermittelt, der bereits 10 Jahre zuvor in den Kavernenbereich vorgetrieben wurde. Entwurf und Bemessung der Sicherungen und des Ausbaus der Maschinenkaverne wurden nach der Methode der Finiten Elemente berechnet. Das Verhalten des Gebirges wird seit Ausbruch und Ausbau der Kaverne durch Extensometer und Meßanker überwacht. Die Form- und Laständerungen, die mit Ausbruchende praktisch beendet waren, blieben unter den vorausberechneten Beträgen zurück.

Die von Natur geringe Wasserwegigkeit des Gebirges wurde durch die Felshohlbaue nicht meßbar verändert. Während des Ausbruchs versiegte Quellen erreichten ihre frühere Schüttung wieder, nachdem der stahlgepanzerte Druckschacht fertiggestellt war.

Über das Kavernenkraftwerk Wehr haben WITTKÉ, PFISTERER und RISSLER bereits mehrmals veröffentlicht.

---

<sup>+)</sup>  Anschrift der Verfasser: Oberingenieur H. Lange, Ing. H. Pfeifer, Dr. H. Rest, Schluchseewerk Aktiengesellschaft, Postfach 1460, Rempartstr. 12-16, D-7800 Freiburg i. Br.

von J.P. Jenni<sup>+</sup>)

## 1. Einleitung

Der immer häufigere Einsatz von Fräsmaschinen im Tunnelbau bringt es mit sich, daß sich auch der beratende Geologe mit der Problematik des mechanischen Tunnelvortriebs auseinandersetzen muß. Drei Fragen stehen dabei im Vordergrund:

- 1) Die Bohrbarkeit eines gegebenen Gesteins
- 2) Die theoretisch mögliche Vortriebsgeschwindigkeit in diesem Gestein
- 3) Die geotechnischen Verhältnisse vor Ort (Felsstabilität, Wasseranfall, Tragfestigkeit des Bodens).

Alle drei Punkte sind natürlich auch beim konventionellen Vortrieb von großer Bedeutung, doch liegt die Gewichtung anders. Infolge der hohen Investitions- und Betriebskosten einer Fräsmaschine, ist der Unternehmer gezwungen, hohe Leistungsraten zu erbringen. Solche können leicht dadurch vereitelt werden, daß der Fels wesentlich schlechter bohrbar ist als erwartet (zu langsamer Vortrieb), oder zu abrasiv ist (kostenungünstiger Meißelverschleiß). Andererseits mag z.B. ein im Vergleich zum Sprengvortrieb teurerer mechanischer Vortrieb von Vorteil sein, weil die Bauzeit infolge der höheren täglichen Vortriebsleistung kürzer wird. All diese Fragen stehen naturgemäß in einem bestimmten Zusammenhang mit dem zu durchbohrenden Material - dem Fels - und dadurch wird auch der Geologe angesprochen.

Was kann dieser nun zur Lösung dieser Fragen beitragen? Da ist sicher einmal die Klassifizierung des zu durchfahrenden Gesteins zu erwähnen, nicht nur in petrographischer Hinsicht, sondern auch bezüglich seiner grundsätzlichen Bohrbarkeit (Basisbohrbarkeit). Zum zweiten wären dann die Daten beizutragen, die erlauben, die mittlere Schneidgeschwindigkeit für gegebene Gebirge zu ermitteln (die theoretisch mögliche maximale Vortriebsgeschwindigkeit) sowie die speziellen Schwierigkeiten zu definieren, die den mechanischen Vortrieb behindern bzw. die theoretische Vortriebsgeschwindigkeit reduzieren werden (Störzone, Stabilitätsprobleme, Wasseranfall). Letzterer Fall ist nicht ein spezifisches Problem des mechanischen Vortriebs, es ist genauso wichtig beim Sprengvortrieb und soll deshalb hier nicht diskutiert werden. Die vorliegende Arbeit beschränkt sich somit auf die Klassifizierung der Gesteine bezüglich ihrer Bohrbarkeit sowie auf die Möglichkeit der Vorhersage der Schneidgeschwindigkeit.

---

<sup>+</sup>) Anschrift des Verfassers: Dr. J.P. Jenni, c/o MOTOR-COLUMBUS Ingenieurunternehmung AG, Parkstraße 27, CH-5401 Baden

## 2. Bohrbarkeitsklassifizierung

Davon ausgehend, daß Analysenmethoden, die zur Klassifizierung der Gesteine bezüglich ihrer Bohrbarkeit führen, schnell, einfach und billig sein sollten, ist ein Testverfahren entwickelt worden, das auf folgenden Parametern beruht:

- der Prellhärte  $H_R$ , bestimmt mit einem Schmidt'schen Prüfhammer (dimensionslos),
- der Druckfestigkeit bei punktförmiger Belastung, dem sog. Point-Load Strength Index  $I_s$  gemäß ISRM-Norm (in  $N/mm^2$ ),
- einem Abrasionstest, dem sog. Los Angeles Abrasion Test ASTM-Norm L-131 (A, in %),
- der Ermittlung des Bestandes an Mineralien, die gleich oder härter als Quarz sind (qtz, in %); der Mineralbestand kann röntgenographisch, chemisch oder anhand von Dünnschliffen ermittelt werden.

Auf empirischem Weg ist folgende Beziehung abgeleitet und als Basis-Bohrbarkeitsindex  $b_q$  definiert worden:

$$b_q = \frac{I_s \cdot \sqrt{H_R}}{A \cdot (1+qtz)}$$

Dieser stellt eine Materialcharakteristik des Gesteins und nicht etwa des Felses dar, da er keine Rücksicht auf die geotechnischen Verhältnisse vor Ort (Stabilität, Wasser, Klüftung) nimmt.

Aufgrund seines Index  $b_q$  läßt sich ein Gestein in eine der folgenden 4 Bohrbarkeitsklassen einteilen:

- (1)  $b_q > 100.0$ ; extrem harte und/oder abrasive Gesteine, sehr ungünstig für den Fräsbetrieb
- (2)  $b_q = 99.9-10.0$ ; ziemlich harte und/oder abrasive Gesteine, nicht ideal für den Fräsbetrieb
- (3)  $b_q = 9.9-0.1$ ; wenig harte und/oder abrasive Gesteine, günstigste Klasse für den Fräsbetrieb
- (4)  $b_q < 0.1$ ; sehr weiche kohäsionslose Gesteine, ungünstig für Hartgesteinsmaschinen

Diese Klassifizierung gilt streng genommen nur für Vollschnitt-Fräsmaschinen mit Disken- bzw. Rollenmeißel vom Typ Wirth oder Robbins, sollte sich aber unter Verschiebung der Grenzwerte auch auf andere Maschinentypen bzw. auf einzelne Fabrikate anwenden lassen.

In Figur 1 ist das hier besprochene Klassifizierungsdiagramm dargestellt. Es ist daraus ersichtlich, daß die 3 Sandsteinwerte in den Grenzbereich des Feldes 1 und 2 fallen, die meisten übrigen Werte (Kalke, Dolomite, Kalkbrekzien, Anhydrit etc.) dagegen in das günstige Feld 3. Diese Klassifizierung wurde später beim effektiven Tunnelausbruch weitgehend bestätigt, doch hat sich dann öfters sehr schön bestätigt, daß man nicht direkt vom Gestein (Handstücke) auf den Fels schließen

darf, wenn nicht auch noch andere Parameter berücksichtigt werden. So wurde z.B. in einem Sandstein eine Schneidleistung von 2.5 m/h erbracht, trotz dessen hoher Druckfestigkeit (130 N/mm<sup>2</sup>) und einem Quarzgehalt von 30%. Andererseits wurden im Dolomit des Feldes 2 nur 1.55 m/h geschnitten, was für normale Dolomite viel zu niedrig ist. In beiden Fällen läßt sich die anormale Schneidleistung durch die Gesteinstextur erklären.

### 3. Vorhersage der Vortriebsleistung

Die laufenden Untersuchungen haben schnell gezeigt, daß die Vortriebsleistung einer Fräsmaschine nicht nur vom Basisbohrbarkeitsindex abhängt, sondern ebenso stark von der Textur des Felses und dem Anpreßdruck der Maschine. Nur wenn man diese beiden Parameter ebenfalls berücksichtigt, läßt sich eine Beziehung zwischen Felseigenschaften und Vortriebsleistung ermitteln.

Es hat sich gezeigt, daß das Vorhandensein von Trennflächen einen enormen Einfluß auf die Vortriebsleistung hat. Im Prinzip läßt sich sagen, daß die Leistung umso höher ist, je mehr Trennflächen vorhanden sind, sofern die Stabilität des Tunnels nicht gefährdet ist. So wurde im oben erwähnten Beispiel die gute Fräsleistung im Sandstein dadurch erreicht, daß derselbige sehr gut in dm-Abstände geschichtet war; der Dolomit dagegen war ausgesprochen massig und wies über Distanzen von mehreren Metern überhaupt keine Klüfte auf.

Auf empirischem Wege sind zahlreiche mögliche Beziehungen zwischen Bohrbarkeitsindex  $b_q$ , Klüftung und Vortriebsleistung geprüft worden und es hat sich schlußendlich gezeigt, daß die Einführung des Faktors  $k/b_q$  die besten Resultate ergab.  $k$  ist die Klüftfrequenz bzw. die Anzahl Trennflächen pro Laufmeter in Bohrrichtung. Die räumliche Orientierung der Trennflächen ist nicht berücksichtigt.

Trägt man die Vortriebsgeschwindigkeit in cm pro Maschinenstunde und Bruttoanpreßdruck gegen die Bohrbarkeit  $k/b_q$  auf, so liegen die entsprechenden Werte bei Verwendung logarithmischer Skalen angenähert auf einer Geraden (Figur 2). Die bis anhin ermittelten 9 Werte lassen noch keine exakte Formel ableiten, doch stimmen die bisherigen Resultate optimistisch. Es scheint erwiesen zu sein, daß man mit Hilfe 5 einfach zu bestimmender Parameter, 4 längst eingeführter, schneller und billiger Versuche sowie der ebenfalls leicht zu ermittelnden Klüftfrequenz die Vortriebsleistung einer Fräsmaschine für Hartgestein vom Typ Wirth oder Robbins recht genau voraussagen kann. Allerdings berücksichtigt diese Beziehung zusätzliche leistungsmindernde Einflüsse wie Sicherungsarbeiten und Wasseranfall nicht. Diese müssen gesondert ermittelt werden. Die errechnete Vortriebsleistung entspricht deshalb der theoretisch möglichen Maximalleistung der Maschine für ein gegebenes Gebirge.

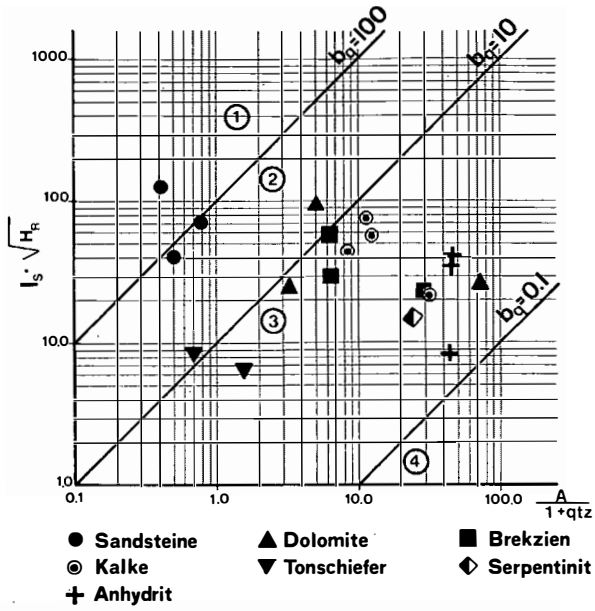


Fig. 1: Klassifizierungsdiagramm

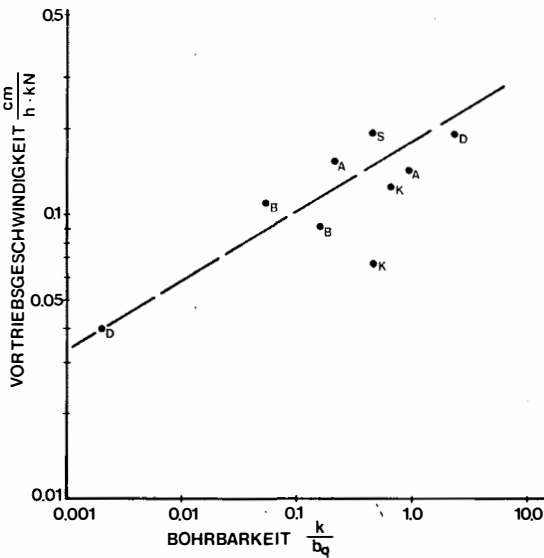


Fig. 2: Zusammenhang zwischen Vortriebsgeschwindigkeit und Bohrbarkeit, d.h. Kluftfrequenz ( $k$ ) und Basisvohrbarkeitsindex ( $b_q$ ). A = Anhydrit, B = Kalkbrekzie, D = Dolomit, K = Kalke, S = Sandstein.

### 1. Einleitung

In den Jahren 1975/76 wurde eine generelle Studie über die Möglichkeiten der Wasserkraftentwicklung (Masterplan) für das gesamte Territorium von Guatemala durchgeführt. Träger der Studie war die Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (GTZ) und die guatemalteckischen Regierung, ausgeführt wurde sie durch die staatliche Elektrizitätsgesellschaft (INDE), unterstützt durch ein Konsortium deutscher Ingenieurunternehmen (LSF). Der Autor hatte Gelegenheit, zusammen mit einem deutschen und einem guatemalteckischen Kollegen die geologischen Grundlagen für diese Studie zu erarbeiten.

### 2. Aufgabenstellung

Die von Wasserkraftingnieuren aufgrund hydrologischer Untersuchungen und rein theoretischer Überlegungen provisorisch aufgezeigten Projektideen sollten durch die Geologen in einer ersten Phase im Feld überprüft und vom geologischen Standpunkt aus evaluiert werden. Unmögliche oder eindeutig unwirtschaftliche Projekte mußten so früh als möglich als solche erkannt und ausgeschlossen oder durch hoffnungsvollere Lösungen ersetzt werden. Durch wiederholte Selektion sollten sich im Verlauf der Studie diejenigen Projekte herauskristallisieren, für die eine nähere Untersuchung angezeigt erschien, und es sollte die ideale, der Bedarfskurve des Landes angepaßte, Reihenfolge dieser zukünftigen Studien ermittelt werden. Die anfänglich rund 500 Projekte mit ca. 700 Sperrstellen und ca. 400 Tunneltrassen lagen im ganzen Land verstreut, in sämtlichen Flußsystemen. Entsprechend breit mußte die geologische Studie angelegt werden, um überhaupt Vergleiche anstellen zu können. Die Kenntnis der größeren geologischen Zusammenhänge war Voraussetzung. Als Grundlage diente die glücklicherweise vorhandene geologische Übersichtskarte sowie die einschlägige, nicht allzu reichlich vorliegende geologische Literatur.

### 3. Geologische Übersicht

Das zwischen Pazifik und Karibischem Meer liegende Land wird orographisch in vier etwa West-Ost laufende Gürtel unterteilt, wobei man von Süd nach Nord unterscheidet:

- die junge pazifische Küstenebene, eine zur Hauptsache aus Detritus der anschließenden Vulkankette aufgebaute Schwemmebene;

---

<sup>+</sup>) Anschrift des Verfassers: Dr. Walter Ryf, c/o Büro Dr. Jäckli, Limmattalstr. 289, CH-8049 Zürich-Höngg



- den Vulkangürtel tertiären bis rezenten Alters, eine steil aus der Küstenebene aufsteigende Bergkette mit höchsten Erhebungen von über 4000 m;
- die zentralamerikanische Kordillere, ein Faltengebirge aus metamorphen und plutonischen Gesteinen mit einer zum Teil mächtigen Sedimentbedeckung;
- das Tiefland von Petén, ein Becken mit nur leicht deformierter, mächtiger kretazischer und tertiärer Sedimentfüllung.

Über dem metamorphen paläozoischen Grundgebirge wird in der zentralamerikanischen Kordillere und im Tiefland von Petén die folgende Sedimentabfolge angetroffen:

- bis 3000 m Schiefer und Kalke (Pennsylvanian bis Perm),
- bis 1000 m Redbeds (Jura bis evtl. Unterkreide),
- bis über 3000 m Kalke, Dolomite und Evaporite,
- bis 1000 m klastische Sedimente und Redbeds (Oberkreide bis Alttertiär),
- bis 1000 m klastische und karbonatische Sedimente (Jungtertiär).

Die Sedimente werden stellenweise intrudiert von ultrabasischen und sauren Plutoniten, die zum Teil große Massive bilden, und andererseits werden sie breitflächig bedeckt von jungen vulkanischen Ablagerungen (Laven und vor allem Tuffe). Diese Tuffe bilden teilweise ausgedehnte, oft durch die Erosion sekundär wieder stark gegliederte und zertalte Hochflächen.

T e k t o n i s c h liegt Guatemala im Kontaktbereich dreier großtektonischer Platten - der Nordamerikanischen Platte im Norden, der Cocosplatte im Südwesten und der Karibischen Platte im Osten. Der Bewegungssinn zwischen den drei Elementen ist der folgende: Die Karibische und die Nordamerikanische Platte driften relativ gegen Westen über die Cocosplatte, mit der gegen NE abtauchenden, vor der Pazifikküste Guatemalas liegenden Benioffzone als Kontaktfläche (Subduktion). Die Nordamerikanische Platte bewegt sich linkssinnig an der Karibischen Platte vorbei, d.h. sie driftet rascher als diese gegen Westen. Die Kontaktfläche erscheint in Form von einigen parallelen, praktisch ganz Guatemala durchschneidenden, Großbrüchen (Blattverschiebungen). Als Folge seiner Lage in dieser tektonischen Zone ist Guatemala ein ausgesprochenes Erdbebengebiet.

#### 4. Angewandte Methoden

##### a) Erste Phase

Da eine sehr große Zahl von Projektideen in dem großen, verkehrsmäßig nur mittel bis schlecht erschlossenen Gebiet im Zeitraum von nur einigen wenigen Monaten beurteilt werden mußte, kam für die Feldarbeit nur der intensive Einsatz eines Helikopters in Frage. Mit anfänglichen Versuchen, die Projektzonen auf dem Landweg zu erreichen, wurde viel wertvolle Zeit verloren. Zudem war die anfallende Information infolge der schlechten Einsicht ins Gelände wegen oft starker tropischer

Vegetation im Vergleich zur eingesetzten Energie und Arbeitszeit oftmals unverhältnismäßig gering. Der Helikopter erlaubte nicht nur, die Arbeitsgebiete rasch und mühelos zu erreichen, er machte es auch möglich:

- größere, nur aus gewisser Distanz erkennbare Strukturen sofort aufzufinden und damit großräumige Zusammenhänge zu erkennen;
- versteckte, vom Boden aus kaum auffindbare Aufschlüsse einzusehen;
- sich durch Standflüge an Steiflanken sonst kaum erreichbaren Aufschlüssen zu nähern;
- eine Fotodokumentation mit Ansichten aus den verschiedensten Blickwinkeln für die weiteren Projektierungsarbeiten zu beschaffen.

Selbstverständlich aber wurde, wo immer möglich, gelandet, was in der Trockenzeit selten Probleme stellte, da die Flußbette entsprechende Möglichkeiten boten. Dann konnte die übliche Feldgeologie betrieben werden. Wenn immer aber in der Luft gearbeitet wurde, mußte die Arbeitstechnik umgestellt werden. Ein wichtiger Punkt ist der völlige Ersatz des Feldbuches durch ein Diktiergerät. Die Beobachtungszeit ist zu kostbar, um sie mit Aufschreiben zu vergeuden. Zudem ist der Helikopter im Normalfall ständig in Bewegung und man würde den Faden und die Orientierung verlieren, müßte man noch aufschreiben. Die Informationsdichte ist so groß, daß man ununterbrochen sprechen muß, um alles festzuhalten, was man sieht. All die Information über Geologie, Morphologie, Topographie, Wasserführung, gelegentlich aber auch Angaben über Besiedelung, Vegetation und Verkehrswege festzuhalten, sich gleichzeitig im Gelände zu orientieren und den Piloten zu leiten, ist eine Konzentrationsarbeit, die einige Übung erfordert.

Der Vergleich der vielen Projekte, deren mögliche Kombinationen und Variationen zu rund 8000 Varianten führten, konnte selbstverständlich nur noch mit einem Computer durchgeführt werden. Die aus verständlichen Gründen nicht überreiche geologische Information sollte damit noch weiter vereinfacht werden, um sie in das Programm einfügen zu können. Die von den Computerfachleuten geforderte Vereinfachung war aber so weitreichend, daß wir Geologen darauf bestanden, nebst der verlangten Codifizierung eine geologische Beschreibung der Sperrstellen, der Beckengebiete und der eventuellen Stollenstrecken zu verfassen, in der Überzeugung, daß sich die gewonnene Information nicht vernünftig in ihrer ganzen Tragweite verschlüsseln läßt und für zukünftige Studien damit verloren wäre.

In die Computer-Evaluation floß nur Information über folgende vier Problemkreise ein:

- Eignung der Sperrstelle für die verschiedenen Sperrtypen,
- Dichtheit der Sperrstelle resp. Aufwand zur Abdichtung derselben,
- zu erwartender prozentualer Anteil der verschiedenen Felssicherungsklassen in den Stollen,

- Beurteilung des Beckens (Dichtheit, Stabilität der Hänge).

Den innerhalb dieser Gruppen vorgenommenen Klassierungen entsprachen im Computerprogramm gewisse Kostenfaktoren, welche die Wirtschaftlichkeit des Projekts beeinflussten. Gegen 100 Projekte mußten aus geologischen Gründen ganz verworfen werden.

#### b) Zweite Phase

Aus der Evaluation der ersten Phase gingen etwa 90 Projekte hervor, welche genauer zu untersuchen waren. Grundsätzlich wurden die gleichen Arbeitsmethoden angewandt, wobei der Helikopter nur noch als Transportmittel verwendet und die Untersuchungszeit für jedes Projekt ausgedehnt wurde. Auch die Auswertung geschah in analoger Weise, doch sollten nun auch Kostenfaktoren für die Beschaffung von Konstruktionsmaterial und die Erstellung von Nebenbauwerken, wie Hochwasserentlastungen, Umleitstollen, Wasserschlösser und Zentralen erarbeitet werden. Aus diesem Grund wurden die Geologen in dieser Phase im Feld von einem Wasserkraftingenieur begleitet. Detailprobleme konnten so an Ort und Stelle diskutiert und die Projekte angepaßt werden.

Aus der Evaluation dieser zweiten Phase resultierten vier Projekte, von denen zwei momentan im Detail studiert werden, eines wohl in der nächsten Zeit in Bau geht.

#### 5. Regionale Probleme

In Guatemala fallen 90% der Niederschläge im Zeitraum von nur fünf Monaten. Eine vordringliche Anforderung für ein wirtschaftliches Wasserkraftwerk ist deshalb meist von vornherein die Errichtung eines möglichst großen Speichers, wenn immer möglich sogar eines Jahresspeichers.

Damit entfallen für Großprojekte praktisch die pazifische Küstenebene mit ihren sehr kleinen Gefällen und dem stark aufgesplitterten Flußnetz, wie auch das Tiefland von Petén, das nebst den geringen Gefällsverhältnissen noch eine hochgradige und tiefgründige Verkarstung des Untergrunds aufweist.

Der Westabfall der Vulkankeete besitzt zwar außerordentlich große Gefälle und Fallhöhen, doch ist das Flußnetz wenig entwickelt und die Entwässerung vollzieht sich über hunderte von kleinen Flüsschen und Flüssen, die in der Trockenzeit praktisch trocken liegen. Die Möglichkeit der Errichtung von Speichern ist sehr beschränkt, da die Täler im allgemeinen sehr eng und steil sind.

Dazu kommen in dieser Zone die Gefahren und Erschwernisse des Vulkanismus (Lavaströme, große Sedimentfracht infolge der Tuffe, Erdbeben) und der postvulkanischen Erscheinungen (heiße Zonen für Stollenbauten)

Bleibt als Hauptinteressegebiet die zentralamerikanische Korridor, wo größere Talsysteme ausgebildet sind. Aber auch hier wird die Planung außergewöhnlich stark eingeschränkt, einerseits durch die Verkarstung der große Gebiete aufbauenden Kalke und andererseits durch das Vorhandensein der

großen aktiven Bruchzonen, die den morphologisch am besten ausgebildeten Tälern entsprechen. Anlässlich des großen Erdbebens vom Februar 1976, welches durch eine spontane Bewegung des Motagua-Bruches verursacht wurde, konnten horizontale Verstellungen von über 2 m gemessen werden. Es versteht sich von selbst, daß Talsperren solche Zonen zu meiden haben, und daß vor Errichtung einer Sperre neben den geologischen auch intensive seismische und mikroseismische Studien nötig sind.

Betrachtet man die erwähnten Erschwernisse gesamthaft, so kommt man zum Schluß, daß Guatemala für die Erstellung von großen hydroelektrischen Kraftwerken aus geologischen Gründen eher ungeeignet ist, so günstig das Land mit seinen Strukturen und seinem gegenwärtigen Entwicklungsstand auf den ersten Blick erscheint.

## Refraktionsseismik und Klüftigkeitskoeffizient

von H. Hönig<sup>+)</sup>.

Gerade für Kraftwerksbauten werden an der Sperrenstelle oder im Bereich des Krafthauses neben den üblichen Bohrungen zur Erkundung des Baugrundes auch refraktionsseismische Messungen eingesetzt. Man erhält vom Baugrund Querprofile in der üblichen Form. In der weiteren Folge lassen sich daraus Isogeschwindigkeiten entwickeln, indem eben alle im Arbeitsgebiet gemessenen Geschwindigkeitswerte durch Interpolation zusammengefaßt werden. Diese Karten haben oftmals keinen allzu großen Aussagewert.

Am Beispiel der Abb. 1, es handelt sich im wesentlichen um Dolomite und Kalke des Devons, wobei die Dolomit-Kalk-Grenze aufgrund der obertägigen Aufschlüsse etwa der stark ausgezogenen Linie entspricht, zeigt sich, daß eine Gliederung einzig aufgrund der Geschwindigkeitswerte alleine nicht durchgeführt werden kann. Sowohl Dolomite als auch Kalke weisen Fortpflanzungsgeschwindigkeiten auf, die sich nicht unterscheiden; auf der Karte lassen sich lediglich Minimum- und Maximumzonen erkennen, die völlig unabhängig von der Gesteinsart zu sein scheinen.

Der Gedanke liegt nahe, die Geschwindigkeitsdifferenzen mit Gesteinsauflockerung infolge erhöhter Klüftigkeit zu erklären. Tatsächlich liegt südlich des in Abb. 1 dargestellten Gebietes ein Bündel WSW-ENE streichender steilstehender Störungen, das von F. HERITSCH, 1906, als Göstinger Verwurf bezeichnet wird und das die karbonatische Gesteinsfolge des Grazer Paläozoikums gegen Süden unter die tertiären Sedimente absenkt. Dieses Störungssystem wird von einem zweiten, dem im Osten in annähernd NS-Richtung durchstreichenden Leberbruch mit einer Reihe paralleler liegender kleinerer Verwerfungen gekreuzt.

Ganz im Osten der Abb. 1 wurde 1979 mit den Gründungsarbeiten für ein Murkraftwerk begonnen. Bereits beim Aushub zeigten sich die beschriebenen Bruchsysteme an der Baugrubensohle in Form starker Klüftigkeit des Gebirges. Zum Schutz vor Umläufigkeit der Baugrubenumschließung wurde eine Vergütung mittels Injektionen durchgeführt. Interessanterweise erhöhte sich der Injektionsmittelverbrauch auf das Vierfache der vorher, alleine aufgrund der Bohrkernanalysen, geschätzten Menge.

Unter Zuhilfenahme der eingangs erwähnten Isogeschwindigkeitskarte läßt sich der erhöhte Injektionsmittelverbrauch vermuten. Einen direkten Zusammenhang zwischen Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Longitudinalwelle im gestörten klüftigen Medium mit

---

<sup>+) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Ing. Dr. Heinrich Hönig, Institut für Technische Geologie, Petrographie und Mineralogie, Technische Universität Graz, Rechbauerstr. 12, A-8010 Graz</sup>

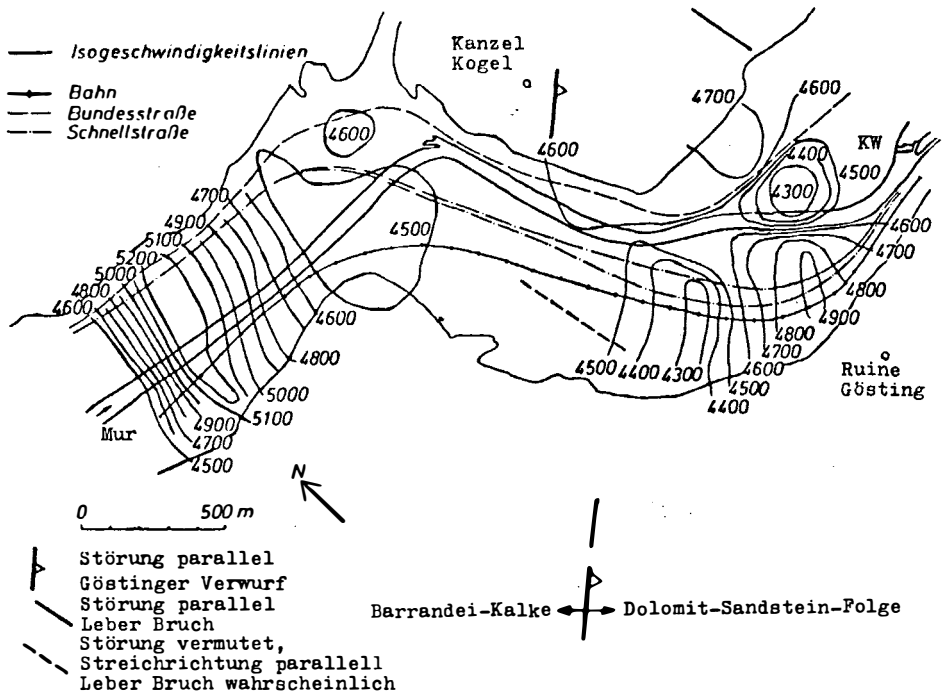


Abb. 1: Isogeschwindigkeitskarte der Karbonatgesteine des Devons im Murtal nördlich Graz.

dem Klüftigkeitskoeffizienten liefert die Formel von WYLLIE, GREGORY & GARDNER, 1956:

$$k = \frac{v_{st} (v_u - v_g)}{v_g (v_u - v_{st})}$$

$v_g$  = Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Longitudinalwelle im gestörten klüftigen Medium

$v_u$  = Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Longitudinalwelle im ungestörten klüftfreien Medium

$v_{st}$  = Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Longitudinalwelle in den Klüften

Unter der Annahme einer Fortpflanzungsgeschwindigkeit  $v_u$  der Longitudinalwelle im klüftfreien Medium von 6000 m/s für die vorliegende Karbonatgesteinsfolge, ein Wert, der den Angaben von H. REICH, 1943, für vergleichbare paläozoische Kalke entspricht, der Klüftfüllung Wasser ( $v_{st} = 1500$  m/s) und der gemessenen Geschwindigkeit im geklüfteten Medium von 4500 m/s

errechnet sich ein Klüftigkeitskoeffizient von 0,11. Dieser Wert wurde von H. HÖNIG, 1978, für den Bereich der erwähnten Kraftwerksbaustelle errechnet. Er besagt, daß etwa 11% eines injizierenden Gesteinskörpers mit Injektionsgut auszufüllen sind.

Eine Überprüfung des tatsächlichen Injektionsmittelverbrauchs für den gesamten unter der Baugrubenumschließung injizierten Bereich ergibt folgendes Bild:

Verbrauch 8340 kN (850 Mp) Injiziermittel entsprechend 660 cbm laut Abrechnung.<sup>1)</sup>

Die Länge des Injektionsschleiers beträgt 424 m, seine Tiefe generell 15,0 m, der theoretische Injektionsradius ist 0,5 m. Somit war ein Gesteinskörper von 6360 cbm zu injizieren, dem bei einer Klüftigkeit von 11% ein Injektionsvolumen von 700 cbm entspricht. Tatsächlich wurden 660 cbm Zement-Betonitsuspension injiziert.

Die aufgezeigte Methode kann daher bei Vorliegen refraktionsseismischer Werte rasch zur überschlägigen Bewertung der Klüftigkeit eines Gesteinskörpers führen.

#### Literatur

- CLAR, E. (1933): Der Bau des Gebietes der Hohen Rannach bei Graz. - Mitt. naturw. Ver. Stmk., 70, 24-47, Karte 1:25 000, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes. - Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, SH 1, Graz.
- HADITSCH, J.G. (1964): Bericht über eine hydrogeologische Aufnahme des Steinkogel-Frauenkogelzuges nordwestlich von Graz. - Steir. Beitr. Hydrogeol., 15/16, 155-174, Graz.
- HERITSCH, F. (1906): Studien über die Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. - Mitt. naturw. Ver. Stmk., 42, 170-224, Graz.
- HÖNIG, H. (1978): Refraktionsseismische Erkundung der verdeckten Felsoberfläche im Bereich des Murtales zwischen Judendorf und Gösting nördlich Graz. - Mitt. Inst. f. Baugeologie, Tech. Univ. Graz, H. 1, Graz.
- HÖNIG, H. (in Druck): Bestimmung von elastischen Gesteinskennwerten mittels refraktionsseismischer Messungen. - Berichte, Band 3, Internationaler Kongreß für Felsmechanik, Montreux.
- REICH, H. & R. v. ZWERTGER (1943): Taschenbuch der angewandten Geophysik. - 407 S., Akad. Verl. Ges., Leipzig.
- WYLLIE, M.R.J., GREGORY, A.R. & L.W.I. GARDNER (1965): Elastic wave velocities in heterogenous and porous media. - Geophysics, 21, 41-70, Tulsa.

---

<sup>1)</sup> Herrn Ing. Peter HELFRICH von der Firma Austrobohr, Graz, danke ich sehr herzlich, daß er mir die Abrechnungsdaten mitgeteilt hat.

Geologische Vorarbeiten für den Bau des 21 km langen  
Walgaustollens der Vorarlberger Illwerke AG

von H. Loacker<sup>+)</sup>

Die Vorarlberger Illwerke AG bauen seit 1925 die Wasserkräfte der Ill aus. Durch die Errichtung der Speicher Kops, Vermunt, Silvretta und Lünensee wurde das Wasserangebot veredelt - Umlagerung von 160 Mio m<sup>3</sup> von Sommer- auf Winterwasser - und durch die Beileitung aus dem Innggebiet um 226 Mio m<sup>3</sup> im Regeljahr vermehrt. Das so veredelte und vermehrte Wasserangebot soll nun zum größten Teil durch das im Bau befindliche Walgauwerk in einer zusätzlichen Gefällsstrecke von ca. 150 m genutzt werden.

In den Jahren während und nach dem letzten Krieg wurde eine Mehrstufenlösung mit hangnahen Freispiegelstollen zum Ausbau dieser Flußstrecke studiert. AMPFERER, REITHOFER & KRASSER begutachteten diese Projekte von geologischer Sicht.

Im Jahre 1965 wurde neuerlich mit Projektierungsarbeiten für das Walgauwerk begonnen. Grundgedanke für die nun auszuarbeitenden Varianten war, den ganzen oder den größten Teil des zur Verfügung stehenden Höhenunterschiedes mit einem Ausleitungsstollen abzuarbeiten. Da dieser lange Stollen der bedeutendste Kostenfaktor des Gesamtprojektes war und die Stollenbaukosten stark von den geologischen Verhältnissen abhängen, wurde frühzeitig mit eingehenden geologischen Erkundigungen begonnen. Die beiden geologischen Karten "Geologische Karte des Rätikons" und "Geologische Karte des Walgaues, 1:25.000" von HEISSEL, OBERHAUSER, REITHOFER & SCHMIDEGG der Geologischen Bundesanstalt, Wien, bildeten die Grundlage für die weitere geologische Bearbeitung des Projektes. Um die geologisch günstigste Linienführung der Stollentrasse - die ja nicht unbedingt die kürzeste Verbindung sein muß - ausfindig machen zu können, wurden in engen Rastern vergitterte Profile (westlich der Alvier, von Dr. R. OBERHAUSER, GBA, Wien) entworfen. Diese vergitterten Profile zwingen zur räumlichen Anschauung des Gebirgsaufbaus, und aus ihnen wurden in den damals interessierenden Höhenlagen Horizontalschnitte und als weiterer Schritt auf Profilen und Horizontalschnitten zusammen ein geologisches Modell erstellt. Gleichzeitig wurde versucht, aus vorliegenden Beschreibungen und Besichtigungen bestehender Stollen, Begehung der möglichen Stollentrassen, Bestimmung der Gesteinsfestigkeiten und des Quarzgehalts und Klassifizierung nach Klüftigkeit, einen Katalog über Standfestigkeit und die notwendigen Sicherungen und die eventuelle Fräsbarkeit der im Bereich des Walgaustollens vorkommenden Gesteine und Gesteinsserien zu erhalten. Neben der sehr zeitraubenden Untersuchung der Grundwasserverhältnisse in den Illalluvionen als Beweissicherung für die Möglichkeit

---

<sup>+)</sup> Anschrift des Verfassers: Dr. Hermann Loacker, Vorarlberger Illwerke AG, A-6780 Schruns



der Ausleitung der Ill, wurden auch die Bergwasserverhältnisse im Rätikon untersucht, um Anhaltspunkte für den zu erwartenden Wasserandrang beim Stollenbau zu erhalten. Gleichzeitig wurden die im Bereich der Stollentrasse gelegenen Quellen aufgenommen und ein Meßprogramm erstellt.

Anhand dieser Daten wurden für verschiedene Vorprojekte Kosten ermittelt und ungünstige Varianten ausgeschlossen. Die aufgrund dieser Vorstudien ausgewählte Stollentrasse - Druckstollen mit geringem Innendruck von 6,25 m Ausbruchdurchmesser - verläuft zuerst durch die Mitteltrias der Kristakopfschuppe, dann durch die Glimmerschiefer und Gneise der Phyllitgneisdecke und nach Queren der Rellstalstörung durchörtert der Stollen die Valbonamulde der Zimba-Schesaplanascholle, die knapp östlich der Alvier von einem Aufbruch der Arosazone abgeschnitten wird. Westlich dieses Arosazonenaufbruchs liegen in einer flachen Schüssel (Mulde von Bürserberg der Fundelkopf-Alpilascholle) Raibler Schichten, unterlagert von mitteltriadischen Kalken und Mergeln. Nach Queren des Überschiebungshorizonts Nördliche Kalkalpen-Vorarlberger Flysch verbleibt der Stollen in der Flyschzone. Es wurde angestrebt, diesen Stollen mittels Vollschnittmaschinen auszubrechen.

Bei der Festlegung der Linienführung wurde versucht, geologisch ungünstige Gesteine oder Störzonen auf kürzestem Weg zu queren. Um stärkere Gebirgsdruckerscheinungen, die sich in gefrästen Stollen ungünstiger auswirken können als in konventionellen, möglichst zu vermeiden, wurde versucht, die Überlagerungshöhen in Grenzen zu halten. Andererseits wurde die Stollentrasse doch so weit in den Berg hineinverlegt, daß der Gebirgswasserspiegel über dem Innendruck des Stollens liegt, um teure Abdichtungsmaßnahmen zu vermeiden. Um die Wasserabfuhr in den Stollen zu erleichtern, wurden die Stollenneigungen den möglichen Bergwassereintritten angepaßt. Der Fensterstollen Bürs bildet einen Tiefpunkt und entwässert den östlich des Alvier gelegenen Teil des Stollens, in dem besonders viel Wasser erwartet wird. Der sich dadurch ergebende Hochpunkt wird durch einen kurzen Schacht in der Alvierschucht entlüftet.

Im Bereich des Stollenfensters Bürs war es fraglich, ob der erforderliche Gebirgswasserdruck vorhanden war. Es traten hier am Fuß der Vandanser Steinwand große, jedoch stark schwankende Quellen aus, die auf eine Verkarstung im Gebirgsinneren hindeuten. Man entschloß sich daher, den Fensterstollen Bürs als Sondierstollen noch vor Baubeschluß des Walgauwerkes zu errichten. Der Sondierstollen wurde mit einem Durchmesser von 3,90 m von einer Robbins-Vollschnittmaschine aufgeföhren; seine Länge beträgt 1570 m. Der Sondierstollen beginnt im Kreidemergel, quert den hier stark kondensierten Jura, den Oberrhätischen Riffkalk, die Kössener Schichten, den Plattenkalk und endet im Hauptdolomit. Die angenommenen geologischen Grenzen zwischen den einzelnen Schichtpaketen wurden in der Natur bestätigt.

Von den dichten Kössener Schichten aus wurde der, wie nachträglich beobachtet werden konnte, stark verkarstete Plattenkalk angebohrt und ein Wasserdruck von 9,4 b im Winter bei niedrigstem Bergwasserspiegel gemessen, d.h. daß ein genügend hoher Bergwasser-

druck im zukünftigen Stollen vorliegt.

Nach Ausbruch des Sondierstollens im Plattenkalk folgte der Wasserandrang an diesen bis 1 m dicken Karstschläuchen mit einer Verzögerung von ca. 12 Stunden den Niederschlägen. Die maximal gemessene Schüttung betrug 1200 l/s, die Minimalschüttungen betragen im Winter ca. 70 l/s. An drei weiteren Stellen (Einlauf Rodund, Verebnung Latz und im Bereich des Wasserschlosses Beschling) wurde der Bergwasserspiegel durch Piezometer ermittelt. Die Erfahrungen im Sondierstollen erlaubten es, die früher gemachten Annahmen über Standfestigkeit, Wasserverhältnisse und Gebirgsdruck zu verbessern.

Trotz der langjährigen Untersuchungen sind im Bereich dieses 21 km langen Stollens mit tektonisch komplizierten Verhältnissen noch sehr große Unwägbarkeiten vorhanden. Das am wenigsten bekannte Gebiet ist die schlecht aufgeschlossene Mulde von Bürserberg mit Raibler Schichten und Gips und den sie einengenden Aufbrüchen von Arosazone. Bohrungen entlang der Stollen-trasse, die - in kurzen Abständen angebracht - einen genauen Aufschluß über die geologischen Verhältnisse untertags gegeben hätten, wurden durch die zu hohe Gebirgsüberlagerung verhindert.

Die Ausschreibung erfolgte in zwei Varianten, konventionell und Vortrieb mittels Vortriebsmaschine. Um die Risiken für den Auftragsnehmer im Rahmen zu halten, wurde in der Ausschreibung auf die Gebirgsklassifizierung besonderes Augenmerk gelegt. Der Gebirgsklasseneinteilung liegt nur indirekt die geologische Beschaffenheit des Gebirges zugrunde, das Hauptaugenmerk wurde auf die durch sie verursachten stollenbaulichen Maßnahmen gelegt. Die insgesamt sechs Gebirgsklassen sind gekennzeichnet durch die Art der erforderlichen Stützungsmaßnahmen und den Ort und den Zeitpunkt ihres Einbaus. Um sich den sehr unterschiedlichen Gebirgsverhältnissen im Walgaustollen anzupassen, wurde zusätzlich zu den sechs Gebirgsklassen noch eine Unterteilung in fünf geologische Bereiche (Kristallin, Buntsandstein, Karbonate, Mergel und Tonschiefer, Flysch) mit Aufschlägen für höheren Quarzgehalt in den Bereichen 2 und 4 vorgenommen. Die Gebirgsklassen V und VI, die für Bereiche vorgesehen sind, wo in extrem gestörtem Gestein der Vortrieb mittels Vortriebsmaschine nur mehr schlecht oder gar nicht mehr möglich ist, und die daher sehr schlecht kalkulierbar sind, werden in Regie abgerechnet und die zur Verfügung stehende Bauzeit hängt von den im Stollen angefahrenen Gebirgsverhältnissen ab. Wenn im Bereich des Zalmstollens auf längere Strecke schlechtes Gebirge (Arosazone, Raibler Schichten) angefahren wird, ist vorgesehen, die Maschine abzubauen und konventionell weiter vorzutreiben.

#### Verwendete geologische Karten

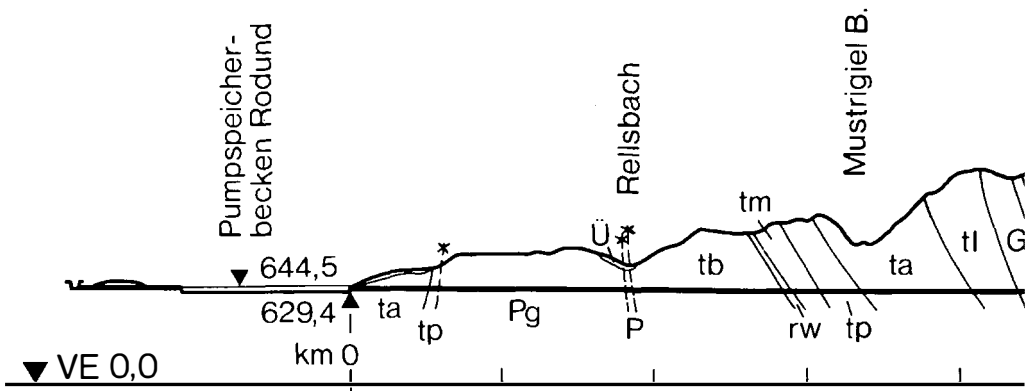
Geologische Karte des Rätikons, 1:25.000 (W. HEISSEL, R. OBERHAUSER, O. SCHMIDEGG, O. REITHOFER, 1953-1961), Geologische Bundesanstalt, Wien, 1965.

Geologische Karte des Walgaaues, 1:25.000 (W. HEISSEL, R. OBERHAUSER, O. SCHMIDEGG, 1953-1964), Geologische Bundesanstalt, Wien, 1967.

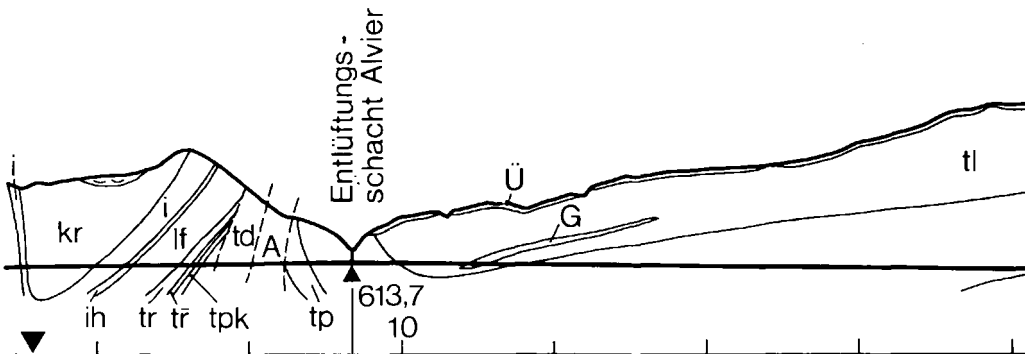
Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein, 1:25.000  
(F. ALLEMANN, R. BLASER, H. SCHAETTI), herausgegeben von  
der Regierung des Fürstentums Liechtenstein, 1953.

#### Schrifttum

- BLASER, R. (1952): Geologie des Fürstentums Liechtenstein. -  
Selbstverl. Histor. Verein f.d. Fsm. Liechtenstein, Vaduz.
- KOBEL, M. (1969): Lithostratigraphische und sedimentologische  
Untersuchungen in der Kalkalpinen Mitteltrias des Rätikons.  
- Mitt. aus dem Geol. Inst. E.T.H., N.F. 118, Zürich.
- LEUTENEGGER, O.W. (1928): Geologische Untersuchungen im mittlere-  
ren nordöstlichen Rätikon. - Druckerei Gebr. Leemann, Zürich.
- LOACKER, H. (1971): Berg- und Grundwasserhältnisse im Ill-  
gebiet. - Verh. Geol. B.A., H. 3, Wien.
- MIGNON, K. (1962): Ergebnisse der geolog. Stollenaufnahme  
für das Lünenseekraftwerk. Abschnitt Salonien-Latschau. -  
Jb.Geol.B.-A., 105, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1970): Die Überkipplungserscheinungen des Kalk-  
alpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. - Verh.  
Geol. B.-A., H. 3, Wien.
- REITHOFER, O. (1960): Über die geologischen Erfahrungen beim  
Bau des Alfenzkraftwerkes Braz der Österr. Bundesbahnen. -  
Verh. Geol. B.-A., H. 2, Wien.
- SCHAETTI, H. (1951): Geologie des Fürstentums Liechtenstein,  
1. Teil. - Selbstverl. Histor. Verein des Fsm. Liechten-  
stein, Vaduz.



	Valkastielstollen
Neigungsverhältnisse	3,22 ‰      12,0 ‰

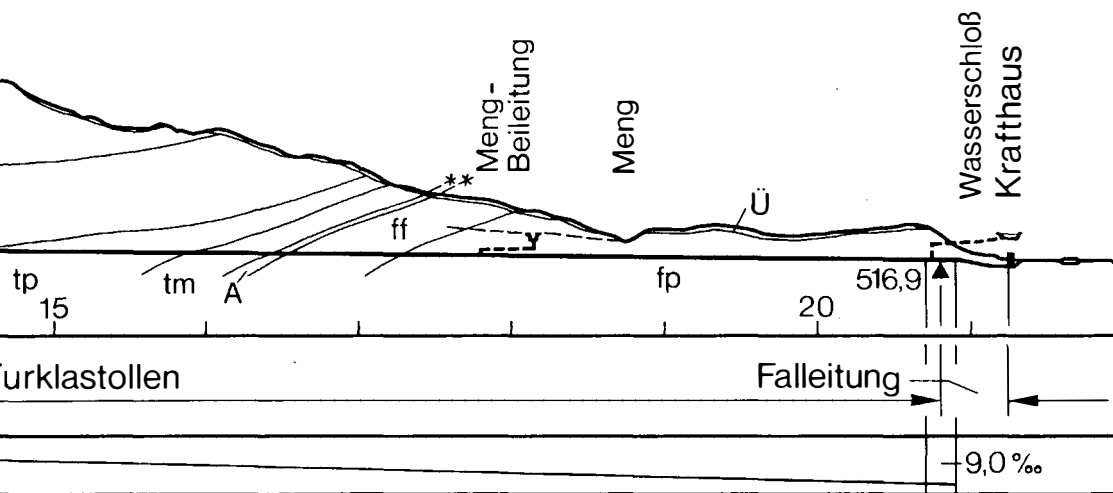
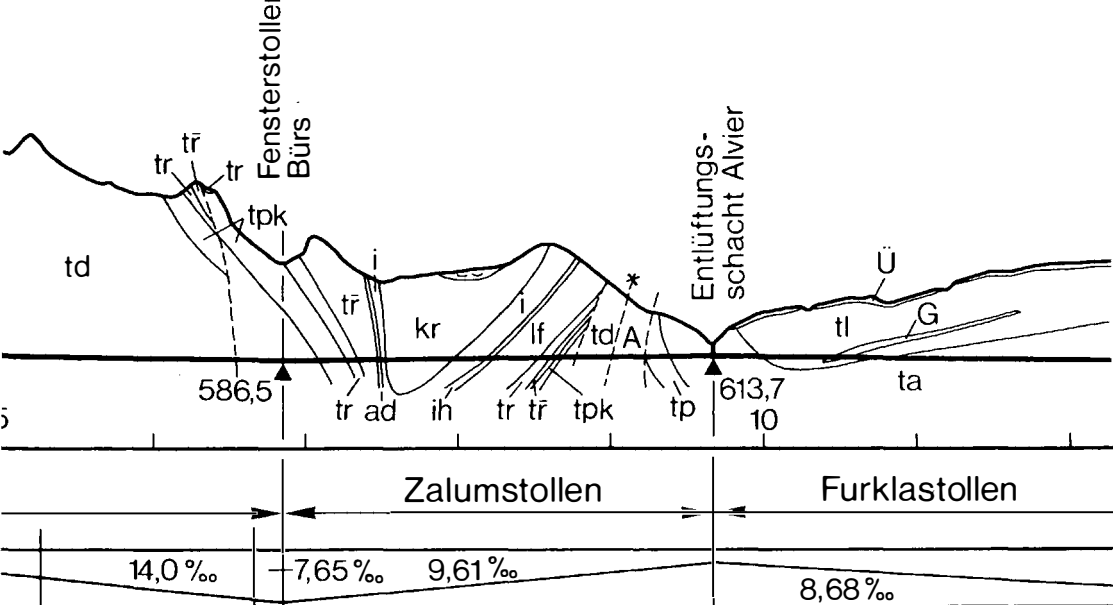


	Zalumstollen
Neigungsverhältnisse	8 ‰

- ≈≈ Rutschung in den Kreideschiefern
- Ü Überlagerung ( Hangschutt, Bergsturz, Moräne und Verbauungsschotter )
- \* Störzone, Deckengrenze

- Penninikum Vorarlberger Flysch
- ff Fanola Serie
- fp Plankner-Brücke Serie
- Unterostalpin
- A Arosa-Zone

kr  
i  
ih  
lf  
ac  
tr  
tp  
td



### Preostalpin Lechtaldecke und Basisschollen

Quaderschiefer	tl	Raibler Schichten
Styrychenkalke	G	Raibler Gips
Diolarite und rote Kalkmergel	ta	Arlbergschichten
Bläusfleckenmergel	tp	Partnachsichten
Wetterer Schichten	tm	Muschelkalk
Unruhiger Riffkalk	rw	Reichenhaller Rauwacken
Wassener Schichten	tb	Buntsandstein
Wetterkalk	P	Paläozoische Schiefer
Alpidolomit	Pg	Pyllitgneis und Glimmerschiefer

Kraftwerksgruppe Sellrain-Silz:  
Kluftwasserhaushalt der Druckschächte

von E. Tentschert<sup>+)</sup>

Die Kraftwerksgruppe Sellrain-Silz der TIWAG (im Bau, Betriebsaufnahme 1981) nützt den steilen N-Abfall der nördlichen Stubai-er Alpen zum Inntal (relativer Höhenunterschied der Gipfel ca. 2200 m). Durch ein Beileitungssystem von 26 km Stollen und 4,3 km Rohrleitungen wird das Wasser auf ca. 1900 m Seehöhe gefaßt und im Speicher Längental (3 Mio m<sup>3</sup>) gesammelt. Der Jahresspeicher Finstertal (60 Mio m<sup>3</sup>) mit dem gleichnamigen Steinschüttdamm (V = 4,4 Mio m<sup>3</sup>) wird größtenteils durch Pumpbetrieb gefüllt; die Abarbeitung des Wassers erfolgt in 2 Stufen über 8,9 km Druckschächte bzw. Stollen und erreicht mit einer maximalen Gesamtfallhöhe von 1678,5 m eine Werksleistung von 761 MW sowie ein Arbeitsvermögen von 720 GWh.

Die Stollen und Schächte durchörtern durchwegs Gesteine des sog. "Öztaler - Stubai-er Altkristallins", einer hochmetamorphen Serie von kristallinen Schieferen (Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, Granite usw.) und wurden teils konventionell, teils vollmechanisch aufgeföhren.

In diesen Stollen kam es zu z.T. größeren Wassereinbrüchen (bis max. 200 l/s). Außer der Vortriebserschwer- nis und ihrer Bedeutung für die Beweissicherung (Trockenfallen genutzter Obertagequellen) erlangt die Kenntnis des Wasserhaushalts zusätzliche Bedeutung wegen der Bemessung der Stahlauskleidung der Schächte auf Außendruck bzw. Beulsicherheit sowie zur Verhinderung größerer Wasserverluste in den betonausgekleideten Strecken.

Die einschlägige Literatur löst diese Probleme meist nur ansatzweise oder modellhaft idealisiert, weshalb detaillierte Beobachtungen und Messungen nötig waren, die allerdings durch teils günstige geologische, topographische und terminliche Voraussetzungen begünstigt wurden.

So war es beim Druckschacht der Unterstufe möglich, aus der Kombination von der Wasserganglinie des Sondierstollens mit geologisch-topographischen Daten, Druckmessungen und der Abnahme der Schüttungsmengen bzw. dem Ausbleiben von Obertagequellen das wassergefüllte Kluftvolumen eines Granitgneiskörpers zu rekonstruieren.

Nach einem vorübergehenden Beharrungszustand kam es durch den erst später erfolgten Ausbruch des Druckschachtes zu einer weiteren Absenkung. Seit der Injektion der Stollenquellen im Zuge der Vorspanninjektion der Auskleidung kann ein stetiges Ansteigen des Kluftwasserspiegels festgestellt werden.

---

<sup>+)</sup>  Anschrift des Verfassers: Dr. Ewald Tentschert, Tiroler Wasserkraftwerke AG, Landhausplatz 2, A-6020 Innsbruck

Im Druckschacht der Oberstufe (Schiefergneise und Hornblende-  
gneis) konnten die Schwankungen des Kluftwasserspiegels durch  
Manometermessungen verfolgt werden. Die Wassermengen lagen zwar  
nur bei max. 8 l/s vor Ort, bei der Druckprobe im fertig  
betonierten bzw. gepanzerten Schacht zeigten sich Wasserver-  
luste von fast 7 l/s, welche über haarfeine Betonschwindrisse  
in das inzwischen teilweise entleerte Kluftsystem erfolgten.

Durch gezieltes Anbohren und Injizieren dieser Klüfte konnten  
die Wasserverluste auf 1,6 l/s reduziert werden. Der ursprüng-  
liche Kluftwasserspiegel wurde damit wiederhergestellt.

An den zwei gezeigten Beispielen zeigt sich deutlich, daß eine  
Abschätzung von Wassereinbrüchen bzw. -verlusten weder mit  
einer "Ergiebigkeitsziffer" noch mit einem Durchströmungs-  
modell zuverlässig gemacht werden kann. Vielmehr gehen der  
örtlich zutreffende räumliche Dichtungsgrad (Kluftkommuni-  
kation) sowie vor allem die hydrogeologisch wirksame Kluft-  
öffnungsweite und die Lage des Stollens zum Bergwasserspiegel  
als wesentlichste Parameter in die Überlegungen ein.

Tabelle:

Kluft Hohlräume verschiedener Gesteine

Gestein	Ort	Kluft Hohlräume (%)	ermittelt durch	Lit.	Anmerkung
Granitgneis	Silz	0.25 - 0.3	Stollenwasser, Quellen Kluftmessg.	TIWAG intern 1975	
Hornblendegneis (Amphibolit)	Kühtai	ca. 0.05	Stollenwasser, Kluftmessg.	TIWAG intern 1980	
Amphibolit	Kaunertal	0.17	Stollenwasser, Kluftmessg.	Detzlhofer 1969	
Granitgneis	Kaunertal	0.25	Felsinjektionen	TIWAG intern	Auflock.-Zone
Dolomit	Imst	0.3	Stollenwasser	TIWAG intern	
Kalk	Schneealpe	3 - 8	Stollenwasser, Kluftmessg.	Gattinger 1973	tw. verkarstet
Kalk	Rhein. Schiefergeb.	6.5	Injektion	Heitfeld 1965	
Schluffstein	Rhein-Schiefergeb.	0.1	Injektion	Heitfeld 1965	
Sandstein	Spessart	0.13	Quellen	Udluft 1972	
Sandstein	Schwarzwald	ca. 0.05	Quellen	Eissele 1966	
Granit	Capivari-Cachoiera	0.25	Durchströmungsversuch	Bouvard/Pinto 1969	$k_f = 4.3 \times 10^{-7}$



## Zum Problem quellfähiger Gesteine im Tunnelbau

von E.H. Weiss, H.W. Müller, G. Riedmüller & B. Schwaighofer<sup>+</sup>)

Die vorliegenden Ergebnisse entstammen der Zusammenarbeit des Instituts für Baugeologie mit dem Institut für Geotechnik der Universität für Bodenkultur. Es ist seit längerem bekannt, daß Quellerscheinungen insbesondere bei anhydritführenden und tonigen Gesteinen vorkommen (z.B. EINFALT, FECKER, GÖTZ 1978). Bei beiden Gesteinen findet der Quellvorgang durch Wasseraustritt statt. Beim Anhydrit werden über eine Lösungsphase Wassermoleküle in das Kristallgitter eingebaut, wobei unter Volumszunahme und einer Änderung der Kristallstruktur Gips gebildet wird. Die Quellung in Tongesteinen erfolgt durch eine reversible Wassereinlagerung in bestimmte quellfähige Tonminerale (z.B. Montmorillonit), wobei die Kristallstruktur erhalten bleibt und es zu einer Aufweitung des Schichtgitters kommt. Die von uns durchgeführten Untersuchungen erfolgten an Tongesteinen, die bei einem Tunnelprojekt in der Molassezone aufgeföhren wurden. Der Tunnel durchörtert Gesteinsserien der subalpinen Molasse, die sich aus Süßwasser- und Meeresablagerungen zusammensetzt. Es handelt sich dabei um eine alttertiäre Wechselfolge von Konglomeraten, Sandsteinen, Mergeln und Tonmergeln mit geringmächtigen Kohleeinlagerungen.

Während Konglomerate und Sandsteine bautechnisch kaum Schwierigkeiten bereiteten, erwiesen sich die Tonmergel teilweise als sehr wasserempfindlich, wodurch Quelledruckerscheinungen hervorgerufen wurden. In diesen Tunnelstrecken kam es im Zuge der Bauausföhren zu Sohlhebungen, die einerseits zu Hebungen in der Sohlmitte, andererseits zu Zerstörungen an den Auflagerändern geführt haben.

In den Abschnitten der stärksten Hebung (25 cm  $\pm$  5 cm) wurden 9 Kernbohrungen abgeteuft, aus denen Probenmaterial für die mineralogischen und geotechnischen Untersuchungen gewonnen wurde. Durch mineralogische Analysen wurde der Gesamtmineralbestand sowie die Verteilung der Schichtsilikate in der Fraktion  $< 2 \mu$  erfaßt (Abb. 1). Aus den Mineraldaten konnte ein für das Quellverhalten signifikanter Parameter abgeleitet werden. Er ergibt sich aus der Summe der Schichtsilikate (SCH), dem Gehalt an aufweitbaren Tonmineralen (MO) sowie dem Gesamtkarbonatgehalt (KA). Es ist anzunehmen, daß die aufweitbaren Tonminerale und der Schichtsilikatanteil direkt proportional zum Quellverhalten sind, während die hauptsächlich in der Grundmasse als Kittsubstanz auftretenden Karbonate der Quellung entgegenwirken ( $\frac{SCH \times MO}{KA}$ ).

---

<sup>+</sup>) Anschrift der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Ernst H. Weiss, Dipl.-Ing. Dr. Harald W. MÜLLER, Univ.-Prof. Dr. Gunther Riedmüller, Univ.-Prof. Dr. Bernd Schwaighofer, Institut für Bodenforschung und Baugeologie der Universität für Bodenkultur, Gregor-Mendel-Straße 33, A-1180 Wien

ABB. 1: MINERALOGISCHE ANALYSEN

PROBE NR.	SEMIQUANTITATIVER GESAMTMINERALBESTAND (REL.%)						TONMINERALVERTEILUNG IN DER FRAKTION <2 $\mu$ (REL.%)					SCH X MO KA
	SCH	QU	KA	FSP	DO	SONSTIGE	MO	ML	ILL	CHL	KAO	
3850/1	61	13	26	-	Sp	-	61	-	21	Sp	18	143,1
3850/2	70	10	20	-	Sp	-	64	Sp	19	-	17	224,0
5524	37	27	30	-	6	-	61	-	25	-	14	62,7
5596/1	56	18	20	1	3	-	62	Sp	25	4	9	151,0
5596/2	15	36	42	4	3	-	n i c h t b e s t i m m t				-	
5650	39	10	34	-	1	Ankerit <sub>9</sub>	61	Sp	23	5	10	54,0
5750/1	22	43	30	-	5	-	57	-	21	Sp	18	35,8
5750/2	35	25	32	-	8	-	56	-	28	6	10	49,0
6170/1	10	Hauptgemengteil		Sp	5	-	n i c h t b e s t i m m t				-	
6170/2	13	44	37	6	Sp	-	80	-	11	-	9	28,1
6170/3	10	34	52	Sp	4	-	71	1	14	3	10	70,0
6270/1	38	25	32	Sp	5	-	62	Sp	25	3	11	63,7
6270/2	48	18	33	-	Sp	-	73	Sp	15	3	8	106,2
MQ I	47	21	27	-	5	-	64	--	22	Sp	14	94,0
MQ II	34	11	50	-	5	-	74	-	16	Sp	10	45,7
MQ III	41	24	32	-	3	-	43	-	45	5	6	50,4

ABB. 2: GEOTECHNISCHE ANALYSEN

PROBE NR.	DICHTE	WASSERGEHALT. (%)		SCHWELLDRUCK (MN/m <sup>2</sup> )			max $\sigma_s$	$\checkmark$ $\bar{\sigma}_s$	SCHWELLDEHNUNG (%)		
		Einbau	Ausbau	x	y	z			x	y	z
3850/1	2,43	2,0	9,2	0,53	0,86	1,20	1,20	0,86	2,8	3,4	3,7
3850/2	2,41	2,6	12,0	1,50	1,58	1,80	1,80	1,63	4,7	4,9	5,8
5524	2,54	1,1	6,7	0,06	0,13	0,11	0,13	0,10	3,2	3,7	3,4
5596/1	2,40	3,4	15,3	0,91	1,14	1,21	1,21	1,09	5,2	6,2	6,8
5596/2	2,57	1,1	3,8	0,06	0,01	0,05	0,06	0,04	1,6	0,3	1,9
5650	2,51	1,9	7,8	0,34	0,49	0,26	0,49	0,36	2,7	3,8	3,2
5750/1	2,56	1,3	4,3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,5	0,5	0,5
5750/2	2,56	1,7	3,4	0,07	0,08	0,04	0,08	0,06	0,6	0,4	0,9
6170/1	2,44	1,0	4,1	0,09	0,16	0,13	0,16	0,13	0,4	0,5	0,4
6170/2	2,54	1,2	2,9	0,05	0,09	0,06	0,09	0,06	0,2	0,4	0,3
6170/3	2,43	3,2	9,7	0,50	0,42	0,64	0,64	0,52	4,1	3,7	4,8
6270/1	2,50	1,7	7,0	0,44	0,42	0,59	0,59	0,48	2,4	2,9	2,7
6270/2	2,50	0,8	8,8	0,52	0,78	0,85	0,85	0,72	3,9	4,5	5,2
MQ I	2,44	2,5	13,9	0,54	0,78	0,49	0,78	0,60	6,9	8,9	6,0
MQ II	2,48	2,4	8,8	0,55	0,71	0,36	0,71	0,54	3,6	4,8	3,3
MQ III	2,50	1,4	6,4	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	3,0	5,0	3,0

Die geotechnischen Analysen des Quellverhaltens erfolgten mit Hilfe eines dreiaxialen Schwellgeräts (PREGL et al. 1979). Bestimmt wurden: Dichte, Wassergehalt, Quelldruck und Quellung (Abb. 2).

Die mineralogisch ermittelten Schwellparameter wurden mit den Ergebnissen der geotechnischen Analysen in Beziehung gebracht, wobei der maximale Quelldruck ( $\max \sigma_s$ ) und der aus den drei Quelldrücken berechnete Mittelwert ( $\bar{\sigma}_s$ ) Verwendung fanden.

Aus den ausgezeichneten Korrelationen der Mineralparameter mit den Quelldruckwerten läßt sich ableiten, daß Schichtsilikatführung und Montmorillonitgehalt in signifikanter Weise die Quelleigenschaften toniger Gesteine beeinflussen (Abb. 3).

### Literatur

- EINFALT, H.-C.; FECKER, E. & H.-P. GÖTZ (1979): Das Dreiphasensystem Ton, Anhydrit, Gips und dessen zeitabhängiges Verhalten bei Zugabe von wäßrigen Lösungen. - Intern. Kongr. ü. Felsmech. Proc. Vol. 1, Montreux.
- PREGL, O.; FUCHS, M.; MÜLLER, H.; PETSCHL, G.; RIEDMÜLLER, G. & B. SCHWAIGHOFER (1980): Dreiaxiale Schwellversuche an Tongesteinen. - Geotechnik 1980/1.

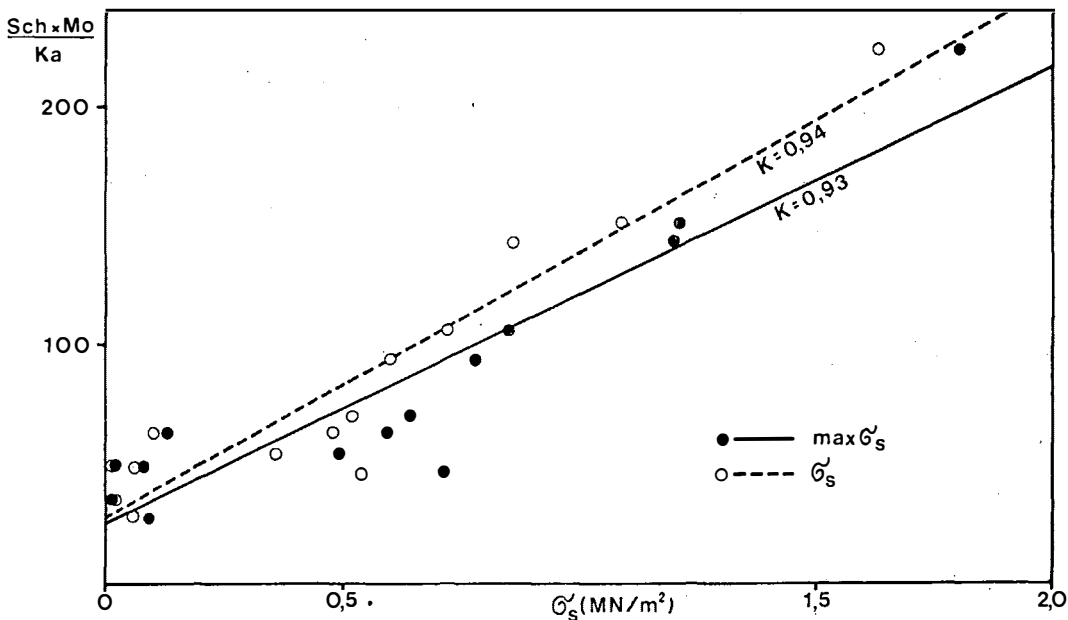


Abb. 3

# Geologische und technische Erkundungen im Untergrund hochalpiner Sperrenstellen

von H. Litscher<sup>+)</sup>

Im Rahmen der KW-Gruppe Fragant wird das Wasserdargebot der zur Möll abfließenden Bäche der Sonnblickgruppe (3105 m) in den Hohen Tauern in mehreren Stufen über eine Gesamtfallhöhe von 1700 m genutzt. Die Werksgruppe gliedert sich im wesentlichen in drei Höhenstufen:

Das KW Außerfragant (700 m) als Unterstufe, welches das in den Oberstufen abgearbeitete Wasser nochmals bis zur Möll verwertet.

Das KW Innerfragant (1200 m) mit den drei Teilstufen Oscheniksee, Wurten und Haselstein, die untereinander hydraulisch in Verbindung stehen.

Das KW Zirknitz (1700 m) als Oberlieger der Wurtenstufe und die Nebenstufen KW Gößnitz, KW Fleiß I und II.

Sämtliche Kraftwerke stehen bereits in Betrieb und werden zum Zeitpunkt des Endausbaus im Jahre 1985 mit einer Engpaßleistung von 343 MW und einem Jahresarbeitsvermögen von 571 Mio kWh der KELAG zur Verfügung stehen.

Die Bauarbeiten wurden im Jahre 1963 mit der Errichtung des KW Gößnitz an der Möll begonnen.

Die Aufschließung zur Nutzung der Wasserkraft in den hochalpinen Regionen der Alpen setzt eine gründliche geologische und morphologische Kartierung des in Frage kommenden Gebietes voraus. Bereits in den Jahren 1949 bis 1959 hat Ch. EXNER geologische Kartierungen im mittleren Abschnitt der Hohen Tauern durchgeführt und die Ergebnisse in der 1964 erschienenen "Geologischen Karte der Sonnblickgruppe" (mit Erläuterungen) veröffentlicht. In dieser Arbeit werden die geologischen und petrographischen Besonderheiten und ihre jeweiligen tektonischen Positionen im Gesamtaufbau eingehend erläutert.

Der ca. 40 km lange Sonnblickkern, der durch die Kalkphylliteinheiten der Mallnitzer Mulde im Norden sowie die umrahmende Schieferhülle und im Süden von der Matreier Schuppenzone und dem Altkristallin der Kreuzeckgruppe begrenzt wird, erstreckt sich in NW-SE-Richtung vom Gipfel des Hohen Sonnblicks (3105 m) bis nach Kolbitz im Mölltal. Diese geologische Einheit wird morphologisch in drei Geländestufen gegliedert (KIESSLING 1969):

- 1) Geländestufe in 2600 m - 2200 m
- 2) Langegezogene NW-SE streichende Verebnung in 1900 m - 1700 m
- 3) Tieferliegende Flur bei 1200 m

Im vorgelegten Bericht werden die geologischen und geotechnischen Untersuchungen im Untergrund zweier Sperrenstellen näher

---

<sup>+)</sup>  Anschrift des Verfassers: Dr. Heinz Litscher, Kärntner Elektrizitäts AG, Arnulfplatz 2, A-9020 Klagenfurt

besprochen.

## I

In den Jahren 1969 bis 1971 wurde das Gebiet des Großsees (2300 m), das im Talschluß der Kleinen Zirknitz liegt, nach einer geologischen Übersichtskartierung in das KW-Projekt mit einbezogen. Bei nachfolgender Detailkartierung wurde vor allem die Karschwelle des Großsees untersucht. Diese geologischen Aufnahmen hatten den Zweck, die Beschaffenheit des SW-Ufers des Sees an der Oberfläche und im Untergrund sowie die Geologie in der Umrahmung des Sees und die tektonischen Strukturen zu klären. Nach Auswertung der vorliegenden Daten konnte die Möglichkeit eines Aufstaus (Steinschütttdamm) in Betracht gezogen werden. Die Oberflächenkartierung der Seeschwelle zeigte günstige Gebirgsverhältnisse und es wurden zur Erkundung des Felsaufbaus 15 Rotationskernbohrungen mit einem max. Durchmesser von 120 mm und bis zu einer Tiefe von 52,5 m abgeteuft. Gleichlaufend mit der Gewinnung der Bohrkerne und der damit verbundenen geologischen Interpretation wurde die Wasserdurchlässigkeit in der Karschwelle durch Wasserabpressungen in 5 m-Passen mitlaufend mit dem Bohrvortrieb bestimmt. Die Wasseraufnahmefähigkeit des Gebirges wurde nach LUGEON ermittelt.

Der zur Bestimmung der LUGEON-Werte benötigte Abpreßdruck von 10 kp/cm<sup>2</sup> setzt sich, wenn kein Bergwasserspiegel vorhanden ist, aus dem hydrostatischen Druck der Wassersäule im Bohrloch und dem mechanisch erzielten Restdruck zusammen. Bei vorhandenem Bergwasserspiegel wird nur die Differenz Bergwasserspiegel-Bohrlochoberkante zum mechanischen Druck dazugezählt.

### 1. Der geologische Schnitt durch die Sperrenachse

Durch die Bohraufschließung wurden die aus der Oberflächenkartierung bekannten Hauptstrukturen in ihrer Einfallrichtung bestätigt. Das s-Flächengefüge fällt mit 10-20° nach SW; in Wechsellagerung sind Gneise und Granite aufgeschlossen. Zusätzlich liegt ein Augengneispaket in der orographisch rechten Sperrenflanke. Basische Lagen und aplitische Gänge wurden wiederholt angetroffen. Die Verwitterung reicht entlang von Klüften bis zu einer Tiefe von 10 m ab Geländeoberkante. Durch die orographisch rechte Sperrenflanke schneidet eine Mylonitzone, die einer regional deutlich ausgebildeten Störung zuzuordnen ist. Orographisch links sind Zerrüttungsstreifen festzustellen.

Die nur in Resten vorhandene Überlagerungsdecke setzt sich aus Blockwerk, aus Bergsturmassen und im zentralen Sperrenbereich aus einer dünnen Grundmoränenlage (1,5 m) zusammen.

### 2. Auswertung der Wasserabpreßversuche

Generell ist festzustellen, daß die Wasserwegigkeit innerhalb der Karschwelle an s-parallel verlaufende Zonen (Flächengefüge) gebunden ist. Da die Kernbohrungen jeweils bis zu einer Tiefe vorgetrieben wurden, wo die Wasserdurchlässigkeit unter 1 l/lm min bei 10 kp/cm<sup>2</sup> abgesunken ist, kann auch die Grenzlinie zum tieferliegenden undurchlässigen Fels im Untergrund gezogen werden.

### 3. Abdichtung der Seeschwelle durch Zementinjektionen

Da sich die Tiefe der Dichtungsfront nach der Höhe des darüberliegenden Sperrenbauwerks zu richten hat, wurde im gegebenen Fall eine Schleiertiefe von 25 m festgelegt. Die senkrecht abgeteufte Bohrungen im Abstand von 6 m durchstoßen mehrere s-Flächenscharen. Den Injektionslöchern (Hammerschlagbohrungen) wurde vorausseilend im Abstand von jeweils 36 m eine Rotationsbohrung bis zu einer Tiefe von 30 m zugeordnet. Auch hier wurden Wasserabpressungen vorgenommen.

Die Felsinjektionen erfolgten in Passen von jeweils 5 m von unten nach oben mit einem max. Injektionsdruck von 25 kp/cm<sup>2</sup> in der 20-25 m - Passe. Gleichzeitig wurde die Injektionsmenge mit 1000 kg Zement je lfm festgelegt. In Zonen mit größerer Aufnahme wurde im Abstand von 1-3 m rechts oder links des Bohrloches eine neue Injektionsbohrung abgeteuft. Damit wollte man eine flächige Ausbildung der Dichtfront erzielen. Mit diesem vorerst zurechtgelegten Injektionsschema wurde der Gesamtschleier eingebracht und es zeigte sich eine ausgezeichnete Übereinstimmung zwischen Injektionsgutaufnahme-Wasserdurchlässigkeit und Lagerung des Gebirges.

Durch zwei Piezometerbohrungen am luftseitigen Dammfuß konnte nachgewiesen werden, daß bei Vollstau (50 m über dem ursprünglichen Seespiegel) keine Hebung des Bergwasserspiegels erfolgte (Stauinhalt 26,5 hm<sup>3</sup>). Am Beispiel des Großsees konnte in relativ einfacher Form die Kette der Voruntersuchungen bis zu den notwendigen baulichen Maßnahmen klar demonstriert werden. Im Gegensatz dazu steht ein zweiter Speicher, der ebenso in über 2000 m SH innerhalb der Kraftwerksgruppe Fragant liegt.

## II

Bereits im Jahre 1967 wurde mit den Bauarbeiten am Großen Oscheniksee begonnen. Der 116 m tiefe Karsee, der im Schnittpunkt mehrerer Störungsbahnen im SE-Flügel des Sonnblickkerns liegt, wurde ausgepumpt und in weiterer Folge durch eine Schrägschacht von unten her angefahren. In 4 Ausbaustufen wurde dann auf die Seeschwelle ein über 100 m hoher Steinschüttdamm errichtet. Bevor es jedoch zum Bau dieses Damms kommen konnte, mußten umfangreiche geologische und geotechnische Untersuchungen vorgenommen werden.

1. In der Seeschwelle konnte schon bei der Oberflächenkartierung ein weit verzweigtes Netz von Klüften und Störungsbahnen in den jeweiligen Hauptstörungsrichtungen festgestellt werden. Durch Bohraufschlüsse und Wasserabpreßversuche wurden diese zum Teil auch im Untergrund nachgewiesen. Außerdem konnte auch eine petrographische Differenzierung des Gesteinsaufbaus erkundet werden. Es treten vorwiegend Augengneise und massige Granitgneise auf, untergeordnet Amphibolit- und Aplitgranite.

Aufgrund der Kartierungen und Bohrungen sowie der Kenntnis der regionalen Gefügeverhältnisse konnte eine Gliederung des geologisch-tektonischen Baus in der Seeschwelle durch ein Blockdiagramm veranschaulicht werden. Es stellte sich heraus, daß es im Zuge der tektonischen Ereignisse zu unterschiedlichen Verstellungen einzelner von Störungen und Klüften begrenzter

Teilkörperverbände gekommen ist. Dadurch waren auch für die nachfolgenden Abdichtungsarbeiten in der Seeschwelle uneinheitliche Injektionserfolge zu erwarten.

2. Ähnlich wie am Großsee wurde auch hier nach Feststellung einer generellen undurchlässigen Zone im Untergrund ein 25 m tiefer Injektionsschleier mit einem Bohrlochabstand von 6 m eingebracht. Auch wurde eine Verdichtung des Schleiers bei erhöhter Zementaufnahme vorgenommen. Durch die Aufnahme des Injektionsguts wurde deutlich das Kluftgefüge mit seinen auf- und absteigenden Ästen wiedergegeben. Der Nachweis dafür erfolgte durch Kontrollbohrungen.

Der Injektionserfolg wurde bei Vollaufstau durch eine max. Gesamtdurchlässigkeit in den Drainagen von unter 10 l bestätigt (Stauinhalt 33 hm<sup>3</sup>). Die Gegenüberstellung beider Sperrenstellen, die sich in der Oberfläche weder durch die Morphologie noch durch die Geologie wesentlich unterscheiden, zeigen im Untergrund, vor allem bedingt durch die tektonischen Ereignisse, deutliche Unterschiede. Diese Unterschiede konnten durch die geologischen Untersuchungen geklärt und nachgewiesen werden.



Liste der Subventionsgeber und Spender

Die IV. Bodensee-Tagung für Ingenieurgeologie in Bregenz wurde in großzügiger Weise unterstützt von:

AMT DER STADT BREGENZ  
AMT DER TIROLER LANDESREGIERUNG  
AMT DER VORARLBERGER LANDESREGIERUNG  
ARLBERG STRASSENTUNNEL AG, INNSBRUCK  
BETON- UND MONIERBAU GES.M.B.H., INNSBRUCK  
KÄRNTNER ELEKTRIZITÄTS-AG, KLAGENFURT  
OBERÖSTERREICHISCHE KRAFTWERKE AG, LINZ  
ÖSTERREICHISCHE DONAUKRAFTWERKE AG, WIEN  
ÖSTERREICHISCHE ELEKTRIZITÄTSWIRTSCHAFTS-AG, WIEN  
A. PORR AG, ALLGEMEINE BAUGESELLSCHAFT, WIEN UND INNSBRUCK  
TAUERNKRAFTWERKE AG, INNSBRUCK  
VORARLBERGER KRAFTWERKE AG, BREGENZ  
VORARLBERGER ILLWERKE AG, BREGENZ

Ferner haben gespendet:

ÖSTERREICHISCHE DRAUKRAFTWERKE AG, KLAGENFURT

# Abriß der Geologie Vorarlbergs

von K. Czurda<sup>+</sup>)

## Inhaltsverzeichnis

1. Exkursionsroute
  - 1.1. Das Rheintal
  - 1.2. Der Walgau
2. Großgeologische Einheiten
  - 2.1. Molassezone
  - 2.2. Helvetikum
  - 2.3. Vorarlberger Flysch
  - 2.4. Nördliche Kalkalpen
  - 2.5. Silvretta-Alt kristallin

Die Exkursion zu diversen Kraftwerksanlagen der Vorarlberger Illwerke AG im Montafon, die aus Anlaß der vierten Bodensee-tagung für Ingenieurgeologie von Bregenz aus durchgeführt wird, quert fast alle geologischen Großeinheiten der Voralpen und des westlichen Endes des Ostalpenkörpers. Sie führt aus der Molasse heraus durch das Helvetikum, den Flysch und die Nördlichen Kalkalpen, und endet im Silvretta-Kristallin des inneren Montafons, wo sich die zu besuchenden Kraftwerksanlagen befinden. Eine kurze überblicksmäßige Charakterisierung und die Erläuterung lokaler Besonderheiten sind Ziel dieses Aufsatzes. Er soll für das Publikum der Tagung: Geologen und Bauingenieure, in gleicher Weise verständlich sein.

### 1. Exkursionsroute

Bregenz-Dornbirn-Feldkirch = Rheintal

Feldkirch-Bludenz = Walgau

Bludenz-Partenen = Montafon

Die Talschaften, denen der Exkursionsweg von Bregenz aus folgt, queren die geologischen Bau- und Faziesseinheiten in der erdgeschichtlich umgekehrten Reihenfolge. Das zuletzt und am weitesten südlich erreichte Silvretta-Alt kristallin ist älter als alle anderen Stockwerke, die vorher gequert werden, und die weiter im Norden liegen. Die unmittelbar anschließenden Kalkalpen sind jünger, d.h. sie sind Bildungen der alpidischen Geosynklinalzeit, die im Permoskyth, also an der Wende Paläozoikum/Mesozoikum beginnt, und die ihren tektonischen Bau im Tertiär mit den letzten Orogenphasen beenden. Es schließt sich der noch jüngere Flysch an, dessen Schichtglieder Unterkreide- bis Alttertiäralter haben. Das das Rheintal beherrschende Helvetikum beginnt mit seiner Sedimentationsgeschichte schon

---

<sup>+</sup>) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. DDR. Kurt Czurda, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

früher, d.h. im oberen Jura, und durchläuft seinen Ablagerungsabschnitt und die tektonische Formung zeitgleich mit dem Flysch bis ins Alttertiär. Zeitlich am jüngsten im Alpen- bzw. Voralpenbau ist die Molasse, gebildet in einem dem Kalkalpin, Helvetikum und Flysch parallelen Meerestrog, dem Alpenkörper am weitesten nördlich vorgelagert und nur teilweise noch von der Gebirgsbildung erfaßt.

Die Behandlung der einzelnen Einheiten folgt aber der Exkursionsroute und beginnt daher in Bregenz mit der Molasse und endet im Montafon mit dem Altkristallin.

### 1.1. Das Rheintal

Das Rheintal selbst geht in seiner ursprünglichen Anlage als alpine Quersenke auf die Zeit der alpinen Gebirgsbildung zurück. Großverwerfungen, gebündelte Verwerfungsscharen und Verbiegungen durchbrachen das dominierende SW-NE-Streichen des Alpenwalles. Achsendepressionen des helvetischen Gebirges, unterstützt von Bruchdeformationen, legten das Alpenrheintal an. Die quartären Vereisungen und Interglazialzeiten bewirkten ungeheure Wasser- und Schuttmassentransporte durch das Alpenrheintal in das Vorland von Oberschwaben und Hegau bzw. in die vor allem glazial eingetiefte Bodenseefurche. Vor allem die letzte Vereisung - Würm - räumte mit ihren vorstoßenden Eismassen das Rheintal aus, das dann durch den Rhein erneut aufgeschottert bzw. durch den postquartär erweiterten Bodensee = Rheintalsee mit Seesedimenten aufgefüllt wurde. Sicher reichte dieser See bis zur Felsschwelle des Semelenberg - Kummberg. Südlich davon breiteten sich kleinere lokale Seen aus, die Verbindung zu Walensee und Zürichsee als einzige große Seenbildung ist jedoch nicht nachzuweisen.

Eiszeitliche Bildungen wie z.B. Grund- oder Seitenmoränenablagerungen oder interglaziale Terrassensedimente sind im Rheintal nicht mehr zu finden. Nur im Raume Bregenz sind im Niveau Ölrain - Oberstadt - Weissenreute spätwürmzeitliche, randglaziale Terrassen erhalten geblieben.

### 1.2. Der Walgau

Auch die Talfurche der Ill, der Walgau, hat sich wesentlich während der letzten 15 Millionen Jahre, im Jungtertiär und Frühquartär, gestaltet. Ablagerungen aus dieser Zeit - ausgenommen das Bürser Konglomerat - sind nicht erhalten geblieben. Man kann annehmen, daß während der letzten Vereisung ein etwa 1500 m mächtiger Eispanzer das Walgaubecken unter sich begraben hatte. Mächtige Moränenmassen wurden während dieser Zeit abgelagert und teilweise von den Schmelzwässern wieder umgelagert. Als sogenannte Verbauungsschotter liegen sie heute in Talrandlagen. Auch im Walgau hatte sich postglazial ein See ausgebreitet und seine Sedimente dort hinterlassen. Rezente bis subrezente Illaufschotterungen füllen zusätzlich das Tal. Der Durchstich der Ill durch die Felsenau bei Feldkirch ist jung. Frühere Illentwässerungen führten über die Letze nach Tisis bzw. über Göfis nach Rankweil.

## 2. Großgeologische Einheiten

### 2.1. Molassezone

Entlang der Fahrtroute zwischen Bregenz und Dornbirn.

Der Pfänderstock, der die Bregenzer Bucht einrahmt, und die Berge des vorderen Bregenzer Waldes gehören der ungefalteten Vorlandmolasse an. Sie begleitet den Exkursionsweg rheintalaufwärts im Osten (linker Hand) und wird etwa in der Höhe von Bildstein, oberhalb Wolfurt, von der gefalteten subalpinen Molasse abgelöst. Sie reicht bis Dornbirn.

Die E-W orientierten Bergrücken der Molasse sind von Gesteinseinheiten aufgebaut, deren paläogeographische Geschichte vor etwa 30 Millionen Jahren, im Oligozän, begann. Zu dieser Zeit bestanden im südlichen Vorarlberg bereits Gebirge des eigentlichen Alpenkörpers. Die Alpen im Süden, aber auch Altkristallgebirge im Norden, wie z.B. Schwarzwald, Bayrischer Wald oder die Böhmisches Masse, haben in die dazwischen liegende Meeressenke abgetragene und verwitterte Lockermassen als Flußfracht eingeschüttet. Demgemäß bestehen die Gesteine der Molasseabfolge aus klastischen Sedimenten: Konglomerate, Sandsteine, Mergel und Schieferstone.

Den Pfänder und Gebhardsberg bauen Gesteine auf, die dem Miozän (Burdigal, Helvet und Torton) angehören. In diesen Zeitabschnitt, und zwar am Übergang vom Helvet ins Torton, fällt ein milieumäßiger Umschwung innerhalb des Meerestages: Durch Abschnürung von den Weltmeeren kommt es zur Aussüßung und die Zeit der sogenannten "oberen Meeresmolasse" mit den Schichtgliedern des südlichen Pfänderstockes (Gebhardsberg - Fluh): Basisnagelfluh, Glaukonitsandstein, Kanzelfelsnagelfluh und Gebhardsberg-Nagelfluh, endet. Ihr mariner Charakter ist fossilbelegt. Die Hauptmasse des Pfänders im engeren Sinne wird von den älteren Anteilen der "oberen Süßwassermolasse" eingenommen. Sie gehört dem Torton an und wird bis zu 700 m mächtig. Sandsteine und Konglomerate (Nagelfluh) überwiegen.

Die älteren Anteile der Molasse, die im oberen Oligozän bis unteren Miozän (Lattorf, Rupel, Chatt, Aquitan) abgelagert wurden, finden sich in den Bergen zwischen Wolfurt und Dornbirn. Dieser Molasseanteil ist gefaltet, d.h. er wurde von den jüngeren alpidischen Gebirgsbildungsphasen stärker betroffen als die Molasse weiter südlich (Pfänder). Auch diese älteren Molassegesteine bilden einen paläogeographischen Umschwung von marin zu limnisch ab: Der Übergang "untere Meeresmolasse" zu "unterer Süßwassermolasse" vollzieht sich an der Zeitgrenze Rupel/Chatt. Die Bausteinschichten des oberen Rupel sind marin, die Weissachschichten des Chatt limnisch. Sie wurden, infolge ihrer Steilstellung, in großer Mächtigkeit anlässlich einer Erdölaufschlußbohrung nördlich Dornbirn (Endteufe 2920,6 m) im Rheintaluntergrund erbohrt.

### 2.2. Helvetikum

Entlang der Fahrtroute zwischen Dornbirn und Frastanz.

Beiderseits des Rheintales sind nun gut die Faltenstrukturen des Helvetikums zu sehen, wobei die Berge rechter Hand (Rhein-

Westufer): Säntis, Wildhauser Mulde und Churfirsten auf Schweizer Staatsgebiet liegen. Die Sedimentation der Kalke, Mergel und Sandsteine der reich gegliederten stratigraphischen Abfolge des Helvetikums erfolgte in einem Meerestrog, der seine Entwicklung zwischen dem Oxford (oberes Malm) und dem Mitteleozän (unteres Tertiär) durchmachte. Die paläogeographische Entwicklung nahm somit einen Zeitraum von etwa 100 Millionen Jahren ein, d.h. sie begann etwa vor 150 Millionen Jahren und endete vor etwa 50 Millionen Jahren.

Im wesentlichen handelt es sich bei den Gebirgen, die als östliche Fortsetzung des Säntis und der Churfirsten den Rheintalrand und die Berge des mittleren Bregenzer Waldes bilden, um Sattel- und Muldenstrukturen, die sich über das Rheintal weg parallelisieren lassen. Als wohl markanteste Struktur zieht die Wildhauser Mulde (zwischen Säntis und Churfirsten) mit nordöstlichem Achsenstreichen nach Vorarlberg herüber und setzt sich zwischen den Sätteln des Kuppenberges und dem breiten Antiklinorium des Hohen Freschen als Mulde von Fraxern - Bizau - Riezlern fort. Die Sattelstruktur des Hohen Freschen weist mit dem Malm-Aufbruch im Kanisfluh-Mittagsfluhgewölbe die ältesten helvetischen Schichtglieder in den Ostalpen auf. Die über das Rheintal hinweg streichenden Faltenachsen tauchen in Vorarlberg in südwestlicher Richtung unter die Talalluvionen ab und steigen auf der Schweizer Seite in gleicher Richtung wieder an. Diese Flexur wird noch durch Staffelbrüche betont, von denen das Churer Lineament am augenfälligsten ist. Die erwähnten Faltenstrukturen sind nun nicht autochthon eingewurzelt, sondern sind deckenförmig in ihre heutige Position verschoben worden. Das Vorarlberger Helvetikum ist die Fortsetzung der obersten helvetischen Decke der Schweiz, der Säntisdecke. Darüber liegt tektonisch noch das Ultrahelvetikum, die sog. Liebensteiner Decke. Sie war ursprünglich noch südlicher beheimatet als die Säntisdecke. Beim Ultrahelvetikum handelt es sich eher um eine Schuppenzone denn um eine geschlossene Decke; eingeschaltet zwischen Säntisdecke im Norden und Flysch im Süden (von Sattains in nordöstlicher Richtung das Laternser Tal querend, bis etwa südlich der Damülser Mittagsspitze) bzw. im Norden nahe der Grenze zur Molasse (zwischen Egg und Sibratsgfall).

Die Gesteine des Helvetikums, abgelagert zwischen oberem Jura und Alttertiär (siehe oben), gehören, trotz der relativ geringen Breite des Meerestrog, verschiedenen Fazieszonen an. Sie sind vor allem Ausdruck unterschiedlicher Meerestiefen. Ein nördlicher, mittlerer und südlicher Faziesbereich können unterschieden werden; noch weiter südlich schließt der Bildungsraum der ultrahelvetischen Gesteine an. Im Norden ist der Schichtstapel unvollständig, d.h. von Schichtlücken unterbrochen, die einzelnen Serien geringer mächtig und Riffbildungen sind gegenüber Tiefwasserbildungen vorherrschend. Mergelige Gesteine treten im Mittelhelvetikum mehr und mehr in den Vordergrund und herrschen im Süden schließlich vor:

Nicht nur die Steinbrüche, vor allem aber auch die Inselberge im Rheintal, geben guten Einblick in den Bau des Helvetikums. Den markantesten dieser Inselberge, den Kuppenberg bei Götzis, durchquert der Exkursionsweg (Autobahn A 14, Udelberg Durchstich).

Hier sind Drusbergmergel, Schrattenkalk und Gault-Grünsandstein des Götzner Gewölbes gut aufgeschlossen. Die Abzweigung der Straße von Feldkirch in den Walgau (Tal der Ill zwischen Feldkirch und Bludenz) hinein durchquert im Schattenburgtunnel und in der Felsenau (südl. Illschlucht) noch einmal helvetische Gesteine: Drusbergmergel, Schrattenkalk und Gamserschichten. Ab Frastanz begleiten den Exkursionsweg beiderseits der Ill Flyschberge.

### 2.3. Vorarlberger Flysch

Entlang der Fahrtroute zwischen Frastanz und Nüziders (westlich Bludenz).

Der rhenodanubische Flysch begleitet als schmaler Streifen den Nordrand der Ostalpen. Seine Hauptverbreitung in Vorarlberg liegt zwischen den Nördlichen Kalkalpen und dem Helvetikum, ein Streifen, den der Exkursionsweg in seiner ganzen Breite quert. Das Große Walsertal schneidet in ihn ein. Aber auch zwischen Helvetikum und Molasse bzw. als Deckschollen am Hoch-Älpele und der Hohen Kugel sind Flyschgesteine vorhanden. Auch der Flysch ist tektonisch von seiner Unterlage fortbewegt worden und liegt in einzelnen größeren Einheiten - Decken - weiter im Norden auf dem Helvetikum auf.

Unter rhenodanubischem Flysch versteht man eine Sedimentfolge, die als Abtragsprodukt des werdenden Alpenkörpers, also während der Orogenese, in einen langen, schmalen, aber tiefen Meerestrog nördlich der Ostalpenkette geschüttet worden ist. Gradierte Schichtung als Ausfällung aus Trübströmen, Strömungsmarken und Gleitspuren an der Unterseite der Gesteinsbänke, Armut an Fossilien mit Ausnahme von Foraminiferen (Globotruncanen, diverse Sandschaler) in den Mergeln sowie Kriech- und Weidespuren (z. B. Helminthoiden und Chondriten) sind für die Sandstein-Mergelfolgen des Flysch typisch. Das Material wurde aus den Alpen in den nördlich vorgelagerten schmalen Trog geschüttet und vor allem trogparallel bis in seinen Ablagerungsraum verfrachtet. Die Flyschsedimentation dauerte von der höheren Unterkreide bis ins Alttertiär.

Sanfte, bewaldete Bergformen bilden die Talkulisse beiderseitig des Walgaus - typische Flyschberge, die im Süden von den Gipfeln des Rätikon, der den Kalkalpen angehört, überragt werden. Gehört der Flysch im Norden (um Sibratsgfäll) der sogenannten Feuerstätter Decke an, so ist der den Walgau querende Streifen der südlichen Flyschzone, der Hauptflyschdecke zuzuschreiben.

Der Aufbau des Gebirges im Walgau besteht aus einer typischen Wechsellagerung von härteren Sandsteinen und Kalken mit weicheren Mergeln bzw. Schiefertonen. Die einzelnen Gesteinszüge schneiden die Talachse ungefähr unter einem Winkel von  $45^{\circ}$ . Die Reiselberger Sandsteine sind wohl das härteste Schichtglied. Sie queren das Tal östlich Satteins und bilden wahrscheinlich auch im Untergrund eine Felsschwelle. Neben diesen Sandsteinen bauen die Piesenkopfschichten die Talkulisse auf, vor allem Kalke, die über die Saminaschlucht von Liechtenstein in den Walgau herüberziehen. Die Mergel der Planknerbrücken-Serie bilden auf der Walgausüdseite die Hänge der Rätikonbasis

und im Norden die Bergrücken hinter Gais, Bludesch, Thüringen sowie den Hochgerach und das vordere Große Walsertal. Das Vorhandensein von Kohlenwasserstoffen in diesen Gesteinen beweist eine Erdgasexplosion, die sich beim Vortrieb des Lutzkraftwerkstollens der VKW in der Planknerbrücken-Serie ereignete.

#### 2.4. Nördliche Kalkalpen

Entlang der Exkursionsroute zwischen Bludenz und Schruns.

Vor allem sind es die Gesteine der oberostalpinen Trias und des Jura, die schon ab der Einmündung der Lutz in die Ill die beiderseitige Talbegrenzung - zunächst noch Walgau, dann äußeres Montafon - bilden. Bei Nüziders am sogenannten Hangenden Stein (im Norden = linker Hand in Fahrtrichtung Bludenz) ragt der westlichste Ausläufer der Klostertaler Alpen mit einem Hauptdolomit-Sporn weit ins Tal vor. Im Flußdreieck Alfenz/Ill bei Lorüns zieht von den Zalum Mädern im Süden, nach Osten umbiegend, eine Jungschichten-Mulde herab, die von Kössener Schichten, Oberrhätkalk, rotem Liaskalk und Kreideschiefern aufgebaut wird. Sie wird in einem Steinbruch für die Zementindustrie abgebaut. Die Lokalität liegt unmittelbar am Eingang zum Montafon, das zunächst beidseitig vom Hauptfelsbildner der westlichen Nördlichen Kalkalpen, dem Hauptdolomit, beherrscht wird. Linker Hand in Fahrtrichtung Schruns (= im Norden) der Davenna-Stock und im Süden die Vandanser Steinwand. Es schließt sich ein E-W streichender Zug von älteren Triasgesteinen in ihrer normal stratigraphischen Abfolge an: Raibler Schichten, Arlbergkalk, Partnachmergel und Muschelkalk. Ein Buntsandsteinstreifen bei Vandans - Permoskyth - trennt schließlich das Kalkalpen vom Silvretta-Altkrystallin.

Die erwähnten Tias- und Juragesteine, die dem Rätikon bzw. den Klostertaler Alpen angehören, widerspiegeln die paläogeographischen Entwicklungstendenzen des Tethysmeeres: Allmähliche Eintiefung eines Meeresbeckens (Buntsandstein), voll marine Bildungen mit Riffen im Muschelkalk, marine Faziesdifferenzierungen in Becken- und Schwellenbereiche (Partnachmergel, Arlbergkalk), terrigen beeinflusste Phase im Karn (Raibler Schichten), extreme Flachmeersedimentation im Hauptdolomit, erneute Eintiefung und terrigene Einschüttung in den Kössener Schichten und mit den Schichtgliedern der Jura- und Kreidezeit durch die Faziesheteropie Zeugnis der beginnenden alpinen Orogenese durch Oszillationen des Meeresbodens.

Selbstverständlich sind auch die Kalkalpen als Decken nach Norden vorbewegt worden. Klostertaler Alpen und Rätikon sind der Lechtaldecke zuzuschreiben.

#### 2.5. Silvretta-Altkrystallin

An der Exkursionsroute von Vandans bis Partenen.

Das Silvrettakristallin ist eine polymetamorphe Schubmasse, die als Teil des Oberostalpins (tektonische Großeinheit, der unter anderem auch die Kalkalpen angehören) ebenfalls nach Norden verfrachtet wurde. Eine vielmalige Wechsellagerung von Schiefergneisen, Glimmerschiefern, Amphibolgneisen und Amphiboliten in Verbindung mit Orthogneiskörpern zeichnen diese

Kristallinmasse aus, die im übrigen in Gesteinsbestand, Metamorphosegrad und tektonischer Stellung der östlich benachbarten Ötztaler Masse gleich ist. Das metamorphe Gepräge haben die Gesteine der Silvrettamasse in sehr tiefen Zonen der Erdkruste erhalten. Die letzte gefügeprägende Metamorphose muß, wegen der stellenweisen Auflagerung von oberkarbonisch-permischen und mesozoischen Sedimenten, im Oberkarbon abgeschlossen worden sein. Diese Gesteinsumwandlung hat sich also in Zusammenhang mit der variszischen Gebirgsbildung vollzogen. In manchen Zonen beweisen radiometrische Altersbestimmungen, daß auch die alpidische Gebirgsbildung nicht spurlos am altkristallinen Fundament vorübergegangen ist. Die jüngsten Gesteine des Silvrettakristallins sind die Diabasgänge. Sie durchschlagen das Nebengestein meist diskordant und reichen nicht in die mesozoische Sedimentüberlagerung hinein. Sie sind von der variszischen Metamorphose nicht mehr erfaßt worden. Die Gesteine, die beiderseits der Straße von Schruns in Richtung Partenen anstehen, sind bis St. Gallenkirch als Hornblendeschiefer bzw. als schiefrige Biotitplagioklasgneise anzusprechen. Es sind Paragesteine, die durch hohen Biotitgehalt sehr dunkel erscheinen. Ab St. Gallenkirch bis Partenen sind es dann im wesentlichen Biotitglimmerschiefer, gelegentlich mit Biotit-PorphYROblasten und dickeren quarzitischen Bänken. Die Schieferung fällt mit den ursprünglichen Sedimentationsflächen zusammen. Amphibolite stehen in Fahrtrichtung Partenen rechter Hand (orographisch links) bei St. Gallenkirch, Gaschurn und Partenen an.

Eine Straßenabzweigung von St. Gallenkirch nach Süden führt in das Gargellental hin, wo südlich des Weilers Sarotla im Fenster von Gargellen die penninische Unterlage der oberostalpinen Silvrettamasse sichtbar wird. Der Fensterinhalt zeigt Arosadecke, Sulzfluhdecke und Falknisdecke. Diese Serien fallen gegen Osten hin ein. An der Ostseite gegenüber Gargellen erkennt man die mit etwa 12° E einfallende und NW-SE streichende Überschiebungsbasis der Silvrettadecke.

#### Literaturauswahl

- BERTLE, H. (1972): Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22, Wien.
- CZURDA, K.; HANTKE, R.; OBERHAUSER, R. & W. RESCH (1979): Molasse, Helvetikum, Flysch und Nördliche Kalkalpen im Bregenzer Wald. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 61, Stuttgart.
- GWINNER, M.P. (1979): Zur Geologie von Vorarlberg (Daten zu den Exkursionen des oberrhein. geol. Ver., April 1979). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 61, Stuttgart.
- OBERHAUSER, R. (1965): Zur Geologie der West-Ostalpen - Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau etc. - Verh. Geol. A.-B., Sonderh. 6, Wien.
- PIRKL, H.R. (1980): Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner); aus Geol. B.-A.: Der geologische Aufbau Österreichs. Wien.
- RESCH, W.; HANTKE, R. & H. LOACKER (1979): Molasse und Quartär im Vorderen Bregenzerwald etc. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 61, Stuttgart.



RICHTER, M. (1969): Vorarlberger Alpen. - Sammlung geolog. Führer 49, Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart.  
 SCHREINER, A. (1974): Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz. - Herausgeber: Geolog. Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i. Br.

Miozän	Torton	Obere Süßwasser-Molasse (Pfänder), Mergel und Sandsteine, Konglomerate	OSM <sup>+</sup> )
	Helvet	Mergel und Sandsteine, Konglomerate (+ Wirtatobel Kohleflöz)	OMM <sup>+</sup> )
	Burdigal	Gebhardsberg Nagelfluh Kanzelfels Nagelfluh Galaukonitsandstein Basisnagelfluh	
	Aquitän	Granitische Molasse	
Oligozän	Chatt	Steigbach-Schichten Weissach-Schichten	USM <sup>+</sup> )
	Rupel	Baustein-Schichten Tönmergel-Schichten	UMM <sup>+</sup> )
	Lattorf	Deutenhausener Schichten	

+)  
 OSM = obere Süßwassermolasse      USM = untere Süßwassermolasse  
 OMM = obere Meeresmolasse        UMM = untere Meeresmolasse

Tabelle 1: Stratigraphie der Vorarlberger Molasse  
 (nach M. RICHTER, 1969)



## Zur Geologie von Vorarlberg

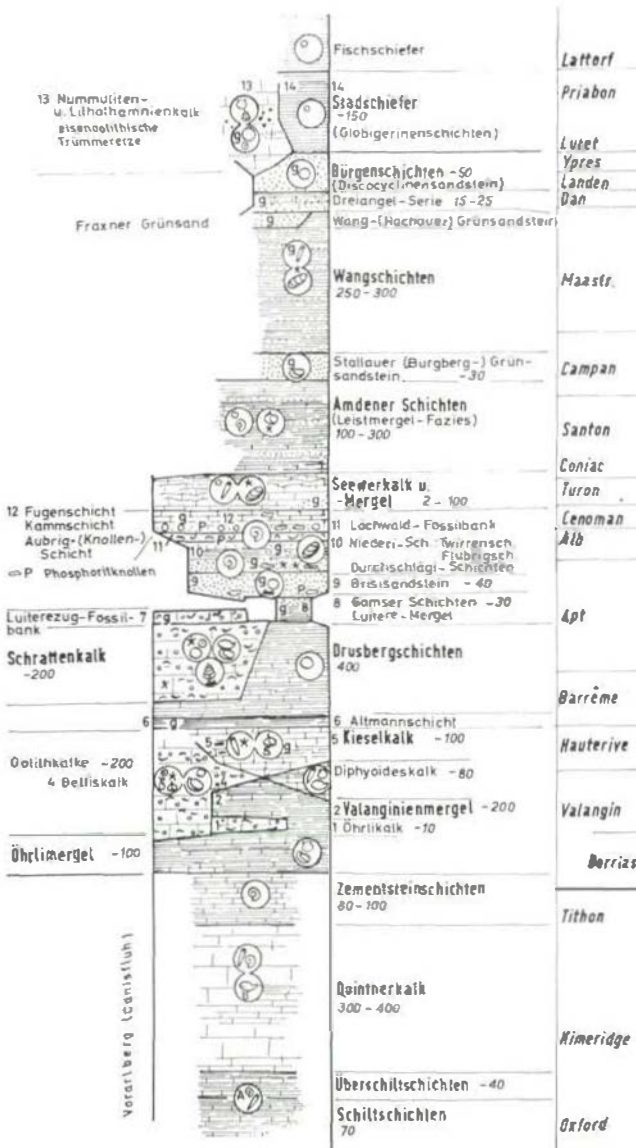


Abb. 2: Sammelprofil der Schichtenfolge des reno-danubischen Flysch (nach H.P. GWINNER, 1978)

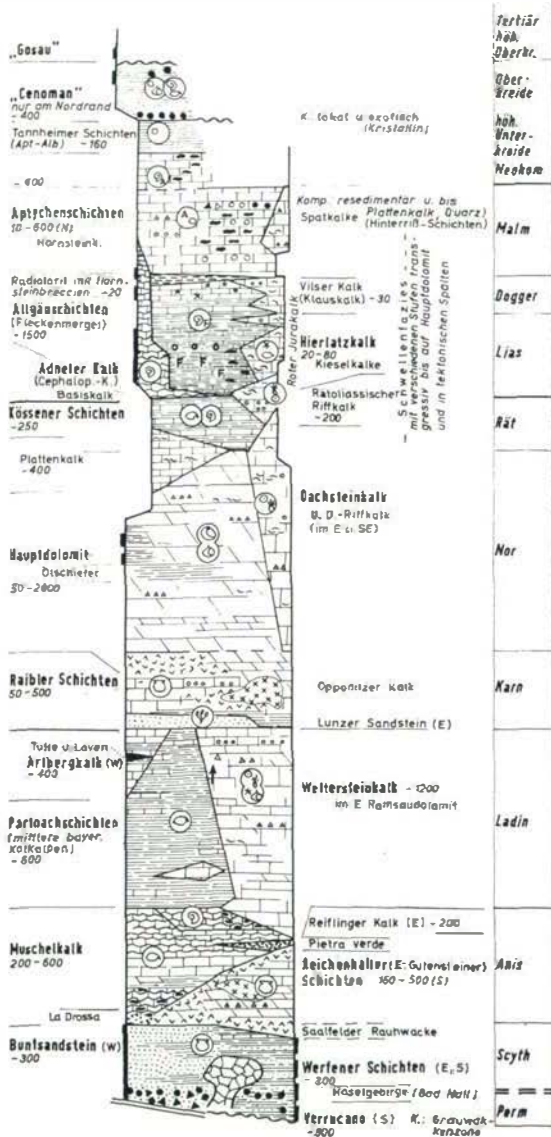


Abb. 3: Sammelprofil der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen in Vorarlberg und Ostösterreich (nach M. P. GWINNER, 1978)

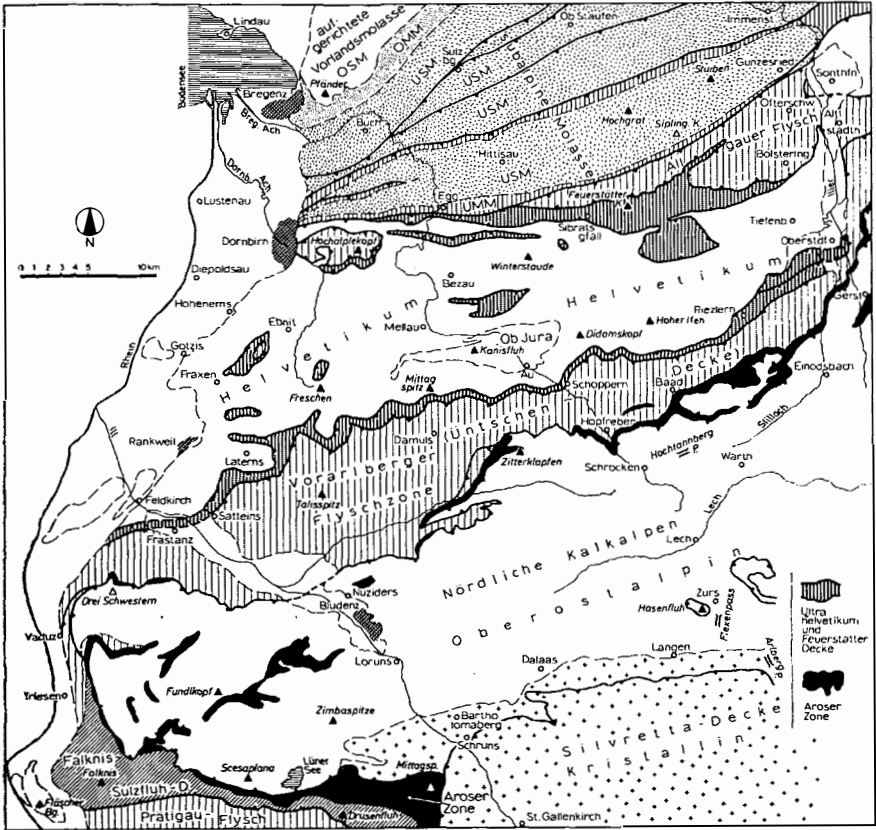


Abb. 4: Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg und der angrenzenden Gebiete. Vereinfacht nach M. RICHTER, 1978

Das Gebirgsverhalten um die Maschinenkaverne  
des Kavernenkraftwerkes Wehr

von H. Lange, H. Pfeifer und H. Rest<sup>+)</sup>

Das 1000 MW-Pumpspeicherwerk Hornbergstufe mit den Kavernenkraftwerk Wehr wurde 1970 bis 1976 gebaut. Die Eigenschaften des Gebirges und die felsmechanischen Kennwerte wurden von einem Sondierstollen aus ermittelt, der bereits 10 Jahre zuvor in den Kavernenbereich vorgetrieben wurde. Entwurf und Bemessung der Sicherungen und des Ausbaus der Maschinenkaverne wurden nach der Methode der Finiten Elemente berechnet. Das Verhalten des Gebirges wird seit Ausbruch und Ausbau der Kaverne durch Extensometer und Meßanker überwacht. Die Form- und Laständerungen, die mit Ausbruchende praktisch beendet waren, blieben unter den vorausberechneten Beträgen zurück.

Die von Natur geringe Wasserwegigkeit des Gebirges wurde durch die Felshohlbaue nicht meßbar verändert. Während des Ausbruchs versiegte Quellen erreichten ihre frühere Schüttung wieder, nachdem der stahlgepanzerte Druckschacht fertiggestellt war.

Über das Kavernenkraftwerk Wehr haben WITTKÉ, PFISTERER und RISSLER bereits mehrmals veröffentlicht.

---

<sup>+)</sup>  Anschrift der Verfasser: Oberingenieur H. Lange, Ing. H. Pfeifer, Dr. H. Rest, Schluchseewerk Aktiengesellschaft, Postfach 1460, Rempartstr. 12-16, D-7800 Freiburg i. Br.

von J.P. Jenni<sup>+</sup>)

## 1. Einleitung

Der immer häufigere Einsatz von Fräsmaschinen im Tunnelbau bringt es mit sich, daß sich auch der beratende Geologe mit der Problematik des mechanischen Tunnelvortriebs auseinandersetzen muß. Drei Fragen stehen dabei im Vordergrund:

- 1) Die Bohrbarkeit eines gegebenen Gesteins
- 2) Die theoretisch mögliche Vortriebsgeschwindigkeit in diesem Gestein
- 3) Die geotechnischen Verhältnisse vor Ort (Felsstabilität, Wasseranfall, Tragfestigkeit des Bodens).

Alle drei Punkte sind natürlich auch beim konventionellen Vortrieb von großer Bedeutung, doch liegt die Gewichtung anders. Infolge der hohen Investitions- und Betriebskosten einer Fräsmaschine, ist der Unternehmer gezwungen, hohe Leistungsraten zu erbringen. Solche können leicht dadurch vereitelt werden, daß der Fels wesentlich schlechter bohrbar ist als erwartet (zu langsamer Vortrieb), oder zu abrasiv ist (kostenungünstiger Meißelverschleiß). Andererseits mag z.B. ein im Vergleich zum Sprengvortrieb teurerer mechanischer Vortrieb von Vorteil sein, weil die Bauzeit infolge der höheren täglichen Vortriebsleistung kürzer wird. All diese Fragen stehen naturgemäß in einem bestimmten Zusammenhang mit dem zu durchbohrenden Material - dem Fels - und dadurch wird auch der Geologe angesprochen.

Was kann dieser nun zur Lösung dieser Fragen beitragen? Da ist sicher einmal die Klassifizierung des zu durchfahrenden Gesteins zu erwähnen, nicht nur in petrographischer Hinsicht, sondern auch bezüglich seiner grundsätzlichen Bohrbarkeit (Basisbohrbarkeit). Zum zweiten wären dann die Daten beizutragen, die erlauben, die mittlere Schneidgeschwindigkeit für gegebene Gebirge zu ermitteln (die theoretisch mögliche maximale Vortriebsgeschwindigkeit) sowie die speziellen Schwierigkeiten zu definieren, die den mechanischen Vortrieb behindern bzw. die theoretische Vortriebsgeschwindigkeit reduzieren werden (Störzone, Stabilitätsprobleme, Wasseranfall). Letzterer Fall ist nicht ein spezifisches Problem des mechanischen Vortriebs, es ist genauso wichtig beim Sprengvortrieb und soll deshalb hier nicht diskutiert werden. Die vorliegende Arbeit beschränkt sich somit auf die Klassifizierung der Gesteine bezüglich ihrer Bohrbarkeit sowie auf die Möglichkeit der Vorhersage der Schneidgeschwindigkeit.

---

<sup>+</sup>) Anschrift des Verfassers: Dr. J.P. Jenni, c/o MOTOR-COLUMBUS Ingenieurunternehmung AG, Parkstraße 27, CH-5401 Baden

## 2. Bohrbarkeitsklassifizierung

Davon ausgehend, daß Analysenmethoden, die zur Klassifizierung der Gesteine bezüglich ihrer Bohrbarkeit führen, schnell, einfach und billig sein sollten, ist ein Testverfahren entwickelt worden, das auf folgenden Parametern beruht:

- der Prellhärte  $H_R$ , bestimmt mit einem Schmidt'schen Prüfhammer (dimensionslos),
- der Druckfestigkeit bei punktförmiger Belastung, dem sog. Point-Load Strength Index  $I_S$  gemäß ISRM-Norm (in  $N/mm^2$ ),
- einem Abrasionstest, dem sog. Los Angeles Abrasion Test ASTM-Norm L-131 (A, in %),
- der Ermittlung des Bestandes an Mineralien, die gleich oder härter als Quarz sind (qtz, in %); der Mineralbestand kann röntgenographisch, chemisch oder anhand von Dünnschliffen ermittelt werden.

Auf empirischem Weg ist folgende Beziehung abgeleitet und als Basis-Bohrbarkeitsindex  $b_Q$  definiert worden:

$$b_Q = \frac{I_S \cdot \sqrt{H_R}}{A \cdot (1 + qtz)}$$

Dieser stellt eine Materialcharakteristik des Gesteins und nicht etwa des Felses dar, da er keine Rücksicht auf die geotechnischen Verhältnisse vor Ort (Stabilität, Wasser, Klüftung) nimmt.

Aufgrund seines Index  $b_Q$  läßt sich ein Gestein in eine der folgenden 4 Bohrbarkeitsklassen einteilen:

- (1)  $b_Q > 100.0$ ; extrem harte und/oder abrasive Gesteine, sehr ungünstig für den Fräsbetrieb
- (2)  $b_Q = 99.9-10.0$ ; ziemlich harte und/oder abrasive Gesteine, nicht ideal für den Fräsbetrieb
- (3)  $b_Q = 9.9-0.1$ ; wenig harte und/oder abrasive Gesteine, günstigste Klasse für den Fräsbetrieb
- (4)  $b_Q < 0.1$ ; sehr weiche kohäsionslose Gesteine, ungünstig für Hartgesteinsmaschinen

Diese Klassifizierung gilt streng genommen nur für Vollschnitt-Fräsmaschinen mit Disken- bzw. Rollenmeißel vom Typ Wirth oder Robbins, sollte sich aber unter Verschiebung der Grenzwerte auch auf andere Maschinentypen bzw. auf einzelne Fabrikate anwenden lassen.

In Figur 1 ist das hier besprochene Klassifizierungsdiagramm dargestellt. Es ist daraus ersichtlich, daß die 3 Sandsteinwerte in den Grenzbereich des Feldes 1 und 2 fallen, die meisten übrigen Werte (Kalke, Dolomite, Kalkbrekzien, Anhydrit etc.) dagegen in das günstige Feld 3. Diese Klassifizierung wurde später beim effektiven Tunnelausbruch weitgehend bestätigt, doch hat sich dann öfters sehr schön bestätigt, daß man nicht direkt vom Gestein (Handstücke) auf den Fels schließen



darf, wenn nicht auch noch andere Parameter berücksichtigt werden. So wurde z.B. in einem Sandstein eine Schneidleistung von 2.5 m/h erbracht, trotz dessen hoher Druckfestigkeit (130 N/mm<sup>2</sup>) und einem Quarzgehalt von 30%. Andererseits wurden im Dolomit des Feldes 2 nur 1.55 m/h geschnitten, was für normale Dolomite viel zu niedrig ist. In beiden Fällen läßt sich die anormale Schneidleistung durch die Gesteinstextur erklären.

### 3. Vorhersage der Vortriebsleistung

Die laufenden Untersuchungen haben schnell gezeigt, daß die Vortriebsleistung einer Fräsmaschine nicht nur vom Basisbohrbarkeitsindex abhängt, sondern ebenso stark von der Textur des Felses und dem Anpreßdruck der Maschine. Nur wenn man diese beiden Parameter ebenfalls berücksichtigt, läßt sich eine Beziehung zwischen Felseigenschaften und Vortriebsleistung ermitteln.

Es hat sich gezeigt, daß das Vorhandensein von Trennflächen einen enormen Einfluß auf die Vortriebsleistung hat. Im Prinzip läßt sich sagen, daß die Leistung umso höher ist, je mehr Trennflächen vorhanden sind, sofern die Stabilität des Tunnels nicht gefährdet ist. So wurde im oben erwähnten Beispiel die gute Fräsleistung im Sandstein dadurch erreicht, daß derselbige sehr gut in dm-Abstände geschichtet war; der Dolomit dagegen war ausgesprochen massig und wies über Distanzen von mehreren Metern überhaupt keine Klüfte auf.

Auf empirischem Wege sind zahlreiche mögliche Beziehungen zwischen Bohrbarkeitsindex  $b_q$ , Klüftung und Vortriebsleistung geprüft worden und es hat sich schlußendlich gezeigt, daß die Einführung des Faktors  $k/b_q$  die besten Resultate ergab.  $k$  ist die Klüftfrequenz bzw. die Anzahl Trennflächen pro Laufmeter in Bohrrichtung. Die räumliche Orientierung der Trennflächen ist nicht berücksichtigt.

Trägt man die Vortriebsgeschwindigkeit in cm pro Maschinenstunde und Bruttoanpreßdruck gegen die Bohrbarkeit  $k/b_q$  auf, so liegen die entsprechenden Werte bei Verwendung logarithmischer Skalen angenähert auf einer Geraden (Figur 2). Die bis anhin ermittelten 9 Werte lassen noch keine exakte Formel ableiten, doch stimmen die bisherigen Resultate optimistisch. Es scheint erwiesen zu sein, daß man mit Hilfe 5 einfach zu bestimmender Parameter, 4 längst eingeführter, schneller und billiger Versuche sowie der ebenfalls leicht zu ermittelnden Klüftfrequenz die Vortriebsleistung einer Fräsmaschine für Hartgestein vom Typ Wirth oder Robbins recht genau voraussagen kann. Allerdings berücksichtigt diese Beziehung zusätzliche leistungsmindernde Einflüsse wie Sicherungsarbeiten und Wasseranfall nicht. Diese müssen gesondert ermittelt werden. Die errechnete Vortriebsleistung entspricht deshalb der theoretisch möglichen Maximalleistung der Maschine für ein gegebenes Gebirge.

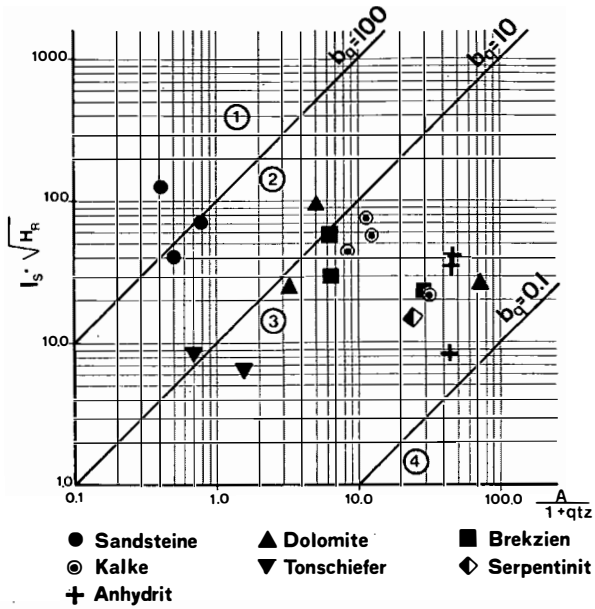


Fig. 1: Klassifizierungsdiagramm

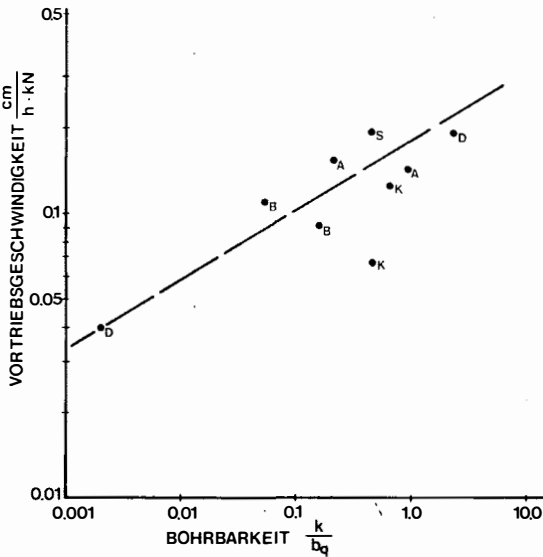


Fig. 2: Zusammenhang zwischen Vortriebsgeschwindigkeit und Bohrbarkeit, d.h. Kluftfrequenz ( $k$ ) und Basisvohrbarkeitsindex ( $b_q$ ). A = Anhydrit, B = Kalkbrekzie, D = Dolomit, K = Kalke, S = Sandstein.

von W. Ryf<sup>+</sup>)

### 1. Einleitung

In den Jahren 1975/76 wurde eine generelle Studie über die Möglichkeiten der Wasserkraftentwicklung (Masterplan) für das gesamte Territorium von Guatemala durchgeführt. Träger der Studie war die Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (GTZ) und die guatemalteckischen Regierung, ausgeführt wurde sie durch die staatliche Elektrizitätsgesellschaft (INDE), unterstützt durch ein Konsortium deutscher Ingenieurunternehmen (LSF). Der Autor hatte Gelegenheit, zusammen mit einem deutschen und einem guatemalteckischen Kollegen die geologischen Grundlagen für diese Studie zu erarbeiten.

### 2. Aufgabenstellung

Die von Wasserkraftingnieuren aufgrund hydrologischer Untersuchungen und rein theoretischer Überlegungen provisorisch aufgezeigten Projektideen sollten durch die Geologen in einer ersten Phase im Feld überprüft und vom geologischen Standpunkt aus evaluiert werden. Unmögliche oder eindeutig unwirtschaftliche Projekte mußten so früh als möglich als solche erkannt und ausgeschrieben oder durch hoffnungsvollere Lösungen ersetzt werden. Durch wiederholte Selektion sollten sich im Verlauf der Studie diejenigen Projekte herauskristallisieren, für die eine nähere Untersuchung angezeigt erschien, und es sollte die ideale, der Bedarfskurve des Landes angepaßte, Reihenfolge dieser zukünftigen Studien ermittelt werden. Die anfänglich rund 500 Projekte mit ca. 700 Sperrstellen und ca. 400 Tunneltrassen lagen im ganzen Land verstreut, in sämtlichen Flußsystemen. Entsprechend breit mußte die geologische Studie angelegt werden, um überhaupt Vergleiche anstellen zu können. Die Kenntnis der größeren geologischen Zusammenhänge war Voraussetzung. Als Grundlage diente die glücklicherweise vorhandene geologische Übersichtskarte sowie die einschlägige, nicht allzu reichlich vorliegende geologische Literatur.

### 3. Geologische Übersicht

Das zwischen Pazifik und Karibischem Meer liegende Land wird orographisch in vier etwa West-Ost laufende Gürtel unterteilt, wobei man von Süd nach Nord unterscheidet:

- die junge pazifische Küstenebene, eine zur Hauptsache aus Detritus der anschließenden Vulkankette aufgebaute Schwemmebene;

---

<sup>+</sup>) Anschrift des Verfassers: Dr. Walter Ryf, c/o Büro Dr. Jäckli, Limmattalstr. 289, CH-8049 Zürich-Höngg

- den Vulkangürtel tertiären bis rezenten Alters, eine steil aus der Küstenebene aufsteigende Bergkette mit höchsten Erhebungen von über 4000 m;
- die zentralamerikanische Kordillere, ein Faltengebirge aus metamorphen und plutonischen Gesteinen mit einer zum Teil mächtigen Sedimentbedeckung;
- das Tiefland von Petén, ein Becken mit nur leicht deformierter, mächtiger kretazischer und tertiärer Sedimentfüllung.

Über dem metamorphen paläozoischen Grundgebirge wird in der zentralamerikanischen Kordillere und im Tiefland von Petén die folgende Sedimentabfolge angetroffen:

- bis 3000 m Schiefer und Kalke (Pennsylvanian bis Perm),
- bis 1000 m Redbeds (Jura bis evtl. Unterkreide),
- bis über 3000 m Kalke, Dolomite und Evaporite,
- bis 1000 m klastische Sedimente und Redbeds (Oberkreide bis Alttertiär),
- bis 1000 m klastische und karbonatische Sedimente (Jungtertiär).

Die Sedimente werden stellenweise intrudiert von ultrabasischen und sauren Plutoniten, die zum Teil große Massive bilden, und andererseits werden sie breitflächig bedeckt von jungen vulkanischen Ablagerungen (Laven und vor allem Tuffe). Diese Tuffe bilden teilweise ausgedehnte, oft durch die Erosion sekundär wieder stark gegliederte und zertalte Hochflächen.

T e k t o n i s c h liegt Guatemala im Kontaktbereich dreier großtektonischer Platten - der Nordamerikanischen Platte im Norden, der Cocosplatte im Südwesten und der Karibischen Platte im Osten. Der Bewegungssinn zwischen den drei Elementen ist der folgende: Die Karibische und die Nordamerikanische Platte driften relativ gegen Westen über die Cocosplatte, mit der gegen NE abtauchenden, vor der Pazifikküste Guatemalas liegenden Benioffzone als Kontaktfläche (Subduktion). Die Nordamerikanische Platte bewegt sich linkssinnig an der Karibischen Platte vorbei, d.h. sie driftet rascher als diese gegen Westen. Die Kontaktfläche erscheint in Form von einigen parallelen, praktisch ganz Guatemala durchschneidenden, Großbrüchen (Blattverschiebungen). Als Folge seiner Lage in dieser tektonischen Zone ist Guatemala ein ausgesprochenes Erdbebengebiet.

#### 4. Angewandte Methoden

##### a) Erste Phase

Da eine sehr große Zahl von Projektideen in dem großen, verkehrsmäßig nur mittel bis schlecht erschlossenen Gebiet im Zeitraum von nur einigen wenigen Monaten beurteilt werden mußte, kam für die Feldarbeit nur der intensive Einsatz eines Helikopters in Frage. Mit anfänglichen Versuchen, die Projektzonen auf dem Landweg zu erreichen, wurde viel wertvolle Zeit verloren. Zudem war die anfallende Information infolge der schlechten Einsicht ins Gelände wegen oft starker tropischer

Vegetation im Vergleich zur eingesetzten Energie und Arbeitszeit oftmals unverhältnismäßig gering. Der Helikopter erlaubte nicht nur, die Arbeitsgebiete rasch und mühelos zu erreichen, er machte es auch möglich:

- größere, nur aus gewisser Distanz erkennbare Strukturen sofort aufzufinden und damit großräumige Zusammenhänge zu erkennen;
- versteckte, vom Boden aus kaum auffindbare Aufschlüsse einzusehen;
- sich durch Standflüge an Steiflanken sonst kaum erreichbaren Aufschlüssen zu nähern;
- eine Fotodokumentation mit Ansichten aus den verschiedensten Blickwinkeln für die weiteren Projektierungsarbeiten zu beschaffen.

Selbstverständlich aber wurde, wo immer möglich, gelandet, was in der Trockenzeit selten Probleme stellte, da die Flußbette entsprechende Möglichkeiten boten. Dann konnte die übliche Feldgeologie betrieben werden. Wenn immer aber in der Luft gearbeitet wurde, mußte die Arbeitstechnik umgestellt werden. Ein wichtiger Punkt ist der völlige Ersatz des Feldbuches durch ein Diktiergerät. Die Beobachtungszeit ist zu kostbar, um sie mit Aufschreiben zu vergeuden. Zudem ist der Helikopter im Normalfall ständig in Bewegung und man würde den Faden und die Orientierung verlieren, müßte man noch aufschreiben. Die Informationsdichte ist so groß, daß man ununterbrochen sprechen muß, um alles festzuhalten, was man sieht. All die Information über Geologie, Morphologie, Topographie, Wasserführung, gelegentlich aber auch Angaben über Besiedelung, Vegetation und Verkehrswege festzuhalten, sich gleichzeitig im Gelände zu orientieren und den Piloten zu leiten, ist eine Konzentrationsarbeit, die einige Übung erfordert.

Der Vergleich der vielen Projekte, deren mögliche Kombinationen und Variationen zu rund 8000 Varianten führten, konnte selbstverständlich nur noch mit einem Computer durchgeführt werden. Die aus verständlichen Gründen nicht überreiche geologische Information sollte damit noch weiter vereinfacht werden, um sie in das Programm einfügen zu können. Die von den Computerfachleuten geforderte Vereinfachung war aber so weitreichend, daß wir Geologen darauf bestanden, nebst der verlangten Codifizierung eine geologische Beschreibung der Sperrstellen, der Beckengebiete und der eventuellen Stollenstrecken zu verfassen, in der Überzeugung, daß sich die gewonnene Information nicht vernünftig in ihrer ganzen Tragweite verschlüsseln läßt und für zukünftige Studien damit verloren wäre.

In die Computer-Evaluation floß nur Information über folgende vier Problemkreise ein:

- Eignung der Sperrstelle für die verschiedenen Sperrtypen,
- Dichtheit der Sperrstelle resp. Aufwand zur Abdichtung derselben,
- zu erwartender prozentualer Anteil der verschiedenen Felssicherungsklassen in den Stollen,

- Beurteilung des Beckens (Dichtheit, Stabilität der Hänge).

Den innerhalb dieser Gruppen vorgenommenen Klassierungen entsprachen im Computerprogramm gewisse Kostenfaktoren, welche die Wirtschaftlichkeit des Projekts beeinflussten. Gegen 100 Projekte mußten aus geologischen Gründen ganz verworfen werden.

#### b) Zweite Phase

Aus der Evaluation der ersten Phase gingen etwa 90 Projekte hervor, welche genauer zu untersuchen waren. Grundsätzlich wurden die gleichen Arbeitsmethoden angewandt, wobei der Helikopter nur noch als Transportmittel verwendet und die Untersuchungszeit für jedes Projekt ausgedehnt wurde. Auch die Auswertung geschah in analoger Weise, doch sollten nun auch Kostenfaktoren für die Beschaffung von Konstruktionsmaterial und die Erstellung von Nebenbauwerken, wie Hochwasserentlastungen, Umleitstollen, Wasserschlösser und Zentralen erarbeitet werden. Aus diesem Grund wurden die Geologen in dieser Phase im Feld von einem Wasserkraftingenieur begleitet. Detailprobleme konnten so an Ort und Stelle diskutiert und die Projekte angepaßt werden.

Aus der Evaluation dieser zweiten Phase resultierten vier Projekte, von denen zwei momentan im Detail studiert werden, eines wohl in der nächsten Zeit in Bau geht.

#### 5. Regionale Probleme

In Guatemala fallen 90% der Niederschläge im Zeitraum von nur fünf Monaten. Eine vordringliche Anforderung für ein wirtschaftliches Wasserkraftwerk ist deshalb meist von vornherein die Errichtung eines möglichst großen Speichers, wenn immer möglich sogar eines Jahresspeichers.

Damit entfallen für Großprojekte praktisch die pazifische **K ü s t e n e b e n e** mit ihren sehr kleinen Gefällen und dem stark aufgesplitterten Flußnetz, wie auch das Tiefland von **P e t é n**, das nebst den geringen Gefällsverhältnissen noch eine hochgradige und tiefgründige Verkarstung des Untergrunds aufweist.

Der **W e s t a b f a l l** der **V u l k a n k e t t e** besitzt zwar außerordentlich große Gefälle und Fallhöhen, doch ist das Flußnetz wenig entwickelt und die Entwässerung vollzieht sich über hunderte von kleinen Flüsschen und Flüssen, die in der Trockenzeit praktisch trocken liegen. Die Möglichkeit der Errichtung von Speichern ist sehr beschränkt, da die Täler im allgemeinen sehr eng und steil sind.

Dazu kommen in dieser Zone die Gefahren und Erschwernisse des Vulkanismus (Lavaströme, große Sedimentfracht infolge der Tuffe, Erdbeben) und der postvulkanischen Erscheinungen (heiße Zonen für Stollenbauten)

Bleibt als Hauptinteressegebiet die zentralamerikanische **K o r d i l l e r e**, wo größere Talsysteme ausgebildet sind. Aber auch hier wird die Planung außergewöhnlich stark eingeschränkt, einerseits durch die Verkarstung der große Gebiete aufbauenden Kalke und andererseits durch das Vorhandensein der

großen aktiven Bruchzonen, die den morphologisch am besten ausgebildeten Tälern entsprechen. Anlässlich des großen Erdbebens vom Februar 1976, welches durch eine spontane Bewegung des Motagua-Bruches verursacht wurde, konnten horizontale Verstellungen von über 2 m gemessen werden. Es versteht sich von selbst, daß Talsperren solche Zonen zu meiden haben, und daß vor Errichtung einer Sperre neben den geologischen auch intensive seismische und mikroseismische Studien nötig sind.

Betrachtet man die erwähnten Erschwernisse gesamthaft, so kommt man zum Schluß, daß Guatemala für die Erstellung von großen hydroelektrischen Kraftwerken aus geologischen Gründen eher ungeeignet ist, so günstig das Land mit seinen Strukturen und seinem gegenwärtigen Entwicklungsstand auf den ersten Blick erscheint.

## Refraktionsseismik und Klüftigkeitskoeffizient

von H. Hönig<sup>+)</sup>.

Gerade für Kraftwerksbauten werden an der Sperrenstelle oder im Bereich des Krafthauses neben den üblichen Bohrungen zur Erkundung des Baugrundes auch refraktionsseismische Messungen eingesetzt. Man erhält vom Baugrund Querprofile in der üblichen Form. In der weiteren Folge lassen sich daraus Isogeschwindigkeiten entwickeln, indem eben alle im Arbeitsgebiet gemessenen Geschwindigkeitswerte durch Interpolation zusammengefaßt werden. Diese Karten haben oftmals keinen allzu großen Aussagewert.

Am Beispiel der Abb. 1, es handelt sich im wesentlichen um Dolomite und Kalke des Devons, wobei die Dolomit-Kalk-Grenze aufgrund der obertägigen Aufschlüsse etwa der stark ausgezogenen Linie entspricht, zeigt sich, daß eine Gliederung einzig aufgrund der Geschwindigkeitswerte alleine nicht durchgeführt werden kann. Sowohl Dolomite als auch Kalke weisen Fortpflanzungsgeschwindigkeiten auf, die sich nicht unterscheiden; auf der Karte lassen sich lediglich Minimum- und Maximumzonen erkennen, die völlig unabhängig von der Gesteinsart zu sein scheinen.

Der Gedanke liegt nahe, die Geschwindigkeitsdifferenzen mit Gesteinsauflockerung infolge erhöhter Klüftigkeit zu erklären. Tatsächlich liegt südlich des in Abb. 1 dargestellten Gebietes ein Bündel WSW-ENE streichender steilstehender Störungen, das von F. HERITSCH, 1906, als Göstinger Verwurf bezeichnet wird und das die karbonatische Gesteinsfolge des Grazer Paläozoikums gegen Süden unter die tertiären Sedimente absenkt. Dieses Störungssystem wird von einem zweiten, dem im Osten in annähernd NS-Richtung durchstreichenden Leberbruch mit einer Reihe paralleler liegender kleinerer Verwerfungen gekreuzt.

Ganz im Osten der Abb. 1 wurde 1979 mit den Gründungsarbeiten für ein Murkraftwerk begonnen. Bereits beim Aushub zeigten sich die beschriebenen Bruchsysteme an der Baugrubensohle in Form starker Klüftigkeit des Gebirges. Zum Schutz vor Umläufigkeit der Baugrubenumschließung wurde eine Vergütung mittels Injektionen durchgeführt. Interessanterweise erhöhte sich der Injektionsmittelverbrauch auf das Vierfache der vorher, alleine aufgrund der Bohrkernanalysen, geschätzten Menge.

Unter Zuhilfenahme der eingangs erwähnten Isogeschwindigkeitskarte läßt sich der erhöhte Injektionsmittelverbrauch vermuten. Einen direkten Zusammenhang zwischen Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Longitudinalwelle im gestörten klüftigen Medium mit

---

<sup>+) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Ing. Dr. Heinrich Hönig, Institut für Technische Geologie, Petrographie und Mineralogie, Technische Universität Graz, Rechbauerstr. 12, A-8010 Graz</sup>



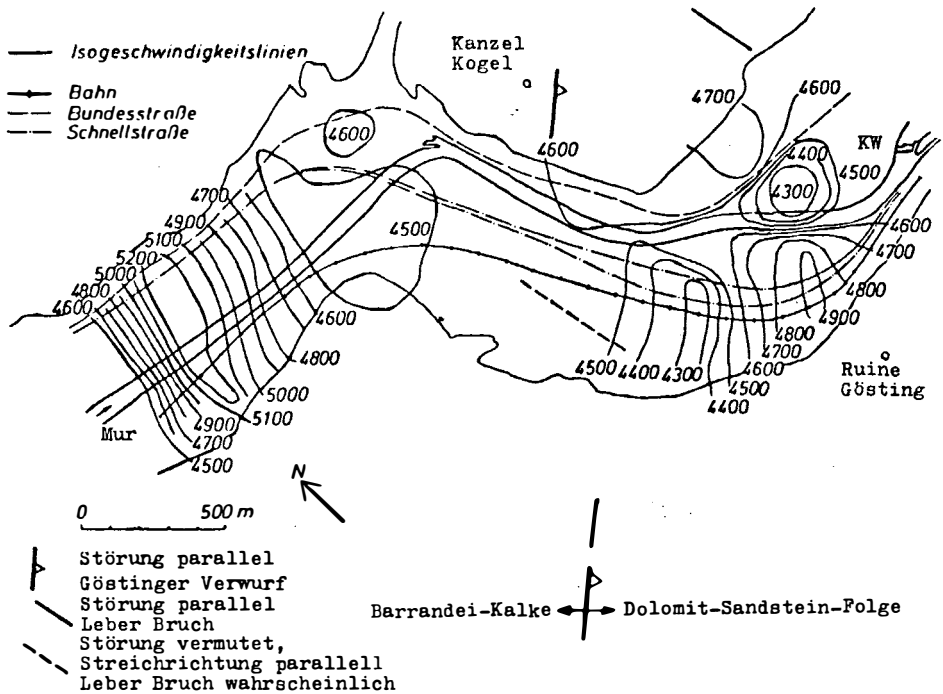


Abb. 1: Isogeschwindigkeitskarte der Karbonatgesteine des Devons im Murtal nördlich Graz.

dem Klüftigkeitskoeffizienten liefert die Formel von WYLLIE, GREGORY & GARDNER, 1956:

$$k = \frac{v_{st} (v_u - v_g)}{v_g (v_u - v_{st})}$$

$v_g$  = Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Longitudinalwelle im gestörten klüftigen Medium

$v_u$  = Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Longitudinalwelle im ungestörten klüftfreien Medium

$v_{st}$  = Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Longitudinalwelle in den Klüften

Unter der Annahme einer Fortpflanzungsgeschwindigkeit  $v_u$  der Longitudinalwelle im klüftfreien Medium von 6000 m/s für die vorliegende Karbonatgesteinsfolge, ein Wert, der den Angaben von H. REICH, 1943, für vergleichbare paläozoische Kalke entspricht, der Klüftfüllung Wasser ( $v_{st} = 1500$  m/s) und der gemessenen Geschwindigkeit im geklüfteten Medium von 4500 m/s

errechnet sich ein Klüftigkeitskoeffizient von 0,11. Dieser Wert wurde von H. HÖNIG, 1978, für den Bereich der erwähnten Kraftwerksbaustelle errechnet. Er besagt, daß etwa 11% eines injizierenden Gesteinskörpers mit Injektionsgut auszufüllen sind.

Eine Überprüfung des tatsächlichen Injektionsmittelverbrauchs für den gesamten unter der Baugrubenumschließung injizierten Bereich ergibt folgendes Bild:

Verbrauch 8340 kN (850 Mp) Injiziermittel entsprechend 660 cbm laut Abrechnung.<sup>1)</sup>

Die Länge des Injektionsschleiers beträgt 424 m, seine Tiefe generell 15,0 m, der theoretische Injektionsradius ist 0,5 m. Somit war ein Gesteinskörper von 6360 cbm zu injizieren, dem bei einer Klüftigkeit von 11% ein Injektionsvolumen von 700 cbm entspricht. Tatsächlich wurden 660 cbm Zement-Betonitsuspension injiziert.

Die aufgezeigte Methode kann daher bei Vorliegen refraktionsseismischer Werte rasch zur überschlägigen Bewertung der Klüftigkeit eines Gesteinskörpers führen.

#### Literatur

- CLAR, E. (1933): Der Bau des Gebietes der Hohen Rannach bei Graz. - Mitt. naturw. Ver. Stmk., 70, 24-47, Karte 1:25 000, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes. - Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, SH 1, Graz.
- HADITSCH, J.G. (1964): Bericht über eine hydrogeologische Aufnahme des Steinkogel-Frauenkogelzuges nordwestlich von Graz. - Steir. Beitr. Hydrogeol., 15/16, 155-174, Graz.
- HERITSCH, F. (1906): Studien über die Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. - Mitt. naturw. Ver. Stmk., 42, 170-224, Graz.
- HÖNIG, H. (1978): Refraktionsseismische Erkundung der verdeckten Felsoberfläche im Bereich des Murtales zwischen Judendorf und Gösting nördlich Graz. - Mitt. Inst. f. Baugeologie, Tech. Univ. Graz, H. 1, Graz.
- HÖNIG, H. (in Druck): Bestimmung von elastischen Gesteinskennwerten mittels refraktionsseismischer Messungen. - Berichte, Band 3, Internationaler Kongreß für Felsmechanik, Montreux.
- REICH, H. & R. v. ZWERTGER (1943): Taschenbuch der angewandten Geophysik. - 407 S., Akad. Verl. Ges., Leipzig.
- WYLLIE, M.R.J., GREGORY, A.R. & L.W.I. GARDNER (1965): Elastic wave velocities in heterogenous and porous media. - Geophysics, 21, 41-70, Tulsa.

---

<sup>1)</sup> Herrn Ing. Peter HELFRICH von der Firma Austrobohr, Graz, danke ich sehr herzlich, daß er mir die Abrechnungsdaten mitgeteilt hat.

Geologische Vorarbeiten für den Bau des 21 km langen  
Walgaustollens der Vorarlberger Illwerke AG

von H. Loacker<sup>+)</sup>

Die Vorarlberger Illwerke AG bauen seit 1925 die Wasserkräfte der Ill aus. Durch die Errichtung der Speicher Kops, Vermunt, Silvretta und Lünensee wurde das Wasserangebot veredelt - Umlagerung von 160 Mio m<sup>3</sup> von Sommer- auf Winterwasser - und durch die Beileitung aus dem Innggebiet um 226 Mio m<sup>3</sup> im Regeljahr vermehrt. Das so veredelte und vermehrte Wasserangebot soll nun zum größten Teil durch das im Bau befindliche Walgauwerk in einer zusätzlichen Gefällsstrecke von ca. 150 m genutzt werden.

In den Jahren während und nach dem letzten Krieg wurde eine Mehrstufenlösung mit hangnahen Freispiegelstollen zum Ausbau dieser Flußstrecke studiert. AMPFERER, REITHOFER & KRASSER begutachteten diese Projekte von geologischer Sicht.

Im Jahre 1965 wurde neuerlich mit Projektierungsarbeiten für das Walgauwerk begonnen. Grundgedanke für die nun auszuarbeitenden Varianten war, den ganzen oder den größten Teil des zur Verfügung stehenden Höhenunterschiedes mit einem Ausleitungsstollen abzuarbeiten. Da dieser lange Stollen der bedeutendste Kostenfaktor des Gesamtprojektes war und die Stollenbaukosten stark von den geologischen Verhältnissen abhängen, wurde frühzeitig mit eingehenden geologischen Erkundigungen begonnen. Die beiden geologischen Karten "Geologische Karte des Rätikons" und "Geologische Karte des Walgaues, 1:25.000" von HEISSEL, OBERHAUSER, REITHOFER & SCHMIDEGG der Geologischen Bundesanstalt, Wien, bildeten die Grundlage für die weitere geologische Bearbeitung des Projektes. Um die geologisch günstigste Linienführung der Stollentrasse - die ja nicht unbedingt die kürzeste Verbindung sein muß - ausfindig machen zu können, wurden in engen Rastern vergitterte Profile (westlich der Alvier, von Dr. R. OBERHAUSER, GBA, Wien) entworfen. Diese vergitterten Profile zwingen zur räumlichen Anschauung des Gebirgsaufbaus, und aus ihnen wurden in den damals interessierenden Höhenlagen Horizontalschnitte und als weiterer Schritt auf Profilen und Horizontalschnitten zusammen ein geologisches Modell erstellt. Gleichzeitig wurde versucht, aus vorliegenden Beschreibungen und Besichtigungen bestehender Stollen, Begehung der möglichen Stollentrassen, Bestimmung der Gesteinsfestigkeiten und des Quarzgehalts und Klassifizierung nach Klüftigkeit, einen Katalog über Standfestigkeit und die notwendigen Sicherungen und die eventuelle Fräsbarkeit der im Bereich des Walgaustollens vorkommenden Gesteine und Gesteinsserien zu erhalten. Neben der sehr zeitraubenden Untersuchung der Grundwasserverhältnisse in den Illalluvionen als Beweissicherung für die Möglichkeit

---

<sup>+)</sup> Anschrift des Verfassers: Dr. Hermann Loacker, Vorarlberger Illwerke AG, A-6780 Schruns

der Ausleitung der Ill, wurden auch die Bergwasserverhältnisse im Rätikon untersucht, um Anhaltspunkte für den zu erwartenden Wasserandrang beim Stollenbau zu erhalten. Gleichzeitig wurden die im Bereich der Stollentrasse gelegenen Quellen aufgenommen und ein Meßprogramm erstellt.

Anhand dieser Daten wurden für verschiedene Vorprojekte Kosten ermittelt und ungünstige Varianten ausgeschlossen. Die aufgrund dieser Vorstudien ausgewählte Stollentrasse - Druckstollen mit geringem Innendruck von 6,25 m Ausbruchdurchmesser - verläuft zuerst durch die Mitteltrias der Kristakopfschuppe, dann durch die Glimmerschiefer und Gneise der Phyllitgneisdecke und nach Queren der Rellstalstörung durchörtert der Stollen die Valbonamulde der Zimba-Schesaplanascholle, die knapp östlich der Alvier von einem Aufbruch der Arosazone abgeschnitten wird. Westlich dieses Arosazonenaufbruchs liegen in einer flachen Schüssel (Mulde von Bürserberg der Fundelkopf-Alpilascholle) Raibler Schichten, unterlagert von mitteltriadischen Kalken und Mergeln. Nach Queren des Überschiebungshorizonts Nördliche Kalkalpen-Vorarlberger Flysch verbleibt der Stollen in der Flyschzone. Es wurde angestrebt, diesen Stollen mittels Vollschnittmaschinen auszubrechen.

Bei der Festlegung der Linienführung wurde versucht, geologisch ungünstige Gesteine oder Störzonen auf kürzestem Weg zu queren. Um stärkere Gebirgsdruckerscheinungen, die sich in gefrästen Stollen ungünstiger auswirken können als in konventionellen, möglichst zu vermeiden, wurde versucht, die Überlagerungshöhen in Grenzen zu halten. Andererseits wurde die Stollentrasse doch so weit in den Berg hineinverlegt, daß der Gebirgswasserspiegel über dem Innendruck des Stollens liegt, um teure Abdichtungsmaßnahmen zu vermeiden. Um die Wasserabfuhr in den Stollen zu erleichtern, wurden die Stollenneigungen den möglichen Bergwassereintritten angepaßt. Der Fensterstollen Bürs bildet einen Tiefpunkt und entwässert den östlich des Alvier gelegenen Teil des Stollens, in dem besonders viel Wasser erwartet wird. Der sich dadurch ergebende Hochpunkt wird durch einen kurzen Schacht in der Alvierschucht entlüftet.

Im Bereich des Stollenfensters Bürs war es fraglich, ob der erforderliche Gebirgswasserdruck vorhanden war. Es traten hier am Fuß der Vandanser Steinwand große, jedoch stark schwankende Quellen aus, die auf eine Verkarstung im Gebirgsinneren hindeuten. Man entschloß sich daher, den Fensterstollen Bürs als Sondierstollen noch vor Baubeschluß des Walgauwerkes zu errichten. Der Sondierstollen wurde mit einem Durchmesser von 3,90 m von einer Robbins-Vollschnittmaschine aufgefahren; seine Länge beträgt 1570 m. Der Sondierstollen beginnt im Kreidemergel, quert den hier stark kondensierten Jura, den Oberrhätischen Riffkalk, die Kössener Schichten, den Plattenkalk und endet im Hauptdolomit. Die angenommenen geologischen Grenzen zwischen den einzelnen Schichtpaketen wurden in der Natur bestätigt.

Von den dichten Kössener Schichten aus wurde der, wie nachträglich beobachtet werden konnte, stark verkarstete Plattenkalk angebohrt und ein Wasserdruck von 9,4 b im Winter bei niedrigstem Bergwasserspiegel gemessen, d.h. daß ein genügend hoher Bergwasser-

druck im zukünftigen Stollen vorliegt.

Nach Ausbruch des Sondierstollens im Plattenkalk folgte der Wasserandrang an diesen bis 1 m dicken Karstschlächten mit einer Verzögerung von ca. 12 Stunden den Niederschlägen. Die maximal gemessene Schüttung betrug 1200 l/s, die Minimalschüttungen betragen im Winter ca. 70 l/s. An drei weiteren Stellen (Einlauf Rodund, Verebnung Latz und im Bereich des Wasserschlosses Beschling) wurde der Bergwasserspiegel durch Piezometer ermittelt. Die Erfahrungen im Sondierstollen erlaubten es, die früher gemachten Annahmen über Standfestigkeit, Wasserverhältnisse und Gebirgsdruck zu verbessern.

Trotz der langjährigen Untersuchungen sind im Bereich dieses 21 km langen Stollens mit tektonisch komplizierten Verhältnissen noch sehr große Unwägbarkeiten vorhanden. Das am wenigsten bekannte Gebiet ist die schlecht aufgeschlossene Mulde von Bürserberg mit Raibler Schichten und Gips und den sie einengenden Aufbrüchen von Arosazone. Bohrungen entlang der Stollen-trasse, die - in kurzen Abständen angebracht - einen genauen Aufschluß über die geologischen Verhältnisse untertags gegeben hätten, wurden durch die zu hohe Gebirgsüberlagerung verhindert.

Die Ausschreibung erfolgte in zwei Varianten, konventionell und Vortrieb mittels Vortriebsmaschine. Um die Risiken für den Auftragsnehmer im Rahmen zu halten, wurde in der Ausschreibung auf die Gebirgsklassifizierung besonderes Augenmerk gelegt. Der Gebirgsklasseneinteilung liegt nur indirekt die geologische Beschaffenheit des Gebirges zugrunde, das Hauptaugenmerk wurde auf die durch sie verursachten stollenbaulichen Maßnahmen gelegt. Die insgesamt sechs Gebirgsklassen sind gekennzeichnet durch die Art der erforderlichen Stützungsmaßnahmen und den Ort und den Zeitpunkt ihres Einbaus. Um sich den sehr unterschiedlichen Gebirgsverhältnissen im Walgaustollen anzupassen, wurde zusätzlich zu den sechs Gebirgsklassen noch eine Unterteilung in fünf geologische Bereiche (Kristallin, Buntsandstein, Karbonate, Mergel und Tonschiefer, Flysch) mit Aufschlägen für höheren Quarzgehalt in den Bereichen 2 und 4 vorgenommen. Die Gebirgsklassen V und VI, die für Bereiche vorgesehen sind, wo in extrem gestörtem Gestein der Vortrieb mittels Vortriebsmaschine nur mehr schlecht oder gar nicht mehr möglich ist, und die daher sehr schlecht kalkulierbar sind, werden in Regie abgerechnet und die zur Verfügung stehende Bauzeit hängt von den im Stollen angefahrenen Gebirgsverhältnissen ab. Wenn im Bereich des Zalmstollens auf längere Strecke schlechtes Gebirge (Arosazone, Raibler Schichten) angefahren wird, ist vorgesehen, die Maschine abzubauen und konventionell weiter vorzutreiben.

#### Verwendete geologische Karten

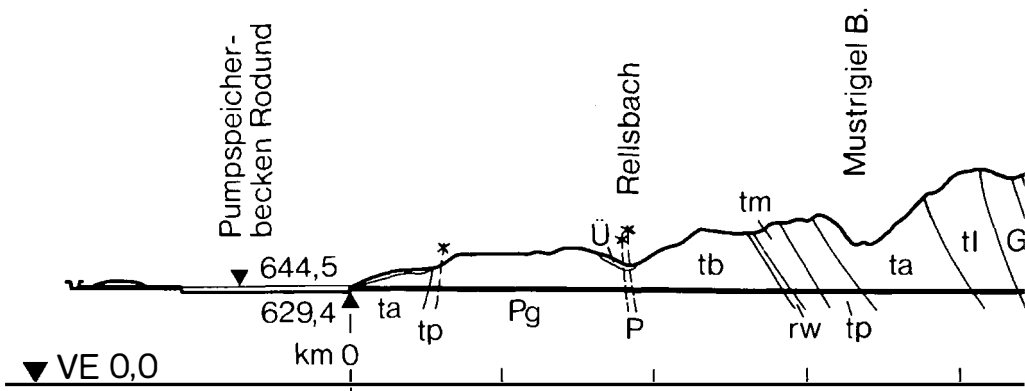
Geologische Karte des Rätikons, 1:25.000 (W. HEISSEL, R. OBERHAUSER, O. SCHMIDEGG, O. REITHOFER, 1953-1961), Geologische Bundesanstalt, Wien, 1965.

Geologische Karte des Walgaaues, 1:25.000 (W. HEISSEL, R. OBERHAUSER, O. SCHMIDEGG, 1953-1964), Geologische Bundesanstalt, Wien, 1967.

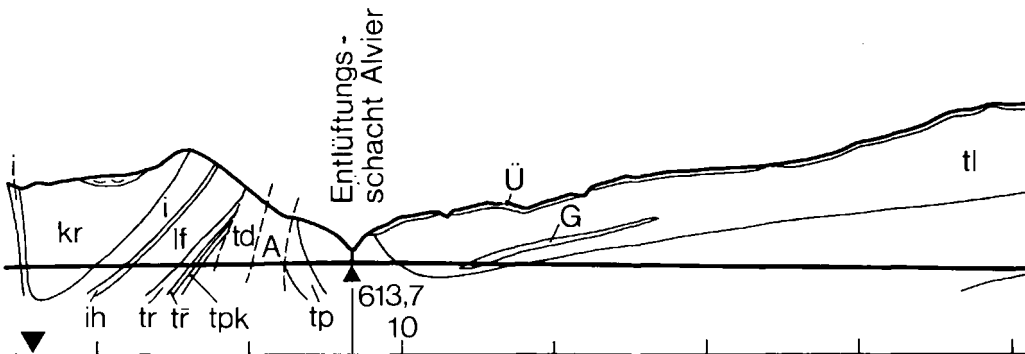
Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein, 1:25.000  
(F. ALLEMANN, R. BLASER, H. SCHAETTI), herausgegeben von  
der Regierung des Fürstentums Liechtenstein, 1953.

#### Schrifttum

- BLASER, R. (1952): Geologie des Fürstentums Liechtenstein. -  
Selbstverl. Histor. Verein f.d. Fsm. Liechtenstein, Vaduz.
- KOBEL, M. (1969): Lithostratigraphische und sedimentologische  
Untersuchungen in der Kalkalpinen Mitteltrias des Rätikons.  
- Mitt. aus dem Geol. Inst. E.T.H., N.F. 118, Zürich.
- LEUTENEGGER, O.W. (1928): Geologische Untersuchungen im mittlere-  
ren nordöstlichen Rätikon. - Druckerei Gebr. Leemann, Zürich.
- LOACKER, H. (1971): Berg- und Grundwasserverhältnisse im Ill-  
gebiet. - Verh. Geol. B.A., H. 3, Wien.
- MIGNON, K. (1962): Ergebnisse der geolog. Stollenaufnahme  
für das Lünenseekraftwerk. Abschnitt Salonien-Latschau. -  
Jb.Geol.B.-A., 105, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1970): Die Überkipplungserscheinungen des Kalk-  
alpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. - Verh.  
Geol. B.-A., H. 3, Wien.
- REITHOFER, O. (1960): Über die geologischen Erfahrungen beim  
Bau des Alfenzkraftwerkes Braz der Österr. Bundesbahnen. -  
Verh. Geol. B.-A., H. 2, Wien.
- SCHAETTI, H. (1951): Geologie des Fürstentums Liechtenstein,  
1. Teil. - Selbstverl. Histor. Verein des Fsm. Liechten-  
stein, Vaduz.



	Valkastielstollen
Neigungsverhältnisse	3,22 ‰      12,0 ‰

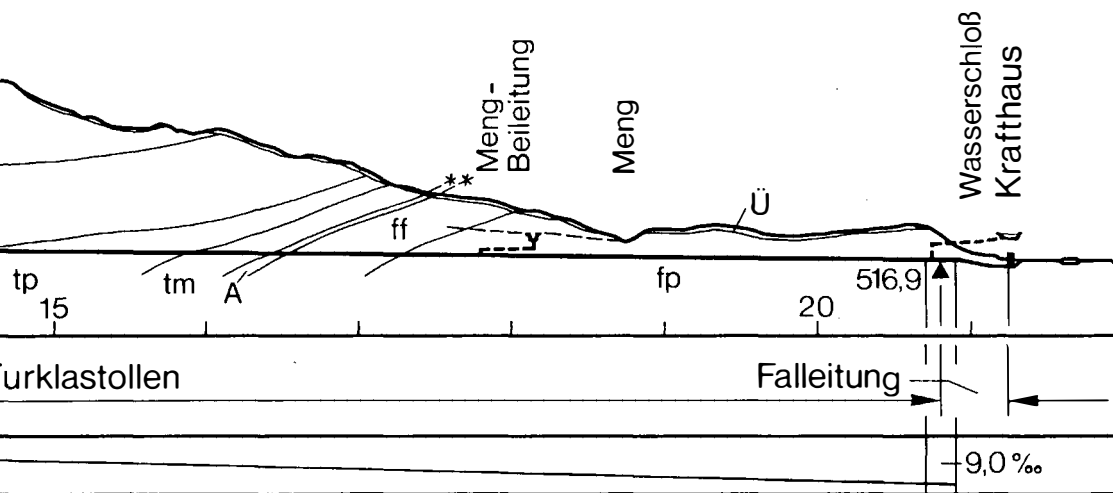
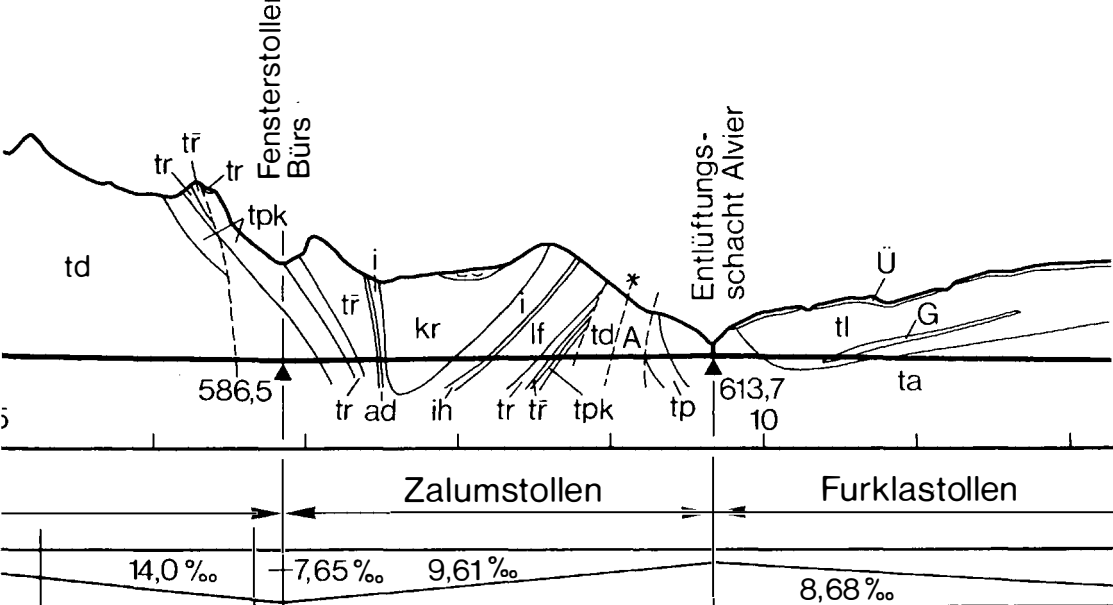


	Zalumstollen
Neigungsverhältnisse	8,0 ‰

- ≈≈ Rutschung in den Kreideschiefern
- Ü Überlagerung ( Hangschutt, Bergsturz, Moräne und Verbauungsschotter )
- \* Störzzone, Deckengrenze

- Penninikum Vorarlberger Flysch
- ff Fanola Serie
- fp Plankner-Brücke Serie
- Unterostalpin
- A Arosa-Zone

kr  
i  
ih  
lf  
ac  
tr  
tr  
tp  
td



### Preostalpin Lechtaldecke und Basisschollen

Quaderschiefer	tl	Raibler Schichten
Styrienerkalke	G	Raibler Gips
Diolarite und rote Kalkmergel	ta	Arlbergschichten
Bläuschiefermergel	tp	Partnachschiechten
Wetter Schichten	tm	Muschelkalk
Unregelmäßiger Riffkalk	rw	Reichenhaller Rauwacken
Wassener Schichten	tb	Buntsandstein
Wetterkalk	P	Paläozoische Schiefer
Alpidolomit	Pg	Pyllitgneis und Glimmerschiefer



Kraftwerksgruppe Sellrain-Silz:  
Kluftwasserhaushalt der Druckschächte

von E. Tentschert<sup>+)</sup>

Die Kraftwerksgruppe Sellrain-Silz der TIWAG (im Bau, Betriebsaufnahme 1981) nützt den steilen N-Abfall der nördlichen Stubai-er Alpen zum Inntal (relativer Höhenunterschied der Gipfel ca. 2200 m). Durch ein Beileitungssystem von 26 km Stollen und 4,3 km Rohrleitungen wird das Wasser auf ca. 1900 m Seehöhe gefaßt und im Speicher Längental (3 Mio m<sup>3</sup>) gesammelt. Der Jahresspeicher Finstertal (60 Mio m<sup>3</sup>) mit dem gleichnamigen Steinschüttdamm (V = 4,4, Mio m<sup>3</sup>) wird größtenteils durch Pumpbetrieb gefüllt; die Abarbeitung des Wassers erfolgt in 2 Stufen über 8,9 km Druckschächte bzw. Stollen und erreicht mit einer maximalen Gesamtfallhöhe von 1678,5 m eine Werksleistung von 761 MW sowie ein Arbeitsvermögen von 720 GWh.

Die Stollen und Schächte durchörtern durchwegs Gesteine des sog. "Öztaler - Stubai-er Altkristallins", einer hochmetamorphen Serie von kristallinen Schieferen (Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, Granite usw.) und wurden teils konventionell, teils vollmechanisch aufgeföhren.

In diesen Stollen kam es zu z.T. größeren Wassereinbrüchen (bis max. 200 l/s). Außer der Vortriebserschwer- nis und ihrer Bedeutung für die Beweissicherung (Trockenfallen genutzter Obertagequellen) erlangt die Kenntnis des Wasserhaushalts zusätzliche Bedeutung wegen der Bemessung der Stahlauskleidung der Schächte auf Außendruck bzw. Beulsicherheit sowie zur Verhinderung größerer Wasserverluste in den betonausgekleideten Strecken.

Die einschlägige Literatur löst diese Probleme meist nur ansatzweise oder modellhaft idealisiert, weshalb detaillierte Beobachtungen und Messungen nötig waren, die allerdings durch teils günstige geologische, topographische und terminliche Voraussetzungen begünstigt wurden.

So war es beim Druckschacht der Unterstufe möglich, aus der Kombination von der Wasserganglinie des Sondierstollens mit geologisch-topographischen Daten, Druckmessungen und der Abnahme der Schüttungsmengen bzw. dem Ausbleiben von Obertagequellen das wassergefüllte Kluftvolumen eines Granitgneiskörpers zu rekonstruieren.

Nach einem vorübergehenden Beharrungszustand kam es durch den erst später erfolgten Ausbruch des Druckschachtes zu einer weiteren Absenkung. Seit der Injektion der Stollenquellen im Zuge der Vorspanninjektion der Auskleidung kann ein stetiges Ansteigen des Kluftwasserspiegels festgestellt werden.

---

<sup>+)</sup>  Anschrift des Verfassers: Dr. Ewald Tentschert, Tiroler Wasserkraftwerke AG, Landhausplatz 2, A-6020 Innsbruck

Im Druckschacht der Oberstufe (Schiefergneise und Hornblende-  
gneis) konnten die Schwankungen des Kluftwasserspiegels durch  
Manometermessungen verfolgt werden. Die Wassermengen lagen zwar  
nur bei max. 8 l/s vor Ort, bei der Druckprobe im fertig  
betonierten bzw. gepanzerten Schacht zeigten sich Wasserver-  
luste von fast 7 l/s, welche über haarfeine Betonschwindrisse  
in das inzwischen teilweise entleerte Kluftsystem erfolgten.

Durch gezieltes Anbohren und Injizieren dieser Klüfte konnten  
die Wasserverluste auf 1,6 l/s reduziert werden. Der ursprüng-  
liche Kluftwasserspiegel wurde damit wiederhergestellt.

An den zwei gezeigten Beispielen zeigt sich deutlich, daß eine  
Abschätzung von Wassereinbrüchen bzw. -verlusten weder mit  
einer "Ergiebigkeitsziffer" noch mit einem Durchströmungs-  
modell zuverlässig gemacht werden kann. Vielmehr gehen der  
örtlich zutreffende räumliche Dichtrennungsgrad (Kluftkommuni-  
kation) sowie vor allem die hydrogeologisch wirksame Kluft-  
öffnungsweite und die Lage des Stollens zum Bergwasserspiegel  
als wesentlichste Parameter in die Überlegungen ein.

Tabelle:

Kluft Hohlräume verschiedener Gesteine

Gestein	Ort	Kluft Hohlräume (%)	ermittelt durch	Lit.	Anmerkung
Granitgneis	Silz	0.25 - 0.3	Stollenwasser, Quellen Kluftmessg.	TIWAG intern 1975	
Hornblendegneis (Amphibolit)	Kühtai	ca. 0.05	Stollenwasser, Kluftmessg.	TIWAG intern 1980	
Amphibolit	Kaunertal	0.17	Stollenwasser, Kluftmessg.	Detzlhofer 1969	
Granitgneis	Kaunertal	0.25	Felsinjektionen	TIWAG intern	Auflock.-Zone
Dolomit	Imst	0.3	Stollenwasser	TIWAG intern	
Kalk	Schneetalpe	3 - 8	Stollenwasser, Kluftmessg.	Gattinger 1973	tw. verkarstet
Kalk	Rhein-Schiefergeb.	6.5	Injektion	Heitfeld 1965	
Schluffstein	Rhein-Schiefergeb.	0.1	Injektion	Heitfeld 1965	
Sandstein	Spessart	0.13	Quellen	Udluft 1972	
Sandstein	Schwarzwald	ca. 0.05	Quellen	Eissele 1966	
Granit	Capivari-Cachoiera	0.25	Durchströmungsversuch	Bouvard/Pinto 1969	$k_f = 4.3 \times 10^{-7}$

## Zum Problem quellfähiger Gesteine im Tunnelbau

von E.H. Weiss, H.W. Müller, G. Riedmüller & B. Schwaighofer<sup>+</sup>)

Die vorliegenden Ergebnisse entstammen der Zusammenarbeit des Instituts für Baugeologie mit dem Institut für Geotechnik der Universität für Bodenkultur. Es ist seit längerem bekannt, daß Quellerscheinungen insbesondere bei anhydritführenden und tonigen Gesteinen vorkommen (z.B. EINFALT, FECKER, GÖTZ 1978). Bei beiden Gesteinen findet der Quellvorgang durch Wasseraustritt statt. Beim Anhydrit werden über eine Lösungsphase Wassermoleküle in das Kristallgitter eingebaut, wobei unter Volumszunahme und einer Änderung der Kristallstruktur Gips gebildet wird. Die Quellung in Tongesteinen erfolgt durch eine reversible Wassereinlagerung in bestimmte quellfähige Tonminerale (z.B. Montmorillonit), wobei die Kristallstruktur erhalten bleibt und es zu einer Aufweitung des Schichtgitters kommt. Die von uns durchgeführten Untersuchungen erfolgten an Tongesteinen, die bei einem Tunnelprojekt in der Molassezone aufgeföhren wurden. Der Tunnel durchörtert Gesteinsserien der subalpinen Molasse, die sich aus Süßwasser- und Meeresablagerungen zusammensetzt. Es handelt sich dabei um eine alttertiäre Wechselfolge von Konglomeraten, Sandsteinen, Mergeln und Tonmergeln mit geringmächtigen Kohleeinlagerungen.

Während Konglomerate und Sandsteine bautechnisch kaum Schwierigkeiten bereiteten, erwiesen sich die Tonmergel teilweise als sehr wasserempfindlich, wodurch Queldruckerscheinungen hervorgerufen wurden. In diesen Tunnelstrecken kam es im Zuge der Bauausföhren zu Sohlhebungen, die einerseits zu Hebungen in der Sohlmitte, andererseits zu Zerstörungen an den Auflagerändern geführt haben.

In den Abschnitten der stärksten Hebung (25 cm  $\pm$  5 cm) wurden 9 Kernbohrungen abgeteuft, aus denen Probenmaterial für die mineralogischen und geotechnischen Untersuchungen gewonnen wurde. Durch mineralogische Analysen wurde der Gesamtmineralbestand sowie die Verteilung der Schichtsilikate in der Fraktion  $< 2 \mu$  erfaßt (Abb. 1). Aus den Mineraldaten konnte ein für das Quellverhalten signifikanter Parameter abgeleitet werden. Er ergibt sich aus der Summe der Schichtsilikate (SCH), dem Gehalt an aufweitbaren Tonmineralen (MO) sowie dem Gesamtkarbonatgehalt (KA). Es ist anzunehmen, daß die aufweitbaren Tonminerale und der Schichtsilikatanteil direkt proportional zum Quellverhalten sind, während die hauptsächlich in der Grundmasse als Kittsubstanz auftretenden Karbonate der Quellung entgegenwirken ( $\frac{SCH \times MO}{KA}$ ).

---

<sup>+</sup>) Anschrift der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Ernst H. Weiss, Dipl.-Ing. Dr. Harald W. MÜLLER, Univ.-Prof. Dr. Gunther Riedmüller, Univ.-Prof. Dr. Bernd Schwaighofer, Institut für Bodenforschung und Baugeologie der Universität für Bodenkultur, Gregor-Mendel-Straße 33, A-1180 Wien

ABB. 1: MINERALOGISCHE ANALYSEN

PROBE NR.	SEMIQUANTITATIVER GESAMTMINERALBESTAND (REL.%)						TONMINERALVERTEILUNG IN DER FRAKTION <2 $\mu$ (REL.%)					SCH X MO KA
	SCH	QU	KA	FSP	DO	SONSTIGE	MO	ML	ILL	CHL	KAO	
3850/1	61	13	26	-	Sp	-	61	-	21	Sp	18	143,1
3850/2	70	10	20	-	Sp	-	64	Sp	19	-	17	224,0
5524	37	27	30	-	6	-	61	-	25	-	14	62,7
5596/1	56	18	20	1	3	-	62	Sp	25	4	9	151,0
5596/2	15	36	42	4	3	-	n i c h t b e s t i m m t				-	
5650	39	10	34	-	1	Ankerit <sub>9</sub>	61	Sp	23	5	10	54,0
5750/1	22	43	30	-	5	-	57	-	21	Sp	18	35,8
5750/2	35	25	32	-	8	-	56	-	28	6	10	49,0
6170/1	10	Hauptgemengteil		Sp	5	-	n i c h t b e s t i m m t				-	
6170/2	13	44	37	6	Sp	-	80	-	11	-	9	28,1
6170/3	10	34	52	Sp	4	-	71	1	14	3	10	70,0
6270/1	38	25	32	Sp	5	-	62	Sp	25	3	11	63,7
6270/2	48	18	33	-	Sp	-	73	Sp	15	3	8	106,2
MQ I	47	21	27	-	5	-	64	--	22	Sp	14	94,0
MQ II	34	11	50	-	5	-	74	-	16	Sp	10	45,7
MQ III	41	24	32	-	3	-	43	-	45	5	6	50,4

ABB. 2: GEOTECHNISCHE ANALYSEN

PROBE NR.	DICHTE	WASSERGEHALT. (%)		SCHWELLDRUCK (MN/m <sup>2</sup> )			max $\sigma_s$	$\checkmark$ $\bar{\sigma}_s$	SCHWELLDEHNUNG (%)		
		Einbau	Ausbau	x	y	z			x	y	z
3850/1	2,43	2,0	9,2	0,53	0,86	1,20	1,20	0,86	2,8	3,4	3,7
3850/2	2,41	2,6	12,0	1,50	1,58	1,80	1,80	1,63	4,7	4,9	5,8
5524	2,54	1,1	6,7	0,06	0,13	0,11	0,13	0,10	3,2	3,7	3,4
5596/1	2,40	3,4	15,3	0,91	1,14	1,21	1,21	1,09	5,2	6,2	6,8
5596/2	2,57	1,1	3,8	0,06	0,01	0,05	0,06	0,04	1,6	0,3	1,9
5650	2,51	1,9	7,8	0,34	0,49	0,26	0,49	0,36	2,7	3,8	3,2
5750/1	2,56	1,3	4,3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,5	0,5	0,5
5750/2	2,56	1,7	3,4	0,07	0,08	0,04	0,08	0,06	0,6	0,4	0,9
6170/1	2,44	1,0	4,1	0,09	0,16	0,13	0,16	0,13	0,4	0,5	0,4
6170/2	2,54	1,2	2,9	0,05	0,09	0,06	0,09	0,06	0,2	0,4	0,3
6170/3	2,43	3,2	9,7	0,50	0,42	0,64	0,64	0,52	4,1	3,7	4,8
6270/1	2,50	1,7	7,0	0,44	0,42	0,59	0,59	0,48	2,4	2,9	2,7
6270/2	2,50	0,8	8,8	0,52	0,78	0,85	0,85	0,72	3,9	4,5	5,2
MQ I	2,44	2,5	13,9	0,54	0,78	0,49	0,78	0,60	6,9	8,9	6,0
MQ II	2,48	2,4	8,8	0,55	0,71	0,36	0,71	0,54	3,6	4,8	3,3
MQ III	2,50	1,4	6,4	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	3,0	5,0	3,0

Die geotechnischen Analysen des Quellverhaltens erfolgten mit Hilfe eines dreiaxialen Schwellgeräts (PREGL et al. 1979). Bestimmt wurden: Dichte, Wassergehalt, Quelldruck und Quellung (Abb. 2).

Die mineralogisch ermittelten Schwellparameter wurden mit den Ergebnissen der geotechnischen Analysen in Beziehung gebracht, wobei der maximale Quelldruck ( $\max \sigma_s$ ) und der aus den drei Quelldrücken berechnete Mittelwert ( $\bar{\sigma}_s$ ) Verwendung fanden.

Aus den ausgezeichneten Korrelationen der Mineralparameter mit den Quelldruckwerten läßt sich ableiten, daß Schichtsilikatführung und Montmorillonitgehalt in signifikanter Weise die Quelleigenschaften toniger Gesteine beeinflussen (Abb. 3).

### Literatur

- EINFALT, H.-C.; FECKER, E. & H.-P. GÖTZ (1979): Das Dreiphasensystem Ton, Anhydrit, Gips und dessen zeitabhängiges Verhalten bei Zugabe von wäßrigen Lösungen. - Intern. Kongr. ü. Felsmech. Proc. Vol. 1, Montreux.
- PREGL, O.; FUCHS, M.; MÜLLER, H.; PETSCHL, G.; RIEDMÜLLER, G. & B. SCHWAIGHOFER (1980): Dreiaxiale Schwellversuche an Tonsteinen. - Geotechnik 1980/1.

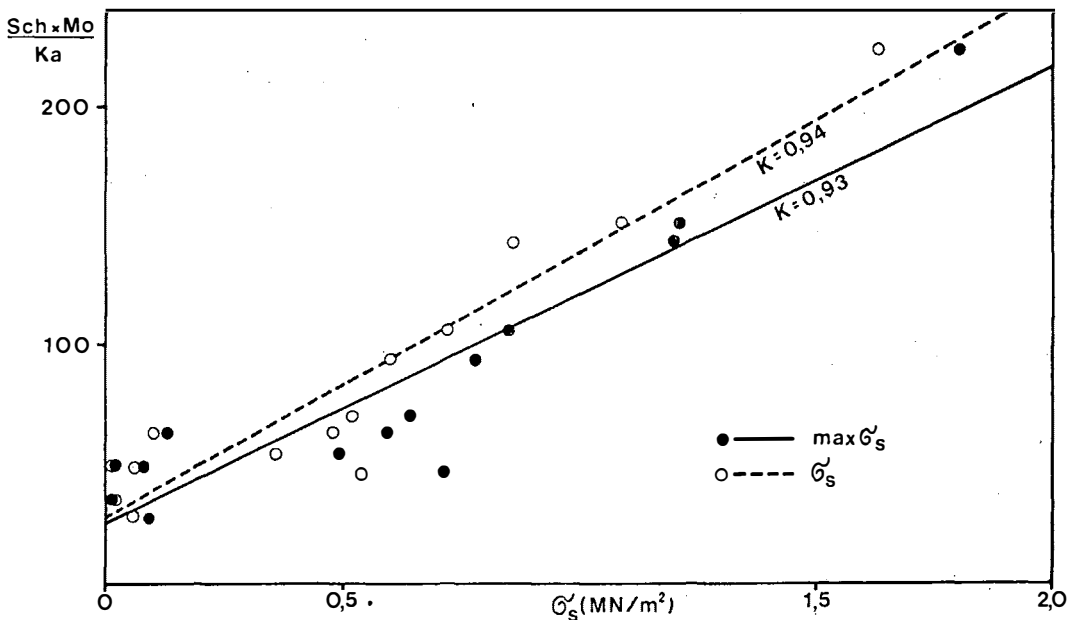


Abb. 3

# Geologische und technische Erkundungen im Untergrund hochalpiner Sperrenstellen

von H. Litscher<sup>+)</sup>

Im Rahmen der KW-Gruppe Fragant wird das Wasserdargebot der zur Möll abfließenden Bäche der Sonnblickgruppe (3105 m) in den Hohen Tauern in mehreren Stufen über eine Gesamtfallhöhe von 1700 m genutzt. Die Werksgruppe gliedert sich im wesentlichen in drei Höhenstufen:

Das KW Außerfragant (700 m) als Unterstufe, welches das in den Oberstufen abgearbeitete Wasser nochmals bis zur Möll verwertet.

Das KW Innerfragant (1200 m) mit den drei Teilstufen Oscheniksee, Wurten und Haselstein, die untereinander hydraulisch in Verbindung stehen.

Das KW Zirknitz (1700 m) als Oberlieger der Wurtenstufe und die Nebenstufen KW Gößnitz, KW Fleiß I und II.

Sämtliche Kraftwerke stehen bereits in Betrieb und werden zum Zeitpunkt des Endausbaus im Jahre 1985 mit einer Engpaßleistung von 343 MW und einem Jahresarbeitsvermögen von 571 Mio kWh der KELAG zur Verfügung stehen.

Die Bauarbeiten wurden im Jahre 1963 mit der Errichtung des KW Gößnitz an der Möll begonnen.

Die Aufschließung zur Nutzung der Wasserkraft in den hochalpinen Regionen der Alpen setzt eine gründliche geologische und morphologische Kartierung des in Frage kommenden Gebietes voraus. Bereits in den Jahren 1949 bis 1959 hat Ch. EXNER geologische Kartierungen im mittleren Abschnitt der Hohen Tauern durchgeführt und die Ergebnisse in der 1964 erschienenen "Geologischen Karte der Sonnblickgruppe" (mit Erläuterungen) veröffentlicht. In dieser Arbeit werden die geologischen und petrographischen Besonderheiten und ihre jeweiligen tektonischen Positionen im Gesamtaufbau eingehend erläutert.

Der ca. 40 km lange Sonnblickkern, der durch die Kalkphylliteinheiten der Mallnitzer Mulde im Norden sowie die umrahmende Schieferhülle und im Süden von der Matreier Schuppenzone und dem Altkristallin der Kreuzeckgruppe begrenzt wird, erstreckt sich in NW-SE-Richtung vom Gipfel des Hohen Sonnblicks (3105 m) bis nach Kolbitz im Mölltal. Diese geologische Einheit wird morphologisch in drei Geländestufen gegliedert (KIESSLING 1969):

- 1) Geländestufe in 2600 m - 2200 m
- 2) Langegezogene NW-SE streichende Verebnung in 1900 m - 1700 m
- 3) Tieferliegende Flur bei 1200 m

Im vorgelegten Bericht werden die geologischen und geotechnischen Untersuchungen im Untergrund zweier Sperrenstellen näher

---

<sup>+)</sup>  Anschrift des Verfassers: Dr. Heinz Litscher, Kärntner Elektrizitäts AG, Arnulfplatz 2, A-9020 Klagenfurt



besprochen.

## I

In den Jahren 1969 bis 1971 wurde das Gebiet des Großsees (2300 m), das im Talschluß der Kleinen Zirknitz liegt, nach einer geologischen Übersichtskartierung in das KW-Projekt mit einbezogen. Bei nachfolgender Detailkartierung wurde vor allem die Karschwelle des Großsees untersucht. Diese geologischen Aufnahmen hatten den Zweck, die Beschaffenheit des SW-Ufers des Sees an der Oberfläche und im Untergrund sowie die Geologie in der Umrahmung des Sees und die tektonischen Strukturen zu klären. Nach Auswertung der vorliegenden Daten konnte die Möglichkeit eines Aufstaus (Steinschütttdamm) in Betracht gezogen werden. Die Oberflächenkartierung der Seeschwelle zeigte günstige Gebirgsverhältnisse und es wurden zur Erkundung des Felsaufbaus 15 Rotationskernbohrungen mit einem max. Durchmesser von 120 mm und bis zu einer Tiefe von 52,5 m abgeteuft. Gleichlaufend mit der Gewinnung der Bohrkerne und der damit verbundenen geologischen Interpretation wurde die Wasserdurchlässigkeit in der Karschwelle durch Wasserabpressungen in 5 m-Passen mitlaufend mit dem Bohrvortrieb bestimmt. Die Wasseraufnahmefähigkeit des Gebirges wurde nach LUGEON ermittelt.

Der zur Bestimmung der LUGEON-Werte benötigte Abpreßdruck von 10 kp/cm<sup>2</sup> setzt sich, wenn kein Bergwasserspiegel vorhanden ist, aus dem hydrostatischen Druck der Wassersäule im Bohrloch und dem mechanisch erzielten Restdruck zusammen. Bei vorhandenem Bergwasserspiegel wird nur die Differenz Bergwasserspiegel-Bohrlochoberkante zum mechanischen Druck dazugezählt.

### 1. Der geologische Schnitt durch die Sperrenachse

Durch die Bohraufschließung wurden die aus der Oberflächenkartierung bekannten Hauptstrukturen in ihrer Einfallrichtung bestätigt. Das s-Flächengefüge fällt mit 10-20° nach SW; in Wechsellagerung sind Gneise und Granite aufgeschlossen. Zusätzlich liegt ein Augengneispaket in der orographisch rechten Sperrenflanke. Basische Lagen und aplitische Gänge wurden wiederholt angetroffen. Die Verwitterung reicht entlang von Klüften bis zu einer Tiefe von 10 m ab Geländeoberkante. Durch die orographisch rechte Sperrenflanke schneidet eine Mylonitzone, die einer regional deutlich ausgebildeten Störung zuzuordnen ist. Orographisch links sind Zerrüttungsstreifen festzustellen.

Die nur in Resten vorhandene Überlagerungsdecke setzt sich aus Blockwerk, aus Bergsturzmassen und im zentralen Sperrenbereich aus einer dünnen Grundmoränenlage (1,5 m) zusammen.

### 2. Auswertung der Wasserabpreßversuche

Generell ist festzustellen, daß die Wasserwegigkeit innerhalb der Karschwelle an s-parallel verlaufende Zonen (Flächengefüge) gebunden ist. Da die Kernbohrungen jeweils bis zu einer Tiefe vorgetrieben wurden, wo die Wasserdurchlässigkeit unter 1 l/lm min bei 10 kp/cm<sup>2</sup> abgesunken ist, kann auch die Grenzlinie zum tieferliegenden undurchlässigen Fels im Untergrund gezogen werden.

### 3. Abdichtung der Seeschwelle durch Zementinjektionen

Da sich die Tiefe der Dichtungsfront nach der Höhe des darüberliegenden Sperrenbauwerks zu richten hat, wurde im gegebenen Fall eine Schleiertiefe von 25 m festgelegt. Die senkrecht abgeteufte Bohrungen im Abstand von 6 m durchstoßen mehrere s-Flächenscharen. Den Injektionslöchern (Hammerschlagbohrungen) wurde vorausseilend im Abstand von jeweils 36 m eine Rotationsbohrung bis zu einer Tiefe von 30 m zugeordnet. Auch hier wurden Wasserabpressungen vorgenommen.

Die Felsinjektionen erfolgten in Passen von jeweils 5 m von unten nach oben mit einem max. Injektionsdruck von 25 kp/cm<sup>2</sup> in der 20-25 m - Passe. Gleichzeitig wurde die Injektionsmenge mit 1000 kg Zement je lfm festgelegt. In Zonen mit größerer Aufnahme wurde im Abstand von 1-3 m rechts oder links des Bohrloches eine neue Injektionsbohrung abgeteuft. Damit wollte man eine flächige Ausbildung der Dichtfront erzielen. Mit diesem vorerst zurechtgelegten Injektionsschema wurde der Gesamtschleier eingebracht und es zeigte sich eine ausgezeichnete Übereinstimmung zwischen Injektionsgutaufnahme-Wasserdurchlässigkeit und Lagerung des Gebirges.

Durch zwei Piezometerbohrungen am luftseitigen Dammfuß konnte nachgewiesen werden, daß bei Vollstau (50 m über dem ursprünglichen Seespiegel) keine Hebung des Bergwasserspiegels erfolgte (Stauinhalt 26,5 hm<sup>3</sup>). Am Beispiel des Großsees konnte in relativ einfacher Form die Kette der Voruntersuchungen bis zu den notwendigen baulichen Maßnahmen klar demonstriert werden. Im Gegensatz dazu steht ein zweiter Speicher, der ebenso in über 2000 m SH innerhalb der Kraftwerksgruppe Fragant liegt.

## II

Bereits im Jahre 1967 wurde mit den Bauarbeiten am Großen Oscheniksee begonnen. Der 116 m tiefe Karsee, der im Schnittpunkt mehrerer Störungsbahnen im SE-Flügel des Sonnblickkerns liegt, wurde ausgepumpt und in weiterer Folge durch eine Schrägschacht von unten her angefahren. In 4 Ausbaustufen wurde dann auf die Seeschwelle ein über 100 m hoher Steinschüttdamm errichtet. Bevor es jedoch zum Bau dieses Damms kommen konnte, mußten umfangreiche geologische und geotechnische Untersuchungen vorgenommen werden.

1. In der Seeschwelle konnte schon bei der Oberflächenkartierung ein weit verzweigtes Netz von Klüften und Störungsbahnen in den jeweiligen Hauptstörungsrichtungen festgestellt werden. Durch Bohraufschlüsse und Wasserabpreßversuche wurden diese zum Teil auch im Untergrund nachgewiesen. Außerdem konnte auch eine petrographische Differenzierung des Gesteinsaufbaus erkundet werden. Es treten vorwiegend Augengneise und massige Granitgneise auf, untergeordnet Amphibolit- und Aplitgranite.

Aufgrund der Kartierungen und Bohrungen sowie der Kenntnis der regionalen Gefügeverhältnisse konnte eine Gliederung des geologisch-tektonischen Baus in der Seeschwelle durch ein Blockdiagramm veranschaulicht werden. Es stellte sich heraus, daß es im Zuge der tektonischen Ereignisse zu unterschiedlichen Verstellungen einzelner von Störungen und Klüften begrenzter

Teilkörperverbände gekommen ist. Dadurch waren auch für die nachfolgenden Abdichtungsarbeiten in der Seeschwelle uneinheitliche Injektionserfolge zu erwarten.

2. Ähnlich wie am Großsee wurde auch hier nach Feststellung einer generellen undurchlässigen Zone im Untergrund ein 25 m tiefer Injektionsschleier mit einem Bohrlochabstand von 6 m eingebracht. Auch wurde eine Verdichtung des Schleiers bei erhöhter Zementaufnahme vorgenommen. Durch die Aufnahme des Injektionsguts wurde deutlich das Kluftgefüge mit seinen auf- und absteigenden Ästen wiedergegeben. Der Nachweis dafür erfolgte durch Kontrollbohrungen.

Der Injektionserfolg wurde bei Vollaufstau durch eine max. Gesamtdurchlässigkeit in den Drainagen von unter 10 l bestätigt (Stauinhalt 33 hm<sup>3</sup>). Die Gegenüberstellung beider Sperrenstellen, die sich in der Oberfläche weder durch die Morphologie noch durch die Geologie wesentlich unterscheiden, zeigen im Untergrund, vor allem bedingt durch die tektonischen Ereignisse, deutliche Unterschiede. Diese Unterschiede konnten durch die geologischen Untersuchungen geklärt und nachgewiesen werden.

*Gondolella pseudolonga* n.sp.  
(Conodontophorida),  
an important Lower Ladinian guide form

By S. Kovács, H. Kozur and P. Mietto <sup>+</sup>)

Summary

*Gondolella pseudolonga* n.sp., a new platform conodont species is described. It is related to *G. constricta* MOSTHER & CLARK. Because of its wide regional distribution it is a fairly good guide form for the Lower Ladinian.

Zusammenfassung

*Gondolella pseudolonga* n.sp., eine neue Plattformconodontenart, wird beschrieben. Sie ist verwandt mit *G. constricta* MOSHER & CLARK. Wegen ihrer großen regionalen Verbreitung ist sie eine ziemlich gute Leitform für das Unterladin.

---

<sup>+</sup>) Adresses: Dr. Sándor Kovács, Hungarian Geological Institute, H-1143 Budapest (Hungary), Népstadion ut 14; Dipl.-Geol. Dr. sc. Heinz Kozur, Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen; Dr. Paolo Mietto, Istituto di Geologia, Via Giotto 1, I-35100 Padova.

BUDUROV & STEFANOV (1973) established *Neogondolella longa* for long and very slender representatives of gondolellids of the mombergensis and constricta types. They related these forms to *Gondolella mombergensis* TATGE, 1956. The only difference between *G. mombergensis* and the holotype of *G. longa* is the more slender platform at the latter form. The carina is identical in both species. It has longer denticles in the anterior and posterior parts and very low denticles in the central part of the unit. *G. longa* is restricted in its occurrence to the distributional area of *G. mombergensis*.

BUDUROV & STEFANOV (1973) figured beside of the holotype (pl. 1, figs 16-18) two specimens as *Neogondolella longa* that do not belong to this species. One of these specimens (pl. 1, fig. 22) is a slender, juvenile form of *G. constricta* MOSHER & CLARK, 1965. The other one (pl. 1, figs 19-21) belongs to the new species *G. pseudolonga* n.sp. described below. This species that occurs from the basis of the avisianus/reitzi Zone (one specimen transitional to its forerunner *G. constricta* was found already in the topmost trinodosus zone) to the lower curionii zone (Lower Ladinian) is also present outside of the distributional area of *G. mombergensis*. It shows only homeomorphy to *G. longa*, because it is also long and slender. The type of its carina is different and identical with that of *G. constricta* that is clearly the forerunner of *G. pseudolonga*. Because of its wide regional distribution in the North American, Asiatic, Dinaric and partially also in the Austroalpine faunal provinces *G. pseudolonga* is a fairly good guide form for the deeper and middle part of the Lower Ladinian.

Genus *Gondolella* STAUFFER & PLUMMER, 1932

*Gondolella pseudolonga* n.sp.

(pl. 1, figs 1-4)

- ? 1865 *Gondolella constricta* n.sp., pars - MOSHER & CLARK, only pl. 65, figs 18, 22.  
1965 *Gondolella mombergensis* TATGE, pars - MOSHER & CLARK, pp. 116-117, only pl. 65, fig. 29.  
1973 *Neogondolella longa* n.sp. - BUDUROV & STEFANOV, p. 805, pl. 1, figs 19-21, non ! figs 16-18, 22.  
1979 *Neogondolella longa* BUDUROV & STEFANOV - MIETTO & PETRONI, p. 9, pl. 1, fig. 3.  
(in press) *Gondolella longa* (BUDUROV & STEFANOV) - SZABÓ et al., only pl. 2, fig. 11.  
(in press) *Gondolella longa* (BUDUROV & STEFANOV) - MIETTO & PETRONI, pl. 1, figs 3, 8.

Derivatio nominis: According to the homeomorphy with *G. longa* (BUDUROV & STEFANOV).

Holotype: The specimen figured at pl. 1, fig. 1.

Locus typicus: San Ulderico section (Vicentinian Alps, NE Italy).

Stratum typicum: Sample R 1005, lower avisianus/reitzi zone (see MIETTO & PETRONI, 1979).

Diagnosis: Unit mostly very slender, long. Posterior end slightly pointed or narrowly rounded, sometimes slightly constricted or asymmetric, often fused with the last denticle of the carina. Carina low, moderately high anteriorly, decreasing gradually toward the posterior part. The next to the last or the last denticle is a distinct main cusp. "Keel" narrow, pit somewhat shifted forward, small to moderately wide with protruding margin. Loop elongated.

Description: Unit mostly very slender, long, in lateral view moderately to fairly strongly arched. Platform narrow, extends in the whole length of the unit. Platform end slightly pointed to narrowly rounded, sometimes slightly constricted or asymmetric. Platform margins steeply upturned and slightly thickened in the central and posterior parts. Carina low, moderately high in its anterior part. It decreases gradually toward the posterior part. Denticles at least in their lower half often strongly fused, straight in the anterior half of the carina and somewhat inclined posteriorly in the posterior part. The last or mostly the next to the last denticle is a distinct main cusp. It is considerably broader than the other ones, but only a little higher. Last denticle often fused with the posterior platform end. "Keel" narrow, prominent, with small to moderately wide, narrow-elliptical pit and elliptical elongated loop. Margin of pit strongly protruding. The pit is slightly shifted forward. By this a small step behind the protruded margin of pit can be observed in lateral view.

Relations: *G. pseudolonga* evolved from *G. constricta* MOSHER & CLARK, 1965 emended. *G. pseudolonga* is only distinguished by the somewhat forward shifted pit and by the somewhat elongated loop behind the pit that produced a small step behind the protruding margin of the pit in lateral view. *G. longa* (BUDUROV & STEFANOV, 1973) has a similar outline, but the carina is clearly of *mombergensis* type with longer denticles in the anterior and posterior parts and very low denticles in the central part. *G. basisymmetrica* (BUDUROV & STEFANOV, 1972) emended has also a similar outline, but the carina has more stout and discrete teeth, whereas *G. pseudolonga* has laterally compressed saw blade-like denticles.

Stratigraphic range and occurrence: Lower Ladinian (highest occurrence in the lower curionii zone). Southern Alps, Balaton Highland (Hungary), Eastern Carpathians (Rumania), Greece, western North America.

## References

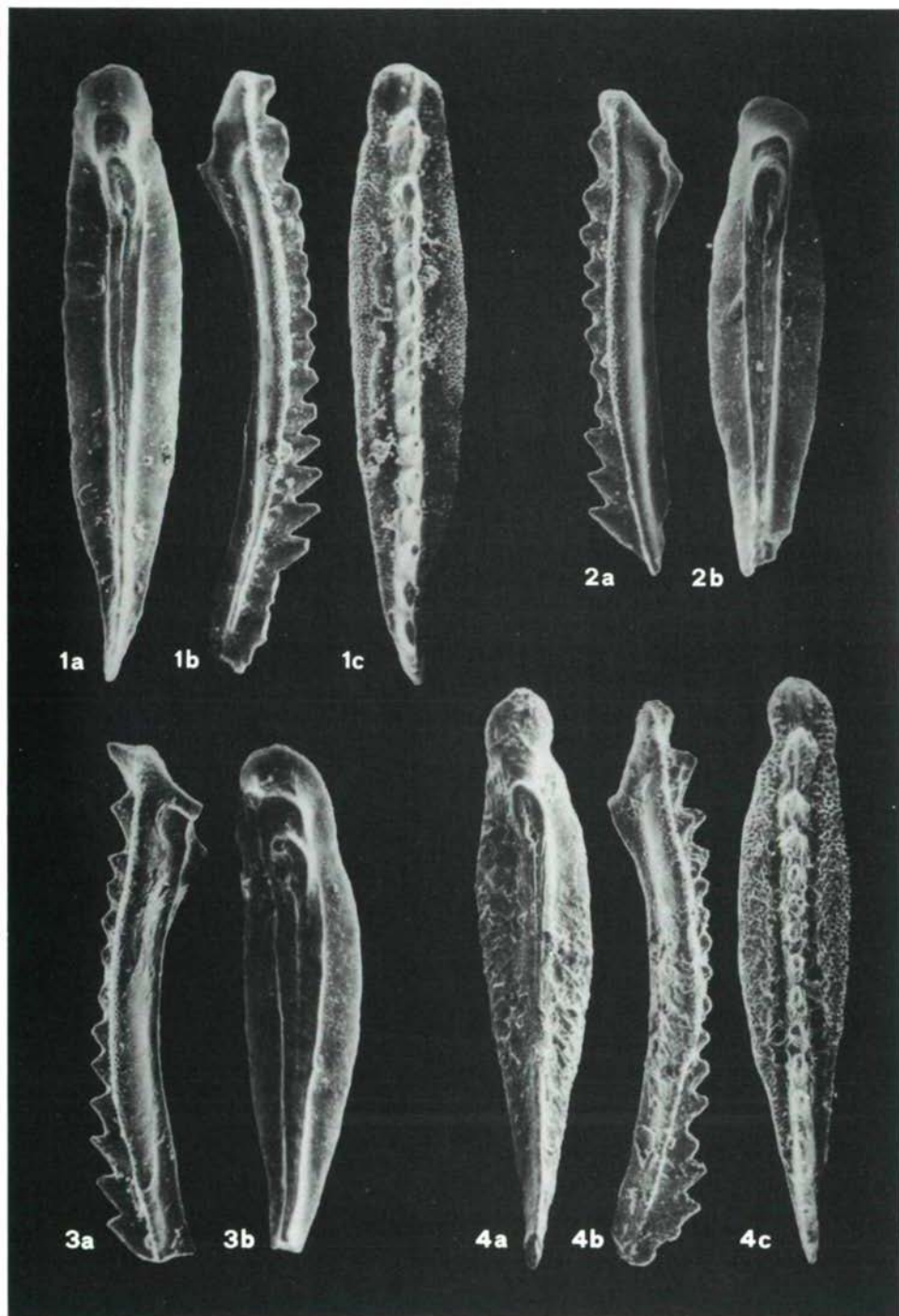
- BUDUROV, K. & S. STEFANOV (1+65): Gattung *Gondolella* aus der Trias Bulgariens. - Acad. Bulg. Sci., Trav. Géol. Bulg., Sér. Paléont., v. 7, pp. 115-127, 1 fig., 3 pls, Sofia.
- BUDUROV, K. & S. STEFANOV (1973): Etliche neue Plattform-Conodonten aus der Mitteltrias Bulgariens. - C.R. Acad. Bulg. Sci., v. 26/6, pp. 803-806, 1 pl., Sofia.
- MIETTO, P. & M. PETRONI (1979): I conodonti a piattaforma del limite Anisico-Ladinico nella sezione di San Ulderico nel Tretto (Prealpi Vicentine, Italia nord-orientale). - Mem. Sci. Geol., v. 32, pp. 1-11, 2 figs, 2 pls, Padova.
- MIETTO, P. & M. PETRONI (in press): The Ladinian platform conodonts in the Campogrosso section (Recoaro area - NE Italy) and their stratigraphic significance. - Riv. Ital. Paleont., Milano.
- MOSHER, L.C. & CLARK, D.L. (1965): Middle Triassic conodonts from the Prida Formation of NW Nevada. - Journ. Paleont., v. 39/4, pp. 551-565, 2 figs, 2 pls, Tulsa (Oklahoma).
- SZABÓ, I.; KOVÁCS, S.; LELKES, G. & A. ORAVECZ-SCHEFFER (in press): Biostratigraphic investigation of a Pelsonian-Fassanian section at Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). - Riv. Ital. Paleont., Milano.

## Explanation of plate 1

*Gondolella pseudolonga* n.sp.

- Fig. 1      Holotype; a) basal view, b) lateral view, c) upper view (x 95). S. Ulderico section (NE Italy); sample R 1005 (avisianus/reitzi zone).
- Fig. 2      a) lateral view, b) basal view (x 100). Campogrosso section (NE Italy); sample R 1014 (lower curionii zone).
- Fig. 3      a) lateral view, b) basal view (x 100). Campogrosso section (NE Italy); sample R 1024 (lower curionii zone).
- Fig. 4      a) basal view, b) lateral view, c) upper view (x 100). Campogrosso section (NE Italy); sample R 1019 (lower curionii zone).

Tafel I





Eine interessante Conodontenfauna aus  
dem höheren Fassin  
(Unterladin) der Arieşeni-Decke  
(nördliches Apuseni-Gebirge, Rumänien)

von H. Kozur und E. Mirăuța<sup>+</sup>)

Zusammenfassung

*Gondolella transita* KOZUR & MOSTLER, 1971 (= "*Neogondolella*" *excentrica* BUDUROV & STEFANOV, 1973), *Gondolella bakalovi* (BUDUROV & STEFANOV, 1973) und *Metapolygnathus truempyi* (HIRSCH, 1971), die Indexarten von vier oberfassinischen Conodontenzonen (transita-, excentrica-, bakalovi- und truempyi-Zone) verschiedener Faunenprovinzen, kommen in der Probe H 15 von Hidişel (Arieşeni-Decke, Codru-Deckensystem, nördliches Apuseni-Gebirge) gemeinsam vor. Die transita-Zone sensu KOZUR, 1972 (= excentrica-Zone sensu BUDUROV & STEFANOV, 1973) wird mit der stratigraphischen Reichweite von *Gondolella transita* KOZUR & MOSTLER (= "*Neogondolella*" *excentrica* BUDUROV & STEFANOV) ohne *Metapolygnathus truempyi* (HIRSCH, 1971) definiert. Diese Conodonten-Assemblage-Zone kann mit der unteren "Protrachyceras"-curionii-Zone korreliert werden. Die bakalovi-Zone sensu BUDUROV & STEFANOV, 1973, und die truempyi-Zone (= truempyi-Subzone sensu KOZUR, 1972) sind zeitliche Äquivalente (mittlere und obere "Protrachyceras-curionii-Zone). Die bakalovi-Zone kann als lokale Zone in den balkaniden Conodontenabfolgen genutzt werden, während die truempyi-Zone als Standardzone in der triassischen Conodontengliederung verwendet werden kann. Die Indexart der letzteren Zone kommt in der asiatischen, dinarischen und westmediterranen Faunenprovinz vor. Seltener tritt diese Art auch in der austroalpinen Faunenprovinz auf, vor allem in den südlichen Einheiten. Sehr selten kann man diese Art auch in der germanischen Faunenprovinz antreffen.

<sup>+</sup>) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geol. Dr.sc. Heinz Kozur, Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen; Dr. Elena Mirăuța, Institutul de geologie, Str. Caransebeş 1, R-78344 Bucuresti, Romania.

## Summary

*Gondolella transita* KOZUR & MOSTLER, 1971 (= "*Neogondolella*" *excentrica* BUDUROV & STEFANOV, 1973), *Gondolella bakalovi* (BUDUROV & STEFANOV, 1973) and *Metapolygnathus truempyi* HIRSCH, 1971), the index species of four Upper Fasnian conodont zones (*transita*, *excentrica*, *bakalovi*, and *truempyi* zones) of different faunal provinces occur together in the sample H 15 from Hidişel (Arieşani nappe, Codru nappe system, northern Apuseni Mountains). The *transita* zone sensu KOZUR, 1972 (= *excentrica* zone sensu BUDUROV & STEFANOV, 1973) is defined with the stratigraphic range of *Gondolella transita* KOZUR & MOSTLER (= "*Neogondolella*" *excentrica* BUDUROV & STEFANOV) without *Metapolygnathus truempyi* (HIRSCH, 1971). This conodont assemblage zone can be correlated with the lower "Protrachyceras" *curionii* zone. The *bakalovi* zone sensu BUDUROV & STEFANOV, 1973, and the *truempyi* zone (= *truempyi* subzone sensu KOZUR, 1972) are time equivalents (middle and upper "Protrachyceras" *curionii* zone). The *bakalovi* zone can be used as local zone in the Balkanide conodont successions, whereas the *truempyi* zone can be used as standard zone in the Triassic conodont zonation. The index species of the latter zone is present in the Asiatic, Dinaric and Westmediterranean faunal provinces. More rare this species is also present in the Austroalpine faunal provinces, above all in the southern units. Very rare this species is even present in the Germanic faunal province.

Für verschiedene Conodontenprovinzen der Mitteltrias wurden in den letzten Jahren unterschiedliche Conodontenzonierungen erarbeitet (vgl. z.B. KOZUR, 1968, 1972, 1973a, 1974, 1975; MOSHER, 1968, 1970; SWEET et al., 1971; KOZUR & MOSTLER, 1972, 1973; HIRSCH, 1973, und BUDUROV & STEFANOV, 1973, 1975). Die Korrelierung dieser verschiedenen Zonierungen ist nicht immer leicht. Besonders Schwierigkeiten bereitet die Parallelisierung der westmediterranen ladinischen Conodontenzonierung mit der asiatisch-dinarischen und austroalpinen Zonierung. Im nördlichen Apuseni-Gebirge gelang es nun, die Indexarten der westmediterranen Conodontenzonierung stratigraphisch genau einzustufen. Die Altersstellung von *Pseudofurnishius murcianus* von den BOOGARD und *Mosherella newpassensis* MOSHER, die im Cordevol des nördlichen Apuseni-Gebirges auftreten, wird bei KOZUR, MIRĂUȚA & PATRULIUS (in Druck) zusammen mit der großen paläogeographischen Bedeutung des Vorkommens dieser Arten im nördlichen Apuseni-Gebirge ausführlich diskutiert. In der vorliegenden Arbeit wird eine wichtige Conodontenfauna aus dem Oberfassan behandelt. In der Probe H 15 von Hidişel (Arieşani-Decke des Codru-Deckensystems des nördlichen Apuseni-Gebirges, siehe PATRULIUS, BLEAHU et al., 1979) konnten folgende Plattformconodonten nachgewiesen werden: *Gondolella transita* KOZUR & MOSTLER, 1971 (= "*Neogondolella*" *excentrica* BUDUROV & STEFANOV, 1973), *Gondolella bakalovi* (BUDUROV & STEFANOV, 1973) und *Metapolygnathus truempyi* (HIRSCH, 1971). KOZUR, 1972, schied in der "Protrachyceras" *curionii*-Ammonitenzone des Oberfassans als Standardzonen der Conodontenzonierung die *Gondolella transita*-Zone (unten) und die *Metapolygnathus truempyi*-Subzone (später zur Zone erhoben) der *haslachensis*-Zone aus. Die *Gondolella transita*-Zone ist nach neueren Daten eine Assemblage-Zone, da die Indexart auch noch in der *Metapolygnathus truempyi*-Zone vorkommt, während andererseits *M. truempyi* in der *Gondolella transita* Assemblage-Zone noch fehlt. Schon in der Originaldefinition bei KOZUR, 1972, wurde die Obergrenze der *Gondolella transita*-Zone u.a. mit dem Einsetzen von *M. truempyi* definiert, so daß der stratigraphische Umfang der *Gondolella transita* Assemblage-Zone mit demjenigen der *Gondolella transita*-Zone sensu KOZUR, 1972, identisch ist. Die *Gondolella transita*-Zone wurde in der asiatischen, dinarischen und austroalpinen Faunenprovinz durch ihre Indexart nachgewiesen. Die Indexart der *truempyi*-Zone tritt in der asiatischen, dinarischen, austroalpinen, westmediterranen<sup>1)</sup> und germanischen Faunenprovinz auf. BUDUROV & STEFANOV, 1973<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> KOZUR & MOSTLER, 1971 schieden erstmalig eine westmediterrane und nordamerikanische Faunenprovinz aus, die sie bis zum Vorliegen weiteren Materials aus Nordamerika vorläufig noch zusammenfaßten. KOZUR & MOSTLER, 1973, trennten dann die westmediterrane Faunenprovinz definitiv von der nordamerikanischen ab. HIRSCH, 1973, stellte im gleichen Band für die westmediterrane Faunenprovinz die Bezeichnung sephardisch auf. Die sephardische Faunenprovinz (KOZUR & MOSTLER, 1971) ist daher ein Synonym der westmediterranen Faunenprovinz (KOZUR & MOSTLER, 1971, 1973; KOZUR, 1973b).

<sup>2)</sup> Der Band 21 (1) der Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. ist 1972 erschienen, der Band 21 (2) 1973.

schieden im Fassan die excentrica- und bakalovi-Zone aus. Die excentrica-Zone ist sowohl wegen der Synonymie von "*Neogondolella*" excentrica BUDUROV & STEFANOV, 1973, mit *Gondolella transita* KOZUR & MOSTLER, 1971, als auch wegen des identischen stratigraphischen Umfangs ein Synonym der transita-Zone. (KOZUR, 1972). Nach den Reichweitenangaben bei BUDUROV & STEFANOV, 1973, sind die "excentrica"- und die bakalov-Zone range-Zonen. Für die "excentrica"-Zone ist das ebensowenig der Fall wie für die transita-Zone (siehe oben). In mehreren Gebieten der dinarischen und vereinzelt auch in der austroalpinen Faunenprovinz wurde *Gondolella transita* zusammen mit *Gondolella bakalovi* gefunden. Selbst aus der "Balkaniden Conodontenprovinz"<sup>3)</sup> konnte BUDUROV auf dem Conodontensymposium in Budapest, 1979, eine Probe vorlegen, die neben reichlich *B. bakalovi* auch *G. transita*

---

3) Die "Balkanide Conodontenprovinz" (zentrales und westliches Balkangebirge, Vorkalkan und Nordbulgarien) wurde von BUDUROV, 1975, für pelsonische bis fassanische Conodontenfaunen des genannten Gebietes aufgestellt, die keine *Gladigondolella*, aber reichlich Gondolellen führen (z.B. *G. bifurcata*, *G. basisymmetrica*, *G. longa*, *G. bakalovi*), die zum Zeitpunkt ihrer Erstbeschreibungen durch BUDUROV & STEFANOV nur aus der "Balkaniden Conodontenprovinz" bekannt waren und daher für die Eigenständigkeit dieser Faunenprovinz sprachen. Diese Gondolellenarten sind aber auch in der dinarischen, und z.T. auch in der austroalpinen Faunenprovinz weit verbreitet, wurden aber bisher zu *G. mombergensis* oder *G. navicula* gestellt. Das Fehlen von *Gladigondolella* ist auf die geringe Wassertiefe des Ablagerungsgebietes zurückzuführen. Die genannten Daten bezeugen eindeutig, daß die "Balkanide Conodontenprovinz" keine eigenständige Conodontenprovinz ist. Die von BUDUROV & STEFANOV aufgestellten Conodontenarten können wegen ihrer großen regionalen Verbreitung nach genauer Eichung ihrer stratigraphischen Reichweite als wichtige Leitformen im Illyr und Fassan Verwendung finden. Eine praktisch übereinstimmende Fauna findet sich in den westlichen Südalpen (wo *Gladigondolella tethydis* wegen der geringen Wassertiefen ebenfalls fehlt, während sie in den östlichen und mittleren Südalpen bereits ab dem Pelson auftritt) und im Mecsek- und Villany-Gebirge. Die Balkanide Conodontenfauna ist eine dinarische Conodontenfauna des Pelsons bis Fassans ohne *Gladigondolella tethydis*, die wegen der geringen Wassertiefen fehlt. Der Vergleich der Balkaniden Conodontenfaunen mit der germanischen Faunenprovinz ist irreführend, da er nur auf dem faziell bedingten Fehlen von *Gladigondolella* beruht. Die ladinischen Conodontenfaunen sind grundsätzlich verschieden. Im Balkan findet sich wie in der dinarischen und z.T. auch in der austroalpinen Faunenprovinz die Entwicklungsreihe *G. basisymmetrica* - *G. bakalovi*, die in der germanischen Faunenprovinz völlig fehlt, während die charakteristische Entwicklungsreihe der Gondolellen des germanischen Beckens (*G. media* - *G. haslachensis* - *Celsigondolella praecursor* - *C. watznaueri*) im Balkan nicht anzutreffen ist, obwohl *G. media* und *G. haslachensis* fassanische Arten sind.

(von BUDUROV als *G. excentrica* angesehen) führte. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um ein Hinaufreichen von *G. transita* in die *G. bakalovi*-Zone und nicht um ein früheres Einsetzen von *G. bakalovi*. Dafür spricht die Tatsache, daß *G. transita* in der Lokalität Felsőörs (Balatonhochland, Ungarn) auch noch oberhalb der *transita* Assemblage-Zone in der *truempyi*-Zone vorkommt (persönliche Mitteilung von Dr. S. KOVÁCS, Budapest). Das gemeinsame Vorkommen von *G. transita* und *M. truempyi* in der Probe H 15 zeigt ebenfalls eindeutig an, daß *G. transita* noch bis in die *truempyi*-Zone reicht. Gegenwärtig kann natürlich noch nicht ausgeschlossen werden, daß andererseits auch *G. bakalovi* schon früher, innerhalb der *transita*-Zone einsetzen könnte, da eine genaue Eichung des Einsetzens von *G. bakalovi* noch aussteht. Aus diesem Grund ist in jenen Gebieten, wo *M. truempyi* fehlt, gegenwärtig noch keine exakte Abgrenzung der *transita*-Zone möglich. Es ist zwar wahrscheinlich, daß Faunen mit *G. bakalovi* und *G. transita* ohne *M. truempyi* zur *bakalovi*-Zone gehören. Es ist aber beim gegenwärtigen Kenntnisstand noch nicht auszuschließen, daß es sich dabei auch um die obere *transita*-Zone handeln könnte.

Von großer Bedeutung für die altersmäßige Einstufung der Faunen mit *M. truempyi* und damit auch der *truempyi*-Zone (KOZUR, 1972) ist das gemeinsame Auftreten von *M. truempyi*, *G. bakalovi* und *G. transita* in der Probe H 15. *M. truempyi* wurde von KOZUR, 1972, in die mittlere bis obere "Protrachyceras" *curionii*-Zone (= Oberfassin) eingestuft. HIRSCH, 1973, stellte diese Art in das ? untere Ladin bis Oberladin, während er gleichzeitig *Pseudofurnishius murcianus* von den BOOGARD in das Unterladin und Assoziationen mit *P. murcianus* und *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL) in den Grenzbereich Unter-/Oberladin einstuft. Wie KOZUR, 1972, aufzeigte, ist *M. truempyi* die Vorläuferform von *M. hungaricus*, der wiederum der Vorläufer von *M. mungoensis* ist. Damit muß *M. truempyi* wesentlich älter als *M. mungoensis* und nicht gleichaltrig wie diese Art sein, wie HIRSCH, 1973 angibt. *P. murcianus* ist nicht älter als *M. truempyi*, wie nach den Angaben bei HIRSCH, 1973, zu vermuten wäre, sondern beträchtlich jünger. In der Vălani-Decke des nördlichen Apuseni-Gebirges kommt *P. murcianus* in eindeutig cordevolischen Ablagerungen vor und in biostratigraphisch beeichten Profilen konnte diese Art nirgends unterhalb des höheren Langobards nachgewiesen werden.

Weder *G. transita* noch *G. bakalovi* konnten bisher oberhalb der "Protrachyceras" *curionii*-Zone nachgewiesen werden. Damit scheidet ein langobardisches Alter für die Probe H 15 definitiv aus. Andererseits zeigt das Vorkommen von *M. truempyi* und *G. bakalovi* an, daß die Probe H 15 jünger als die *transita*-Zone der unteren "Protrachyceras" *curionii*-Zone ist. Legt man die Abfolge in der Nemesvámos-Formation von Felsőörs zugrunde, wo in der unteren Nemesvámos-Formation (untere "Protrachyceras" *curionii*-Zone, eventuell auch obere "Protrachyceras" *curionii*-Zone) nur *G. transita* (zusammen mit *G. longa* und neuen *Gondolella*-Arten) auftritt und darüber eine Assoziation mit *M. truempyi* und vereinzelt *G. transita* sowie *G. trammeri* folgt (mittlere und obere "Protrachyceras" *curionii*-Zone), die wiederum von einer Assoziation mit *M. hungaricus* und *G. trammeri* (basales Langobard)

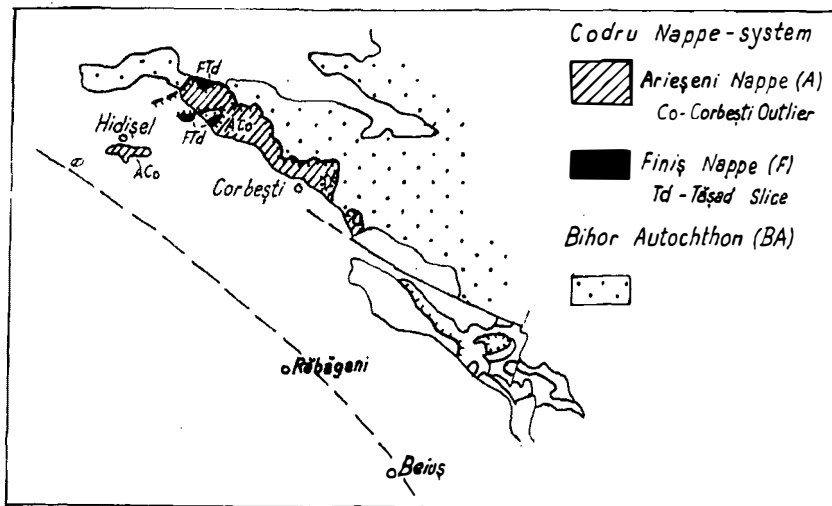
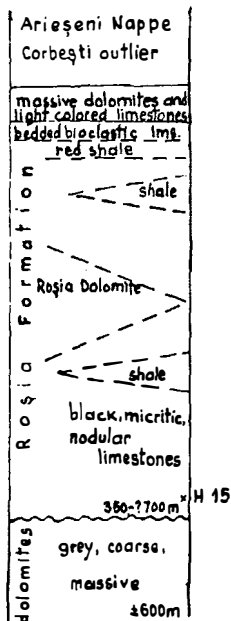


Abb. 1: Lage der Lokalität Hidişel im nördlichen Apuseni-Gebirge

Abb. 2:  
Profilskizze mit  
Lage der Probe  
H 15



überlagert wird, dann läßt sich die Probe H 15 eindeutig in die truempyi-Zone der mittleren bis oberen "Protrachyceras" curionii-Zone (oberes Fassan) einstufen. Das gleichzeitige Vorkommen von *G. bakalovi* in der Probe H 15 bedeutet, daß die truempyi-Zone der Standardgliederung gleichaltrig mit der bakalovi-Zone der balkaniden Lokalgliederung ist. Dies konnte auch schon bisher geschlußfolgert werden, da sowohl die bakalovi-Zone als auch die truempyi-Zone über der transita Assemblage-Zone folgen. Das gemeinsame Vorkommen von *G. bakalovi* und *M. truempyi* liefert dafür erstmalig einen Beweis. Sollten weitere Untersuchungen bestätigen, daß *M. truempyi* und *G. bakalovi* im gleichen stratigraphischen Niveau einsetzen, dann könnte auch das Einsetzen von *G. bakalovi* als Indikator für die Basis der truempyi-Zone verwendet werden. Für Faunen, in denen aus faziellen Gründen *M. truempyi* sehr selten ist oder ganz fehlt, wäre dies von wesentlicher Bedeutung. Es würde auch einen direkten Anschluß der unterladinischen Conodontengliederung des Balkans an die internationale Conodontengliederung erlauben.



Typuslokalität: Felsőörs, Balatonhochland (Ungarn), mittlerer und oberer Teil der "Protrachyceras" curionii-Zone, höherer Teil der unteren Nemesvámos-Formation, ammonitenführende rötliche Hornsteinkalke, mäßige bis reichliche Conodontenführung bei guter Erhaltung. *M. truempyi* tritt nur untergeordnet auf, jedoch ist sowohl der Übergang zur Gondolella transita als auch zur Metapolygnathus hungaricus Assemblage-Zone (KOZUR, 1972, ursprünglich als Subzone, später als selbständige Zone bzw. Assemblage-Zone ausgeschieden; unteres Langobard) in conodontenführenden Schichten aufgeschlossen. Alle bisher bekannten Faunen mit *M. truempyi*, in denen diese Art als dominierende Form auftritt, sind entweder in conodontenfreie Schichten eingelagert oder die über- und unterlagernden Conodontenfaunen sind unspezifische Faunen mit großer stratigraphischer Reichweite, die keine exakte Definition der Unter- und Obergrenze der truempyi-Zone erlauben.

Standardgliederung (KOZUR, 1972)	West- und Zentralbalkan (BUDUROV & STEFANOV, 1973)	Westmediterrane FP. (KOZUR, 1972)	Germanische FP. (KOZUR, 1968, 1972)
M. truempyi-Zone	G. bakalovi-Zone	M. truempyi-Zone	G. haslachensis A.-Z. (Zone 4)
G. transita A.-Z.	"N. excentrica-Zone" (= G. transita A.-Z.)		G. media A.-Z. (Zone 3)

Die Conodontenzonierung innerhalb der "Protrachyceras" curionii-Zone der Ammonitengliederung.

Abkürzungen: FP. = Faunenprovinz  
A.-Z. = Assemblage-Zone

Bemerkungen: Die G. haslachensis A.-Z. (Zone 4) umfaßt auch noch das basale Langobard. Die G. media A.-Z. (Zone 3) umfaßt auch noch das tiefere Fassan.

### Danksagung

Für die Erlaubnis zur Anfertigung elektronenmikroskopischer Aufnahmen wird dem Direktor der Geologischen Anstalt, Budapest, Herrn Dr. G. HÁMOR, und Herrn Dr. F. GOCZÁN, recht herzlich gedankt. Für die Anfertigung der Aufnahmen danken wir Frau V. TAKÁCS und Frl. I. LAKY, Budapest.



## Zitierte Literatur

- BUDUROV, K. (1975): Die triassischen Conodontenprovinzen auf dem Territorium Bulgariens. - Dokl.Bolgar.AN, 28 (12), S. 1681-1684, 1 Tab., Sofia.
- BUDUROV, K. & S. STEFANOV (1973): Plattform-Conodonten und ihre Zonen in der mittleren Trias Bulgariens. - Mitt.Ges.Geol. Bergbaustud., 21, S. 829-852, 8 Abb., 4 Taf., Innsbruck.
- BUDUROV, K.J. & S.A. STEFANOV (1975): Neue Daten über die Conodontenchronologie der Balkaniden mittleren Trias. - Dokl. Solg. AN, 28 (6), S. 791-794, 1 Abb., 1 Taf., Sofia.
- HIRSCH, F. (1973): Middle Triassic conodonts from Israel, southern France and Spain. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 21, S. 811-828, 2 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. (1968): 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), S. 930-946, 3 Taf., Berlin.
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - Geol.Paläont.Mitt. innsbruck, 2 (11), S. 1-37, 1 Tab., 7 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973a): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 3, (1), S. 1-30, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973b): Faunenprovinzen in der Trias und ihre Bedeutung für die Klärung der Paläogeographie. - Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck, 3 (8), S. 1-41, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1974): Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. - Freiburger Forsch.-H., C 298, S. 139-197, 2 Tab., 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, S. 51-77, 1 Tab., Leipzig.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1971): Probleme der Conodontenforschung in der Trias. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 1 (4), S. 1-19, 2 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias. - Symposium Mikrofazies und Mikrofauna der Alpenen Trias und deren Nachbargebiete. Kurzfassung der Vorträge, S. 32-35, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1973): Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 21, S. 777-810, 2 Tab., 4 Taf., Innsbruck.
- MOSHER, L.C. (1968): Triassic conodonts from western North America and Europe and their correlation. - J.Paleont., 42 (4), S. 895-946, 14 Abb., 6 Taf., Tulsa.
- MOSHER, L.C. (1970): New conodont species as Triassic guide fossils. - J.Paleont., 44 (4), S. 737-742, 1 Abb., 1 Taf., Menasha.

- PATRULIUS, G.; BLEAHU, M. et al. (1979): The Triassic Formations of the Bihor Autochthon and Codru nappe-system (Apuseni Mountains). - Guide-book to field trips. III<sup>d</sup> Triassic Colloquium of the Carpatho-Balkan Geological Association 2-7 october 1979, 21 S., 9 Abb., 2 Tab., 1 Kt., Bucharest.
- RAFEK, M.B. (1977): Platform conodonts from the Middle Triassic-Upper Muschelkalk of West Germany and N.E. France. - Inaug.-Diss., Bonn.
- SWEET, W.C. et al. (1971): Conodont biostratigraphy of the Triassic. - In: Symposium on conodont biostratigraphy. - Geol.Soc. America, Mem.- 127, S. 441-465, 3 Abb., 1 Taf.

### Tafelerläuterungen

#### TAFEL 1

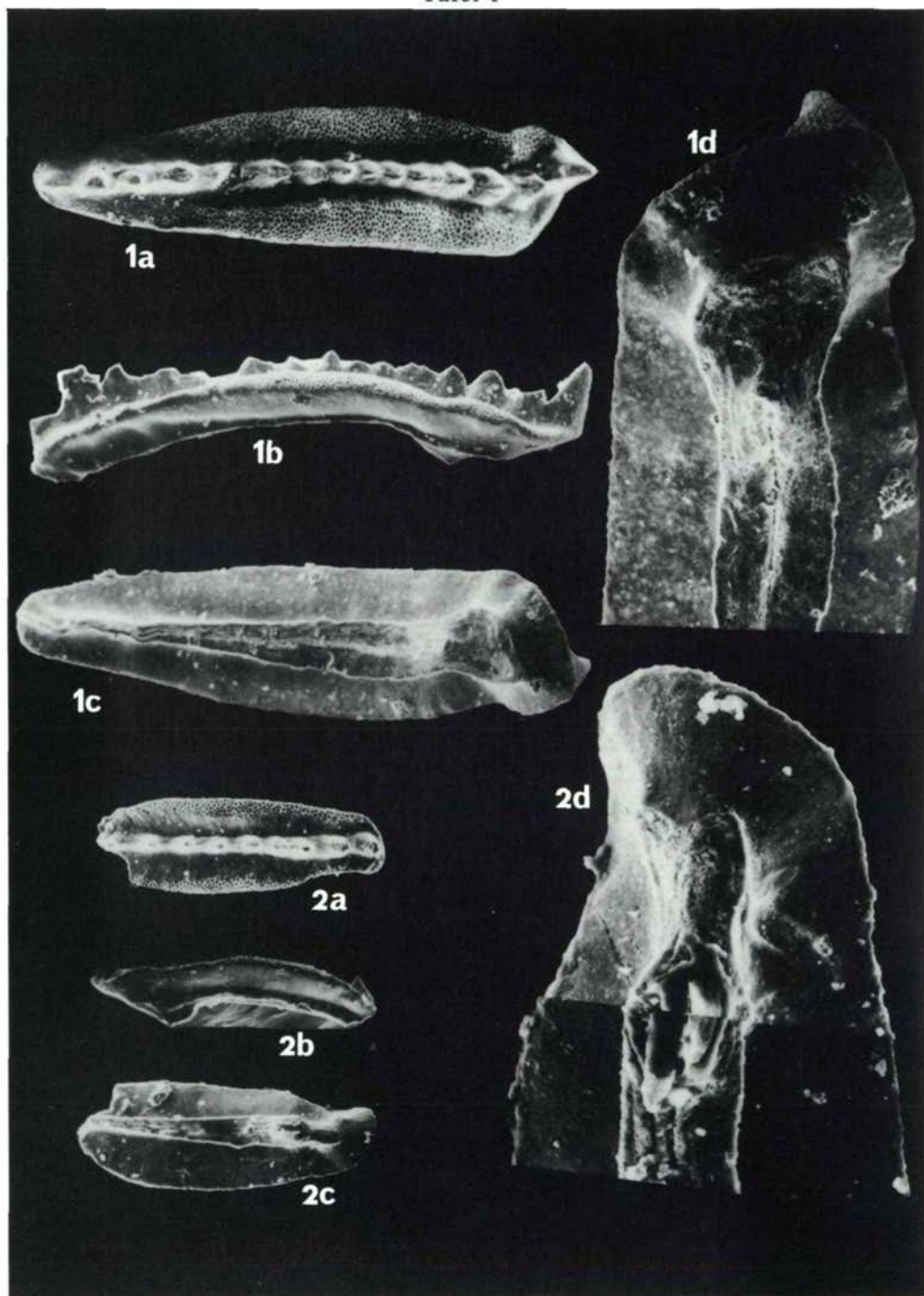
(Die beiden abgebildeten Arten stammen aus der Probe H 15 von Hidişel, Arieşani-Decke, Codru-Deckensystem, nördliches Apuseni-Gebirge, Rumänien).

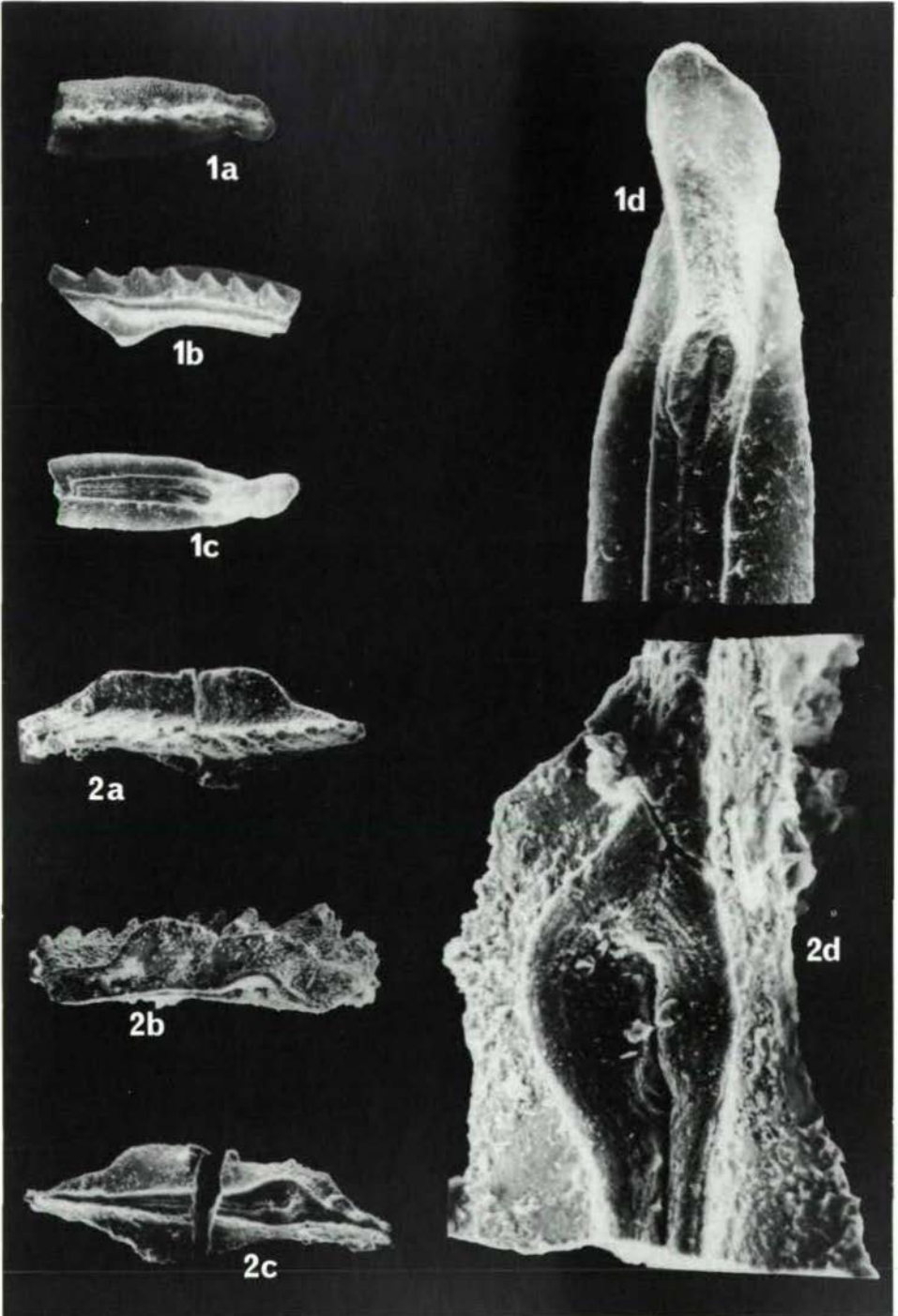
- Fig. 1: *Gondolella transita* KOZUR & MOSTLER, 1971, a) Oberseite, 100 x, b) Seitenansicht, der vorletzte Zahn ist abgebrochen, so daß der letzte Zahn als deutlicher Hauptzahn erscheint, während er in Wirklichkeit nur wenig größer als der vorletzte Zahn ist, 100 x, c) Unterseite, 100 x, d) Detail der Unterseite, 200 x.
- Fig. 2: *Gondolella bakalovi* (BUDUROV & STEFANOV, 1973), a) Oberseite, 100 x, b) Seitenansicht, 100 x, c) Unterseite, 100 x, d) Detail der Unterseite, 400 x.

#### TAFEL 2

Die beiden abgebildeten Arten stammen aus der Probe H 15

- Fig. 1: *Gondolella bakalovi* (BUDUROV & STEFANOV, 1973), a) Oberseite, b) Seitenansicht, etwas schräg von oben, 100 x, c) Unterseite, 100 x, d) Detail der Unterseite, 300 x.
- Fig. 2: *Metapolygnathus truempyi* (HIRSCH, 1971), a) Oberseite, 100 x, b) Seitenansicht, schräg von unten, 100 x, c) Unterseite, 100 x, d) Detail der Unterseite, 400 x.





Ruzhencevispongidae, eine neue  
Spumellaria-Familie aus dem  
oberen Kungurian (Leonardian) und  
Sakmarian des Vorurals

von H. Kozur<sup>+)</sup>

Zusammenfassung

Aus dem Unterperm des Vorurals wird eine neue Radiolarienfamilie (Ruzhencevispongidae, Spumellaria) mit zwei neuen Gattungen und drei neuen Arten beschrieben.

Summary

A new radiolarian family (Ruzhencevispongidae, Spumellaria) with two new genera and three new species is described from the Lower Permian of the Cis-Ural.

<sup>+)</sup> Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Dr. sc. Heinz Kozur,  
Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen

Anlässlich des Karbonkongresses 1975 in Moskau erhielt ich von dem inzwischen verstorbenen Pionier der Permstratigraphie, V.E. RUŽENCEV, eine Anzahl Proben aus dem Vorural, der Typusregion des Perms. Diese Proben wurden durch V.E. RUŽENCEV und M.F. BOGOSLOVSKAJA, Moskau, mit Ammoniten genau datiert. Sie lieferten eine große Anzahl gut erhaltener Conodonten, Ostracoden, Radiolarien, Schwammskleren, Holothuriensklerite und z.T. sogar Megasporen. Einige der Daten über die stratigraphisch wichtigen Conodonten wurden bereits bei KOZUR & MOSTLER, 1976, und bei MOVŠOVIČ, KOZUR et al., 1979, publiziert. Ein Teil der Megasporen wurde ebenfalls schon bearbeitet (KOZUR, 1979).

Die vorliegende Arbeit ist der erste Teil der Bearbeitung der permischen Radiolarien des Vorurals. Zwei weitere Teile befinden sich in Druck (KOZUR, in Druck, a und b).

Die Ruzhencevispongidae n. fam. sind vor allem im Kungurian weit verbreitet, kommen aber auch im Sakmarian und Artinskian vor. Die Proben aus dem Kungurian (oberes Kungurian, Koshelev-Formation, rechtes Ufer des Flusses Aj beim Dorf Alogazovo, mittlerer Vorural) ist reich an Radiolarien und Conodonten und lieferte auch einige gut erhaltene Megasporen. In der Koshelev-Formation wurde *Uraloceras sofronizkyi* BOGOSLOVSKAJA gefunden. Dieser Ammonit ist deutlich älter als das "Roadian" (Chishian) und daher sicher unterpermisch. Die folgenden Conodonten konnten aus den radiolarienführenden Proben nachgewiesen werden: *Neostreptognathodus pequopensis* BEHNKEN, *Stepanovites festivus* (BENDER & STOPPEL), *Caenodontus* sp. (siehe MOVŠOVIČ, KOZUR et al., 1979). Die Conodontenfauna erlaubt eine Einstufung in das Leonardian der Standardzonierung des Perms nach KOZUR, 1977. Sehr interessant ist die Fazies der radiolarienführenden Proben. Die Ammoniten, Conodonten und vor allem die reichen Radiolarienfaunen zeigen eine euhaline Beckenfazies an, die für die meist hyposalinaren gipsführenden Flachwassersedimente des Kungurians im Vorural nicht typisch ist. Daher muß man annehmen, daß eine kurze Transgression aus dem Norden zu Beginn des oberen Kungurians die überwiegend lagunäre Entwicklung mit beschränkten Verbindungen zum offenen Meer im mittleren Vorural unterbrochen hat. Andererseits zeigen die gut erhaltenen sehr großen Megasporen (*Pavlosporites uralicus* KOZUR) an, daß zumindest Inseln in der Nähe der Ablagerungsgebiete der radiolarienführenden Proben aus der Koshelev-Formation von Alogazovo (mittlerer Vorural) vorhanden waren.

#### Familie Ruzhencevispongidae n. fam.

Diagnose: Im Umriss triangulare bis subtriangulare Radiolarien. meist mit Stacheln an den Eckpunkten. Skelett spongiös mit feinporiger Deckschicht und darunter liegendem grobporigem Gewebe. Die Markschale ist subsphärisch bis subtriangular, unperforiert, mit Knoten oder kurzen Dornen auf der Oberfläche und Einzelporen an den abzweigenden Stacheln. Diese Stacheln sind entweder einzeln oder es handelt sich um drei Stachelbüschel. Das von den Einzelstacheln ausgehende

schwammige Gewebe füllt nur die drei Ecken der Radiolarien aus, während das von den Stachelbüscheln ausgehende Gewebe mehr oder weniger den ganzen Raum zwischen der äußeren Schale und der Markschale ausfüllt, wobei drei größere Hohlräume ausgespart bleiben.

Zugewiesene Gattungen:

*Ruzhencevispongius* n.gen.

*Nazarovispongius* n.gen.

Vorkommen: ? Karbon, Unterperm (Sakmarian bis Kungurian), Vorural, ? Nordamerika.

Bemerkungen und Beziehungen: Durch die unperforierte Markschale (mit großen Einzelporen an der Basis der abzweigenden Stacheln) ist diese Familie von allen anderen Spumellaria-Familien leicht zu unterscheiden.

Gattung *Ruzhencevispongius* n.gen.

Derivatio nominis: Zu Ehren des verstorbenen Prof. RUŽENCEV.

Typusart: *Ruzhencevispongius uralicus* n.gen.n.sp.

Diagnose: Mit den Familienmerkmalen. Umriß triangular mit geraden bis leicht konkaven Seiten. Stacheln an den Eckpunkten des Dreiecks klein oder völlig fehlend. Von der unperforierten beknoteten bis fein bestachelten Markschale gehen drei kurze Stachelbüschel aus, von denen ein grobmaschiges schwammiges Gewebe mit blasenartigen Hohlräumen abzweigt, in dem drei große blasenartige Hohlräume zwischen den Stachelbüscheln ausgespart sind.

Zugewiesene Art: *Ruzhencevispongius uralicus* n.gen.n.sp.

Vorkommen: Oberes Kungurian (Leonardian) des Vorurals.

Bemerkungen und Beziehungen: Bei *Nazarovispongius* n.gen. gehen von der unperforierten Markschale nur drei lange Einzelstacheln und keine Stachelbüschel aus.

*Ruzhencevispongius uralicus* n.gen.n.sp.

(Taf. 1, Fig. 1-3)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Ural.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 1, Slgs.-Nr. Ko 1979 III-1.

Locus typicus: Mittlerer Vorural, rechtes Ufer des Flusses Aj beim Dorf Alogazovo.

Stratum typicum: Koshelev-Formation, unterer Teil des oberen Kungurians (siehe MOVŠOVIČ, KOZUR et al., 1979).

Diagnose, Vorkommen und Beziehungen: Siehe unter der Gattung.

Gattung *Nazarovispongius* n.gen.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. B.B. NAZAROV, Moskau, in Würdigung seiner zahlreichen wertvollen Beiträge zur Erforschung der altpaläozoischen Radiolarien.

Typusart: *Nazarovispongius pavlovi* n.gen.n.sp.

Diagnose: Mit den Familienmerkmalen. Schale subtriangular bis triangular mit konvexen Rändern oder zugespitzten und abgerundeten Ecken. Markschale unperforiert, beknotet oder fein bestachelt, mit drei runden Stacheln, an deren Basis

drei große Poren sitzen. In den drei Ecken der Schale geht von den drei Stacheln ein grobporiges schwammiges Gewebe aus. Zugewiesene Arten: *Nazarovispongus pavlovi* n.gen.n.sp.

*Nazarovispongus permicus* n.sp.

? *Spongotripus ruestae* ORMISTON & LANE, 1976  
Vorkommen: Karbon, Sakmarian bis Kungurian, Vorural, ? Nordamerika.

Bemerkungen und Beziehungen: Bei *Ruzhencevispongus* n.gen. zweigen von der Markschale drei kurze Stachelbüschel ab. Das von ihnen ausgehende schwammige Gewebe füllt den größten Teil des Zwischenraums zwischen der Markschale und der äußeren Schale aus.

*Nazarovispongus pavlovi* n.gen.n.sp.

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

Derivatio nominis: Zu Ehren von Dr. A.M. PAVLOV, Leningrad. Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 6, Slgs.-Nr. Ko 1979 III-3.

Locus typicus: Orenburger Gebiet, Station Verchneozernaja.

Stratum typicum: Sarabil-Formation, Tastubian (unteres Sakmarian, Probe 6054, vgl. MOVŠOVIČ, KOZUR et al., 1979.

Diagnose: Seitenumriß triangular mit konvexen Seitenrändern.

Endpunkte zugespitzt, mit kurzen dreikantigen Stacheln.

Wölbung ziemlich kräftig. Äußere Schale spongiös. Äußere Schicht feinporig, innere Schicht grobporig. Die drei äußeren Stacheln setzen sich nach innen als runde Stacheln bis zur unperforierten Markschale fort. An ihrem Abzweigungspunkt von der Markschale befindet sich jeweils eine große Pore. In den drei Ecken zweigt von den Stacheln ein lockeres spongiöses Gewebe ab, das nur die Ecken ausfüllt.

Vorkommen: Sakmarian des Vorurals.

Bemerkungen und Beziehungen: *Nazarovispongus permicus* n.sp. ist flacher und subtriangular mit gerundeten Ecken. Die äußere Schicht ist sehr feinporig.

*Nazarovispongus permicus* n.sp.

(Taf. 1, Fig. 4, 5)

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 5, Slgs.-Nr. Ko 1979 III-4.

Locus typicus: Orenburger Gebiet, Station Verchneozernaja.

Stratum typicum: Sarabil-Formation, Tastubian (unteres Sakmarian), Probe 6054, siehe MOVŠOVIČ, KOZUR et al., 1979.

Diagnose: Mit den Gattungsmerkmalen. Umriß subtriangular, mit breit gerundeten Ecken und konvexen Rändern. Schale stark abgeflacht, spongiös, mit sehr feinporiger äußerer und grobporiger innerer Schicht. Innenbau wie für die Gattung. Der gewebefreie Bereich um die Markschale ist verhältnismäßig klein.

Vorkommen: Sakmarian und Artinskien des Vorurals.

Bemerkungen und Beziehungen: *Nazarovispongus uralicus* n.gen. n.sp. weicht im Schalenumriß deutlich ab und die äußere Schicht ist nicht so feinporig.



## Literaturverzeichnis

Ein ausführliches Literaturverzeichnis über Radiolarien findet sich bei KOZUR & MOSTLER, 1972, 1978, 1979.

- BOGOSLOVSKAJA, M.F. (1976): Kungurskie ammonoidei srednego Preduralja. - Paleont. Ž., Jg. 1976 (4), S. 43-50, 3 Abb., 1 Taf., Moskva.
- KOZUR, H. (1977): Beiträge zur Stratigraphie des Perms. Teil I: Probleme der Abgrenzung und Gliederung des Perms. - Freiburger Gorsch.-H., C 319, S. 79-121, 7 Tab., Leipzig.
- KOZUR, H. (1979): *Pavlovisporites uralicus* n.gen.n.sp., eine neue Megaspore aus dem Kungurian (Leonardian) des Vorurals. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 9, 4, S. 175-177, 4 Abb., Innsbruck.
- KOZUR, H. (in Druck, a): *Albaillellaria* (Radiolaria) aus dem Unterperm des Vorurals. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck.
- KOZUR, H. (in Druck, b): Weitere Radiolarien aus dem Unterperm des Vorurals. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil I: Revision der Oberfamilie Coccodiscacea HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 2, 8/9, S. 1-60, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1976): Neue Conodonten aus dem Jungpaläozoikum und der Trias. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 6, 3, S. 1-33, 4 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1978): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil II: Oberfamilie Trematodiscacea HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 8 (Festschrift W. HEISSEL), S. 123-182, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1979): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III. Die Oberfamilien Actinommacea HAECKEL 1862 emend., Artiscacea HAECKEL 1882, Multiarcusellacea nov. der Spumellaria und triassische Nassellaria. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 9, 1/2, S. 1-132, 21 Taf., Innsbruck.
- MOVŠOVIČ, E.V.; KOZUR, H. et al. (1979): Kompleksy konodontov niznej permi Priuralja i problemy korreljacji niznepermiskich otlozenij. In Sborn.: Konodonty Urala i ich stratigraficeskoe znacenie. - Trudy in.-ta geol.geochim.UNC AN SSSR, 145, S. 94-131, Sverdlovsk.

## Tafelerläuterungen

### TAFEL 1

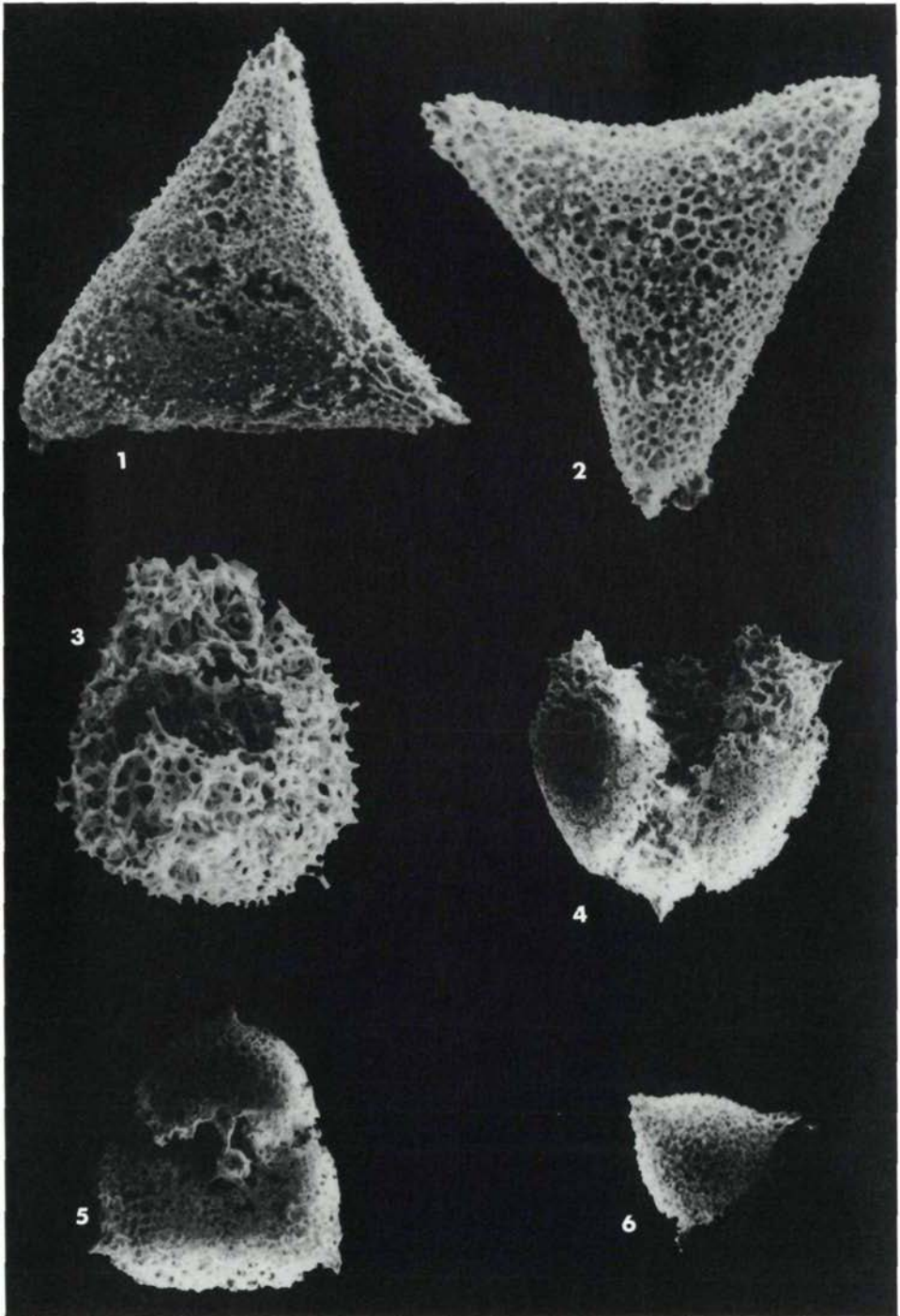
- Fig. 1-3 *Ruzhencevispongus uralicus* n.gen.n.sp., mittlerer Vorural, rechtes Ufer des Flusses Aj beim Dorfe Alogazovo, Koshelev-Formation, unterer Teil des höheren Kungurians. Fig. 1: Holotypus, Aufsicht, V = 280 x, Slgs.-Nr. Ko 1979 III-1; Fig. 2: Paratypus, Aufsicht, V = 260 x, Slgs.-Nr. Ko 1979 III-2; Fig. 3: hochkant gestelltes aufgebrochenes Exemplar, Markschale mit einem der drei Stachelbüschel sicht-

- bar, V = 300 x, Slgs.-Nr. Ko 1979 III-2.
- Fig. 4, 5 *Nazarovispongus permicus* n.sp., Aufschluß bei der Station Verchneozernaja im Orenburger Gebiet, Sarabil-Formation, Tastubian (unteres Sakmarian); Fig.4: Paratypus, Aufsicht, aufgebrochenes Exemplar, V = 100 x, Slgs.-Nr. Ko 1979 III-4; Fig. 5: Holotypus, Aufsicht, aufgebrochenes Exemplar, V = 100 x, Slgs.-Nr. Ko 1979 III-5.
- Fig. 6 *Nazarovispongus pavlovi* n.gen.n.sp., Holotypus, Aufschluß bei der Station Verchneozernaja im Orenburger Gebiet, Sarabil-Formation, Tastubian (unteres Sakmarian), Aufsicht, V = 100 x, Slgs.-Nr. Ko 1979 III-3.

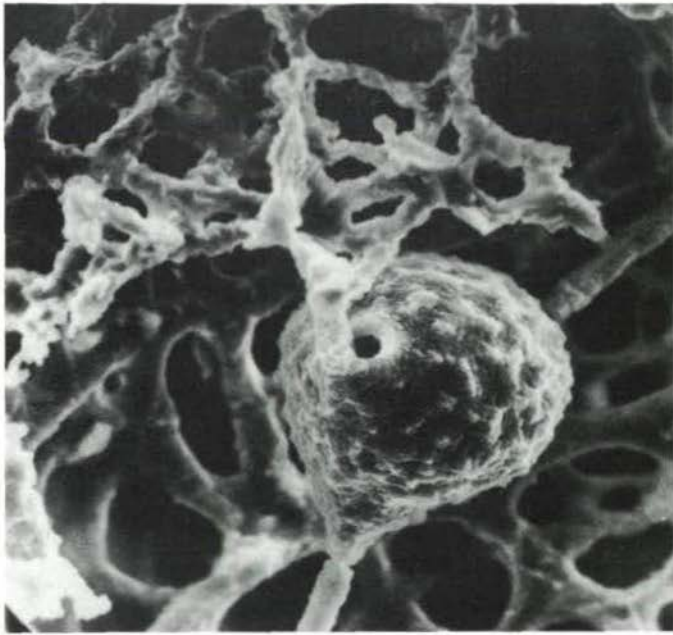
#### TAFEL 2

- Fig. 1, 2 *Nazarovispongus pavlovi* n.gen.n.sp., Lokalität und Alter wie beim Holotypus auf Taf. 1, Fig. 6. Aufgebrochenes Exemplar mit Markschale und den drei Stacheln in zwei etwas verschiedenen Positionen photographiert. Pore an Stachelbasis gut sichtbar. V = 1000 x.

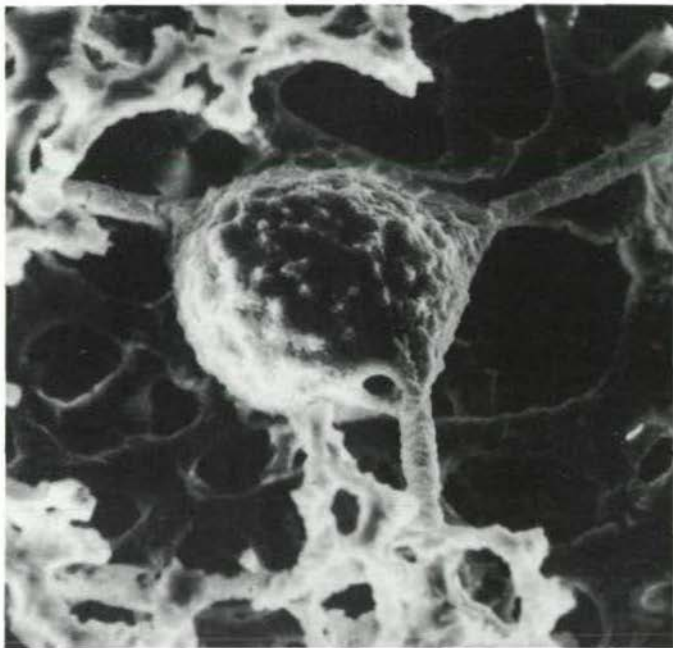
Tafel I



Tafel 2



1



2

# Geological and geochemical investigation of the Kraubath ultramafic massif (Styria, Austria)<sup>+</sup>

von J.G. Haditsch<sup>++</sup>)

## Zusammenfassung

Die Importabhängigkeit der österreichischen Wirtschaft bei Kupfer, Nickel, Chrom und hochreinen Magnesia führte zur Suche nach entsprechenden Rohstoffen, die mittels des naßmetallurgischen Ruthner-Luwa-Mitterberg (RLM)-Verfahrens verwertet werden können. In den letzten Jahren wurden in diesem Zusammenhang verschiedene Ultramafite der Ostalpen und der Eöhmischen Masse beprobt und hernach das Kraubather Massiv genauer geologisch, petrographisch und geochemisch untersucht. Die Ergebnisse dieser Forschung führten zur Festlegung eines Explorationszielgebietes, in dem inzwischen bereits einige Bohrungen niedergebracht wurden.

---

<sup>+</sup>) Um die deutsche Zusammenfassung erweiterte Fassung eines Beitrags zum Exkursionsführer des 8<sup>th</sup> International Geochemical Exploration Symposium (Hannover, April 1980)

<sup>++</sup>) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Johann Georg Haditsch, Mariatroster Straße 193, 8043 Graz

Insgesamt wird für Kraubath das Ziel einer integrierten Rohstoffnutzung, d.h. einer Verwertung aller bei der Verarbeitung des Rohmaterials anfallenden Produkte, angestrebt.

The critical situation in the supply of Austrian industry with different metallic ores and non-metallic minerals stimulated considerations with regards to an exploitation of low-grade mineral deposits. One possibility might be the hydrometallurgical processing of ultramafic rocks, especially the treatment of material from Kraubath.

Austria has to import many important raw materials, such as copper, nickel, cobalt, chromium and aluminium, but also certain industrial minerals, which are used to improve the quality of materials mined in Austria, such as iron-poor magnesite.

The situation is particularly critical in the field of chromium and nickel ores. It is well known that chromium supplies worldwide are possibly endangered by political constellations; the same applies to some extent to nickel. World production of these metals is derived from a few countries only.

In recent years Austria has made increased efforts to counteract problems of mineral supply by increasing exploration activities and investigations of integrated exploitation. This has resulted in the recognition of the necessity to increasingly mine polymineralic deposits in the future. In this context, hydrometallurgical processes have so far been applied only to Austrian copper and uranium ores. However, the newly developed Ruthner-Luwa-Mitterberg (RLM) process would facilitate the recovery of nickel from low-grade ores (ultramafic rocks), with simultaneous recovery of pure magnesia and  $\text{SiO}_2$ . Processing of the mineral raw material is envisaged in three steps:

- 1) Grinding and milling of the ore to less than 44 micron grainsize and dissolution in hydrochloric acid at 50-300°C.
- 2) Solvent extraction, which permits recovery of 99% of the acid used.
- 3) Thermal dissociation of the metal chlorides at 750°C (NiCl<sub>2</sub>), respectively 900°C (MgCl<sub>2</sub>).

Especially stage two, solvent extraction, requires the consideration of economically significant parameters

- a) the ratio MgO: sum of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MnO<sub>2</sub> and
- b) sum of CaO + K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O

The former ratio is 3:1 in various Austrian ultramafic rocks, which is favourable compared with certain Italian and Greek ultramafics. In case the second ratio (CaO + K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) exceeds 1%; additional processing stages are required. The ultramafic rocks have, therefore, to be investigated particularly as regards calcium-bearing minerals (calcite, dolomite, clinopyroxene).

Pilot studies conducted by the Ruthner company have shown that it takes only 20 minutes of solvent extraction at 105°C to dissolve 98.0% of the nickel content. Investigations conducted by our research group aim to the utilization of all constituents of an ultramafic rock, including magnesia, nickel oxide, fine-grained silica, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, chromite etc.

Since 1975 almost all the known Austrian ultramafic massifs, which are of sufficient size to warrant such investigations, have been sampled. The results show that in view of the quality requirements only four areas deserve further study:

- 1) Ultramafic rocks within the Bohemian massif in the Dunkelstein forest, near Aggsbach, Lower Austria
- 2) Occurrences in the province of Burgenland
- 3) The ultramafic massif of Kraubath, Styria
- 4) An occurrence near Deferegggen, Eastern Tyrol.

Of these, only the occurrences in Lower Austria and Styria offer the advantage of excellent accessibility. A comprehensive geoscientific investigation of the Kraubath massif was initiated in 1976. A detailed account to this will appear elsewhere (J.G. HADITSCH et al., 1980).

In view of the considerable amount of publications dealing with the geological structure and mineralogical details of the Kraubath massif, only a brief survey of the present state of our knowledge is given here. The Kraubath massif outcrops over about 14 km in East-West and 1.5-2km in North-South direction. It thus is the largest ultramafic body in Austria. It forms part of the "Gleinalmkristallin" and is situated on the border between the Seckau core in the North and the Gleinalm core in the South. Erosional features permit the investigation of outcrops over 400 m difference in altitude. The accessible volume is estimated as approximately 6 km<sup>3</sup>.

The Kraubath massif can conveniently be subdivided into four parts (Fig. 1). Petrographically, a number of rock types can

be distinguished. F. ANGEL (1964) established new names for the different rock types. Chemical analyses show that amongst 8 rock types, which have been formed by fractionation of a primary peridotite magma, pyroxene-peridotites dominate (Fig. 2). In addition, few samples represent pure dunites, pyroxene- resp. olivine-hornblende-peridotites and olivine-pyroxenites. Hornblende-pyroxenites, pyroxene- and olivine-pyroxene-hornblendites are rare (Tab. 1). Contrary to earlier publications, pure olivine rocks are rare and limited to the Augraben area.

The massif is lense-shaped and strikes  $60/240^{\circ}$ . There is no metamorphic aureole and no evidence for intrusive contacts. Some sections suggest synclinal shape; the western part of the area investigated, however, is dominated by northwest-dipping structures.

Metamorphism has affected both, the ultramafics and their country rocks. Several phases of tectonism are indicated. Large scale mylonitization and faulting corresponds to the distinct foliation of the country rocks. Tectonic analyses reveal a b-axis, which lies horizontal and strikes Southwest-Northeast.

The Kraubath massif contains tectonic inclusions of garnet amphibolites and marble. The ortho-amphibolites can be interpreted as the metamorphic products of basaltic-gabbroic igneous rocks; they can be distinguished petrographically and chemically from other amphibolites of the Gleinalm massif. They are not interpreted as products of differentiation of the ultramafic rocks.

Contrary to HIESSLEITNER's (1953) interpretation of Kraubath as a layered magmatic complex with several zones (micaschist, border amphibolite, pyroxene-peridotite, intermediate amphibolite, mean dunite) PETERSEN-KRAUSS (in HADITSCH et al., 1980) was able to show by trend surface analyses an elliptic-concentric structure of the ultramafic complex, which has been affected by post-genetic tectonism and serpentinization (Fig. 3). These investigations also suggest, that a part of the ultramafic massif has been sheared off and displaced into depth towards the North. This view is supported by geophysical investigations which revealed an anomaly near St. Stefan ob Leoben (private communication, F. WEBER, Leoben).

The following petrogenetic evolution has been proposed by MEIXNER & WALTER (1939). Proceeding from the oldest to the youngest formations, they distinguish

- 1) Dunite-pyroxenite (with chromite)
- 2) Partial hydrotogene chrysotilization of the olivines (with magnetite pigment)
- 3) Formation of vein antigorite (with kemmererite = chromium pennine, chromium smaragdite, zircon, clinochlor, talk, as well as copper and nickel minerals, such as pentlandite, chalcopyrite, mackinawite and heazlewoodite)
- 4) Formation of vein-type chrysotile
- 5) Magnesite (with hematite, deweylite, sepiolite, chalcedony, opal)
- 6) Brucite association; hydrothermal sequence extending from



- pyroaurite via brucite (at 250°C), aragonite, calcite, hydromagnesite to artinite
- 7) SiO<sub>2</sub>-CaCO<sub>3</sub>-phase (with chalcedony, opal, rock-crystal, calcite, aragonite, dolomite)
  - 8) Recent formations with tenorite, cuprite, malachite, chryso-colla, bravoite, gypsum, epsomite, hydromagnesite, aragonite etc.

SCHANTL (1975) was the first to show that brucite also occurs as a rock forming mineral.

Table 1

	Average chemical composition (without H <sub>2</sub> O)							
	A	B	C	D	E	F	G	H
SiO <sub>2</sub>	41.75	45.64	47.15	53.64	51.93	55.86	53.05	54.31
MgO <sup>2</sup>	48.69	44.05	39.55	35.23	32.50	23.90	23.49	21.91
CaO	0.37	0.41	2.45	0.86	4.36	8.81	14.42	14.56
Cr	0.39	0.38	0.37	0.30	0.30	0.19	0.22	0.29
Ni	0.22	0.24	0.17	0.12	0.08	0.04	0.03	0.03

- A = dunites (6 samples)  
 B = pyroxene-peridotites (190 samples)  
 C = pyroxene-hornblende-peridotites (6 samples)  
 D = olivine-pyroxenites (6 samples)  
 E = olivine-hornblende-pyroxenites (8 samples)  
 F = hornblende-pyroxenites (3 samples)  
 G = olivine-pyroxene-hornblendites (3 samples)  
 H = pyroxene-hornblendites (5 samples)

Accordant to PETERSEN-KRAUSS (1979) three petrogenetic phases of a discontinuous differentiation can be distinguished:

- 1) During a first stage, chromium and nickel are enriched in dunites and pyroxene peridotites, which results in an increase of CaO, FeO and MnO concentration of the melt. Separation of olivine was not very advanced at that stage, and a crystal mush may be envisaged. Olivine-pyroxenites were formed as local relict cumulates. The chromite lenses and "Schlieren" at Kraubath may be interpreted as early cumulates. Characteristic podiform chromite has not been recorded. The end of the first stage (during which the bulk of the magma crystallized) is marked by the formation of pyroxene-hornblendites.
- 2) Components such as Si, Ca, Fe, Mn, which have been enriched in the interstitial residual magma may grade into the peripheral zones, and contribute to the formation of hornblende-rich rock types (pyroxene-hornblende-peridotite, olivine-pyroxene-hornblendite).

3) During the third (postmagmatic) stage there follows serpentinitization with partial mobilization of magnesium.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  and  $\text{Cr}$  are not mobilized. Serpentinization was autometasomatic - metasomatic under conditions of retrograde metamorphism, and proceeded from geological structures. All stages of serpentine formation can be observed. The  $\text{H}_2\text{O}$ -content of serpentinitized rock decreases from Northwest towards Southeast. Trend surfaces of  $\text{H}_2\text{O}$  distribution coincide with the strike of minor lineaments. These  $\text{H}_2\text{O}$ -trend surfaces also control the distribution of magnesite occurrences, which have been mined in the past. Additional factors significant in this context are the  $\text{MgO}$ -content of the host rock and tectonic features.

The average composition of Kraubath ultramafic rocks corresponds to that of mantle peridotites.

Various mineral raw materials contained in the Kraubath ultramafic intrusion are presently being mined; dunites and peridotite rocks are quarried in Lobming. Chromite had been recovered from about 1810 until 1915 at several small workings at Lichtensteiner, Mitter, Fiedl and Gulsenberg. The same applies to cryptocrystalline magnesite in Sommergraben and in Gulsen and to lateritic iron stones on Lichtensteinerberg.

FRIEDRICH and ROBITSCH conducted a first informative sampling of the Kraubath massif in 1938. The samples were then analysed by MÜLLER who also considered the question of hydrometallurgical recovery of nickel (MÜLLER, 1939).

In the course of our investigations 227 samples have been quantitatively analysed for Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Cr and Ni (Fig. 4). In addition, several amphibolites and weathered ultramafics have been analysed for comparative purposes. The results are summarized in Table 1 (after PETERSEN-KRAUSS, from J.G. HADITSCH et al., 1980): They reveal a distinct distributional pattern of economically interesting elements. In contrast to chromium, nickel shows a positive correlation with  $\text{MgO}$ . There are no significant differences between altered and non-altered rocks. Investigations in transmitted and reflected light have shown that the Kraubath dunites and peridotites carry mainly finely disseminated chromite ("seed chromites", ANGEL, 1964). Higher grade spotted and massive ores have previously been mined in various places. The irregular distribution of the stringer- and lense-shaped orebodies prevented economic recovery in the long run, although the quality of the ore is high (up to 55%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). Further exploration by drilling or adits was considered excessively risky.

The following products are potentially recoverable by hydrometallurgical methods:

- nickel, from sulphides or from olivine where it occurs as isomorphous substitution
- chromite
- magnesia with 99.4-99.6%  $\text{MgO}$
- rocksand (with a grainsize of  $\geq 0.1$  mm, rock flour (with grainsize of  $< 0.1$  mm) and contents of

SiO <sub>2</sub>	90	-	94	%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.5	-	3	%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.3	-	4	%
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.5	-	3.0	%
CaO	0.05	-	0.6	%
MgO	0.4	-	6.0	%
Ni	0.01	-	0.1	%

- red slimes (with low contents of watersoluble salts, but significant acid contents).

Based on the average chemical composition as shown in Table 1, the following quantities of end products might be obtained from the processing of 350.000 t of dunites and pyroxene-peridotites from Kraubath:

MgO	135.000	-	145.000	t
Ni	665	-	735	t
Cr	1.150	-	1.200	t
SiO <sub>2</sub>	125.000	-	140.000	t

Rest is iron-rich red slimes.

A synoptic representation of elemental distribution at Kraubath shows that the most interesting and promising area is situated in the Tanzmeister Valley between Lichtensteinerberg and Nissenberg. Here, chemical composition, homogeneity, estimated reserves and accessibility, as well as the environmental situation are favourably combined. Future investigations will therefore concentrate on this area and should be preceded by exploratory drilling. The VÖEST-ALPINE Corporation has already drilled four holes in this area (Fig. 5).

Rocks with a minimum olivine content of 90% and a fayalite content of less than 8% may also be suitable for the production of foundry sands and refractory products. The mol relation MgO:SiO<sub>2</sub> should exceed 1.8:1.

This M/S ratio and the water content are the most important criteria for the technological value of olivine-rich raw materials.

For 188 analyses of serpentinized rocks a medium M/S value of 1.38 (s:0.25) was obtained. For 169 rocks with M/S values between 1.06 and 1.80 the medium value was 1.45 (s:0.15). The water content for these 188 samples was 11.49% (s:2.96).

These values thus are far below those demanded by BAUMGART (1971). Practical experiments have, however, shown that the suitability of some Kraubath rock types for the above purposes is limited.

Summarizing the above considerations, the Kraubath dunites and pyroxene-peridotites emerge as quantitatively and qualitatively interesting for the integrated recovery of various mineral raw materials (HADITSCH, 1979).

The geochemical and analytical work was performed by Mr. D. PETERSEN-KRAUSS, Dipl.Geol., in the Institute of Geochemistry, Economic Geology and Petrology of the University of Frankfurt am Main. We are grateful to the directors of the Institute, Prof. K.v.GEHLEN and H. KRUMM, for their generous support. We are indebted to the Provincial Government of Styria (Steier-

märkische Landesregierung) for financial support and for the permission to publish, and to Prof. E.F. STUMPFL for the English translation.

## References

- ANGEL, F. (1964): Petrographische Studien an der Ultramafit-Masse von Kraubath (Steiermark). - Joanneum, Min.Mittbl., 2, 1-125.
- BAUMGART, W. (1971): Die technische Verwendung von Olivinegestein. - Haus der Technik, Vortragsveröffentlichungen, 273, 43-46.
- FRIEDRICH, O.M. (1970, unpublished): Aufbereitungsproben, Ni-Kraubath, Texte zu den Lichtbildern. - 32 Abb. mit Erläuterungen.
- HADITSCH, J.G. (1980): Geowissenschaftliche Dokumentation des Kraubather Ultramafitites. - Mitt.Abt.Geol.Paläont.Bergb., Joanneum, Graz (in press).
- HADITSCH, J.G.; PETERSEN-KRAUSS, D. & Y. YAMAC (1980): Beiträge für eine geologisch-lagerstättenkundliche Beurteilung hinsichtlich einer hydrometallurgischen Verwertung der Kraubather Ultramafititmasse. - Mitt.Abt.Geo.Paläont.Bergb., Joanneum, Graz (in press).
- HIESSLEITNER, G. (1953): Der magmatische Schichtbau des Kraubather chromerzführenden Peridotitmassivs. - Fortschr.Miner., 32, 75-78.
- MEIXNER, H. & L. WALTER (1939): Die Minerale des Serpentinegebietes um Kraubath (Obersteiermark). - Fortschr. Miner., Krist., Petrogr., 23, 81-89.
- MÜLLER, R. (1939, unpublished): Plan zur Nickelgewinnung im Gau Steiermark. - 6 p.
- PETERSEN-KRAUSS, D. (1978): Abschlußbericht zur geochemischen Analyse der Gesteine des Serpentinivorkommens südlich von St. Stefan ob Leoben (Steiermark) im Rahmen des Forschungsprogramms "Rohstoffsicherung der Steiermark, Teilprojekt Kraubath", zur Vorlage bei der Landesregierung Steiermark. - 26 p., 6 Abb., 8 Tab. (unpublished).
- PETERSEN-KRAUSS, D. (1979): Der Kraubather Ultramafititkörper - geochemische Analyse eines alpinotypen Peridotits. - Diss., Univ.Frankfurt/Main, 178 p.
- ROBITSCH, J. (1938): Kraubather Serpentinbemusterung 1938. - Unpublished map.
- SCHANTL, J. (1975): Die Paragenese Serpentin + Brucit in Serpentiniten aus der Ultramafititmasse von Kraubath, Stmk. - Karinthin, 72/73, 185-189.
- STRECKEISEN, A. (1974): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. - Geol.Rundschau, 63, 773-786.

## Nachtrag:

- HADITSCH, J.G. (1979): Erze, feste Energierohstoffe, Industrieminerale, Steine und Erden. - In: Grundlagen der Rohstoffversorgung, 2: Lagerstätten fester mineralischer Rohstoffe in Österreich und ihre Bedeutung, 5-45, Wien.

# Geological Sketch Map

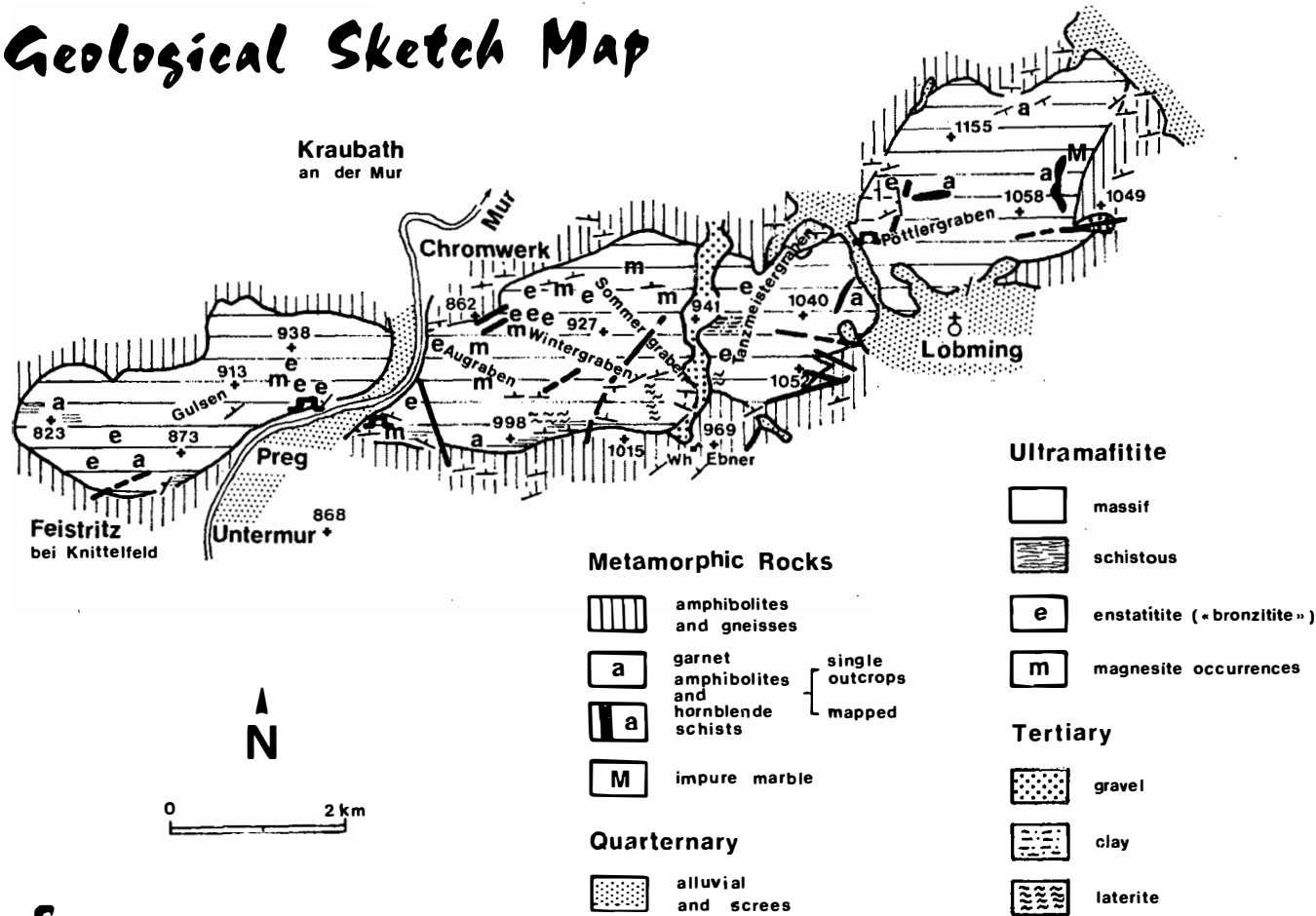


Figure 1

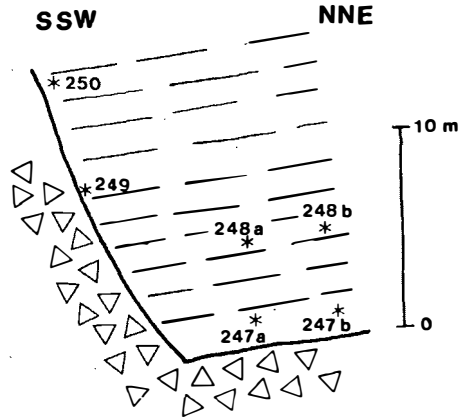


Figure 2

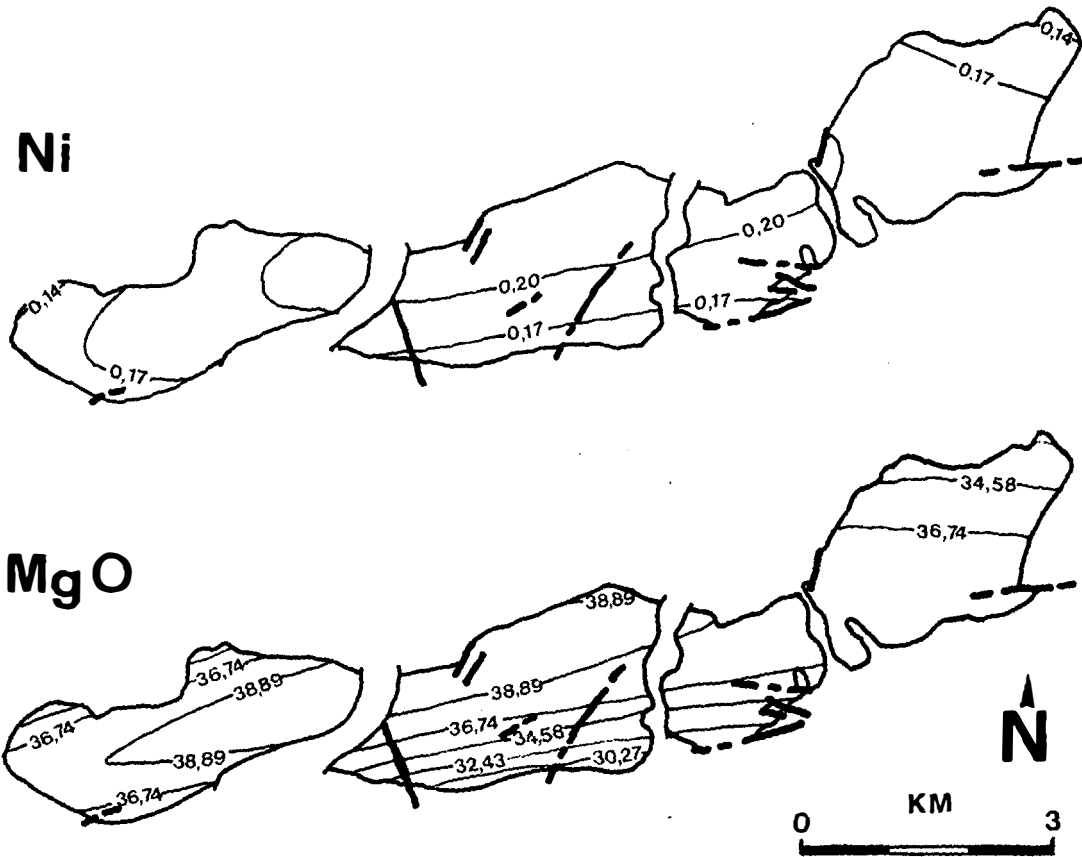
## Gulsen Quarry

## PROFILE SECTION

	247a	247b	248a	248b	249	250
SiO <sub>2</sub>	39,12	35,54	38,63	38,70	38,80	38,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	0,48	0,55	0,63	0,64	0,71
FeO	6,89	6,91	6,86	6,81	6,77	6,67
MnO	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
MgO	39,26	40,96	40,53	40,39	38,74	38,94
CaO	0,69	0,20	0,58	0,50	0,62	0,62
Cr	0,26	0,42	0,27	0,29	0,30	0,24
Ni	0,17	0,18	0,19	0,19	0,17	0,16
H <sub>2</sub> O	12,91	14,21	12,74	12,69	13,02	14,32
<b>Σ</b>	<b>100,01</b>	<b>99,02</b>	<b>100,47</b>	<b>100,32</b>	<b>99,18</b>	<b>100,43</b>

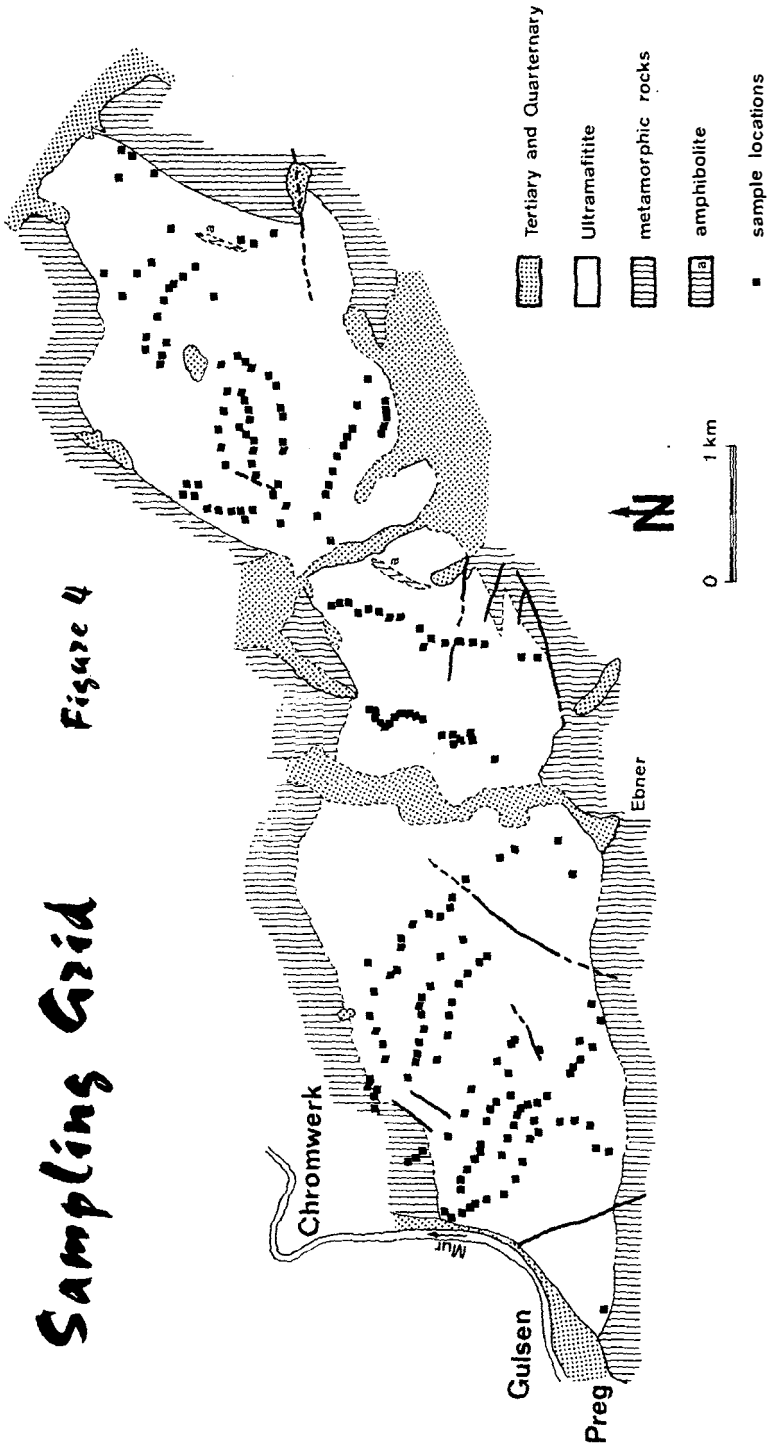
# Trend Surfaces

Figure 3



# Sampling Grid

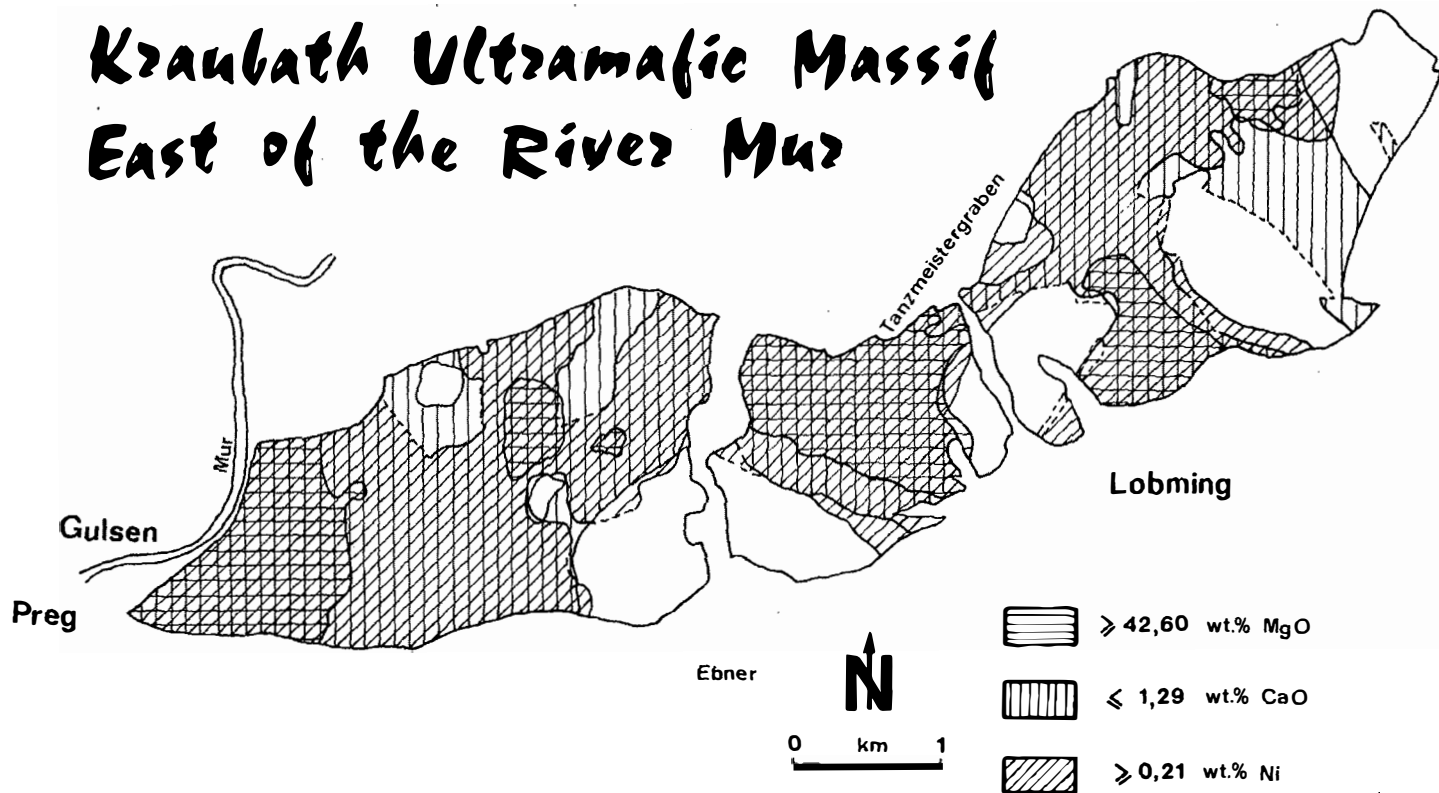
Figure 4





# Element Distribution in the Krauthath Ultramafic Massif East of the River Mur

Figure 5



# Beiträge zur vortertiären Pb-Zn-Cu-Metallogenese im Raum zwischen Rasht und Chalus (Alburs, Iran)

von R. Brandner, J.G. Haditsch und H. Mostler<sup>+</sup>)

## Zusammenfassung

Bei der Klärung der Frage, inwieweit die horizontgebundenen karbonen bis triadischen Pb-Zn-Cu-Vorkommen des Alburs zwischen Rasht und Chalus auch als zeitgebunden und syngenetisch angesehen werden müssen, stellte sich die Bindung der Lagerstätten von Guret, Mashkuh und Rochak bei Rudbarak an Granite heraus.

Im Perm und in der Trias desselben Raumes gibt es eine Reihe von Pb-Zn-Cu-Ba-F-Mineralisationen, die an eine Bruchtektonik (in Verbindung mit Heraushebungen und Verkarstungen karbonatischer Sedimente und einer Lateritisierung subaerisch ausgeflossener Basalte) gebunden sind. Die permotriadische Lateritisierung wurde über den gesamten West- und Zentralalburs verfolgt und in ihrem Ablauf speziell hinsichtlich ihrer Metallisationen untersucht.

## Summary

In clearing up the problem, to what extent the strata-bound lead, zinc and copper occurrences of the Carboniferous to the Triassic of the Albours ranges between Rasht and Chalus also can be declared as time-bound and of syngenetic origin, it was possible to show, that the deposits of Guret, Mashkuh and Rochak near Rudbarak are bound to granites.

In the Permian and Triassic rocks of the same region there occurs a number of lead, zinc, copper, baryte and fluorine mineralizations, bound to a fracturing deformation (in connection with emersions and karstifications of the carbonaceous sediments and a lateritization of subaeric basalt lava flows). The permotriassic lateritization has been observed all over the Western and Central Albours and also was investigated, especially in respect to its metallizations.

---

<sup>+</sup>) Anschriften der Verfasser: Dr. Rainer Brandner, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck; Univ.-Prof. Dr. Johann Georg Haditsch, Mariatroster Straße 193, A-8043 Graz; Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

Diese Arbeit wurde 1977 über Auftrag des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung (Wien) durchgeführt. Ursprünglich war eine eingehendere und daher auf mehrere Jahre konzipierte metallogenetische Bearbeitung vorgesehen.

Im Herbst 1977 wurde, um den Rahmen festzulegen, mit den Geländearbeiten begonnen, bei denen besonders an Paläokarsterscheinungen gebundene Mineralisationen entdeckt wurden, welchen aus genetischen Gründen eine besondere Bedeutung zukommt. Deshalb wurde diesen Mineralisationen auch über den ursprünglich vorgegebenen Rahmen (Abb. 1) hinaus besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

Infolge der veränderten Lage im Iran war es nicht möglich, auch den anderen Vererzungstypen das gleiche Augenmerk zu widmen, so daß das im nachstehenden Gebrachte nur als eine erste Information zu werten ist.

Grundsätzlich wurde versucht, zu prüfen, ob die bisher als horizontgebunden angesehenen Mineralisationen tatsächlich zeitgebunden sind und syngenetisch gebildet wurden.

Die Untersuchungen im Raum zwischen Zanjan und Rasht haben ergeben, daß man die Erzlagerstätten und -vorkommen in den permokarbonen Sedimentgesteinen nicht nur in einem größeren Rahmen sehen muß, sondern daß sich unter diesen, was die Stoffzufuhr und Platznahme betrifft, auch mehrere Typen verbergen.

Die Aufgliederung nach genetischen Gesichtspunkten erfolgte nach den nachstehenden Gegebenheiten:

1) Eine Reihe der im Karbon und Perm auftretenden, z.T. bis in die Trias reichenden Pb-, Zn- und Cu-Lagerstätten (wie die Guret-Mine bei Rudbarak und die Lagerstätten von Mashkuh und Rochak) ist an mesozoische Granite gebunden. Obwohl ein Teil dieser Vererzungen noch innerhalb des Einflußbereichs der Kontaktmetamorphose liegt, sind diese Lagerstätten nach den Feststellungen der Verfasser ohne Ausnahme hydrothermalen und in Bezug auf die Kontaktmetamorphose postgenetischer Entstehung. Wenngleich bisher somit echte kontaktpneumatolytische Lagerstätten noch nicht entdeckt werden konnten, so kann deren Existenz dennoch nicht ausgeschlossen werden.

Verantwortlich für die Stoffzufuhr sind Hydrothermen aus dem Bereich eines stark gegliederten Granitplutons. Die ortsweise schichtkonkordant auftretende Vererzung hat nichts mit einer sedimentären zu tun; vielmehr folgten die vererzenden Lösungen teilweise wegsamen Flächen (wie z.B. Bank- und Schichtflächen), teilweise führten aber auch Stauhazone zur lateralen Verbreitung der Erze, wie dies gerade bei Wechsellagerungen von kalkigen und tonigen Sedimenten deutlich wurde.

Charakteristisch für diesen Lagerstättentypus ist eine Verbreitung über mehrere Formationen (Karbon, Perm und Trias) in z.T. stark wechselnder Fazies. Die einzelnen Lagerstätten erwecken, für sich betrachtet, den Anschein einer stratiformen, ja sogar syngenetischen Bildung, insgesamt ergibt sich jedoch das Bild eines diskordanten Durchgreifens der Vererzung über einen

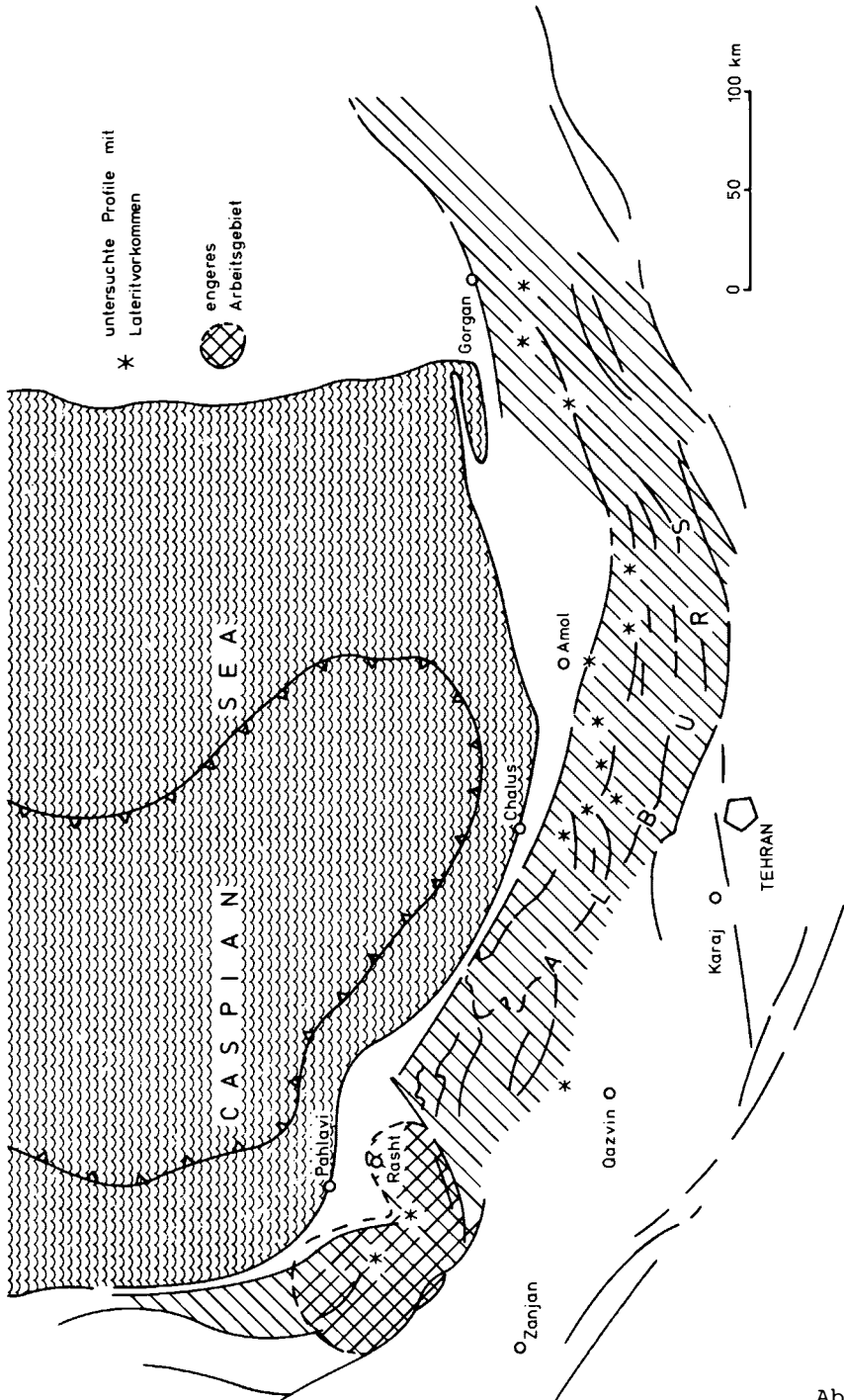


Abb. 1

Schichtkomplex von mehr als 1000 m Mächtigkeit, also das einer epigenetischen Lagerstättenbildung.

2) Eine weitere Lagerstättengruppe, die zunächst einmal streng vom zuerst genannten Typus auseinandergehalten werden muß, steht mit tektonischen Äußerungen in Verbindung, die sich im Zeitraum zwischen Oberperm und Obertrias (? Unterjura) im Albus ereigneten. Heraushebungen, gekoppelt mit Aufwölbungen und intensiver Bruchtektonik, kennzeichnen dieses Ereignis; örtlich stärkere Einengungen im Norden zeigen bereits Anklänge an den Baustil eines Bruchfaltengebirges, d.h. einen Deformationsstil, der zwischen der germanotypen Tektonik im Süden und der schon alpinotyp entwickelten im daran anschließenden Kaukasus vermittelt. Es muß jedoch darauf verwiesen werden, daß dieser Bauakt nicht einfach von der postdevonischen und postkretazischen Kompressionstektonik zu trennen ist. Die im Zeitraum zwischen Oberperm und basalem Lias ablaufenden Bewegungen schufen eine völlig neue Situation, die entscheidend an der Lagerstättenbildung Anteil hat:

a) Zunächst sind in diesem Zusammenhang die an Bruchzonen gebundenen Lagerstätten (Pb, Zn, Cu, Ba) zu erwähnen. Über den Herd der Erzlösungen gibt es noch keine Anhaltspunkte.

b) In unmittelbarem Konnex mit der Bruchtektonik stehen Heraushebungen außerhalb des Sedimentationsraumes, welche eine intensive Erosion zur Folge hatten. Die in den subaerischen Bereich gelangten Karbonatkomplexe wurden nämlich einer Verkarstung unterworfen, die die Bildung einer Reihe von Lagerstätten (z.B. in der Himmelmine bei Rudbar mit einer Pb- und Ba-Vererzung) entscheidend beeinflusste.

c) Ebenso kam es infolge der Heraushebung zu allitischen Bodenbildungen. Mit der Laterit- bzw. Bauxitbildung und dem gleichzeitigen Aufdringen basaltischer Magmen steht eine Reihe von Lagerstätten (im wesentlichen mit Ba- und Cu-Mineralisationen) in Verbindung.

Wie im folgenden noch gezeigt werden wird, spielt vor allem der basische subaerische Vulkanismus die Hauptrolle, denn im wesentlichen ist dieser das Ausgangsprodukt für die Laterite und schließlich auch für die Ba- und Cu-Vererzung verantwortlich. Eine Reihe von komplex ineinandergreifenden Prozessen führte zu einem mehrphasigen Mineralisationsablauf.

Dieser einleitende Überblick sollte aufzeigen, wie vielschichtig die geologischen Vorgänge, die zur Lagerstättenbildung innerhalb der jungpaläozoischen bis triadischen Sedimentgesteine im Nordwest- und Zentralalbus führten, abliefen. Ohne vorangehende Analyse des tektonischen, magmatischen, sedimentären Geschehens bestand keine Aussicht für eine richtige Erfassung der Genese dieser Lagerstätten. Nachstehend sollen nun kurz die einzelnen Erzlagerstätten und -vorkommen charakterisiert werden, soweit dies für eine genetische Betrachtung erforderlich ist.

# Pb-Zn- (Cu-) Lagerstättengruppe

## Guret-Mine

Wie aus der Übersichtskarte ersichtlich (Abb. 2) liegt die Guret-Mine in einer aus Kalkmarmoren, verkieselten Tonschiefern und schwach veränderten Kalkmergeln zusammengesetzten Schichtfolge. Deren Alter ließ sich sowohl aus Megafossilien als auch

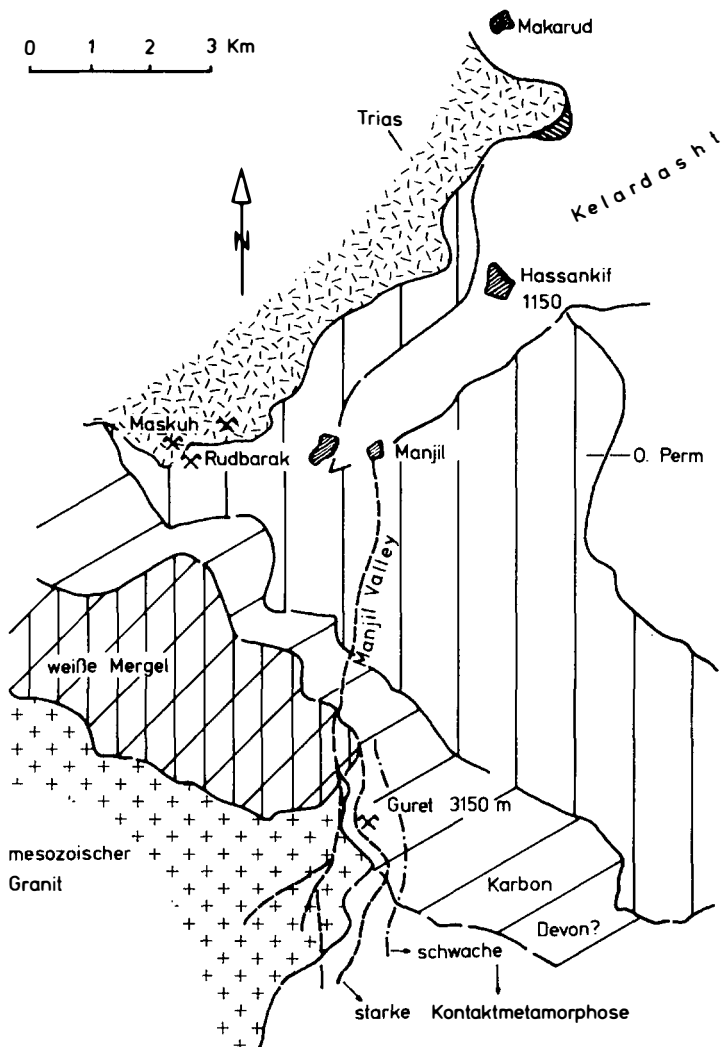


Abb. 2

durch Mikrofaunen (Conodonten) ableiten. Als besonders fossilreich erwiesen sich die Mergel- bis Tonmergellagen, in denen sich neben stark aufgearbeitetem Fossildetritus sehr häufig Brachiopoden, Crinoiden und Bryozoen finden. Dazu gesellen sich (durch Dünnschliffe und Lösungsrückstände belegt) Ostracoden, Trilobiten, Conodonten und Fischreste. Inwieweit die stärker kontaktmetamorphe Schichtfolge (siehe Abb. 3) auch noch dem Karbon und nicht schon dem Devon zuzurechnen ist, läßt sich infolge der Zerstörung der Fossilien nicht mit Sicherheit sagen. Aufgrund derselben faziellen Entwicklung ist hier eher auf ein karbonales Alter zu schließen, zumal man trotz der Kontaktmetamorphose noch klar die Sedimentabfolge (bestehend aus einer Wechsellagerung von Kalken, Tonen und Tonmergeln) erkennen kann. Während die hellen Karbonatlagen in der ersten kontaktmetamorphen Zone in einen grobkörnigen Marmor umgesetzt wurden, wurden die dunklen Kalke durch ihren hohen Bitumen- und Kieselsäuregehalt vor einer Marmorisierung bewahrt. Nur die in der feinkörnigen Matrix eingebetteten Biogenreste wurden von einer Sammelkristallisation erfaßt. Es erscheint wichtig, hier festzuhalten, daß die pigmentierten Echinodermateneinkristalle bestens konserviert wurden (z.T. ist in diesen noch die Maschenstruktur der Echinodermaten erhalten), während alle anderen Biogene völlig verdrängt wurden (sofern es sich nicht um zu stark verunreinigte Ausgangskalke handelte). Waren die Biogene von einer tonig-kieseligen Grundmasse umgeben, so blieben die Außenkonturen der

### GURET - MINE

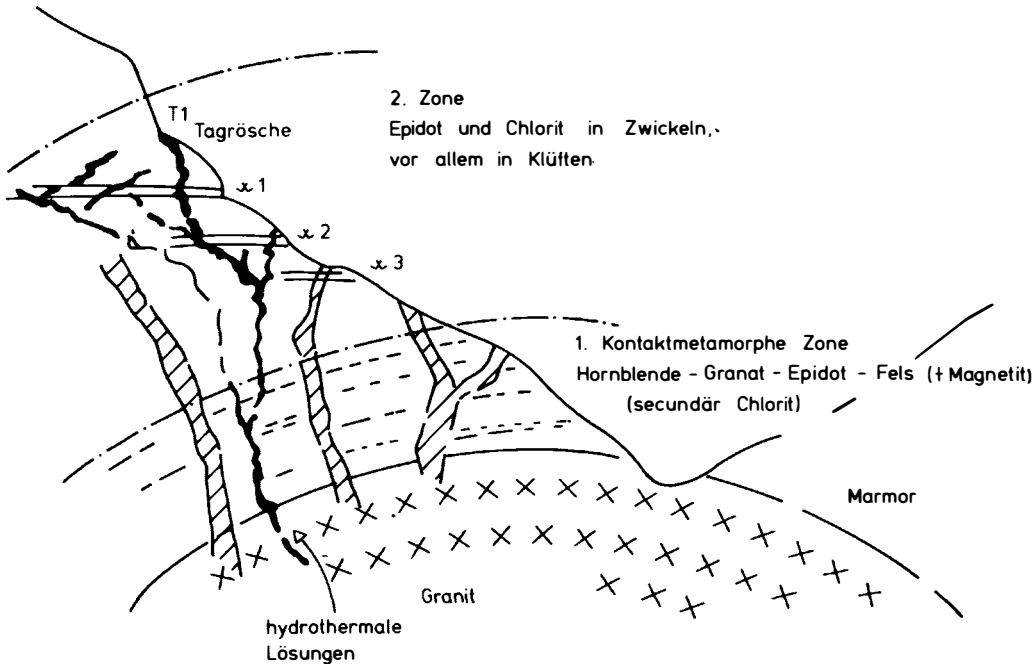


Abb. 3

Biogenreste auch in dem stark kontaktmetamorphen Bereich bewahrt.

Abb. 3 zeigt in einem schematisch gehaltenen Profil die Beeinflussung der Nebengesteine durch einen im Mesozoikum hochgedruckten Granit, der gerade noch in dem tief eingeschnittenen Haupttal, das Richtung Kelardasht entwässert, erosiv freigelegt wurde: Dort, wo der Granit direkt in Kalke eindrang, kam es nur zu einer starken Marmorisierung (Bildung grobkörniger, "richtungslos-körniger" Marmore), ganz im Gegensatz zu den Verhältnissen innerhalb der Tonmergel, die im granitnahen Bereich zu großartigen farbenfrohen Kontaktgesteinen umgewandelt wurden: Je nach dem Ausgangsgestein wechseln sich hier Epidot- mit Granatlagen (Tafel 1, Fig. 1) bzw. Epidot-Hornblende- mit Marmorlagen oder feinkörnigen Kalksilikatgesteinen ab. Epidot-Hornblende-Granatfelse herrschen vor. Aufgrund des Auftretens der Mineralassoziation Hornblende-Granat-Epidot-Chlorit-Calcit-Dolomit, wobei der Chlorit wahrscheinlich jüngeren Alters ist (Tafel 1, Fig. 2), kann von einer ersten kontaktmetamorphen Zone, die im Hangenden von einer zweiten, wesentlich schwächeren abgelöst wird, gesprochen werden. Die zweite Zone ist durch das Auftreten besonders von Epidot und Chlorit gekennzeichnet. Abgesehen von diesen beiden Mineralen, die vorwiegend entlang von Rissen und Klüften, seltener in den Zwickeln zwischen den Biogenresten und der Grundmasse auftreten, konnte eine starke Calcit- und Dolomitsammelkristallisation beobachtet werden, die auch noch infolge der Wärmewirkung des Granits entstand.

Sowohl das Aufdringen des Granitganggefollges (aplitischer, granodioritischer und dioritischer Natur) als auch die Vererzung erfolgten in einer späteren Phase, wobei es noch offen ist, welches der beiden Ereignisse zuerst ablief. An den Salbändern von Aplitgängen auftretende Brandenzonen dürften eher auf aus den Nebengesteinen mobilisierte Sulfide (Magnetkies und Kupferkies) zurückzuführen sein, als mit der Pb-Zn-Cu-Vererzung in Verbindung stehen. Die Kupferkies-Bleiglanz-Zinkblende-Vererzung ist auf jeden Fall jünger als die kontaktmetamorphe Mineralparagenese, kann somit nicht mit den sulfidführenden, kontaktpneumatolytischen Vererzungen in Verbindung gebracht werden, vielmehr liegt hier bereits eine hydrothermale Metallisation vor. Auch das Auftreten von Chlorit in der ersten kontaktmetamorphen Zone könnte auf eine hydrothermale Beeinflussung zurückgehen.

Megaskopisch konnte in Verbindung mit der Vererzung von Guret eine starke Eisenkarbonatisierung festgestellt werden, wobei auffiel, daß gerade im Bereich der stärksten Karbonatbildung eine Anreicherung einer eisenarmen Zinkblende (Honigblende), die in den einzelnen Gängen bis 40 cm mächtig werden kann, auftrat.

Die in mehreren Stollen aufgeschlossenen Gänge zeigen die folgende Mineralassoziation:

Kupferkies: in Auftreten und Menge stark unterschiedlich;  
Bleiglanz: in größeren Derberzkörpern, randlich mit schwach anisotropem Pyrit verwachsen. Auffallend sind die relativ häufig innerhalb des Bleiglanzes auftretenden Karbonatidioblasten;  
Zinkblende: Derberzkörper, randlich in Verbindung mit Pyrit;  
Pyrit: anisotrop, z.T. stark kataklastisch, mit Bleiglanz verwachsen, z.T. feinkörnig, in einem Fall Anzeichen einer selekt-



tiven ss-konkordanten Verdrängung nach stratiformer Anlage (es könnte sich in diesem Fall um einen ursprünglich sedimentären Pyrit handeln);

Markasit: relativ häufig, meist in Verbindung mit Pyrit;  
Fahlerz: bisher nur in geringen Mengen beobachtet;  
als Verwitterungsminerale: Covellin, Malachit, Anglesit, Cerussit, Goethit, Lepidokrokit.

Die in den schwarzen, bitumenreichen Schiefern vorkommende Mineralisation hat nichts mit der hydrothermalen Kupfer-Blei-Zinkvererzung zu tun, sondern ist beim Eindringen der Granite entstanden, wobei diese Eisen und Kupfer aus den Schwarzschiefern mobilisierten und konzentrierten.

Obwohl somit für alle bisher in Gängen aufgefundenen Mineralisationen eine hydrothermale Bildung belegt ist, könnte dennoch wegen der sehr intensiven Kontaktmetamorphose im Raum Kelardasht eine systematisch angelegte Prospektion noch auf echt-kontakt-pneumatolytische Lagerstätten stoßen.

#### Mashkuh, Rochak (bei Rudbarak)

Die Lagerstätte Mashkuh liegt nahezu vollständig im Bereich einer Zone starker Verwitterung innerhalb der basalen Trias, weshalb sich, abgesehen von der Feststellung, daß es sich bei ihr um bleiglanzführende diskordante Gänge mit wenig Zinkblende, Fahlerz, Kupferglanz, Covellin, Cerussit und Anglesit und einem relativ hohen Gehalt an verschieden altem Pyrit handelt, keine weiteren Aussagen über ihre Mineralisation treffen lassen. Hingegen läßt sich die Lagerstätte Rochak recht gut erfassen. Das Profil (Abb. 4) soll den stratigraphischen Rahmen der Vererzung aufzeigen, die sowohl in oberpermische Sedimente als auch in die skythische Schichtfolge eingedrungen ist. Obwohl einige Abschnitte eine Stoffkonkordanz zeigen, ist doch die diskordant durchgreifende Vererzung sehr stark verbreitet. Vor allem greift auch die mit der Vererzung einhergehende Dolomitisierung quer über die Schichtgefüge hinweg, so daß der epigenetische Charakter dieser Lagerstätte als eindeutig erwiesen erscheint.

Obwohl die Lagerstätte Rochak nur 2 km Luftlinie von Mashkuh entfernt ist, tritt hier, im Gegensatz zu Mashkuh, eine stärkere Kupfervererzung auf, was möglicherweise auf einen primären Teufenunterschied zurückgeht, da Rochak dem erzspendenden oder mobilisierenden Granit näher bzw. stratigraphisch tiefer liegt als Mashkuh (siehe Abb. 2).

#### Ba-, F-, Cu-(Fe-, Ti-, Al-W-) Lagerstättengruppe

Diese Lagerstättengruppe ist an eine großräumige Heraushebung in Verbindung mit subaerischem, basischem Vulkanismus gebunden. Die folgende Aufstellung, z.T. das Ergebnis einer gleichzeitig laufenden bio- und lithostratigraphischen Untersuchung, vermittelt einen Überblick über die stratigraphische Position der einzelnen Allitvorkommen bzw. der damit verbundenen Mineralisationen (siehe Abb. 5). Gleichzeitig ist daraus das Auftreten

## ROCHAK

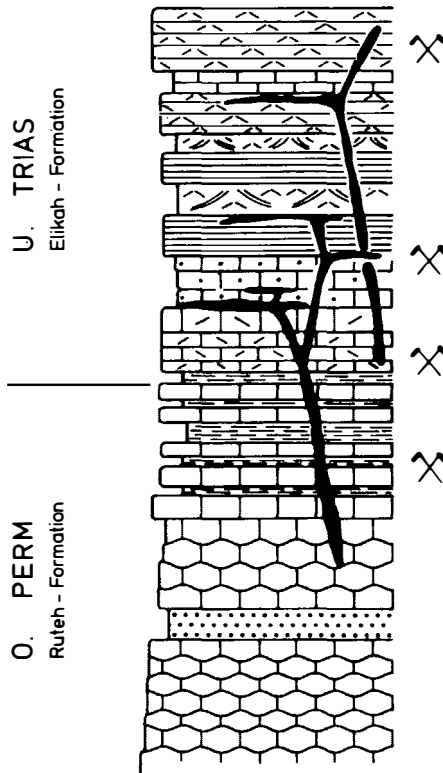
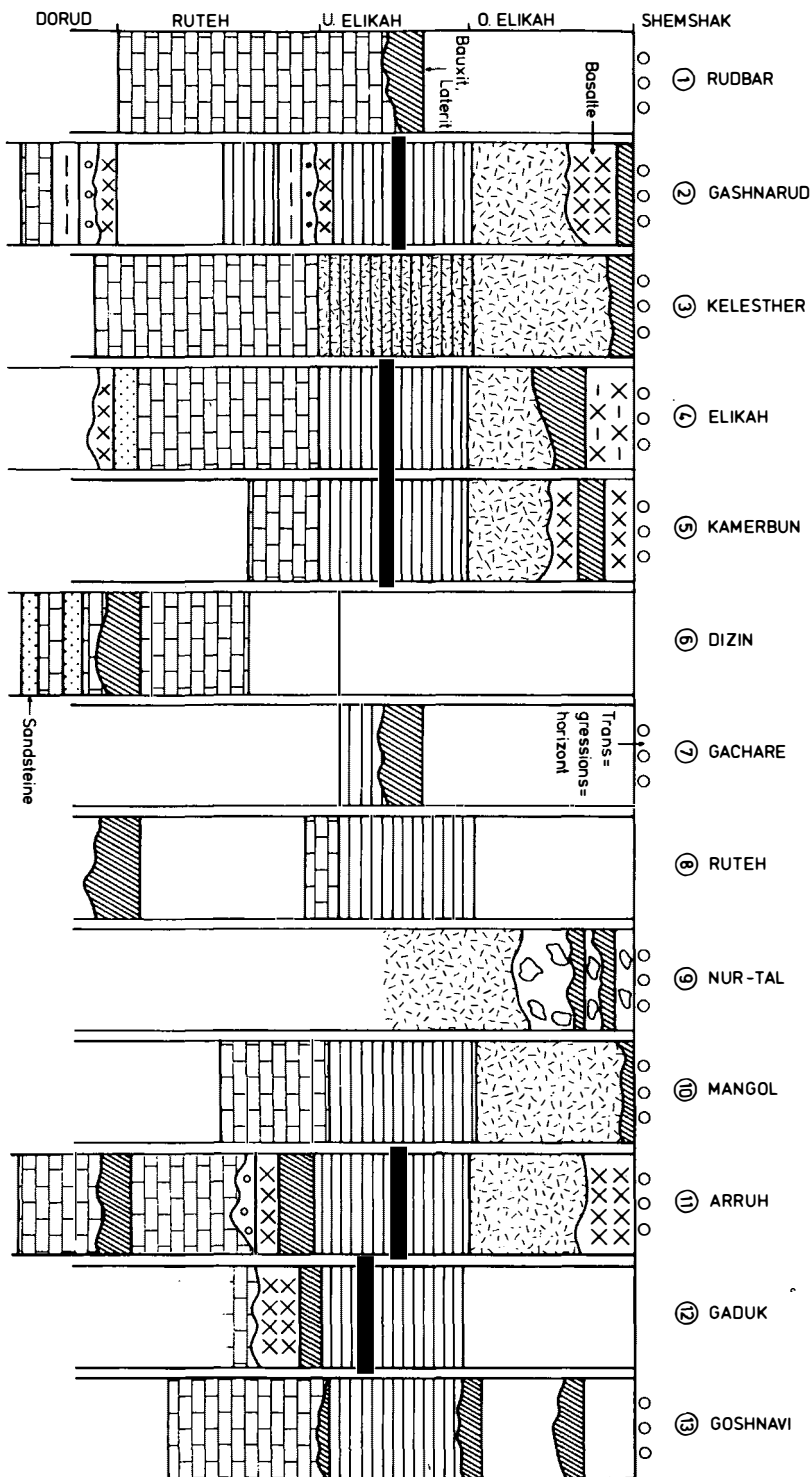


Abb. 4

des basischen Vulkanismus zu entnehmen. Auffallend ist die besonders starke Heraushebung im Oberperm, die generell in der höheren Dorud-Formation einsetzte, und im einzelnen verschieden lang bis in die Ruteh-Formation andauerte. In den meisten Fällen wurde ein Erosionsrelief entwickelt, in dem Vulkanite und Allite auftreten. Die etwa an der Perm/Trias-Grenze in Erscheinung tretenden Emersionen waren ebenfalls von einem Vulkanismus basischer Natur begleitet und treten bevorzugt im Ostalbus auf. Wohl am stärksten sind die auf triassische Bewegungen zurückgehenden Emersionen; es handelt sich dabei um zwei Phasen, die jedoch zu einem Ereignis zusammengefaßt werden können. Die untertriadische Heraushebung läßt sich im Ostalbus gut erfassen, weil nach Ausbildung eines Bodenhorizonts diese von einer mitteltriadischen Schichtfolge übergriffen wird. Im Zentral- und Westalbus



treten zwar diese fossilen Böden innerhalb der Untertrias auf, doch könnten sie, da ihr Bildungsalter nicht unmittelbar erfaßbar ist, mit einer tiefreichenden obertriadischen Verwitterung zusammenhängen.

Im Gebiet von Elikah (Typlokalität der Elikah-Formation) läßt sich der Zeitraum intratriadischer Heraushebung relativ gut datieren. Über der skythischen Abfolge, die etwas über die untere Elikah-Formation hinausgreift, tritt in der oberen Elikah-Formation über mitteltriadischen Dolomiten ein Laterithorizont auf, der von Vulkaniten bzw. Sedimenten des Lias transgressiv übergriffen wird. Da den Vulkaniten, was die Lagerstättenbildung betrifft, eine wesentliche Bedeutung zukommt, sei zunächst auf diese eingegangen. Die bereits als Grungesteine vorliegenden Vulkanite weisen einen basaltischen Chemismus auf. Ausgangsgesteine waren tholeiitische interkontinentale Basalte. In allen erfaßten Bereichen treten diese Gesteine entweder über einer Erosionsoberfläche oder über Lateriten auf, weshalb ihr Auftreten wohl als gesichert subaerisch betrachtet werden kann. Die Vulkanitmächtigkeit schwankt zwischen 30 und 400 m.

Generell lassen sich folgende Basalttypen unterscheiden:

a) Einsprenglingsreiche Olivinbasalte (Einsprenglinge: Olivin, Pyroxen und Plagioklas): Olivin ist in den meisten Fällen umgesetzt, die übrigen Einsprenglingsminerale sind meist vollständig erhalten (Tafel 1, Fig. 3-6). Der Augit umwächst resorbierten Orthopyroxen, z.T. auch umgesetzten Olivin. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig, jedoch lassen sich kleine Feldspatleisten und zwickelfüllende Augite bei starker Vergrößerung noch erkennen.

b) Einsprenglingsarme Basalte: Die Grundmasse ist mittelkörnig und setzt sich aus mehr oder minder eingeregeltten Plagioklasleisten zusammen, in deren Zwickel Opacite und Augite auftreten (Taf. 2, Fig. 1-3). Dieser Typus ist reich an Mandeln, die meist eine äußere Schale aus Karbonat und eine Füllung entweder nur aus Chlorit oder aus Chlorit und Chalcedon aufweisen (Taf. 2, Fig. 4, 5; Taf. 3, Fig. 1-3).

c) Basalte mit intersertalem Gefüge: Grundmasse ist mittelkörnig, als Einsprenglinge treten Plagioklase auf. Hier lassen sich zwei Untertypen auseinanderhalten, nämlich solche mit wenigen, großen Plagioklasen und solche mit vielen, kleinen Einsprenglingen. Örtlich werden die Basalte durch geringmächtige Tuffe überlagert (Taf. 3, Fig. 4-6).

Auffallend sind die an die Vulkanite gebundenen Kupfervorkommen, wobei die Kupferminerale nicht fein verteilt, sondern in Scherzonen konzentriert auftreten. Diese Tatsache spricht entweder für eine hydrothermale Zufuhr im abklingenden Vulkanismus oder für eine hydrothermale Durchströmung, die zur Herauslösung des Kupfers aus den Vulkaniten führte. Ebenso ist ein auffällender Konnex zwischen der Barytbildung und dem Auftreten der Vulkanite festzustellen, wobei der Schwespat nie in diesen Vulkaniten selbst, sondern nur in jenen Karbonatgesteinen vorkommt, in welche die Vulkanite eingedrungen sind. So konnte im Bereich von Fashand (Zentralalbus) festgestellt werden, daß entlang von Basaltgängen, die kambrische, salinar beeinflusste Karbonat-

gesteine durchschlagen, stets Baryt im Kontaktbereich auftritt. Es steht daher außer Zweifel, daß das Barium im Zuge des Aufdringens von Magmen in den Karbonatgesteinen mobilisiert bzw. konzentriert wurde.

Auch in den Mandeln treten fallweise Erze auf. In einzelnen vergrünt Basalten konnte Fluorit nachgewiesen werden.

Da die hier beschriebenen subaerisch ausgeflossenen Basalte des Alburs in den meisten Fällen die Ausgangsgesteine für die Allite darstellen, soll im folgenden auf die Veränderungen der Basalte bis zur Lateritbildung eingegangen werden.

Im nicht oder wenig veränderten Zustand bestehen die Basalte aus Olivin (dieser ist allerdings in den meisten Fällen umgewandelt), Pyroxen, Plagioklas als Einsprenglinge bzw. Pyroxen, Opacite und Plagioklas als Grundmasse. Hinzu kommen noch Mandelfüllungen. Sowohl diese als auch die Einsprenglinge und die Grundmasse blieben trotz starker Verwitterung unter besonderen Voraussetzungen erhalten. Die Verwitterung lief in mehreren Stufen ab. Im ersten Verwitterungsstadium wurde der nicht schon früher postvulkanisch (autometasomatisch) umgesetzte Olivin felderartig in Chlorit, der Pyroxen gleichfalls in Chlorit (Taf. 1, Fig. 6) oder (seltener) in Karbonat umgewandelt. Die Plagioklase wurden in Hydroglimmer oder Karbonat übergeführt, während die Mandeln in der ursprünglichen Zusammensetzung erhalten blieben. Die Grundmasse kann nur mehr teilweise erkannt werden, weil durch die Zersetzung die Korngrenzen der ohnehin sehr kleinen Mineralkörner (vorherrschend Plagioklase) verfließen.

In einer zweiten Phase wurden die Einsprenglinge in zunehmendem Ausmaß von einer Karbonatisierung erfaßt (Taf. 4, Fig. 1). Ein Teil der Pyroxene wurde vollständig in Karbonat umgesetzt, der andere Teil besteht heute nur mehr aus mehr oder minder scharf abgegrenzten Chloritfeldern (ähnlich wie diese bei Hohlräumfüllungen auftreten; Taf. 2, Fig. 6). In diesem Stadium ist auch die Grundmasse vollständig in ein feinstes Chloritgemenge umgesetzt (Taf. 1, Fig. 6), die darin enthaltenen Feldspäte sind vielfach nicht mehr auszumachen.

Im nächsten Stadium wurden sehr deutliche Pseudomorphosen von Karbonat nach Augit und Plagioklas ausgebildet, wobei die Kristallgrenzen durch einen breiten, dunklen Pigmentsaum (wie bei gepanzerten Relikten) gekennzeichnet werden (Taf. 1, Fig. 5). Ein Teil der Augite wurde völlig in feine, homogene Chloritmassen umgesetzt. Die Grundmasse kristallisierte völlig in eine homogene Masse, bestehend aus einem Gemenge von Chlorit, Eisenhydroxyd und Chalcedon, um.

In der letzten Phase, kurz bevor das ursprüngliche Gefüge völlig unkenntlich wird, sind demnach Einsprenglinge und Mandeln in einer homogenen Grundmasse (wie oben beschrieben) nur mehr in den wenigsten Fällen nach ihren Umrissen zu erkennen (Taf. 4, Fig. 2). Erst mit der Herausbildung von eisen- und aluminiumreichen Pisoiden, wahrscheinlich in Verbindung mit Umlagerungen, kam es zu einem vollen Verlust des Reliktgefüges. Der weitere Vorgang der Lateritisierung der Basalte ist nicht mehr auf

direktem Weg ablesbar, sondern kann nur mehr mittels verwitterungsresistenter Schwerminerale bzw. über stabile Spurenelemente erschlossen werden.

In Verbindung mit der der fossilen Bodenbildung vorangegangenen Verkarstung kam es zu Mineralisationen. Ein derartiger Mineralisationstyp soll hier stellvertretend für mehrere Vorkommen besonders behandelt werden. Dies erscheint gerade im Vergleich zu den kalkalpinen österreichischen Blei-Zink-Lagerstätten, deren Bildung z.T. auch auf einen Paläokarst zurückgeführt wird, sehr zweckmäßig.

Verschiedene lateritische Paläoböden des Alburs lagern über einem flachen Relief auf triadischen Dolomiten, z.T. auf permischen Kalken. Mächtige klastische Sedimente der Shemshak-Formation begruben diese triadischen Bodenbildungen. Für diesen einschneidenden Sedimentationsumschlag sind eine triassische Bruchtektonik größeren Ausmaßes und großräumige, nicht nur den Alburs erfassende, Verbiegungen der Kruste verantwortlich.

Die wahrscheinlich obertriassische tektonische Phase ist besonders im nördlichen Alburs weit verbreitet. Sie verursacht hier eine generelle Heraushebung (Aufwölbung) des Untergrundes, oft verbunden mit Bruchtektonischen Erscheinungen und teilweise auch lokalen Verfaltungen. Im äußersten NE des Irans (Agh-Darband) übergreifen liassische Flachmeerablagerungen eine eng verfaltete Triasabfolge (STÖCKLIN, 1968; u.a.). Im Bereich westlich von Masuləh (Shahrud) soll die Shemshak-Formation Schichtglieder des Alt- und Jungpaläozoikums und vielleicht auch des unteren Mesozoikums diskordant überlagern. Sogar Anzeichen für eine lokale Dynamometamorphose (Rb/Sr-Datierung: ~ 220 M.J.) konnten in permokarbonen Sedimenten festgestellt werden (DAVIES et al., 1972).

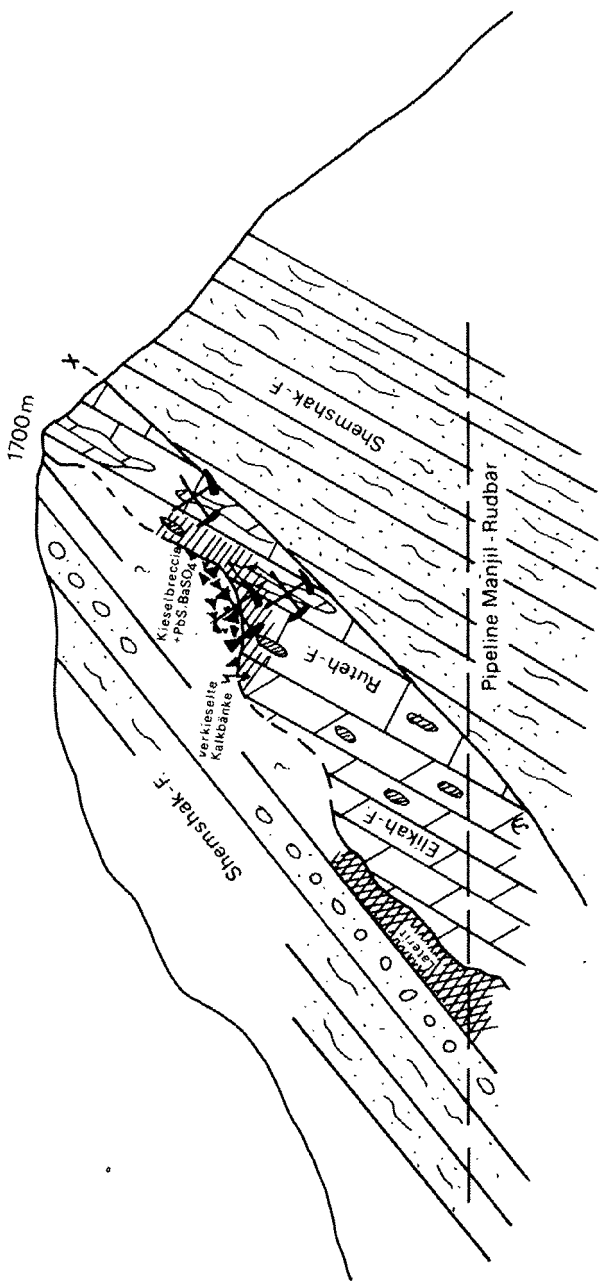
Verkipungen von großen Schollenbereichen brachten auch ältere Gesteine an die Oberfläche, wodurch es zu den oben erwähnten lateritischen Bodenbildungen über triassischen und auch älteren, vor allem permischen, Gesteinen kam.

Im Zuge der Emersionen entstanden Roterden, die im Lauf der Zeit zu 8-15, stellenweise auch 20 m mächtigen Lateriten wurden. Sie liegen in den meisten Fällen in Erosionstaschen und sind über weite Strecken über Karbonaten oder über Basalten, z.T. auch zwischen diese Gesteine, eingeschaltet. Bisher wurden zwei Laterittypen bekannt. Der eine ist, wie bereits erwähnt, sicher auf die Verwitterung von Basalten zurückzuführen, der andere entwickelte sich direkt über Karbonatgesteinen. Ob der reine "Kalkbauxit"-Typus in dem untersuchten Raum entwickelt ist, können erst weitergehende chemische Untersuchungen erweisen. Aus der Gesamtsituation gesehen scheint es viel eher zuzutreffen, daß alle Allite dieses Raumes auf vulkanische Gesteine zurückgehen. Auch die über den Karbonatgesteinen auftretenden fossilen Böden können nämlich letztlich auch auf geringmächtige und völlig umgesetzte Vulkanite zurückgeführt werden.

In Verbindung mit diesen Lateriten treten an der Basis Ba-, Cu-, seltener F- und Fe-Mineralisationen auf.

N

S



Nachstehend soll der auch für die Erklärung der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten interessante Paläokarsttyp näher erläutert werden:

An der Pipeline-Straße Manjil-Rudbar sind fossile Bodenbildungen im primär-sedimentären Kontakt mit dem Liegenden und Hangenden aufgeschlossen (Abb. 6). Eine lateritische Abfolge von 3 m überlagert hier in eindeutig sedimentärem Verband Triasdolomite, wobei die Trägergesteine wahrscheinlich durch sedimentäre Gleitvorgänge der Shemshak-Formation eingeschaltet wurden. Aufgearbeiteter Laterit findet sich in den Geröllen der hangenden Basiskonglomerate der Shemshak-Formation. An der obertriadischen Landoberfläche wurden Kalke der Ruteh-Formation stark und die darauf liegenden Breccien dieser permischen Kalke vollkommen verkieselt (Taf. 4, Fig. 3). Bereits primär der Ruteh-Formation eingelagerte Kieselknauern wurden von der sekundären Verkieselung nicht erfaßt.

Die durch die Verkieselung belegte starke Mobilisierung von  $\text{SiO}_2$  kann gut mit den erfolgten lateritischen Verwitterungsprozessen im sauren Milieu in Zusammenhang gebracht werden, da  $\text{SiO}_2$  unter derartigen Voraussetzungen am leichtesten und intensivsten in Lösung geht. Möglicherweise stellen die verkieselten Bereiche auf der prärhätischen Landoberfläche Senken dar, in die gelöstes  $\text{SiO}_2$  über ein Flußsystem transportiert und dort an der Grenze zum Grundwasserbereich ausgefällt wurde.

Einem ähnlichen Prozeß der Umlagerung mußten auch die hier vorkommenden Ausscheidungen von Bleiglanz und Baryt unterworfen worden sein. Diese Vererzungen sind nach ihrem Vorkommen auffällig an die alte Landoberfläche gebunden, ja zeichnen diese im Untergrund sogar nach, wie es beispielsweise ein Barytvorkommen in Elikah (Abb. 7) in verkarsteten triadischen Dolomiten nachweist (Taf. 4, Fig. 4-6; Taf. 5, Fig. 1, 2). In gleicher Weise müssen die einige Zehnermeter unter der alten Landoberfläche vorkommenden Bleiglanzlagerstätten der "Himmelmine" gedeutet werden (Abb. 6). Hier fand in den oberpermischen Kalken eine lagige epigenetische Dolomitisation statt, die in Form einer reinigenden Metasomatose auch eine starke sekundäre Bitumenanreicherung zur Folge hatte. Gebunden daran tritt wiederum Bleiglanz mit Baryt auf.

Die bisherigen Bearbeiter haben zwar immer wieder auf eine mögliche Verbindung dieser Lagerstätten mit den jurassischen Gesteinsintrusionen hingewiesen, jedoch kann gerade hier, d.h. im Bereich von Rudbar, in diesen stratiformen Bleiglanzlagerstätten kein Anzeichen einer derartigen Genese festgestellt werden, denn es gibt hier weder echte Gänge noch eine Nachbarschaft zu Granitintrusionen.

Weitere Vererzungen in Verbindung mit fossilen Böden wurden eingehender im zentralen Albus untersucht. Die Analysen mehrerer Lateritproben wiesen für sie  $K_i$ -Werte von 0,92-1,60 nach. Diese Paläoböden sind demnach z.T. als Allite, z.T. als Siallite (nach HARRASSOWITZ, 1926) bzw. als tonige Bauxite bis bauxitische Tone (nach BARDOSSY, 1963) oder als kaolinitische Bauxite, bauxitische Tone und Tone (nach VALETON, 1968) zu bezeichnen.

<sup>+</sup>) Die Analysen wurden uns freundlicherweise von Herrn Chefchemiker Dipl.-Ing. F. LASKOVIC (Kirchdorf/Krems - OÖ.) zur Verfügung gestellt.



## PROFIL ELIKAH Laterite

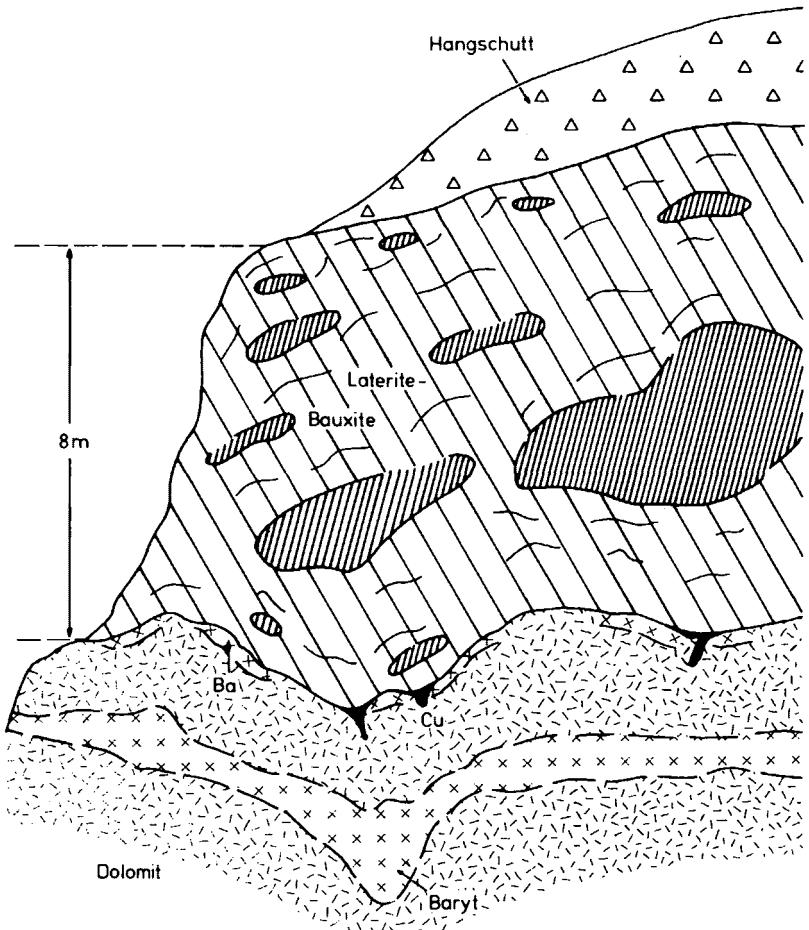


Abb. 7

Die Abbildungen 7 bis 10 geben die Verhältnisse ausgewählter Lateritprofile wieder.

Über triadischen Kalken, die im Zuge der Paläokarstentwicklung dolomitisiert wurden, lagern bis 8 m mächtige Laterite einem Karstrelief auf. Eine auffallende Bariummineralisation bildet dieses Relief in einem tieferen Horizont ab und dürfte einem Ausfällungshorizont innerhalb der Dolomite entsprechen. Vereinzelt tritt Baryt, z.T. in Verbindung mit Kupferkies und Bornit, auf, wobei die Kupfermineralisation besonders durch Kleintaschen kontrolliert wird. Die Laterite entsprechen ihrer Ausbildung nach der Konkretionszone derartiger Bildungen. Viel-

## PROFIL KAMERBUN Laterite

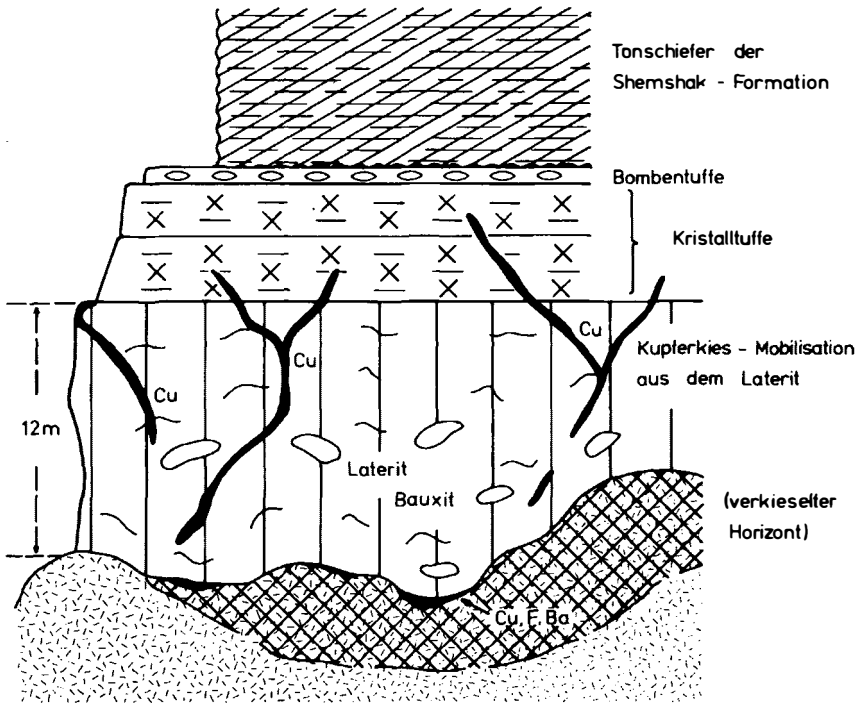


Abb. 8

fach zerbrochen die ursprünglich konkretionären Blöcke (Taf. 5, Fig. 3-5) in einem früheren Stadium, wurden z.T. wieder zementiert und werden heute immer von lockeren, erdigen Lateritmassen umflossen (Taf. 5, Fig. 6; Taf. 6, Fig. 1).

Im Profil von Kamerbun (Abb. 8) wurden die triadischen Kalke ebenso dolomitisiert. Das unmittelbare Liegende der Laterite wurde stark verkieselt und weist eine Cu-F-Ba-Mineralisation auf. In den auch hier konkretionär entwickelten Lateriten setzen kupferkiesführende Rupturen auf, die z.T. bis in die hangenden Kristalltuffe hinaufreichen und wohl auf eine Cu-Mobilisation aus dem Laterit zurückgehen. In einem Fall übergriffen Laterite auch Basalte, die ebenfalls von einer starken Silicifizierung erfaßt wurden (Taf. 6, Fig. 4-6).

Während die Abfolge in Dizin der vorhin besprochenen sehr ähnlich ist (Abb. 9), zeigen die Verhältnisse in Ruteh (Abb. 10),

PROFIL DIZIN /oberhalb Shemshak/  
Laterite

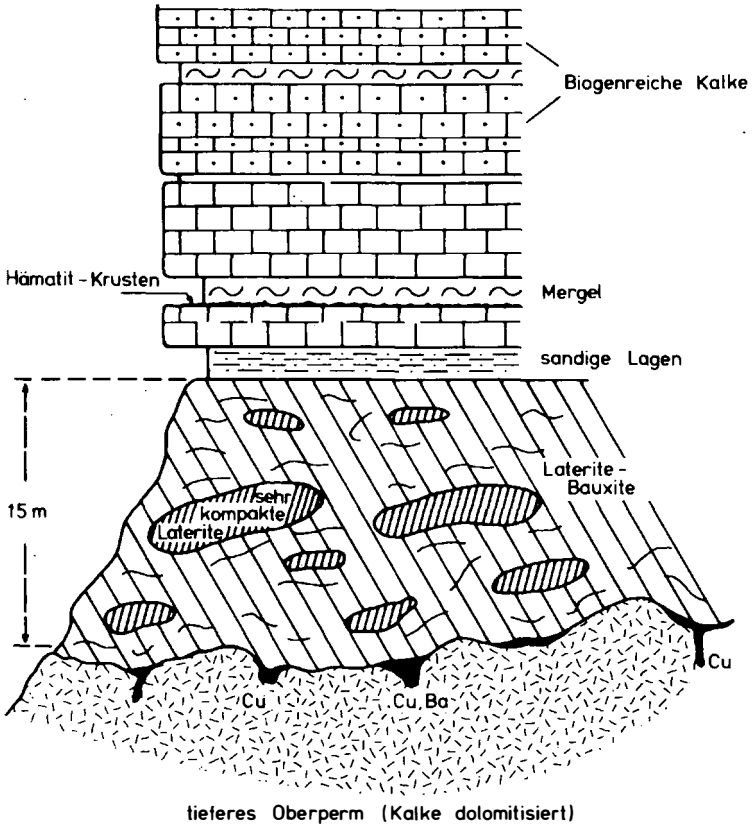


Abb. 9

daß in den hangendsten Bereichen des Paläokarsts eisenreiche Karbonate vorherrschen, was darauf hindeutet, daß die oberpermischen Kalke im Zuge der Verkarstung nicht nur einer Dolomitierung, sondern einer umfassenderen metasomatischen Umsetzung unterworfen wurden. Zwischen den konkretionären Lateritblöcken liegen lockere, erdige, gelbgrüne Allite bis Siallite, die z.T. aus sehr tonreichen Pisoiden bestehen (in diesen Fällen wird ein tonreicher Kern von einer vergleichsweise nur sehr dünnen und meist nicht vollständigen eisenreichen Kruste umgeben; Taf. 6, Fig. 2, 3).

# PROFIL RUTEH Laterite

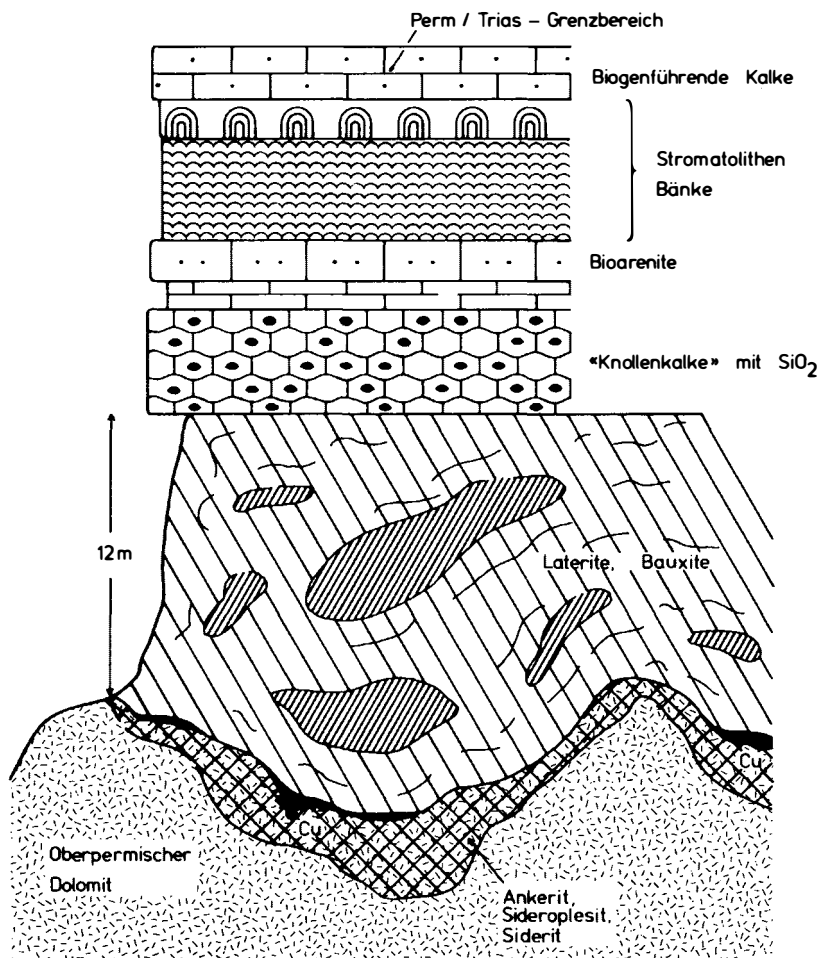


Abb. 10

## Verwendete Literatur

- DAVIES, R.G.; JONES, R.C.; HAMZEPOUR, B. & G.C. CLARK (1972):  
Geology of the Masuleh Sheet 1:100 000, Northwest Iran. -  
Geol. Survey Iran, Rep. No. 24, 110 S.
- STÖCKLIN, J. (1968): Structural History and Tectonics of Iran:  
a review. - Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 52,  
2, 681-694.

## Tafelerläuterungen

### TAFEL 1

- Fig. 1 Granatfels (dunkelgrau, unten) in Kontakt zu einem Quarz-Epidot-Gewebe (hellgrau), das nach oben hin in ein feinkörniges Granulat aus Quarz, Epidot und Dolomit übergeht. Der Granatfels schließt örtlich Großkornepidote ein.  
1 Pol., 24 x
- Fig. 2 Chloritfächer sitzen als Zwickelfüller einem Epidot-Dolomit-Granulat der 2. kontaktmetamorphen Zone auf.  
1 Pol., 24 x
- Fig. 3 Vergrünter Basalt, reich an Plagioklaseinsprenglingen.  
1 Pol., 24 x
- Fig. 4 Basalt mit ausgeprägtem Fluidalgefüge (ablesbar aus der Regelung der Feldspatleisten). Einzige Einsprenglinge sind große Feldspäte, die vom Rand her chloritisiert werden (Plagioklaseinsprengling, im Bild rechts; grau: Chlorit).  
1 Pol., 24 x
- Fig. 5 Völlig karbonatisierte Klinopyroxeneinsprenglinge mit deutlichen Korrosionsschläuchen und Limonitrinde (schwarz). Die Grundmasse besteht aus einem Chloritgewebe mit feinverteiltem Opacitpigment.  
1 Pol., 97 x
- Fig. 6 Klinopyroxeneinsprengling, am Rand völlig in Chlorit umgesetzt, gegen den Kern hin reliktsch (an den Spaltrissen erkennbar) erhalten.  
1 Pol., 24 x

### TAFEL 2

- Fig. 1 Intersertales Gefüge des Grundgewebes in einem blasenreichen Basalt.  
1 Pol., 24 x
- Fig. 2 Ausschnitt aus der Fig. 1. Zwischen den Feldspatleisten liegen Klinopyroxen-, Ilmenit- und Leukokörner. Die Plagioklase sind im Kern chloritisiert.  
1 Pol., 97 x

- Fig. 3 Intersertales Feldspatgefüge mit Chlorit und Opaciten als Zwickelfüller. Die auf die Verwitterung zurückgehenden Limonitschwaden bewirken (in der Abbildung deutlich erkennbar) verschwimmende Korngrenzen.  
1 Pol., 97 x
- Fig. 4 Blasenreicher Basalt; in der Mitte der Abbildung eine Mandelfüllung, deren Randbereich aus wandständigem Calcit und deren Kern aus Chlorit besteht.  
1 Pol., 24 x
- Fig. 5 Mandelfüllung, randlich aus faserigem Chlorit (im Bild weißer Saum), im Kern aus wirrstrahligem Chlorit.  
+ Pol., 24 x
- Fig. 6 Völlig in Chlorit umgesetzter Klinopyroxen. Das Bild ähnelt stark einer Mandelfüllung, umso mehr als der Chlorit der Mandelfüllungen und der der umgesetzten Pyroxene der gleiche ist. An der einen Seite stark entwickelter Opacitsaum.  
1 Pol., 24 x

### TAFEL 3

- Fig. 1 Randbereich einer rund 2 cm großen Mandel. An das Grundgewebe aus Plagioklasleisten, Chlorit und Opaciten schließt eine schmale Zone von Quarzgranulat (weiß), das unregelmäßig in den äußersten Chloritsaum hineingreift, an. Dieser Chloritsaum sproßte bipolar von einer in der Abbildung dunkel erscheinenden, stark durch Opacite pigmentierten Karbonatzone auf, in der vereinzelt Quarze (weiß) schwimmen. Aus der Abbildung ist nicht ersichtlich, daß auch diese Zone ein bipolares Wachstum zeigt. Den Hauptanteil der Abbildung bildet ein wirrstrahliger Chlorit und radialstrahlig entwickelte Chalcedonkugeln.  
1 Pol., 24 x
- Fig. 2 Ausschnitt aus dem zentralen Bereich der gleichen Mandel. Auffallend ist hier das Zusammenwachsen der Chalcedonkugeln.  
1 Pol., 24 x
- Fig. 3 Mandelfüllung aus radialstrahlig angeordnetem Chlorit mit einem sehr schmalen wandständigen Quarzsaum. Im Inneren der Mandel haben sich Calcitkugeln gebildet, die in einer späteren Phase von einer Sammelkristallisation überprägt wurden. Dabei kam es, wie am dunklen Pigmentsaum erkennbar, zu einer Reinigung des Karbonats.  
1 Pol., 24 x
- Fig. 4 Ein Auswürfling eines stark veränderten (vollständig chloritisierten) Basaltes schwimmt in einer feinyroklastischen, meist karbonatisierten Grundmasse.  
1 Pol., 24 x
- Fig. 5 Mehrere Lapilli aus unterschiedlich zersetzten Basalten. Der in der Abbildung (unten rechts) weiß erscheinende Auswürfling besteht aus großen, nicht umgesetzten Feldspatleisten, während der große Auswürfling am linken Bildrand vollständig umgesetzt

wurde. Eine Komponente (am rechten Bildrand) zeigt eine starke Karbonatisierung.

1 Pol., 24 x

- Fig. 6 Großer Pyroklast mit unzersetzten Feldspatleisten und zersetzten Pyroxenen in den Zwickeln. Die Matrix setzt sich aus vielen kleinen und stark zersetzten Komponenten zusammen.  
1 Pol., 24 x

#### TAFEL 4

- Fig. 1 Karbonatisierte Pyroxeneinsprenglinge. Bei der fortgeschrittenen Karbonatisierung kommt es zur Ausbildung eines Calcitnetzwerkes, das auch in der Abbildung bereits angedeutet erscheint. Die chloritisierten Pyroxene und die ebenfalls in Chlorit umgesetzte Grundmasse sind in der Abbildung dunkel.

+ Pol., 24 x

- Fig. 2 Letztes Stadium der Basaltzersetzung: Die ursprüngliche Form der Einsprenglinge ist wegen der hochgradigen Umsetzung und des damit zusammenhängenden plastischen Verhaltens des Gesteins kaum mehr kenntlich. Neben gelartigen Phasen treten verschiedene zersetzte und unter dem Mikroskop nicht mehr sicher ansprechbare Silikate auf.

1 Pol., 24 x

- Fig. 3 Probe aus einer Verkieselungszone. Chalcedon- und Chloritkugeln (dunkel, fast schwarz bzw. grau) schwimmen in einem Quarzgranulat (weiß). Der in der Abbildung dunkel erscheinende Chalcedon wurde von einem schmalen, ursprünglich radialfaserig aufgesproßten Chalcedonsaum umgeben, wonach das Restlumen von Quarzgranulat eingenommen wurde.

1 Pol., 24 x

- Fig. 4 Mehrere radialstrahlig gesproßte Barytkristalle werden von idiomorphen Quarzen verdrängt.

+ Pol., 24 x

- Fig. 5 Schwerspatkristalle mit zwickelfüllendem und schwach den Baryt verdrängendem Quarzgranulat.

+ Pol., 24 x

- Fig. 6 Ausschnitt aus einem nicht radialstrahlig gesproßten Baryt.

+ Pol., 24 x

#### TAFEL 5

- Fig. 1 Blockiger Baryt wird durch idiomorphen Quarz verdrängt. Der Quarz zeigt randlich einen radialstrahlig aufgebauten Saum, der wohl das ursprüngliche Chalcedonwachstum abbildet.

1 Pol., 24 x

- Fig. 2 Fluoritkristall, von Karbonat, z.T. entlang der Spaltrisse, durchwachsen.

1 Pol., 24 x

- Fig. 3-5 Pisolith mit verschieden ausgebildeten, gut ent-

wickelten, Fe- und Al-reichen Pisoiden.

1 Pol., 24 x

Fig. 6 Unvollständige Pisoidentwicklung.

1 Pol., 24 x

#### TAFEL 6

Fig. 1 Unvollständige Pisoidentwicklung.

1 Pol., 24 x

Fig. 2 Pisolith aus inhomogen aufgebauten Al-reichen Kernen und sehr schmalen Limonitkrusten.

1 Pol., 24 x

Fig. 3 Teil eines Pisoids mit einem homogenen Al-reichen Kern und einer Fe-reichen Kruste.

1 Pol., 24 x

Fig. 4 An Klüften eines Basalts vorgreifende Verkieselung (Quarz: weiß; Chlorit: hellgrau)

1 Po., 24 x

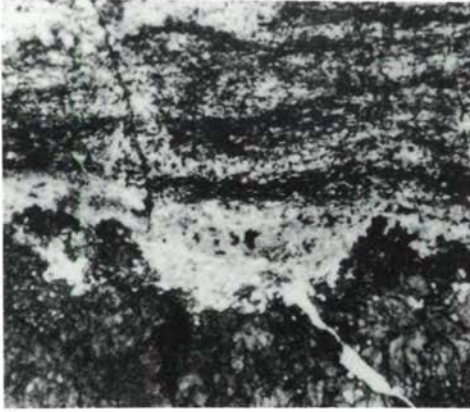
Fig. 5 Vollständig verkieselter Einsprengling mit einem Opacitsaum in einem Basalt.

1 Pol., 24 x

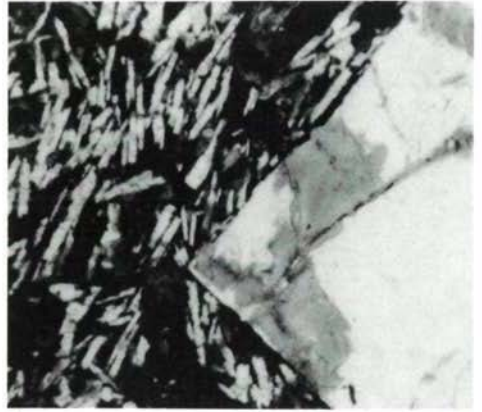
Fig. 6 Wie Fig. 5, nur unter gekreuzten Polarisatoren.



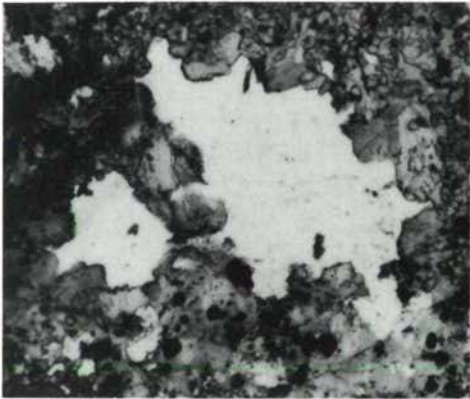
Tafel 1



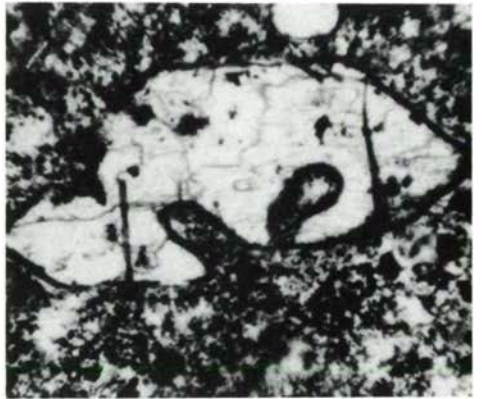
1



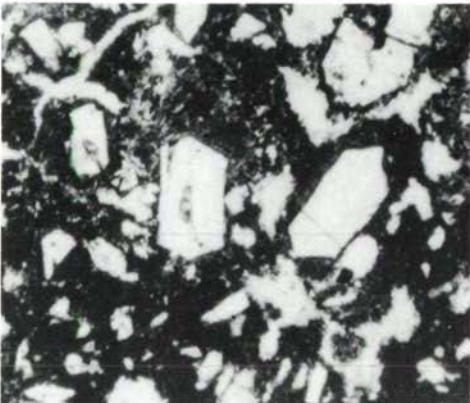
4



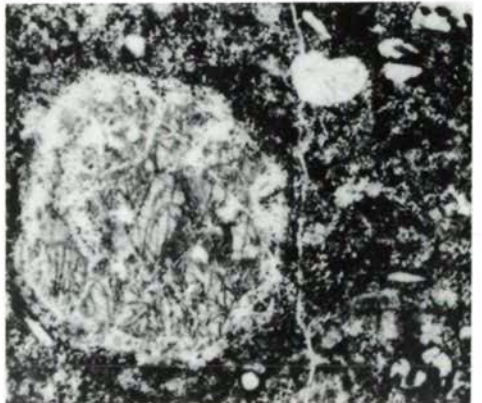
2



5

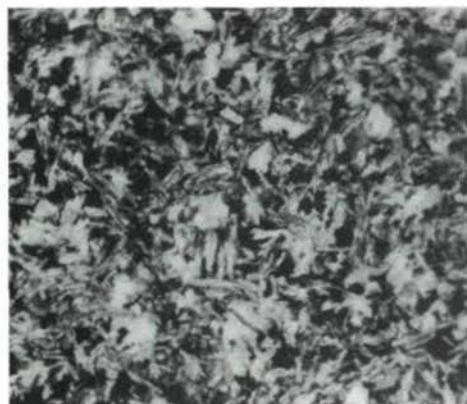


3

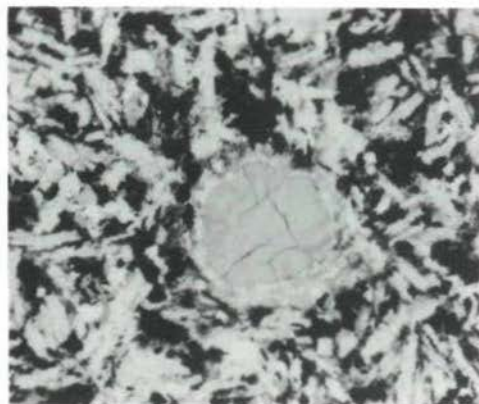


6

Tafel 2



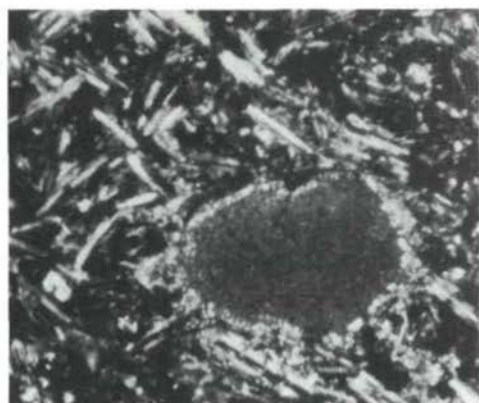
1



4



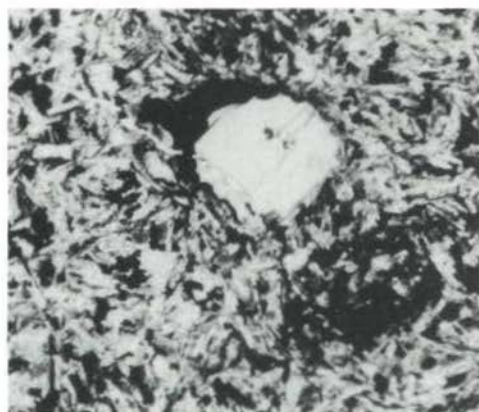
2



5



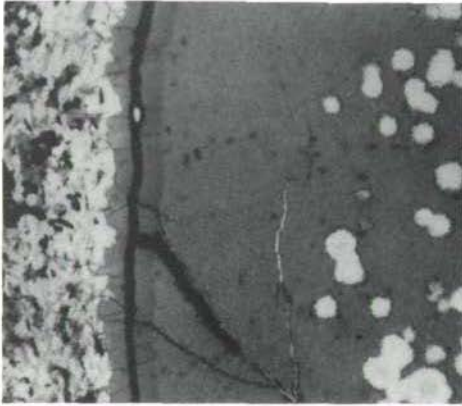
3



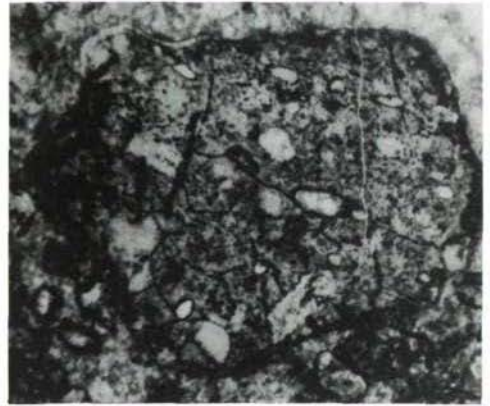
6



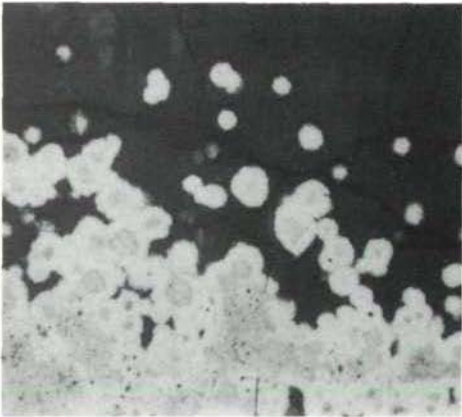
Tafel 3



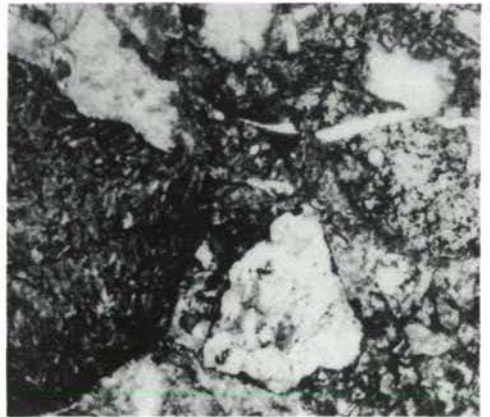
1



4



2



5

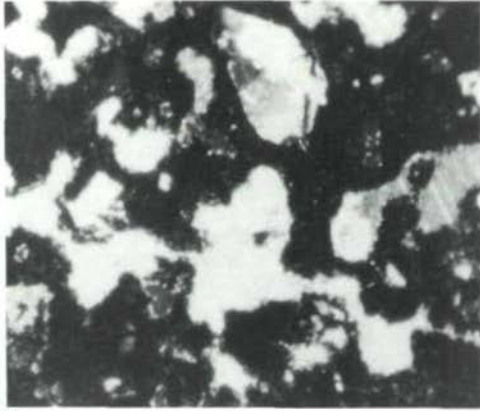


3

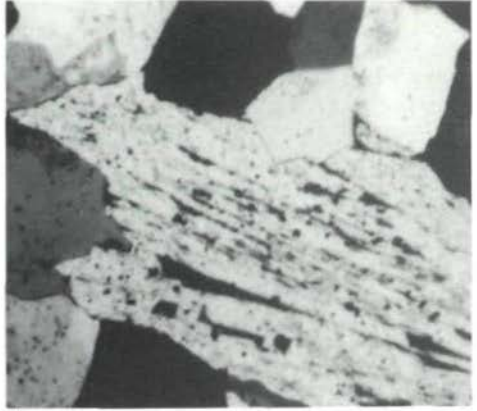


6

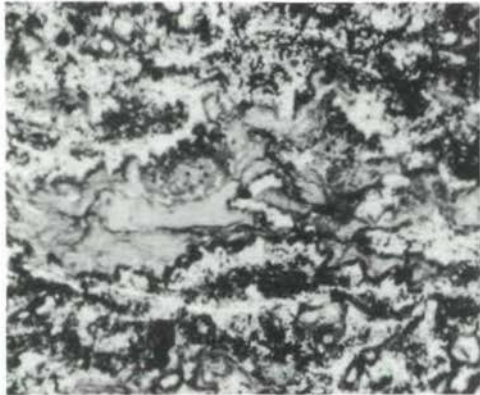
Tafel 4



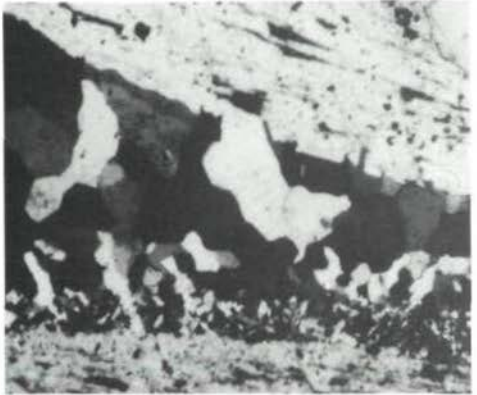
1



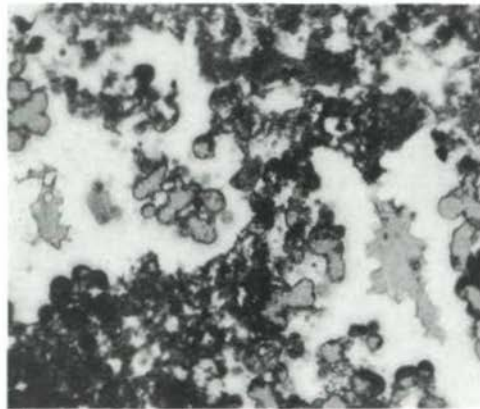
4



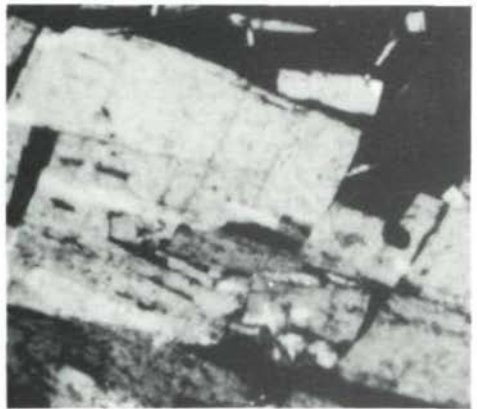
2



5

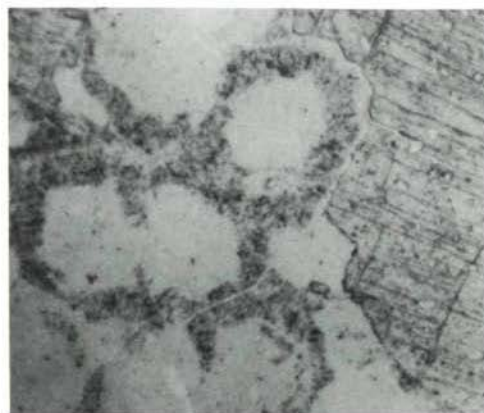


3

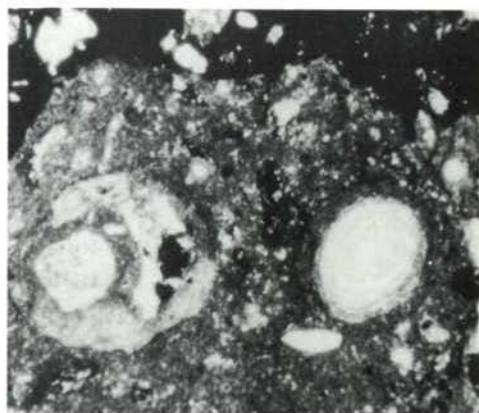


6

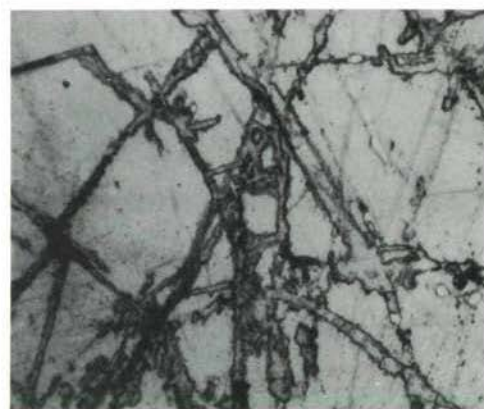
Tafel 5



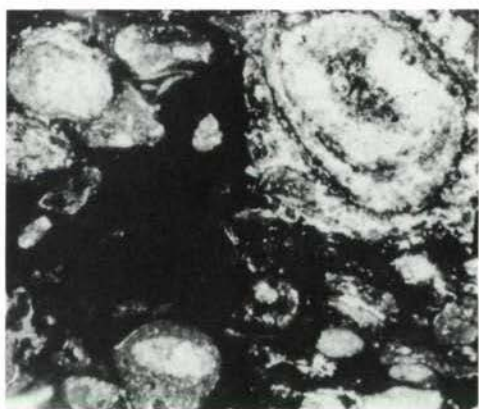
1



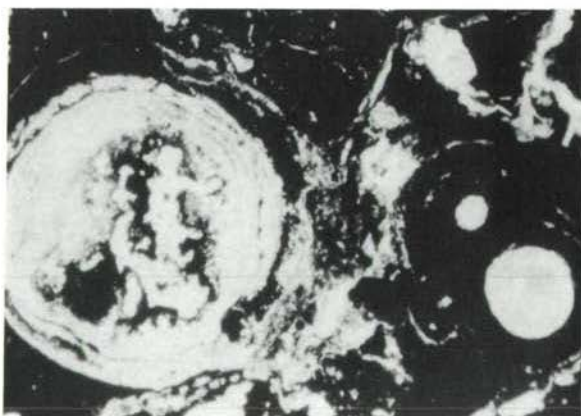
4



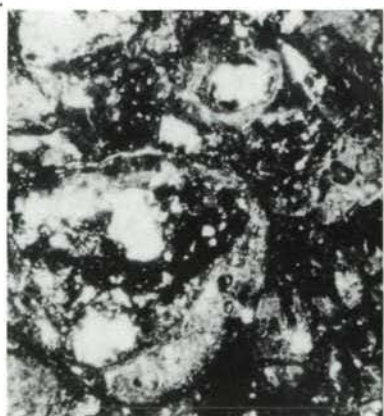
2



5



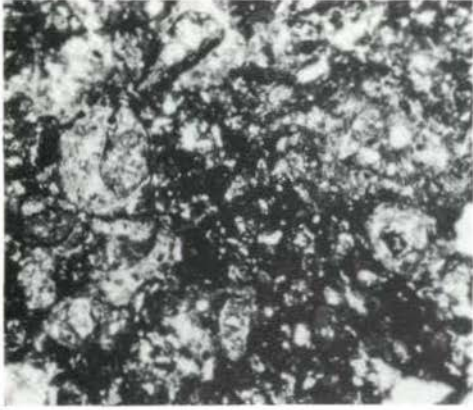
3



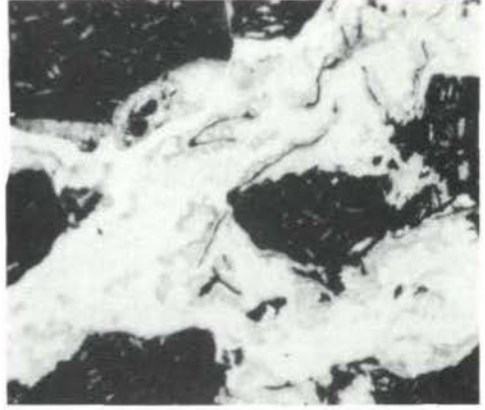
6



Tafel 6



1



4



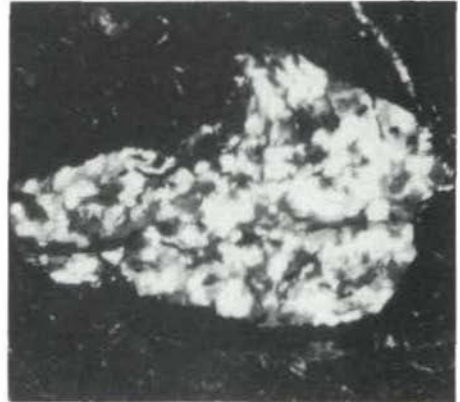
2



5



3



6

Zur geomorphologischen Karte des  
Erd- und Schuttströmekegels  
des Gschlifgrabens  
bei Gmunden (Oberösterreich)  
mit 1 geomorphologischen Karte

von P. Baumgartner und H. Sordian<sup>+)</sup>

Zusammenfassung

Es wurde erstmalig der Erd- und Schuttströmekegel des Gschlifgrabens einer geomorphologischen Detailkartierung unterzogen. Die Bedeutung des Formenschatzes wurde geklärt. Es gelang, vier Erd- und Schuttstromsysteme abzugliedern und relativ zu datieren. Die Lage eines Versuchsbohrpunktes konnte optimiert werden.

Summary

It was the first time that the earth- and debris stream cone of the Gschlifgraben was the subject of detailed geomorphological mapping. The meaning of the different forms could be cleared up. It was possible to sunder four earth- and debris stream systems and to ascertain their relative dating. The position of a test drilling point could be changed, so that now the point is situated within an absolutely dated earth- and debris stream system.

---

<sup>+)</sup>  Anschriften der Verfasser: Dr. Peter Baumgartner, Büro für Bau-, Hydro- und theoretische Geologie, Im Winkl 7, A-4801 Traunkirchen; Ing. Dr. Hans Sordian, Technisches Büro für angewandte und theoretische Geologie, Schenkelbachweg 19, A-4600 Wels

## 1. Einleitung

Ausführliche Beschreibungen des Gschlifgrabens gehen in der geologischen Literatur ins 19. Jahrhundert zurück. Wegen seiner auch international bekannten Fossilfundpunkte ist er in Sammlerkreisen besonders gut bekannt. Eine moderne Darstellung der stratigraphisch-tektonischen Position des Gschlifgrabens wurde von S. PREY (1951) gegeben. Das Phänomen der "gletscherähnlich zu Tal fließenden blockbeladenen Murströme" (S. PREY 1959/S. 263) erfuhr seine erste umfassende hydro- und ingenieurgeologische Bearbeitung durch P. BAUMGARTNER (1976).

Wo der Gschlifgraben in den Traunsee mündet, hat sich im Lauf der Zeiten ein Erd- und Schuttströmekegel aufgebaut, der zum Teil von den Seewassermassen verhüllt ist. Aus alten Aufzeichnungen ist bekannt, daß bereits 1660 das große "Harschengut" in den Traunsee geschoben wurde (M. JEDLITSCHKA 1976/S. 2). Zumindest seit damals ist der Kegel eine Kampfzone zwischen den Bestrebungen menschlicher Siedlungstätigkeit und den Erd- und Schuttströmen aus dem "Gschlif".

## 2. Problemstellung

In unseren Tagen versucht die Wildbach- und Lawinerverbauung die Besiedelung gefährdeter Bereiche ihrer Kompetenz durch die Erstellung sogenannter Gefahrenzonenpläne so zu regeln, daß Schadensfälle an Menschen und Objekten durch Massenbewegungen möglichst unterbleiben. Ein solcher Plan existiert auch für den Erd- und Schuttströmekegel des Gschlifgrabens. Zu dessen Objektivierung bot sich eine geomorphologische Detailkartierung an, um mehr oder weniger konsolidierte bzw. mehr oder minder mobile Teilbereiche auszugliedern. Im besten Fall schien es möglich, einzelne Erd- und Schuttstromereignisse abzugliedern und relativ zu datieren. Die geomorphologische Detailkartierung war das günstigste Verfahren bei der Wahl eines Aufschlagpunktes für eine Versuchsbohrung, die möglichst viele Erd- und Schuttströme durchteufen sollte.

## 3. Methodik

Als Grundlage der Kartierung diente eine 1:5 000 Luftbildauswertung mit 5 m-Höhenschichtlinien, vergrößert auf 1:1 000.

Durch engmaschige Geländebegehung wurde der Formenschatz des Erd- und Schuttströmekegels gesichtet und die Bedeutung der Einzelformen erhoben.

Die Großformen wurden im Gelände durchverfolgt.

Undurchdringliche Jungwaldbereiche wurden anhand von Luftbildern und durch Übersichten vom See aus (Boot) ergänzt.

Erst im Anschluß an diese Orientierungsbegehungen erfolgte die eigentliche Kartierung.



#### 4. Ereignisse

##### a) Zur relativen Datierung der Erd- und Schuttstromsysteme

Der bisher so genannte "Schwemmkegel" des Gschlifgrabens ist uneinheitlich aufgebaut. Es konnten vier Erd- und Schuttstromsysteme unterschieden werden.

Der den Gschlifbach-Unterlauf im S weithin begleitende Wall ist im Bereich der Höhe Baro 550 (siehe auch S. PREY 1956/S. 216) deutlich niedriger und schneidet sie an ihrer NE-Ecke scharf ab. Daraus ergibt sich, daß das Erd- und Schuttstromsystem "Hoissn" mit der Höhe Baro 550 älter ist als das Erd- und Schuttstromsystem "Ramsau" (Wall).

Auch an der Grenze zum Flysch (Grünberg) ließ sich als Rest des Erd- und Schuttstromsystems "Ramsau" ein ca. E-W verlaufender Wall abgrenzen.

Eingebettet in die Reste (Wälle) des Erd- und Schuttstromsystems "Ramsau" liegt das Erd- und Schuttstromsystem "Kalibauer" als nächstjüngeres.

Als jüngstes konnte das Erd- und Schuttstromsystem "1910" im Gelände aufgrund historischer Hinweise abgegliedert werden.

Als jüngstes liegt das Erd- und Schuttstromsystem "1910" allen drei vorerwähnten Systemen z.T. auf. Es konnte auch nach historischen Hinweisen mit hoher Wahrscheinlichkeit (zumindest mit Teilereignissen) in das Jahr 1910 eingestuft werden.

##### b) Kurzcharakteristik der Erd- und Schuttstromsysteme

Die geomorphologische Karte zeigt sehr deutlich die Unterschiede zwischen den Erd- und Schuttstromsystemen.

In den Erd- und Schuttstromsystemen "Hoissn" und "Ramsau" herrschen beruhigtere Formen vor.

Im Erd- und Schuttstromsystem "Kalibauer" nimmt die Mobilität vom Traunseespiegelniveau bis auf Seehöhe 550 m (östliches Kartierungsende) zu, wie durch die Signaturen in der geomorphologischen Karte dargestellt.

Das Erd- und Schuttstromsystem "1910" zeigt die geringste erosive Zerlegung.

Alle anderen Kriterien, die für die einzelnen Ausscheidungen maßgeblich waren, gehen aus der Legende der geomorphologischen Karte hervor.

##### c) Bohrpunktfestlegung

Die geomorphologische Detailkartierung ermöglichte es, den Aufschlagspunkt für eine Versuchsbohrung auf dem einzigen absolut datierbaren Erd- und Schuttstromsystem zu situieren. Ohne auf die Ergebnisse der inzwischen abgeteuferten Versuchsbohrung an dieser Stelle näher einzugehen, kann mitgeteilt werden, daß sie die Alterseinstufung "1910" bestätigte.

## Literatur

- BAUMGARTNER, P. (1976): Die Massenbewegungen im Gschlifgraben bei Gmunden (Traunsee, Oberösterreich) - eine Analyse aus hydrogeologischer und ingenieurgeologischer Sicht. - Diss., 115 S., 16 Abb., 24 Fotos, 1 Tab., 12 Taf., Innsbruck.
- BAUMGARTNER, B. (1980): Erd- und Schuttströme im Gschlifgraben bei Gmunden am Traunsee (O.Ö.) - zu ihrer Entstehung, Entwicklung und Sanierung. - In Veröff. bei Interpraevent.
- BAUMGARTNER, P. & H. MOSTLER (1978): Zur Entstehung von Erd- und Schuttströmen am Beispiel des Gschlifgrabens bei Gmunden (Oberösterreich). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Festschrift W. HEISSEL, Bd. 8, S. 113-122, 6 Abb., 4 Fotos, Innsbruck.
- BAUMGARTNER, P. & H. SORDIAN (1979): Geomorphologische Karte des Erd- und Schuttströmekegels des Gschlifgrabens am Traunsee bei Gmunden (Oberösterreich). - 1:1 000, Lichtpause, Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Salzkammergut (Außenstelle Gmunden), Gmunden.
- BAUMGARTNER, P. & H. SORDIAN (1978/79): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte des Erd- und Schuttströmekegels des Gschlifgrabens am Traunsee bei Gmunden (Oberösterreich). - Manus., 2 (1979) + 1 (1978) + 3 (1978) S., Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Salzkammergut (Außenstelle Gmunden), Gmunden.
- BAUMGARTNER, P. & H. SORDIAN (1980): Bohrungen Gschlifgraben 1 und 2; Auswertung der Bohrprofile. - Manus., 5 S., 2 Bohrprofile, Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Salzkammergut (Außenstelle Gmunden), Gmunden.
- DEMEK, J. (Herausgeber) (1976): Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung. - 1. Aufl., 463 S., 67 Abb., 36 Fotos, 3 Beil., Verl. Ferdinand Hirt, Wien.
- HEIM, A. (1932): Bergsturz und Menschenleben. - Beibl. zur Vjschr. d. Naturforschenden Ges. in Zürich, Jg. 77, S. 1-218, 29 Abb., 5 Taf., Zürich.
- HUSEN, D.v. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. - Jb. Geol. B.-A., Bd. 120, H. 1, S. 1-130, 69 Abb., 4 Taf., 1 quartärgeol. Kt. 1:50 000, Wien.
- JEDLITSCHKA, M. (1976): Wildbach-Gefahrenzonen-Abgrenzung. - Unveröff. Manus., 7 S., mit Katastrophenchronik, Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Salzkammergut (Außenstelle Gmunden), Gmunden.
- PREY, S. (1953): Der Gschlifgraben in der Flyschzone bei Gmunden. - Mitt.d.Geol.Ges. in Wien, 44. Bd., 1951, S. 263-265, Wien.
- PREY, S. (1956): Die eiszeitlichen Gletscher im Traunstein-Zwillingskogel-Kamm und im Almtal bei Gmunden. - Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. III, H. 2, S. 213+233, 4 Taf. (7 Fotos), 1 quartärgeol. Kt. 1:25 000, Innsbruck.
- STRELE, G. (1934): Grundriß der Wildbachverbauung. - 1. Aufl., 279 S., 150 Abb., 4 Tab., Verl. v. Julius Springer, Wien.

# Albaillellidea (Radiolaria) aus dem Unterperm des Vorurals

von H. Kozur\*)

## Zusammenfassung

Aus dem Sakmarian (Unterperm) des Vorurals werden zwei neue Familien, zwei neue Gattungen und fünf neue Arten der Albaillellidea beschrieben. Auch die Familie Follicucullidae ORMISTON & BABCOCK, 1979, ist im Unterperm des Vorurals vertreten. Die permischen Albaillellidea sind stratigraphisch recht bedeutsam.

## Summary

From the Sakmarian stage (Lower Permian) of the Cis-Urals two new families, two new genera and five species of the Albaillellidea are described. Also the family Follicucullidae ORMISTON & BABCOCK, 1979, is present in the Lower Permian of the Cis-Urals. The Permian Albaillellidea are stratigraphically important.

---

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

Anlässlich des Karbonkongresses in Moskau übergab mir der inzwischen leider verstorbene Prof. RUŽENCEV eine Reihe mit Ammonitenfaunen gut datierbarer unterpermischer Proben für mikropaläontologische Untersuchungen. Sie lieferten reiche Mikrofaunen, von denen bisher vor allem die Conodonten bearbeitet wurden (MOVŠOVIČ, KOZUR et al., 1979). In der vorliegenden Arbeit werden die Albaillelidea aus dem Sakmarian beschrieben, die deutlich von den karbonischen (einschließlich asselischen) und mittelpermischen Arten abweichen. Die engsten Beziehungen bestehen zu den in einer separaten Arbeit beschriebenen artinskischen Faunen, die aber im Artbereich auch abweichen. Die kurzlebigen Albaillellidea-Arten des Perms liefern offensichtlich vorzügliche Leitfossilien.

Unterklasse Radiolaria MÜLLER, 1958

Ordnung Polycystida EHRENBURG, 1838

Unterordnung Albaillellidea DEFLANDRE, 1953  
emend. HOLDSWORTH, 1969

Familie Albaillellidae DEFLANDRE, 1952

Bemerkungen: Zu den Albaillellidae DEFLANDRE, 1952, werden alle Formen ohne deutliche Dreiteilung in Apicalkegel, Pseudothorax und Pseudoabdomen gestellt, deren dorsale und ventrale Columella mehr oder weniger deutliche Bögen ausgehen. Sie umfassen mindestens zwei Gattungen, *Albaillella* DEFLANDRE, 1952, und n.gen. ("*Albaillella*") *cartalla* ORMISTON & LANE, 1976.

Vorkommen: Oberstes Devon (?), Unter- und Mittelkarbon, besonders häufig und bezeichnend für das Unterkarbon.

Bemerkungen und Beziehungen: Die Beziehungen zu den Ceratoikiscidae HOLDSWORTH, 1969, und zu den Lapidopiscidae DEFLANDRE, 1958, wurden bei DEFLANDRE, und vor allem bei HOLDSWORTH, in mehreren Arbeiten ausführlich diskutiert.

Die Follicucullidae ORMISTON & BABCOCK, 1979 emend. weisen eine deutliche Unterteilung in einen meist segmentierten Apicalkegel, einen mehr oder weniger deutlich aufgeblähten Pseudothorax und ein z.T. segmentiertes Pseudoabdomen auf. Die dorsale und ventrale Columella sind distal nicht verbunden und es zweigen von ihnen im Schalenbereich und wenig darunter auch keine Bögen ab.

Bei den Spinodeflandrellidae nov.fam. aus dem Unterperm zweigen wie bei den Albaillellidae DEFLANDRE, 1952, von beiden Columella Bögen ab und in der kräftig und tief segmentierten Schale ist keine klare Differenzierung in Apicalkegel, Pseudothorax und Pseudoabdomen zu erkennen. Auf jeder Seite sind zwei sehr kräftige Stacheln vorhanden. Die Holdsworthellidae nov.fam. besitzen eine deutliche Dreiteilung in Apicalkegel, Pseudothorax und Abdomen. Die Distalenden der Columella sind aber nicht miteinander verbunden und die Bögen sind rudimentär.

"*Follicucullus*" *scholasticus* ORMISTON & BABCOCK, 1979, aus dem Mittelperm stimmt im Schalenumriß mit den Albaillellidae DEFLANDRE, 1952, überein. Die Columella sind distal aber nicht verbunden und Bögen treten nicht auf. Die Art gehört sicher zu einer neuen Gattung und wohl auch zu einer neuen Familie.

Familie *Follicucullidae* ORMISTON & BABCOCK, 1979 emend.

Emendierte Diagnose: Schale unperforiert, deutlich in Apicalkegel, aufgeblähten Pseudothorax und Pseudoabdomen unterteilt. Apicalkegel meist, Pseudoabdomen oft segmentiert. Pseudothorax vielfach mit je einem dorsal und ventral liegenden kräftigen Stachel. Dorsale und ventrale Columella distal nicht verbunden. Bögen zwischen den beiden Columella sind nicht ausgebildet. Das Distalende der Schale ist im allgemeinen mehr oder weniger deutlich umgebogen.

Zugewiesene Gattungen:

*Follicucullus* ORMISTON & BABCOCK, 1979

*Parafollicucullus* HOLDSWORTH & JONES, 1980 emend.

Synonym: *Pseudoalbaillella* HOLDSWORTH & JONES, 1980

Vorkommen: Mittelkarbon-Mittelperm.

Bemerkungen und Beziehungen: "*Follicucullus*" *scholasticus* ORMISTON & BABCOCK, 1979, der eine undifferenzierte spitzkegelförmige Schale aufweist, wird hier nicht zu den *Follicucullidae* ORMISTON & BABCOCK, 1979, gestellt, da die Dreiteilung in Apicalkegel, aufgeblähten Pseudothorax und Pseudoabdomen fehlt.

Die größte Ähnlichkeit besteht mit den Holdsworthellidae nov.fam., die auch eine deutlich dreigeteilte Schale mit segmentiertem Apicalkegel, Pseudothorax und oft segmentiertem Pseudoabdomen aufweisen. Sie besitzen aber noch rudimentäre Bögen zwischen den Columella. Über dem Ansatz der dorsalen Columella an der Schale befinden sich stets zwei große Poren und auf dem Pseudothorax z.T. ein Porenring.

Gattung *Parafollicucullus* HOLDSWORTH & JONES, 1980 emend.

Typusart: *Parafollicucullus fusiformis* HOLDSWORTH & JONES, 1980 emend.

Synonym: *Pseudoalbaillella* HOLDSWORTH & JONES, 1980

Bemerkungen: Das Auftreten oder Fehlen eines Segments im Pseudoabdomen wird hier als Artmerkmal angesehen, da im Unterperm neben Formen mit unsegmentiertem Pseudoabdomen auch solche mit einem oder mehreren Segmenten vorkommen, wobei alle Übergänge zwischen diesen verschiedenen Ausbildungen des Pseudoabdomens auftreten. Aus diesem Grund werden hier *Pseudoalbaillella* HOLDSWORTH & JONES, 1980, und *Parafollicucullus* HOLDSWORTH & JONES, 1980, als Synonym angesehen. Da die Typusart von *Pseudoalbaillella* HOLDSWORTH & JONES, 1980, auf schlecht erhaltenem Material basiert (Distalabschnitt fehlt), der Holotypus von *Parafollicucullus fusiformis* HOLDSWORTH & JONES, 1980 Typusart von *Parafollicucullus* HOLDSWORTH & JONES, 1980) dagegen gut und vollständig erhalten ist, wird hier dem Namen *Parafollicucullus* HOLDSWORTH & JONES, 1980, der Vorzug gegeben.

*Parafollicucullus sakmaraensis* n.sp.  
(Taf. 1, Fig. 1, 3)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Sakmarian.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 1, Slgs.-Nr. Ko 1979 II-1.

Locus typicus: Kondurovka, rechtes Ufer des Flusses Sakmara.

Stratum typicum: Sarabilskaja svita, oberes Tastubian (Sakmarian).

Diagnose: Schale unperforiert. Apicalkegel kräftig, mit 8-10 Segmenten.

Pseudothorax deutlich aufgebläht, mit einem sehr kräftigen dreikantigen Stachel und einem gegenüberliegenden schlankeren, stärker nach unten geneigten Stachel. Postabdominales Segment dreigeteilt. Distaler Abschnitt kräftig umgebogen, so daß die herzförmige Öffnung seitlich an der Ventralseite liegt. Distales Ende der ventralen Columella kurz, meist senkrecht auf der Ventralseite stehend. Distales Ende der dorsalen Columella kräftiger. Von hier läuft eine scharfe, zunächst hohe, dann rasch verflachende Kante auf dem gebogenen Abschnitt des Pseudoabdomens nach oben. Zwischen den beiden Columella sind keine Bögen ausgebildet.

Vorkommen: Weit verbreitet im Sakmarian des Vorurals.

Bemerkungen und Beziehungen: Im Artinskian kommt eine ähnliche neue Art vor, bei der aber das Distalende weniger stark umgebogen ist. Diese Art entwickelt sich aus *Parafollicucullus sakmaraensis* n.sp., so daß mit beiden Arten das Sakmarian und Artinskian gut auseinander gehalten werden können.

Bei *Parafollicucullus uforma* (HOLDSWORTH & JONES, 1980) aus dem Asselian und höheren Gzhelian ist der distale Schalenabschnitt auf der Ventralseite rückgebogen. Vielleicht ist diese Form die Vorläuferform von *Parafollicucullus sakmaraensis* n.sp. Auf jeden Fall liefert die Abfolge der häufigen und charakteristischen, leicht zu unterscheidenden Arten *Parafollicucullus uforma* (oberes Gzhelian, Asselian) - *Parafollicucullus sakmaraensis* (Sakmarian) - *Parafollicucullus* n.sp. (Artinskian) eine gute Basis für stratigraphische Untergliederungen im obersten Karbon und Unterperm, zumal die neue Art aus dem Artinskian dann offenbar in *Parafollicucullus fusiformis* HOLDSWORTH & JONES, 1980, übergeht. Diese Entwicklungsreihe könnte die Basis für fein-stratigraphische Untergliederungen im Unterperm bilden, da zwischen den genannten Formen z.T. noch Übergangsformen existieren, die im Artbereich abgrenzbar sind.

*Parafollicucullus ? nazarovi* n.sp.  
(Taf. 2, Fig. 3)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. B.B. NAZAROV, Moskau.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 3, Slgs.-Nr. Ko 1979 I-4.

Locus typicus: Kondurovka, rechtes Ufer des Flusses Sakmara.

Stratum typicum: Sarabilskaja svita, oberes Tastubian (Sakmarian).

Diagnose: Apicalkegel sehr kräftig, mit schwach angedeuteter Segmentierung.

Pseudothorax aufgebläht, mit zwei etwas asymmetrisch ansitzenden, basal sehr breiten, sonst schlanken Stacheln, von denen einer kaum, der andere deutlich nach unten geneigt ist. Pseudoabdomen unsegmentiert, mit runder Öffnung. Beide Columella zart, ohne Querringe.

Vorkommen: Sakmarian des Vorurals.

Bemerkungen und Beziehungen: Die kreisrunde Distalöffnung und der völlig ungebogene distale Abschnitt machen den Eindruck, als wäre die

Form distal nicht voll erhalten. Es liegen aber mehrere Exemplare in der gleichen Erhaltung vor.

*Parafollicucullus sakmaraensis* n.sp. weist auf einer Seite einen wesentlich kräftigeren Stachel auf. Der Apicalkegel ist etwas kleiner und deutlich segmentiert.

Bei *Parafollicucullus scalprata* (HOLDSWORTH & JONES, 1980) ist der Pseudothorax stärker aufgebläht.

#### Familie Spinodeflandrellidae nov.fam.

Diagnose: Schale seitlich etwas abgeflacht, im schlanken apicalen Teil wenig, sonst kräftig segmentiert mit tiefen Einschnürungen zwischen den reifenförmigen Segmenten. Trotz der kräftigen Segmentierung ist kein aufgeblähter und abgesetzter Pseudothorax vorhanden.

Schale im apicalen Teil unperforiert, distal mit einzelnen großen Poren. Von den beiden Columella gehen kräftige Bögen aus, die zunächst in die Schalenwand eingebaut sind, während sie im distalen Teil frei oder nur durch ein grobmaschiges Geflecht verbunden sind. Auf jeder Seite sitzen zwei kräftige Stacheln an.

Zugewiesene Gattungen:

*Spinodeflandrella* n.gen.

Vorkommen: Sakmarian des Vorurals.

Bemerkungen und Beziehungen: Durch das Fehlen eines aufgeblähten Pseudothorax und die kräftigen Bögen zwischen den beiden Columella ähneln die Spinodeflandrellidae nov.fam. den Albaillellidae DEFLANDRE, 1952. Es fehlt aber der verbindende Bogen zwischen den beiden Columella, die Einschnürungen der Segmentierung sind bei den Albaillellidae DEFLANDRE, 1952, niemals so tief (falls bei dieser Familie überhaupt eine Segmentierung der Schale auftritt) und an einer Seite ist niemals mehr als ein Stachel ausgebildet, meist fehlen die Stacheln ganz oder es tritt nur auf einer Seite ein Stachel auf.

#### Gattung *Spinodeflandrella* n.gen.

Typusart: *Spinodeflandrella tetraspinosa* n.gen.n.sp.

Derivatio nominis: Nach dem Pionier der modernen Erforschung der paläozoischen Radiolarien, G. DEFLANDRE.

Diagnose, Vorkommen und Beziehungen: Wie für die Familie.

*Spinodeflandrella tetraspinosa* n.gen.n.sp.

(Taf. 2, Fig. 1)

Derivatio nominis: Nach den vier kräftigen Seitenstacheln.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 1, Slgs.-Nr. Ko 1979 II-2.

Locus typicus: Kandurovka, rechtes Ufer des Flusses Sakmara.

Stratum typicum: Sarabilskaja svita, oberes Tastubian (Sakmarian).

Diagnose: Verhältnismäßig kleine Formen. Schale im schlanken Apicalbereich nicht oder nur wenig, sonst sehr stark segmentiert, wobei die reifenförmigen Segmente von tiefen Einschnürungen getrennt werden. Schale distal mit einzelnen großen Poren. Am Distalrand ist sie in ein sehr großporiges Gewebe aufgelöst. Übrige Schale dick und unperforiert.

Beide Columella sind kräftig ausgebildet. Die verbindenden Bögen sind zunächst als volle Ringe in die Schalenwand eingebaut, während sie distal frei und in der Mitte unterbrochen sind und immer kürzer werden. Die Columella treten auch äußerlich als Rippen auf der Schalenwand hervor. Auf der Dorsal- und Ventralseite zweigen jeweils zwei kräftige, nach unten gebogene Stacheln ab. Ihr Ansatzpunkt liegt auf der Dorsalseite jeweils um 1-2 Segmente höher als auf der Ventralseite. Distal ist meist noch dorsal und ventral oder nur auf einer Seite ein weiterer kleiner Stachel auf der Außenseite der Columella ausgebildet.

Vorkommen: Sakmarien des Vorurals, selten.

#### Familie Holdsworthellidae nov. fam.

Diagnose: Schale deutlich in segmentierten Apicalkegel, aufgeblähten Pseudothorax und z.T. segmentiertes Pseudoabdomen dreigeteilt. Pseudothorax mit zwei kräftigen Stacheln. Distaler Abschnitt der beiden Columella sehr kräftig ausgebildet, außen mit großen Stacheln. An der Innenseite der ventralen Columella sind noch die kurzen Rudimente zweier Bögen ausgebildet. Übrige Bögen vollständig mit der Schale verschmolzen und nicht mehr erkennbar. Im distalen Dorsalabschnitt der Schale sind beiderseits der Columella stets zwei große Poren vorhanden. Der Pseudothorax kann einen Porenring aufweisen.

Zugewiesene Gattung:

*Holdsworthella* n.gen.

Vorkommen: Weit verbreitet im Unterperm des Vorurals.

Bemerkungen und Beziehungen: Die Albaillellidae DEFLANDRE, 1952, zeigen keine Dreiteilung der Schale in Apicalkegel, Pseudothorax und Pseudoabdomen. Außerdem sind die beiden Columella distal stets miteinander verbunden.

Die Follicucullidae ORMISTON & BABCOCK, 1979, weisen ebenfalls eine Dreiteilung der Schale in Apicalkegel, Pseudothorax und Pseudoabdomen auf und die beiden Columella sind distal auch nicht verbunden. Es fehlen jedoch selbst rudimentäre Bögen zwischen den Columella und die Distalenden der beiden Columella sind außen nicht bestachelt. Die beiden charakteristischen dorsal-distalen großen Poren fehlen bei den Follicucullidae ORMISTON & BABCOCK, 1979.

Gattung *Holdsworthella* n.gen.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. B.K. HOLDSWORTH, Keele.

Typusart: *Holdsworthella permica* n.gen.n.sp.

Diagnose, Vorkommen und Beziehungen: Wie für die Familie.

*Holdsworthella permica* n.gen.n.sp.

(Taf. 1, Fig. 2; Taf. 2, Fig. 2; Taf. 3, Fig. 2)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Perm.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 3, Fig. 2, Sigs.-Nr. Ko 1979 II-5.

Locus typicus: Kondurovka, rechtes Ufer des Flusses Sakmara.



Stratum typicum: Sarabilskaja svita, oberes Tastubian (Sakmarian).

Diagnose: Apicalkegel mäßig groß bis groß, mit 5-6 deutlichen Segmenten; seine Spitze ist unsegmentiert. Pseudothorax deutlich aufgebläht, ohne Poren. Ventraler Seitenstachel wenig, dorsaler Seitenstachel stark nach unten geneigt. Beide Stacheln sind recht kräftig. Pseudoabdomen nicht oder nur sehr undeutlich segmentiert, deutlich gebogen. Distalrand bogenförmig geschwungen. Etwas über dem Distalrand liegen beiderseits der dorsalen Columella zwei große Poren.

Beide Columella sind distal sehr kräftig ausgebildet und mit 2-4 langen Außenstacheln versehen. Die dorsale Columella ist als hohe, nach oben rasch verflachende Leiste bis etwas oberhalb der Poren auch an der Schalenaußenseite deutlich sichtbar. Etwas hinter dem Distalende der Schale sind an der ventralen Columella die kurzen Ansätze zweier Bögen ausgebildet.

Vorkommen: Häufig im Sakmarian des Vorurals.

Bemerkungen und Beziehungen: Bei *Holdsworthella perforata* n.sp. ist der Apicalkegel nur schwach segmentiert und der Pseudothorax weist einen Porenring auf.

*Holdsworthella perforata* n.sp.  
(Taf. 3, Fig. 1)

Derivatio nominis: Nach dem Porenring auf dem Pseudothorax.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf.3, Fig. 1, Slgs.-Nr. Ko 1979 II-6.

Locus typicus: Kondurovka, rechtes Ufer des Flusses Sakmara.

Stratum typicum: Sarabilskaja svita, oberes Tastubian (Sakmarian).

Diagnose: Apicalkegel mäßig groß, apical unsegmentiert, distal undeutlich segmentiert. Aufgeblähter Pseudothorax mit einem Ring von runden Poren. Das Pseudoabdomen weist 3-4 flache Segmente auf. Übrige Merkmale wie bei *Holdsworthella permica* n.gen.n.sp.

Vorkommen: Sakmarian des Vorurals.

Bemerkungen und Beziehungen: Der Apicalkegel bei *Holdsworthella permica* n.gen.n.sp. ist kräftig segmentiert, der Pseudothorax weist keine Poren auf und das Pseudoabdomen ist nicht oder nur sehr undeutlich segmentiert.

## Literaturverzeichnis

- DEFLANDRE, G. (1952): *Albaillella* nov.gen., Radiolaire fossile du Carbonifère inférieur, type d'une lignée aberrante éteinte. - C.R. séanc. Acad. Sci., 234, 872-874, 9 Abb., Paris.
- DEFLANDRE, G. (1958): *Lapidopiscum* nov.gen., type nouveau de Radiolaire viséen, famille des Lapidopiscidae fam.nov., de l'ordre des Albaillellidae DEFL. 1953. - C.R. Acad. Sci., 246, 2278-2280, 8 Abb., Paris.
- FOREMAN, H. (1963): Upper Devonian Radiolaria from the Huron Member of the Ohio Shale. - *Micropaleontology*, 9, 267-304, New York.
- HOLDSWORTH, B.K. (1966): A preliminary study of the palaeontology and palaeoenvironment of some Namurian limestone "bullions". - *Mercian geol.*, 1 (4), 315-337, 3 Abb., 2 Taf.
- HOLDSWORTH, B.K. (1969a): Namurian Radiolaria of the genus *Ceratoikiscum* from Staffordshire and Derbyshire, England. - *Micropaleontology*, 15, 2, 221-229, 2 Abb., 1 Taf., New York.
- HOLDSWORTH, B.K. (1969b): The relationship between *Albaillella* DEFLANDRE and the ceratoikiscid Radiolaria. - *Micropaleontology*, 15, 2, 230-236, 1 Abb., 1 Taf., New York.
- HOLDSWORTH, B.K. (1973): The Radiolaria of the Baltalimani Formation, Lower Carboniferous, Istanbul. - In: KAYA, O. (ed.): *Paleozoic of Istanbul*. - Ege Univ. Fen. Fak. Kitaplar S., 40, 117-134, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Izmir.
- HOLDSWORTH, B.K. (1977): Paleozoic Radiolaria: Stratigraphic distribution in Atlantic borderlands. In: SWAIN, F.M. (ed.): *Stratigraphic micropaleontology of Atlantic basin and borderlands*. - 167-184, 2 Taf., Amsterdam
- HOLDSWORTH, B.K. & D.L. JONES (1980): Preliminary radiolarian zonation for Late Devonian through Permian time. - *Geology*, 8, 281-285, 2 Abb.
- MOVŠOVIČ, E.V., KOZUR, T. et al. (1979): Komplexny konodontov nižnej permi Priuralja i problemy korreljacii nižneperskich otloženij. - In: PAPULOV, G.N. & V.N. PUČKOV (eds.): *Konodonty Urala i ich stratigrafičeskoe značenie*. - 94-131, 3 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Sverdlovsk.
- NAZAROV, B.B. & L.E. POPOV (1980): Stratigrafija i fauna kremnistokarbonatnych tošč ordovika Kazachstana. - *Trudy Akad. nauk. SSSR*, 331, 190 S., 60 Abb., 23 Tab., 32 Taf., Moskva.
- ORMISTON, A. & L. BABCOCK (1979): *Follicucullus*, new radiolarian genus from the Guadalupian (Permian) limestone of the Delaware basin. - *J. Paleont.*, 53 (2), 328-334, 2 Abb., 1 Taf., Lawrence.
- ORMISTON, A.R. & H.R. LANE (1976): A unique radiolarian fauna from the Sycamore limestone (Mississippian) and its biostratigraphic significance. - *Palaeontographica*, A 154 (4-6), 158-180, 4 Abb., 6 Taf., Stuttgart.

## Tafelerläuterungen

Bemerkungen: Alle auf den Tafeln 1-3 abgebildeten Formen stammen aus der Sarabilskaja svita der Lokalität Kondurovka am rechten Ufer des Flusses Sakmara.

### TAFEL 1

- Fig. 1, 3: *Parafollicucullus sakmaraensis* n.sp., Fig. 1: Holotypus, Slgs.-Nr. Ko 1979 II-1, V = 260 x, a) Seitenansicht, b) Ansicht auf die Ventralseite, Fig. 3: Exemplar mit abgebrochenem Pseudoabdomen, V = 300 x
- Fig. 2: *Holdsworthella permica* n.gen.n.sp., Dorsalansicht, Slgs.-Nr. Ko 1979 II-3, V = 200 x

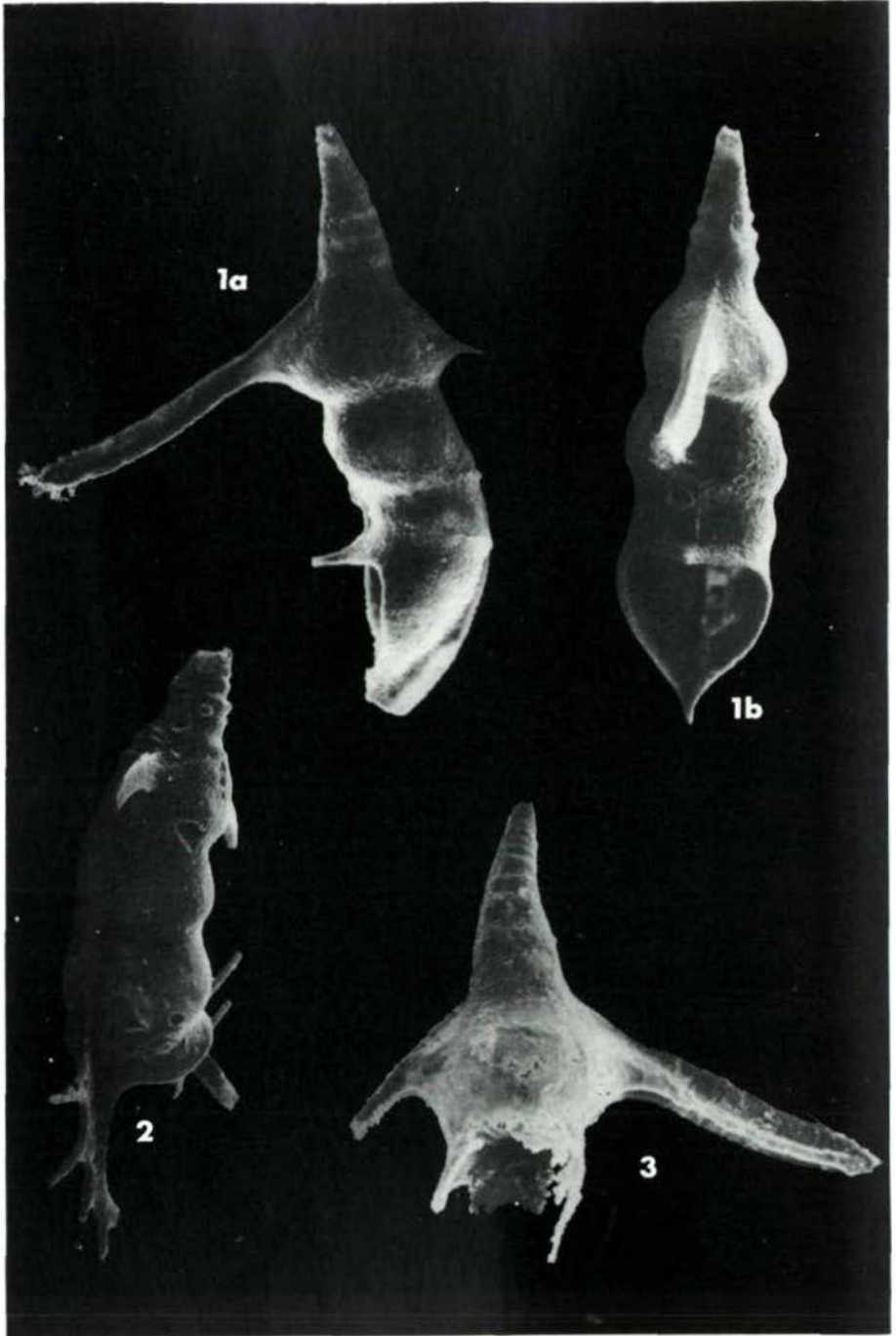
### TAFEL 2

- Fig. 1: *Spinodeflandrella tetraspinosa* n.gen.n.sp., Holotypus, Slgs.-Nr. Ko 1979 II-2, V = 300 x, a) Seitenansicht schräg von oben, b) Seitenansicht
- Fig. 2: *Holdsworthella permica* n.gen.n.sp., Slgs.-Nr. Ko II-3, V = 150 x
- Fig. 3: *Parafollicucullus ? nazarovi* n.sp., Holotypus, Slgs.-Nr. Ko 1979 II-4, V = 300 x

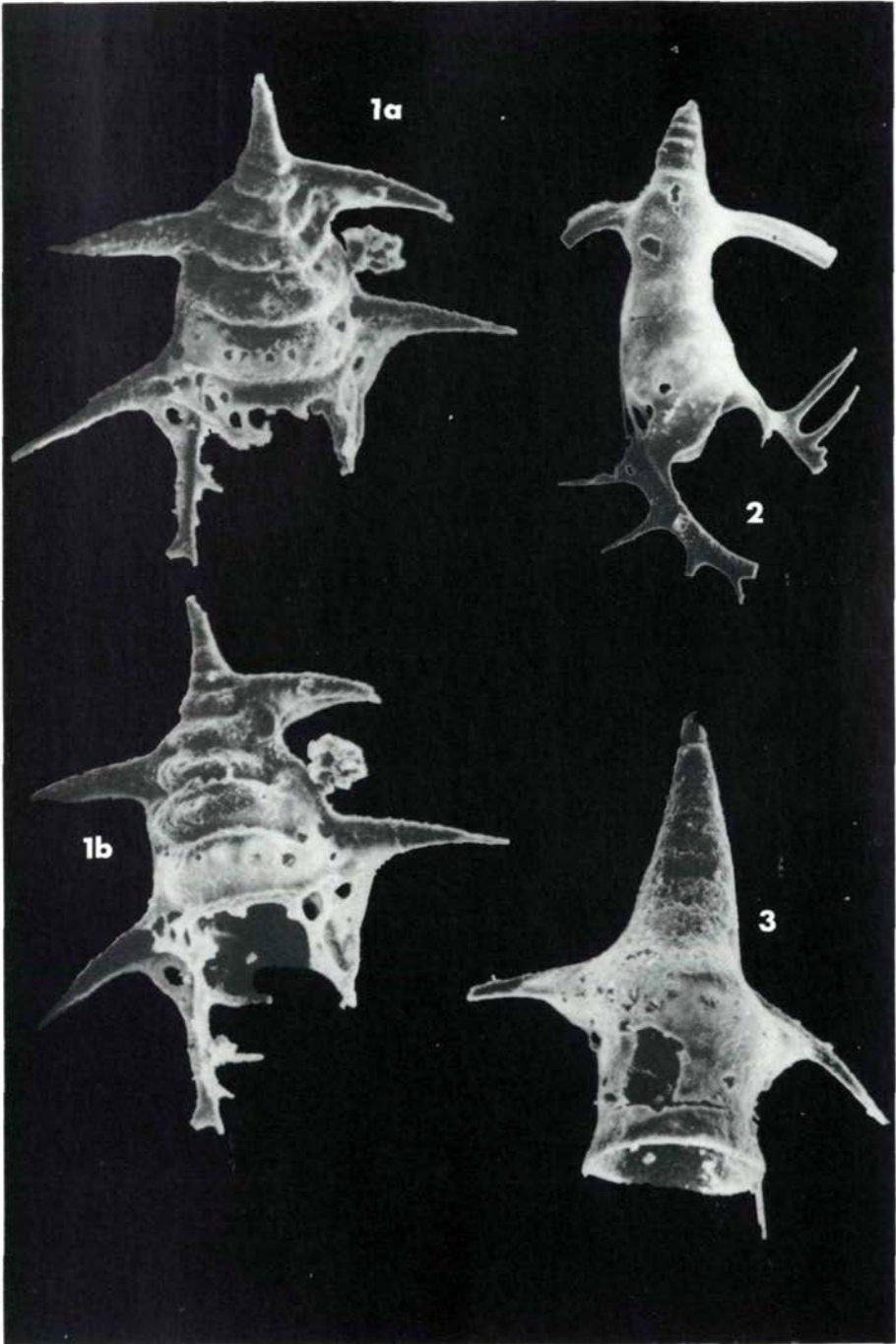
### TAFEL 3

- Fig. 1: *Holdsworthella perforata* n.gen.n.sp., Holotypus, Slgs.-Nr. Ko 1979 II-6, a) Gesamtaufnahme, b) Detail mit dem Porenring des Pseudothorax
- Fig. 2: *Holdsworthella permica* n.gen.n.sp., Holotypus, Slgs.-Nr. Ko 1979 II-5, V = 200 x

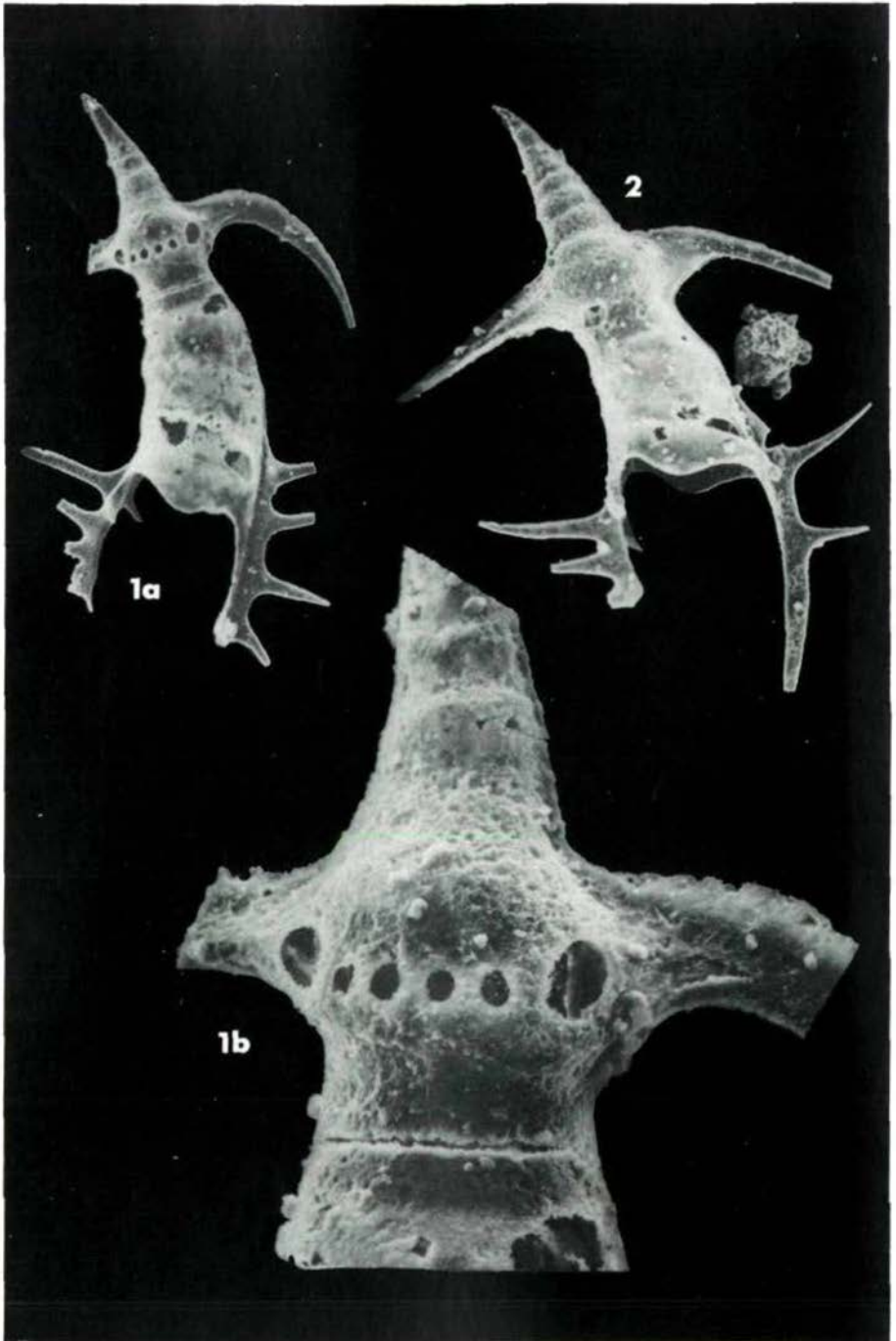
Tafel 1



Tafel 2



Tafel 3



# Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuschertal und Wolfbachtal (Unterpinzgau/Salzburg)

von J. Kleberger, J.J. Sägmüller und G. Tichy\*)

mit 2 Taf., 1 Tab., 3 Abb.

## Zusammenfassung

Aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern (Pennin) werden Neufunde von Fossilien: *Lamellaptychus* cf. *rectecostatus* (PET.), artikulate Crinoiden und Ichnofossilien der Gattung *Sabularia* beschrieben. Mit dem Aptychenfund kann der obere Jura in diesem Abschnitt eindeutig belegt werden.

## Summary

New findings of fossils can be reported from the Mesozoic Schist Cover of the Penninic Hohe Tauern (Salzburg/Austria). *Lamellaptychus* cf. *rectecostatus* (PET.), articulate crinoids, and trace fossils are described. The Upper Jurassic age of this part of the Bünden Schists is proved by the aptychus.

## Resumé

De la couverture sédimentaire penninique de Hohe Tauern (Salzburg/Autriche) des fossiles nouveaux sont les suivants: *Lamellaptychus* cf. *rectecostatus* (PET.), des crinoids articulats et des ichnofossiles du genre *Sabularia*. C'est l'aptychus qui permet la détermination de l'âge des chistes lustrés de cette région en tant que jurassique supérieur.

---

\*) Anschrift der Verfasser: Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg, Akademiestr. 26, A-5020 Salzburg

## 1. Einleitung

Bei geologischen Aufnahmearbeiten im Herbst 1979 im Bereich der Oberen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen dem Fuscher Tal im Westen und dem Wolfbachtal im Osten konnten einige Fossilfunde in karbonatreichen Gesteinen der Bündner-Schiefer-Serie an der Nordabdachung der Hohen Tauern gemacht werden. Diesen Funden kommt eine große geologische Bedeutung zu, da aus der Schieferhülle der Hohen Tauern bis heute nur wenige datierbare Fossilfunde vorliegen.

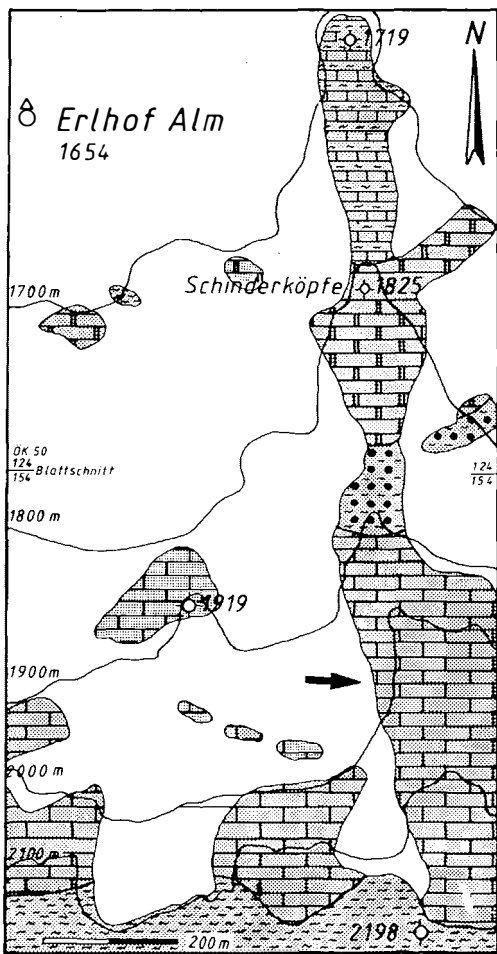
## 2. Geologischer Überblick

Die Schieferhülle der Hohen Tauern, welche die Zentralgneismassen bedeckt, besteht sowohl aus vormesozoischen (z.T. präkambrischen?) als auch aus mesozoischen Gesteinsserien. Zu den vormesozoischen Serien gehören u.a. die altkristallinen Gesteine. Diese sind möglicherweise präkambrischen Ursprungs, zumindest jedoch altpaläozoisch und wurden noch vormesozoisch in Amphibolitfazies metamorph. Auch die Habachserie zählt man zu den vormesozoischen Serien. Sie besteht hauptsächlich aus altpaläozoischen Metasedimenten und Metavulkaniten, die im wesentlichen aber erst alpidisch in Grünschieferfazies metamorph wurden. In diese beiden Serien intrudierten die Zentralgneiskörper. Es folgen die geringmächtigen permotriadischen Gesteine der Wustkogelserie (FRASL, 1958), die vorwiegend im Mittelabschnitt der Hohen Tauern zu finden sind und als transgressive Permoskythbildungen angesehen werden. In der Mittel- und Obertrias wurden die Gesteine der Seidlwinkltrias abgelagert. Sie bestehen hauptsächlich aus Rauhwacken und Dolomiten, die z.T. auch gipsführend sind. Wesentlich mächtiger als die Abfolge der permotriadischen Gesteine im Bereich des Tauernfensters ist die jurassisch-kretazische Bündner-Schiefer-Serie, die vier differenzierte Faziesbereiche (FRASL & FRANK, 1966) erkennen läßt. Diese sind:

- a) die Gesteine der **H o c h s t e g e n f a z i e s**, welche den Zentralgneis mit Quarziten, Arkosen, Phylliten und oberjurassischen metamorphen Kalken direkt überlagern. Darüber folgt die dazugehörige Kaserer Serie, eine turbiditisch-klastische Abfolge;
- b) die Gesteine der **Brennkogelfazies**, die über der Seidlwinkltrias folgen, setzen sich aus dunklen Phylliten, Quarziten, Breccien und einigen geringmächtigen basischen Metavulkaniten zusammen;
- c) die **G l o c k n e r f a z i e s** besteht aus mächtigen Kalkglimmerschiefern und Metabasiten, untergeordnet aus Phylliten, Granatglimmerschiefern, Quarziten und Serpentiniten. Die Gesteine der Glocknerfazies wurden wahrscheinlich auf Ozeanböden sedimentiert;
- d) die **F u s c h e r F a z i e s**, deren Ablagerungsgebiet als das südlichste der erwähnten Faziesbereiche angenommen wird, besteht im wesentlichen aus dunklen Phylliten und Kalkphylliten (aus denen die hier beschriebenen Fossilfunde stammen) und mengenmäßig untergeordnet aus Quarziten (die z.T. als Radiolarite gedeutet werden), aus Breccien und Dolomiten sowie aus Metabasiten.

Im äußersten Nordosten des Tauernfensters befindet sich ein Gesteinszug aus vorwiegend grauen metamorphen Kalken, den sogenannten Klammkalken, deren Zugehörigkeit zur penninischen Schieferhülle umstritten ist.





Legende zur geologischen Kartenskizze

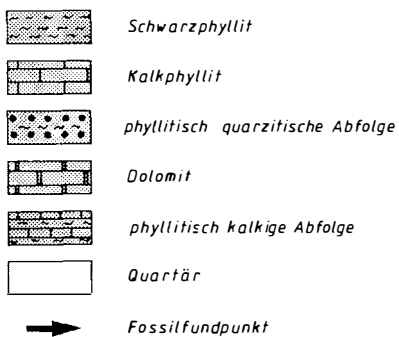
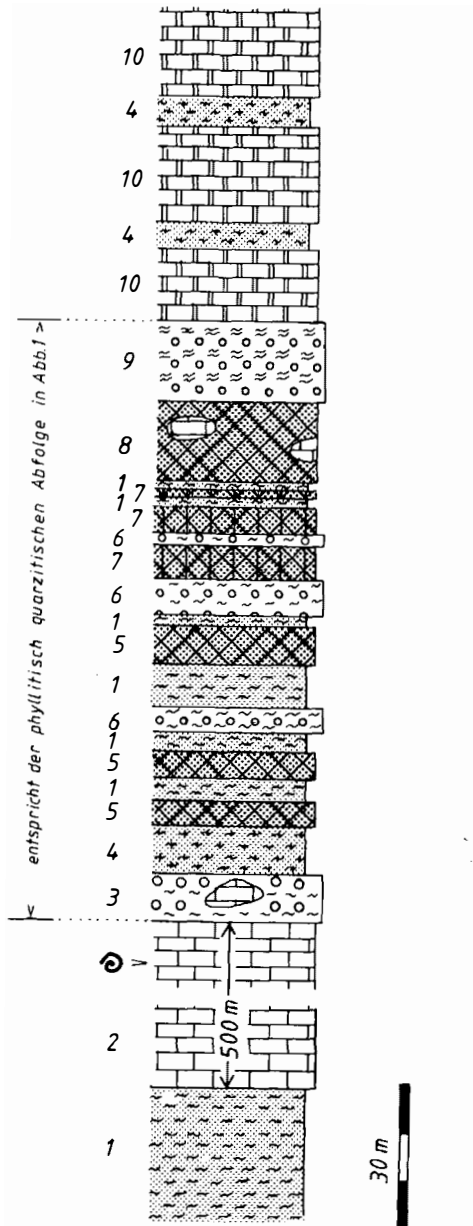


Abb. 1: Geologische Skizze der "Drei-Brüder-Nordflanke" (ÖK 50, Blätter 124 und 154)  
 Vereinfachter Ausschnitt aus der geologischen Karte der Drei-Brüder-Nordflanke, Tauernnordrand zwischen Fuscher- und Wolfbachtal, nach SÄGMÖLLER (1980)



Legende:

1 Schwarzphyllit, 2 Kalkphyllit der Drei Brüder, 3 phyllitischer Quarzit mit Karbonatlinsen, 4 Serizitphyllit, 5 Chloritprasinit, 6 phyllitischer Quarzit, 7 Klinochlorschiefer, 8 Chloritprasinit mit Karbonatlinsen, 9 Muskowitquarzit, 10 Dolomit, ⊖ Fossilfundpunkt

Abb. 2: Schematisiertes geologisches Profil des Breikogel-Nordgrates

### 3. Geologie des Breitkopf-Nordgrates

Im Bereich des Kartenausschnitts (Abb. 1) liegt eine Abfolge aus Schwarzphylliten (= Fuscher oder Rauriser Phylliten), Kalkphylliten, Quarziten, Grüngesteinen und Dolomiten vor, die relativ einheitlich mittelsteil nach Norden einfällt. Nur der bis etwa 500 m mächtige E-W streichende Kalkphyllit-zug, der die höchsten Teile der steilen Nordflanke der Drei Brüder aufbaut, zeigt stellenweise saigere Lagerung und vereinzelt auch überkippt steiles Südfallen. An einigen Stellen treten b-Achsen auf, die flach in westliche Richtung einfallen.

#### Beschreibung des fossilführenden Kalkphyllits

Der bis zu 500 m mächtige Kalkphyllitzug der Drei Brüder verläuft vom Breitkopf nach Westen über den Langwaidkogel bis zum Fuschertal und nach Osten über den Achenkopf und den Baukogel bis in das Rauristal. Das Gestein ist in Abhängigkeit des schwankenden Hellglimmergehaltes mittel- bis dunkelgrau, feinkristallin und dicht. Bei den kalkreichsten, tafeligen Platten, die einige cm dünn sind, und unter dem Hammer mit hellem Klang zerbrechen, wird das Aussehen eines mittelkörnigen Marmors erreicht. An der Südgrenze (wobei es bisher noch nicht möglich ist, zu entscheiden, ob es sich dabei um die Liegend- oder Hangendgrenze des Gesteinszuges handelt) treten vereinzelt konkordant eingelagerte, bis zu 1,5 cm mächtige mittelgraue quarzreiche Bänder auf. Im Kalkphyllitzug findet man häufig Wechsellagerungen mit Schwarzphyllitlagen, die bis zu mehreren Zehnermetern mächtig sein können. Der Kalkphyllit ist gebankt mit Bankmächtigkeiten im cm- bis dm-Bereich. Zwischen den einzelnen Bänken lagern häufig mm-dünne phyllitische Zwischenlagen, in denen sich die Spurenfossilien fanden (Taf. 2, Fig. 4).

Unter dem Mikroskop zeigt sich eine deutliche Pflasterstruktur von Calcit und Quarz mit vorwiegend xenomorphen Kornformen, wobei die Quarze überwiegend undulöses Auslöschchen zeigen. Die häufigste Korngröße liegt im Bereich von  $\varnothing$  0,1 mm. Die aus dem geringen primären Tongehalt gesproßten Hellglimmerblättchen erreichen maximale Kantenlängen bis 0,2 mm und sind nach  $s_1$  eingeregelt. In den quarzreichen Bändern befinden sich häufig mm-dünne reinweiße Calcitlagen. Das Gestein ist deutlich lagenförmig aufgebaut. Calcit- und quarzbetonte Lagen wechseln einander ab. Ihre Übergänge sind kontinuierlich und spiegeln somit primäre Sedimentationsschwankungen wieder.

#### 4. Paläontologie

##### *Lamellaptychus cf. rectecostatus* (PET.)

Taf. 1, Fig. 1

Fundort: Fundpunkt 1, 200 m SE der Kote 1919. Rollstück, Herkunft zwischen Breitkopf und Kote 2112.

Alter: Malm.

Beschreibung: Das vorliegende, nicht ganz vollständig erhaltene Exemplar ist ein relativ flachschaliger Vertreter eines Lamellaptychen, der zum Externrand ausstreichende Rippen aufweist. Dieser Typus ist nach GASIOROWSKI (1959; 1961) für die Aptychenzone VI (oberer Jura) charakteristisch. Von den tithonen Lamellaptychen wie *L. rectecostatus* (PET.), *L. beyrichi* (OPP.), *L. studeri* (OOST.) und *L. submortilleti* TRAUTH kommt der Formenkreis von *L. rectecostatus* (PET.) diesem Fund aus den Bündner Schieferen am nächsten.

Bemerkung: Die neokomen Aptychen unterscheiden sich von den malmischen durch die apikal rückläufigen (oblique retrovers) Rippen und eine etwas stärkere Schalenkrümmung oder deutlichere Flankendepression sowie durch auffällige Kiel- und Wulstbildungen. Nur bei *L. plicatus*, einem jurassischen Aptychen, ist bereits eine oblique retroverse Skulptur ausgeprägt (JAKSCH, 1961, 24). Keines der für die unterkretazischen Vertreter typischen Merkmale kann an dem vorliegenden Fossil beobachtet werden.

Maße: Länge: 15 mm erhalten, ca. 1 mm fehlt, und zwar der Teil zwischen Symphysenregion und Externregion.

Breite: 7 mm

L/B: 2,2

##### Crinoidea gen. et sp. indet.

Taf. 2, Fig. 2, 3

Fundort: Fundpunkt 1, 200 m SE der Kote 1919, Rollstück gleicher Herkunft wie *Lamellaptychus cf. rectecostatus* (PET.)

Beschreibung: Die vorliegenden Exemplare gehören zu der seit der Trias auftretenden Unterklasse der Articulata, die im Jura mit ca. 250 Arten und hier wiederum im Malm ihren Höhepunkt erreichte. Eine genaue Bestimmung der dislozierten, (?) ausgelängten Stielglieder ist nicht mehr möglich, zumal auch die Gelenksflächen nicht mehr zu identifizieren sind. Die Höhe der zylindrischen Stielglieder ist dreimal so hoch wie ihr Durchmesser. Sie sind pyritisiert und kommen in den nur wenige Millimeter dicken, ehemals tonreichen Zwischenlagen in den Kalkphylliten vor.

Maße der Trochiten: Höhe: 1,2 mm

Durchmesser: 0,4 mm

##### Ichnofossilien: *Sabularia* sp.

Taf. 2, Fig. 4

Fundorte: Fundpunkt 1 u. 2, SE (Rollstück) und NW (anstehend) der Kote 1919.

Tabelle 1: Übersicht der bisherigen Fossilfunde im Bereich des Tauernfensters

AUTOR	FOSSILFUND	ALTER
(1) FISCH (1932)	Hinweise auf Korallenreste im Klammkalk. "Die oben erwähnten Unterlagerungen durch Dolomit und Quarzit und die Spuren von Korallenkalk lassen für den Klammkalk jurassisches Alter in Betracht ziehen." (p. 137)	eventuell jurassisches Alter des Klammkalkes
(12) HOTTINGER(1934)	Hinweis auf Korallenreste in Kalkphylliten der Bündner Schiefer. "Auf der Erlhofalm enthält diese Schuppenzone Linsen aus Gneis, Felsköpfe aus gelbleuchtendem Dolomit und Rauhwacke, ferner kristallinen Kalk, in denen Dr. Th. Ohnesorge nach freundlicher mündlicher Mitteilung Korallen gefunden, die leider unbestimmbar waren." (p. 18)	
(3) BRAUMÜLLER (1939)	Beschreibung von crinoidenführenden Breccien und Kalken (mit Abbildungen). Plattige, hellgraue, grobkörnige Crinoidenkalke stehen im Wolfbachtal ca. 2 km südlich der Mündung in die Salzach an beiden Talflanken an. (p. 77 und p. 78)	
(8) KLEBELSBERG (1940)	Beschreibung eines Ammoniten aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Steinbruch Hochsteg, ca. 2 km südwestlich von Mayrhofen) mit einer Abbildung. Gattung: <i>Perisphinctes</i> sp. (p. 582-586)	Oberjura-Alter des Hochstegenkalkes
MUTSCHLECHNER (1956)	Bestätigung des Untermalm-Alters (Oxford) des von v. KLEBELSBERG (1940) beschriebenen Ammoniten <i>Perisphinctes</i> sp. aus dem Hochstegenkalk. (p. 163)	Untermalm-Alter des Hochstegenkalkes



(9) THIELE (1974)	Fund eines Belemnitenfragments (genauer beschrieben in SCHÖNLAUB et al., 1975) im Bereich des Steinbruchs Hochsteg/Zillertal.	
(12) FRISCH (1975)	Beschreibung von Crinoiden im Dolomitmarmor der Kalkwandstange (zwischen Wolfendorn und Amthorspitz südlich des Brennerpasses), der in die Bündner-Schiefer-Serie der Oberen Schieferhülle gehört. Bestimmung: Dr. E. KRISTANTOLLMANN, Gattungen: <i>Encrinurus liliiformis</i> (LAMARCK) und <i>Dadocrinus gracilis</i> (BUCH) sprechen für anisisches Alter. (p. 213 ff, mit 5 Abbildungen)	Anis-Alter des Dolomitmarmors der Kalkwandstange
(10) SCHÖNLAUB, FRISCH & FLAJS (1975)	Beschreibung von Radiolarien, Schwammspiculae und eines Belemnitenfragments aus dem Hochstegenkalk mit Abbildungen. Das Auftreten des Belemniten und eines Lychnisk (Skelettelement der Hyalosponginiae) paßt zur ursprünglichen Alters-einstufung des Hochstegenkalks durch KLEBELSBERG, 1940, an die Wende Jura/Kreide.	Oberjura-Alter des Hochstegenkalks
(2) EXNER (1979)	Beschreibung von Crinoiden im Klammkalk nahe der Gasteiner Klamm bei der "Drei-Wallner-Kapelle" und Crinoidengrus im Hangschutt aus Klammkalk in der Nähe des "Lerlreitbauern". (p. 35 und 36, mit einer	
(5) KLEBERGER, SÄGMÜLLER & TICHY (1981)	Beschreibung von Spurenfossilien, Crinoidenstielgliedern und eines <i>Lamellaptychus</i> ( <i>Lamellaptychus</i> cf. <i>rectecostatus</i> (PET.)), die in kalkreichen Bündner Schiefern südsüdöstlich der Erlhof-Alm (Unterpinzgau/ Salzburg) gefunden wurden.	Malm-Alter der kalkreichen Bündner Schiefer der Drei-Brüder-Nordflanke
Die Nummern ( ) in der Spalte Autor beziehen sich auf den jeweiligen Fundpunkt in Abb. 3.		

**Beschreibung:** Manche der millimeterdünnen Zwischenlagen innerhalb der Kalkphyllite zeigen auf den Schichtflächen zahlreiche Lebensspuren. Es handelt sich hierbei um geradgestreckte oder nur schwach gekrümmte, selten verzweigte zylindrische Ausfüllungen von Grabgängen, welche das Sediment in unregelmäßiger Richtung längs der Schichtfläche durchziehen. Diese zur Ichnogattung *Sabularia* KSIAZIEWICZ, 1977, gestellten Ausfüllungen zeigen, im Gegensatz zur Gattung *Granularia* POMEL, 1849, keine Oberflächenornamentierung. Der Durchmesser der Spuren beträgt kaum einen Millimeter. Somit ist diese Gattung deutlich von der, übrigens schlecht definierten, Ichnogattung *Planolites* NICHOLSON, 1873, unterschieden, welche Durchmesser von über einem Zentimeter erreichen.

**Bemerkung:** Diese Spurenfossilgattung wurde von KSIAZIEWICZ (1977, 68) aus dünnbankigen, bis 25 cm mächtigen, oft horizontal laminierten, feinkörnigen Sandsteinen aus dem karpatischen Flysch Polens (Tithon bis Oligozän) beschrieben.

Aus den mit Bündner Schiefern der Hohen Tauern z.T. altersgleichen, faziell ähnlichen Schistes-lustrés-Ablagerungen der Westalpen sowie des Kaukasus berichten ISLER & PANTIĆ (1980) über die bisherigen Funde von Mega- und Mikrofossilien. Neben fraglichen Korallen wurden Cephalopoden, Bivalven (*Gryphaea* sp.), selten auch Ammoniten und Belemniten, sowie zahlreiche Mikrofossilien bekannt, die eine Datierung der Gesteine zulassen. Dabei spielen vor allem die Sporen und Pollen wie auch die Conodonten eine große Rolle. Auch Dinoflagellaten und Radiolarien wurden gefunden. In der Schieferhülle der Hohen Tauern, besonders in den schwächer metamorphen Randbereichen, sollte ebenfalls eine Chance bestehen, mit Hilfe der Palynologie einige Altersbestimmungen durchführen zu können.

### Danksagung

Einer der Autoren (SÄGMÜLLER) dankt den Professoren FRASL und HÖCK für die Einführung in das bearbeitete Gebiet.

Alle beschriebenen Fossilfundstücke werden am Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg aufbewahrt.



## Literaturverzeichnis

- BIRKENMAJER, K. & S.M. GASIOROWSKI, S.M. (1959): Aptychy tytonskie i neokomskie na wtórnym złożu w senonie pasa skalkowego Polski. (Les Aptychus tithoniques et néocomiens comme dépôts secondaires dans le Sénonien de la Zone Piénine des Klippes de Pologne). - *Annales de la Société Géologique de Pologne*, 28, 345-358, 1 Abb., 1 Taf., Kraków.
- BIRKENMAJER, K. & S.M. GASIOROWSKI (1960): Stratigraphy of the Malm of Niedzica and Branisko Series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians), based on Aptychi. - *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des sci. géol. et géogr.*, 8 (2), 137-143, 2 Abb., 2 Tab., Warszawa.
- BIRKENMAJER, K. & S.M. GASIOROWSKI (1961): Stratigraphy of the Tithonian and Lower Neocomian of the Czorsztyń Series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians), based on Aptychi. - *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des sci. géol. et géogr.*, 9 (2), 121-128, 4 Tab., Warszawa.
- BOROWICKA, H. (1966): Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Dolomitmarmorzuges zwischen Dietersbach- und Mühlbachtal (Oberpinzgau, Salzburg). - *Unveröff. Vorarbeit Geol. Inst. Univ. Wien*, 50 S., 11 Abb., 18 Taf., 1 geol. Karte, Wien.
- BRAUMÜLLER, E. (1939): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 30, 37-150, Wien.
- DIETIKER, H. (1938): Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml. - *Diss. a.d. ETH Zürich*, 131 S., 5 Abb., 1938.
- EXNER, Ch. (1979): Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. - *Jb. Geol. B.-A.*, 122, 1-73, 7 Abb., 3 Taf., Wien.
- FISCH, W. (1932): Zur Geologie der Gasteiner Klamm bei Lend (Österreich). - *Eclog. geol. Helv.*, 25, 131-138, Basel.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle der mittleren Hohen Tauern. - *Jb. Geol. B.-A.*, 101, 323-472, 1 Taf., 4 Abb., Beilagen, Wien.
- FRASL, G. & W. FRANK (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnitts im Oberpinzgau, Land Salzburg. - *Sonderheft 15, Der Aufschluß*, 40-58, Heidelberg.
- FRISCH, W. (1975): Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). - *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1974, 201-221, 5 Abb., Wien.
- GASIOROWSKI, S.M. (1959): Succession of Aptychi Faunas in the Western Tethys during the Bajocian-Barremian Time. - *Bull. de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des sci. chim., géol. et géogr.* 7 (9), 715-722, 4 Abb., 1 Tab., Warszawa.
- GASIOROWSKI, S.M. (1962): Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathian and their stratigraphical value. - *Studia Geologica Polonica*, 10, 134 S., 10 Abb., 6 Tab., 8 Taf., Warszawa.
- HOTTINGER, A. (1934): Zur Geologie des Nordrandes des Tauernfensters in den zentralen Hohen Tauern. - *Eclog. geol. Helv.*, 27, 11-23, Basel.
- ISLER, A. & N. PANTIC (1980): "Schistes-lustres"-Ablagerungen der Tethys. - *Eclog. geol. Helv.*, 73, 799-822, 8 Abb., 2 Taf., Basel.
- JAKSCH, K. (1961): Die fazielle Ausbildung von Jura und Neokom am Nordoststrand des Kaisergebirges. - *Mitt. Naturwiss. Arbeitsgem. am Haus der Natur in Salzburg, geol.-Min. Arbeitsgruppe*, 12, 18-34, 1 Tab., 2 Taf., 1 geol. Karte, Salzburg.

- JAKSCH, K. (1968): Aptychen aus dem Neokom zwischen Kaisergebirge und Saalach. - Verh. Geol. B.-A., Jg. 1968, 105-125, 100 Abb., Wien.
- KLEBELSBERG, R.v. (1940): Ein Ammonit aus dem Hochstegen-Kalk des Zillertales (Tirol). - Z. dtsh. Geol. Ges., 92, 582-586, 1 Abb., Berlin.
- KLEBERGER, J. (in Druck): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen und hangtektonische Beobachtungen im Gebiet des Wolfbachtals auf Blatt 154, Rauris. - Verh. Geol. B.-A., Wien.
- KLEBERGER, J. (in Druck): Bericht 1979 über geologisch-petrographische Aufnahmen im penninischen Anteil des Wolfbachtals/Pinzgau und seiner Umgebung auf Blatt 154, Rauris. - Verh. Geol. B.-A., Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1962): Das Unterostalpin des Penken-Gschöbzwandzuges in Tirol. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, 201-228, Taf. 1-5, Wien.
- KSIAZIEWICZ, M. (1977): Trace Fossils in the Flysch of the Polish Carpathians. - Palaeontologica Polonica, 36, 1-208, 45 Abb., 17 Tab., 29 Taf., Warszawa-Kraków.
- MUTSCHLECHNER, G. (1956): Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen (Zillertal). - Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, 155-165, Wien.
- SÄGMÖLLER, J.J. (1980): Geologie der Drei Brüder - Nordflanke, Salzburg/Pinzgau. - Unveröff. Arbeit am Inst. f. Geowiss. der Universität Salzburg, 36 S., 11 Abb., 5 Beil., Salzburg.
- SCHINDEWOLF, O.H. (1958): Über Aptychen (Ammonoidea). - Palaeontographica, 111 (A), 1-46, 6 Abb., 9 Taf., Stuttgart.
- SCHÖNLAUB, H.; FRISCH, W. & G. FLAJS (1975): Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor (Tauernfenster, Österreich). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1975, 111-128, 19 Abb., -stuttgart.
- THIELE, O. (1951): Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 2, 1-21, Wien.
- THIELE, O. (1970): Zur Stratigraphie und Tektonik der westlichen Hohen Tauern. - Verh. Geol. B.-A., Jg. 1970, 230-244, Wien.
- THIELE, O. (1974): Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. - Jb. Geol. B.-A., 117, 55-74, 2 Abb., Taf. 6-7, Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. - Band 1, 766 S., 200 Abb., 25 Tab., F. Deuticke, Wien.
- TRAUTH, F. (1938): Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. - Palaeontographica, 88, Abt. A, 115-229, Taf. 9-14, Stuttgart.
- TRAUTH, F. (1948): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A., Jg. 1948, 145-218, 3 Tab., Wien.

### Tafelerläuterungen

#### TAFEL 1

- Fig. 1 *Lamellaptychus cf. rectecostatus* (PET.); Fundort Nr. 1, 300 m SE' Kote 1919, Rolfund in 1950 m aus einer phyllitischen Zwischenlage innerhalb der Kalkphyllite vom Grat zwischen Breitkopf und Kote 2112.

#### TAFEL 2

- Fig. 2 Crinoidenstielglieder; Fundort Nr. 1, 300 m SE' Kote 1919, Rolfund in 1950 m aus einer phyllitischen Zwischenlage im Kalkphyllit vom Grat zwischen Breitkopf und Kote 2112.
- Fig. 3 Crinoiden aus dem Anstehenden, 320 m SE' Kote 1919 in einer phyllitischen Zwischenlage im Kalkphyllit.
- Fig. 4 *Sabularia* sp.; Fundort Nr. 1, 300 m SE' Kote 1919, Rolfund in 1950 m aus einer phyllitischen Zwischenlage im Kalkphyllit vom Grat zwischen Breitkopf und Kote 2112.

Tafel I



Tafel II

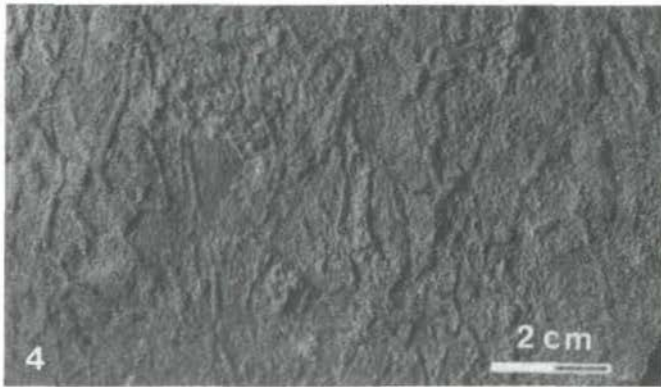
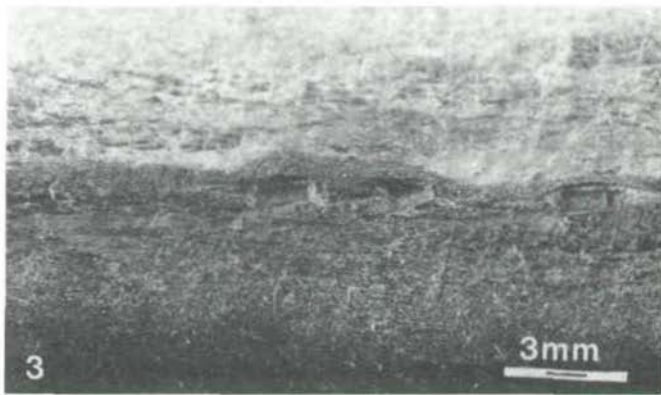
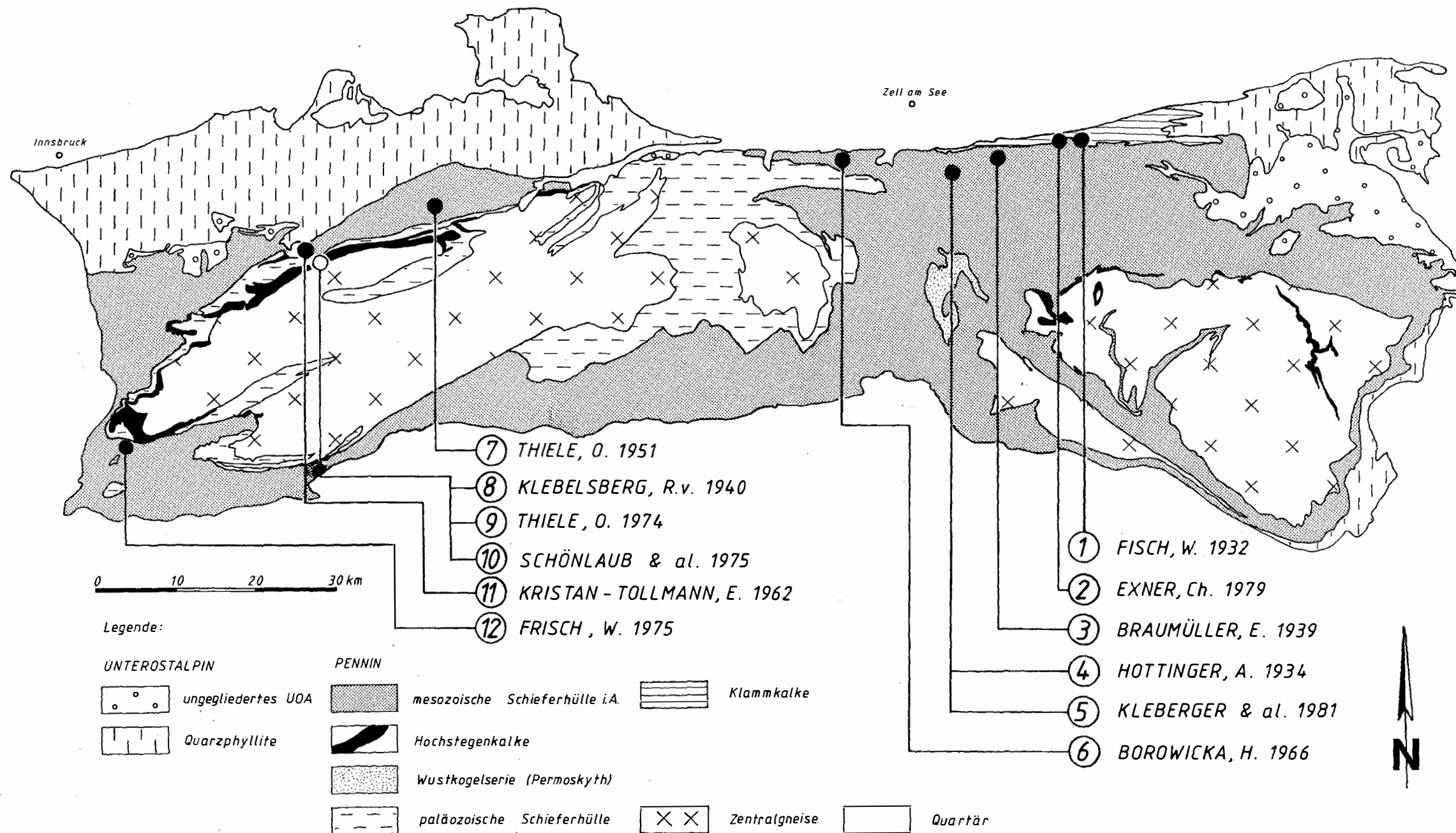


Abb.3 Skizze der bisherigen Fossilfunde in den Hohen Tauern



## Scythian tectonics in the Southern Alps: Recoaro phase

by V. De Zanche & E. Farabegoli\*)

### Abstract

In the Recoaro area we have recognized a Triassic tectono-sedimentary cycle, which also includes terminal terrigenous -continental deposits: Mt. Naro Breccia (Upper Scythian) at the base, and Val Leogra Breccia (Lowermost Anisian?) at the top, both containing clasts of the crystalline metamorphic basement. The Mt. Naro Breccia is covered by the Cenogighe Member of the Werfen Formation and is correlatable with the Campil Mb. and Val Badia Mb. of the Dolomites.

The analysis of the sedimentary sequences of the Southern Alps and Northeastern Po Plain indicates that the cycle is tectonically controlled. By Recoaro phase we intend to term the tectonic impulse that produced the cycle.

### Riassunto

Nell'area di Recoaro è stato riconosciuto un ciclo sedimentario triassico completo dei termini terrigeni-continentali estremi: la Breccia del Monte Naro (Scitico superiore) alla base e la Breccia della Val Leogra (Anisico basale?) al tetto, entrambe contenenti frammenti del basamento cristallino metamorfico. La Breccia del M. Naro è coperta dal Membro di Cenogighe della Formazione di Werfen ed è correlabile con i Membri di Campil e di Val Badia delle Dolomiti.

L'analisi delle successioni sedimentarie delle aree vicine (Dolomiti, Lombardia, Pianura Padana orientale) dimostra che il ciclo si estende su tutto il Sudalpino e nella Pianura Padana orientale, e che il suo controllo è tettonico. Proponiamo il nome di Fase Recoarese per l'attività tettonica che l'ha generato.

---

\*) Adresses of the authors: V. De Zanche, Istituto di Geologia dell'Università, Via Giotto 1, I 35100 Padova; E. Farabegoli, Istituto di Geologia dell'Università, Via Zamboni 63-67, I 40127 Bologna.

## Zusammenfassung

Im Gebiet von Recoaro wurde ein tektonisch-sedimentärer Zyklus festgestellt, der auch terminal terrigen-kontinentale Ablagerungen einschließt: es handelt sich um die Mt.-Naro-Breccie (oberes Skyth) an der Basis und Val-Leogra-Breccie (unterstes Anis?) im obersten Abschnitt. Beide führen Komponenten des kristallinen Untergrunds. Die Mt.-Naro-Breccie wird durch die Cencenighe-Schichten der Werfener Formation überlagert und ist somit mit den Campiller und Val-Badia-Schichten der Dolomiten vergleichbar.

Die Untersuchung der sedimentären Abfolgen der Südalpen und nord-östlichen Poebene weist darauf hin, daß dieser Zyklus tektonisch kontrolliert wird. Der tektonische Impuls, der diesen Zyklus hervorrief, wird von uns als Recoaro-Phase bezeichnet.

Researchers from the Universities of Bologna and Padua, in agreement with the goals of the Italian Working Group "Triassic of the Tethys realm" of the I.G.C.P. (Project no. 4), have recently paid close attention to the units to be found at the Scythian-Anisian boundary in the Southern Alps.

During research carried out in the Recoaro area (Vicentinian Alps, NE Italy, fig. 1), a polymictic breccia, cropping out in the upper part of the Werfen Formation (Scythian) and containing fragments of the crystalline metamorphic basement, was recognized (cfr. DE ZANCHE et al. 1980).

We believe that this breccia could well be an important key to the tectono-sedimentary Scythian evolution in the Southern Alps. Therefore this work aims at: 1- defining the precise stratigraphic position of the breccia in order to correlate it with some of the lithostratigraphic sub-units into which the Werfen Formation in the Southern Alps has long been subdivided; 2- once more interpreting the Scythian sequence of the Southern Alps in terms of sedimentary cycles in order to obtain information about the paleogeographic and paleotectonic setting of the region.

## Introduction

The Scythian sequence in the Southern Alps is composed of terrigenous and carbonate rocks alternating in various proportions from place to place.

Since the last century, for historical reasons this Lower Triassic sequence has been known under different names: 1- Formazione di Werfen (or Werfeniano) in the Venetian Alps (Carta Geologica d'Italia and Carta Geologica delle Tre Venezie 1:100.000; sheets Ampezzo, Bassano, Belluno,

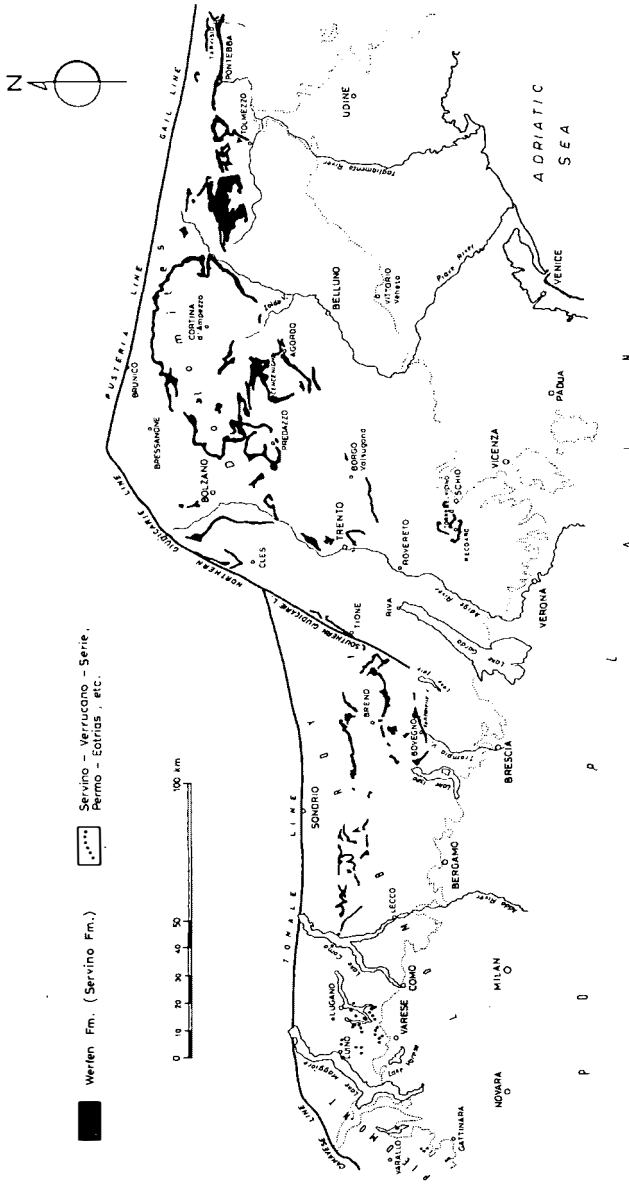


Fig. 1 - Werfen (Servino) Formation, Servino-Verrucano-Serie, Permo-Eotrias, etc. in the Southern Alps (from: Geologische Karte der Schweiz 1:500 000; Geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebiete 1:500 000; Carta Geologica dell'area di Recoaro 1:20 000; BERNOULLI 1964; CASSINIS 1968).



Bolzano, Bressanone, Feltre, Monguelfo, Monte Adamello, Monte Marmolada, Pieve di Cadore, Riva, Schio, Trento); 2- Formazione del Servino in Lombardy (Carta Geologica d'Italia 1:100.000: sheets Bergamo, Breno, Chiavenna, Como, Sondrio, Tirano, Varese); 3- Other names have been used in the Western part of the Southern Alps where the strong terrigenous and continental character of the sequence and the lack of recent studies have made it difficult to separate the Triassic succession from the Permian one. Comprehensive and informal names - e.g.: Servino Verrucano-Serie in the Lugano area (LEHNER, 1952; BERNOULLI, 1964: Geologische Karte der Schweiz 1: 500.000 - 1972); Arenarie ed elementi di porfido (FRANCHI 1904), Permo-Eotrias (BAGGIO, 1965; FRIZ, 1966), Formazione delle arenarie (CARRARO & FIORA, 1974) in Piemont - have been used.

Since the last century the Werfen (or Servino) Formation has been subdivided into three parts. They are, from bottom to top: 1- "Siusi Beds" (Seisser Schichten WISSMANN in MÜNSTER & WISSMANN, 1841): prevailing carbonates alternated with light coloured siltstones; 2- "Gastropod Oolite" (Gastropodenoolith LEPSIUS, 1878); red and brown oolitic and bioclastic calcarenites, rich in small gastropods, alternating with sandstones and siltstones; 3- "Campil Beds" (Campiller Schichten von RICHTHOFEN, 1860): mainly red-violet sandstones, siltstones and oolitic limestones. This division was used until fifteen years ago.

During the last twenty years a profound revision of the Werfen Formation (Servino Formation) has been made. Its lower and upper limits have been carefully defined, while the "Siusi Beds" and the "Campil Beds" have been subdivided into formal members, key-beds, and lithozones; the Gastropod Oolite being undivided. On the whole, the Werfen Formation has been considered as a tabular shaped body with a transgressive attitude: it gradually overlapped (from East to West) a widespread and flat area of Upper Permian age; weak movements are documented by small transgressive-regressive cycles without widespread erosional processes (cfr: POLLINI & CASSINIS, 1963; ASSERETO & CASATI, 1965; CASSINIS, 1968, fig. 4; LEONARDI, 1968, p. 414; ASSERETO et al., 1973, fig. 4).

As the process of stratigraphic revision is still in course, the knowledge of the Lower Triassic deposits is not homogeneous all over the region. This is the reason why a complete and detailed stratigraphic and paleogeographic picture of Lower Triassic in the Southern Alps is still lacking. Therefore we shall describe in detail the best known areas (Dolomites, Eastern Lombardy, Recoaro) whereas we shall only give a schematic description of the others (Western Lombardy, Lugano area, Piedmont, Po Plain).

## The Scythian sequences

### a - Dolomites

The Werfen Formation in this area is certainly the best-known sequence in the Southern Alps. The unit covers the lagoonal limestones of the Bellerophon Formation (Upper Permian) through a locally erosional paraconformity (ASSERETO et al., 1973); its upper boundary is transitional to the tidal-flat carbonates of the Lower Serla Formation (Uppermost Scythian ? - Lower Anisian) (PIA, 1937; BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970;

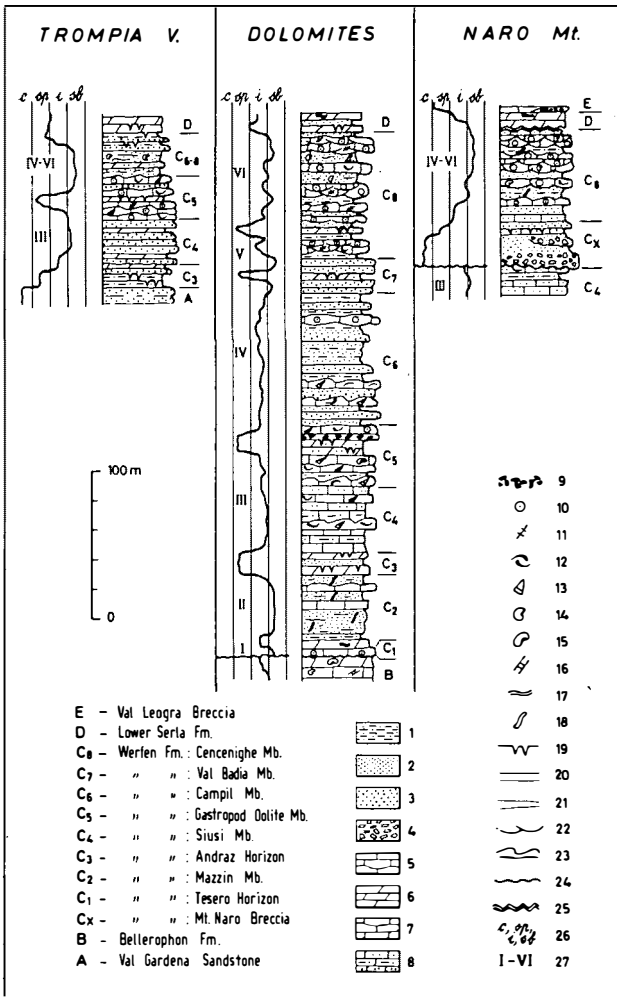


Fig. 2 - Schematic sections of the Werfen (Servino) Formation in the Southern Alps. Lithostratigraphic units: A, ..., E; Lithologies: 1- silty marl and marly siltstone; 2- siltstone and fine-grained sandstone; 3- medium- to very-coarse-grained sandstone; 4- breccia; 5- limestone and dolomitic limestone; 6- aphanitic dolomite; 7- crystalline dolomite; 8- terrigenous-carbonate rocks; 9- intraformational breccia; Components and fossils: 10- oolite; 11- crinoids; 12- pelecypods; 13- gastropods; 14- foraminifers; 15- ostracods; 16- calcareous algae; 17- stromatolites; 18- bioturbation; Other symbols: 19- mud-cracks; 20- even-bedding; 21- low-angle cross-bedding; 22- trough cross-bedding; 23- lenticular bedding; 24- erosional surface; 25- faults; 26- environments: c- continental, sp- supratidal, i- intertidal, sb- subtidal; 27- sedimentary cycles: I - VI.

FARABEGOLI et al., 1977) The Werfen Formation is about 400 m thick and is subdivided into eight formal subunits (members and key-beds) (BOSELLINI, 1968; ROSSI, 1969; FARABEGOLI et al., 1977). The "Dolomites" column in fig. 2, which schematically represents this unit, is a composite section which includes various sections measured in the Agordo area, the Zoldo area and in the central Dolomites (1). For a more detailed stratigraphic and paleoenvironmental description we refer to the authors mentioned above and to BROGLIO LORIGA et al. in GAETANI Ed. (1979).

The Scythian sequence of the Dolomites can be summarized from bottom to top as follows: C<sub>1</sub> - Tesero Horizon: grey oolitic limestones; C<sub>2</sub> - Mazzin Member: grey, often mottled, pelite and micrite; C<sub>3</sub> - Andraz Horizon: yellow and reddish, often vuggy, dolomite and silty dolomite; C<sub>4</sub> - Siusi Member: grey micrite and marly micrite alternating with biocalcarenes bearing gastropods and pelecypods; C<sub>5</sub> - Gastropod Oolite: alternating grey and brown biocalcarenes and biocalcirudites with gastropods and pelecypods and grey arenaceous micrite; a 25 m thick lithozone consisting of yellow and red silty dolomicrospatites is present; C<sub>6</sub> - Campil Member: prevailing red-violet siltstone and sandstone alternated with oolitic and bioclastic calcarenites bearing gastropods; C<sub>7</sub> - Val Badia Member: sandstone, siltstone and grey-green limestone. In the Agordo area, this member contains a meter-thick horizon of yellow and pink vuggy silty dolomicrites; C<sub>8</sub> - Cencenighe Member: alternating grey, red and green siltstones, sandstones, calcarenites and biocalcarenes, in which one or more meter-thick horizons of yellow and red vuggy silty dolomicrites are often included.

On the whole, the depositional environment of the Werfen Formation can be ascribed to a "vast epeiric sea" (ASSERETO et al., 1973), and particularly to a shallow "coastal zone (bay, open lagoon)" (BROGLIO LORIGA et al. in GAETANI Ed., 1979).

In the sequence at least six minor sedimentary cycles (2), comprised between prevailing supratidal carbonates, are recognizable; some of these supratidal deposits have a regional continuity (C<sub>3</sub> and C<sub>5</sub> p.p.). The terrigenous contents, on the contrary, as reflected by the terrigenous/carbonates ratio, follow a simpler general trend. In fact only two main terrigenous events, separated by a carbonate one (C<sub>2</sub>), may be recognized. Even if conclusive data which make it possible to establish clearly the hierarchic relationships between the cycles are missing, the occurrence of two distinct terrigenous lithozones seems to point out the existence of two major sedimentary cycles, including cycles of lower orders. (I-III, IV-VI in fig. 2). The Gastropod Oolite (C<sub>5</sub>), which divides the two major cycles, can be related partly to the first and partly to the second cycle. It is interesting to note the good correspondence between this division and the tripartition favoured by 19th century authors.

- 
- 1) Some stratigraphic sections were measured by E. FARABEGOLI and G. PISA working together, during 1971-1975.
  - 2) We mean "sedimentary cycle" a transgressive-regressive phase, without any reference to the hierarchic order or scale (cfr. MUTTI, 1978). We have made a distinction between the major cycles, which are widespread within the Southern Alps, and the minor ones, which characterize smaller areas (e.g. Dolomites, Lombardy, etc.).

**b - Eastern Lombardy (Giudicarie Valley and Camonica Valley)**

On the average, the Servino Formation in eastern Lombardy is thinner (100-150 m) than the Werfen Formation in the Dolomites; even if it shows a greater lateral variability of lithofacies, it is divisible into three parts according to the 19th century authors.

The Lombardian Servino has been described in detail by CASSINIS (1968) and split into eight lithological sequences (op. cit., fig. 3), referable to some of the subunits of the Werfen Formation (cfr. ASSERETO et al., 1973). The "Trompia V." section in fig. 2 was measured in Fontanelle Valley (see fig. 1) and is to be considered representative of the unit in the region (cfr. CASSINIS op. cit.; ASSERETO et al. op. cit.). Its lower boundary with the Val Gardena Sandstone (Middle-Upper Permian) is sharply defined; the upper one is transitional to the tidal-flat carbonates of the Bovegno "Carniola" (Uppermost Scythian? - Lower Anisian). The lack of the two lowermost members ( $C_1$  and  $C_2$ ) can be explained with the transgressive general trend of the unit from East to West, as pointed out by ASSERETO et al. (op. cit.). On the whole, the sedimentary environment is similar to that of the Werfen Formation in the Dolomites.

The vertical evolution of the environments reflects two sedimentary cycles (III, IV-VI in fig. 2) delimited by supratidal carbonates. Furthermore, there are only two main terrigenous pulses, corresponding with the sub-intertidal parts. This evolution is partly similar to that of the Dolomites; besides the lack of the two lowermost members, it differs from the latter because of: 1 - the scarcity, towards the top, of terrigenous facies in general and red ones in particular. It is therefore impossible to distinguish the Campil Members from the Cencenighe Members; 2 - the much stronger terrigenous character of its lower portion.

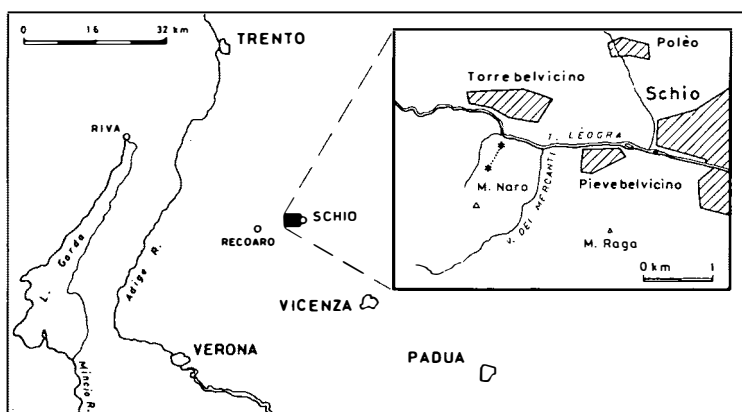


Fig. 3 Location map of the Mt. Naro section

#### c - Western Lombardy - Lugano area - Piedmont

So far, a detailed regional study of the Lower Triassic sequence is missing. According to the authors who have worked recently on this unit (TRUMPY, 1930, 1958, 1960; DE SITTER 1939; DE SITTER & DE SITTER KOOMANS, 1949; BERNOULLI, 1964; ASSERETO & CASATI, 1965; CASSINIS, 1968; GIANOTTI, 1968) there is a variation of the characters of the unit: it gets gradually thinner (100-150 m) and more terrigenous towards the West.

The analysis of some stratigraphical sections located between the Seriana Valley and the Sassina Valley testifies, on one hand, to the increase of the terrigenous character of the unit, particularly in the lower part; on the other hand, it shows a conspicuous increase of thickness (more than 200 m) in Muggiasca Valley. Just West of Muggiasca Valley, the Servino Formation (and likewise the Bovegno "Carniola") is only sporadically mentioned (e.g. FRAUENFELDER, 1916); it is generally replaced by a conglomeratic-arenaceous sequence denominated "Servino-Verrucano-Serie" (LEHNER, 1952; BERNOULLI, 1964; Geol. Karte der Schweiz 1:500.000, 1972), "Permo-Eotrias" (BAGGIO, 1965; FRIZ, 1966), etc. The examination of the classical sequences of Bellano and of "Gaeta", respectively on the left and right hand of Lake Como, points out clearly that they are incomplete due to faults which have suppressed parts of the Permian sequence and all of the Scythian.

Although we have sufficient data to question previous interpretations we are not yet ready to present an integrated picture of the area West of Lake Como.

#### d - Recoaro area

The Scythian sequence of the Recoaro area is certainly one of the less known in the Southern Alps. It has been correlated with the "Werfener Schichten" of the Dolomites by BEYRICH (1875); BITTNER (1879) recognized the "Seisser Schichten" ("Siusi Beds") in its grey, yellow, reddish lower part, followed upwards by an oolitic calcareous horizon (Gastropod Oolite). MOJSISOVICS (1876) held the opinion that in the Vicentinian Alps the "Naticella costata-Schichten" (= Campil Beds) were missing; BITTNER (1883) on the contrary interpreted the upper part of the Werfen Formation, consisting of red sandstones and siltstones, as the side-correspondent of the "Campil Beds" in the Dolomites and in the Giudicarie area.

Recently MOSTLER (1976) affirms that in the Recoaro area the Gastropod Oolite is sometimes associated with intraformational breccias and, furthermore, that the biosparites, oosparites and dolomicrites, typical for the uppermost "Campil Beds" in the Atesin Platform, are lacking; according to the author this absence is due to a Lower Anisian erosional event.

As mentioned above, a detailed analysis of the whole unit is lacking; only recently has its uppermost part been related to the Cencenighe Member in the Dolomites (DE ZANCHE et al. 1980). On the average the sequence is 250 m thick (DE BOER, 1963; BARBIERI et al., 1977, 1980), hence much thinner than the maximum thickness in the Dolomites. Furthermore, the Werfen Formation is even thinner, at places of the Recoaro area.

On the northern slope of Mt. Naro (West of Schio), for instance, it is only 150 m thick; in fact, here the sequence is sharply cut into two parts by an erosional and unconformable surface (see "Naro Mt." column in fig. 2). The lower part is generically referable to the "Siusi Beds" Aucutt.; the base of the upper part consists of a ruditic-arenaceous-pelitic lithozone, 33 m thick. We propose to call it by the local name: Breccia del Monte Naro (Mt. Naro Breccia). By gradual transition, it is overlain by grey, red and green oolitic calcarenites, sandstones and siltstones containing *Meandrospira pusilla* (HO). This sequence, 53 m thick, is referable to the Cencenighe Member. Light-coloured, parallel bedded dolomicrites and dolomicrospatites, devoid of significant fossils, gradually follow upwards: this sequence is referable to the Lower Serla Formation (sensu PISA et al., 1979, cfr. DE ZANCHE et al. 1980).

At the top of the Mt. Naro section (fig. 2) some lenticular beds of breccia, containing clasts of the metamorphic basement, occur (Val Leogra Breccia, DE ZANCHE et al., 1980; DE ZANCHE et al., in press).

The Mt. Naro Breccia is devoid of fossils and is arranged according to a "positive" (fining upwards) megasequence. The rudites are grey-coloured, either very-thick (130-150 cm) or medium-thick bedded. The very thick beds are continuous beyond single outcrops and massive, and show at places reverse graded bedding. The medium-thick beds are either solitary, lenticular, discontinuous, planar-convex with an erosional base, or arranged in cosets of trough cross-beds. In the lower part, the sandstones and the siltstones are grey and have a prevailing planar-parallel bedding and lamination; towards the top, they become yellowish and then reddish, the marly contents increase, the small-scale trough cross-laminations prevail and frequent millimetre-centimetre sized desiccation-cracks occur. Compositionally the clastic succession consists of carbonates (50%), metamorphic rocks (30%) and quartz (20%); therefore such rocks are to be considered immature litharenites (rudites). The nature of the clasts has been recognized as: 1- grey micrites; 2- grey silty-arenaceous micrites; 3- grey microcrystalline dolomites; 4- grey biomicrites with big pelecypods; 5- marly siltstones and sandstones; 6- dark grey biomicrites with gastropods; 7- grey and reddish, fairly sorted, medium- and coarse-grained sandstones, with prevalent quartz; 8- chloritic phyllites; 9- polycrystalline quartz; 10- muscovite. Lithologies 1-5 are to be referred to the "Siusi Beds" Aucutt. of the Werfen Formation (3); lithology 6 dubitatively to the Bellerophon Formation; lithologies 7 and 9-10 p.p. to the Val Gardena Sandstone; lithologies 8 and 9-10 p.p. to the metamorphic crystalline basement.

The clast roundness is low: phyllitic fragments are very angular to angular, quartzitic fragments are angular, carbonate ones are very angular to subangular. The cement is carbonatic; the matrix is pelitic and amounts more than 5%; therefore according to FOLK (1974) such rocks are to be considered texturally immature.

There is a gradual passage towards the overlying Cencenighe Member which may be identified through the decrease of terrigenous contents and the increase of either micrites or marine oolitic biomicrites. The lower boundary of the unit has been placed at the lowermost bed of marine fossiliferous micrites.

The transitions between the Cencenighe Member and the Lower Serla Formation and between the latter and the V. Leogra Breccia are gradual.

The environmental evolution of the Scythian-Anisian sequence described above can be summarized in the following five stages:

- 1 - tidal-flats, lagoons, oolitic bars ("Siusi Beds" + Gastropod Oolite);
- 2 - emergence with strong erosion, followed by a prevailing depositional phase in a torrential environment of braided type, with channels first strongly incised then ephemeral. Lastly an alluvial plain in arid evaporitic conditions (ruditic-arenaceous-pelitic lithozone = Mt. Naro Breccia);
- 3 - gradual transition to open marine conditions occurred through the setting up of a shallow water subenvironment (oolitic bar and inter-bar with a strong terrigenous supply: Cencenighe Member);
- 4 - the decrease of terrigenous supply occurred contemporaneously with the gradual transition to carbonate deposition (Lower Serla Formation) characterized successively by lagoonal (subtidal), intertidal and supratidal conditions.
- 5 - the terrigenous supply recommenced in the Lower Anisian and the crystalline basement was once again eroded in a neighbouring area (V. Leogra Breccia).

On the whole, it is possible to distinguish two sedimentary cycles in the sequence (III, IV-VI in fig. 2); the second one includes its terminal terrigenous-continental deposits, both containing clasts of the crystalline metamorphic basement.

#### e - Northeastern Po Plain

The data from two AGIP oil wells have made it possible to recognize two totally different sequences: a southern one, located SE of Padua, where Scythian deposits are very thick, and a northern one between Vicenza and Schio in which the Scythian terrains are missing due to a Triassic erosional event.

#### Lithostratigraphic correlations

As mentioned above, the lower portion of the Mt. Naro Scythian sequence is referable to the "Siusi Beds" Auctt. p.p.; in this section the typical facies of the Gastropod Oolite have not been recognized, but it occurs in many other localities of the Recoaro area.

The overlying Mt. Naro Breccia, covered by the Cencenighe Member, contains clasts of the underlying Permian and Scythian sequence and, probably, fragments of the Gastropod Oolite. Therefore the Mt. Naro Breccia is correlatable with the Campil Member and the Val Badia Member in the Dolomites. This correlation is also confirmed by the presence of clasts belonging to the Gastropod Oolite or to the Siusi Member in the sandstones of the base of the V. Badia Member (fig. 6) cropping out in the Cencenighe section (Western Dolomites). As a strongly terrigenous interval, generically referable to the "Campil Beds" Auctt. p.p., is recognizable also in Lombardy we think that the proposed correlation can be extended at least to the whole Southern Alps.

Moreover, according to the AGIP data, such a correlation seems to be valid for a part of the Northeastern Po Plain.

## Paleogeographic and paleotectonic interpretation

As appears from the above mentioned data, the upper portion of the Werfen Formation in the Southern Alps corresponds with the lower part of a sedimentary cycle. Generally it lies between the Gastropod Oolite and the lowermost part of the "Gracilis Formation". In the Recoaro area this cycle includes its extreme terrigenous -continental terms: Mt. Naro Breccia (Upper Scythian) at the base and Val Leogra Breccia (Lower Anisian) at the top (cfr. DE ZANCHE et al., 1980). The composition of the Mt. Naro Breccia suggests that the whole underlying sedimentary sequence and parts of the crystalline basement were eroded. As sections, in which the crystalline basement is directly overlain by the upper part of the Werfen Formation, are so far unknown in the Southern Alps, it is necessary to admit a source of the clasts from the South, that is from the Po Plain area. As a matter of fact two different stratigraphical sections occur in the Northeastern Po Plain, South of Recoaro (AGIP unpublished data): a southern one in which the Scythian sequence is thick and continuous and a northern one where the Werfen Formation is missing by erosion. The latter must belong to the source area of the clasts of both the above mentioned breccias.

As a partial confirmation of this interpretation, we should like to mention that DE ZANCHE et al. (in press), on the basis of the high metamorphic/carbonate clast ratio recognized in the Val Leogra Breccia, suggested that in such an area large parts of the sedimentary cover were missing already during Lower Anisian time. This lack seems to have been caused by the above mentioned Upper Scythian erosional event; the prevalent terrigenous character and the great thickness of the Upper Scythian terrains recognized in the southern AGIP well strengthens such an interpretation.

The thickness of the eroded sedimentary cover is 300 m at least; therefore, the Upper Scythian uplift of the area is of about the same size. Furthermore, the peritidal facies of the "basinal" area suggest that the rate of sedimentation was equal to and compensated for the rate of subsidence.

The presence of a small emerged area with strong erosion (Recoaro area p.p., Northeastern Po Plain p.p.) which appeared during the Upper Scythian (Spathian), surrounded by a wide peritidal area (Southern Alps p.p., Northeastern Po Plain p.p.) permits us to exclude a eustatic character for the uppermost cycle and suggests on the contrary a local tectonic origin.

Even if true seaways never formed (as happened, on the contrary, during Anisian and above all during Ladinian (cfr. BECHSTADT et al., 1978), free connections with areas of open sea were possible at least at intervals; this is documented by the presence of ammonites in the "Campil Beds" Auctt. of the Dolomites (cfr. LEONARDI, 1968).

Even if it is impossible to define exactly the geometry of the substratum of the emerged area (or areas), the character of the sedimentary cycle as well as the depth of the erosion and the extension of the emerged area point out to a strong similarity between the Upper Scythian cycle and the Anisian cycles of the Dolomites (PIA, 1937; BOSELLINI, 1968; BECHSTADT & BRANDNER, 1970; FARABEGOLI et al., 1977; ASSERETO et al., 1977; PISA et al., 1979; DE ZANCHE et al., in press).



As the increase of the terrigenous supply during Upper Scythian does not occur only in the Southern Alps, but seems to be a supraregional event (cfr. for instance TOLLMANN, 1976 for the Austroalpine), we propose to emphasize this tectonic phase giving it the name of Recoaro phase.

Also the Lower Scythian cycle (see p.294 ), showing an evolutive trend similar to that of the upper one, could be related to an older tectonic event; the lack of data has not yet permitted to locate the emerged area (or areas).

### Acknowledgements

The authors are very grateful to Prof. A. BOSELLINI (Ferrara) and to Prof. F. RICCI LUCCHI (Bologna) who revised the manuscript.

Thanks are due to AGIP who kindly set at our disposal some data and thin sections of two oil wells.

This work was sponsored by the Centro di Studio per i Problemi dell'Orogeno delle Alpi Orientali - C.N.R. - Padova, and by the Ministero P. I., Contributo Ricerca Scientifica M: 02292813.

## Bibliography

- ASSERETO, R.; BOSELLINI, A.; FANTINI SESTINI, N. & W.C. SWEET (1973): The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy) - In: LOGAN, A. & L.V.HILLS, (Ed.): The Permian and Triassic Systems and their Mutual Boundary. - Can. Soc. Petr. Geol., 2, 176-199, Calgary.
- ASSERETO, R.; BRUSCA, C.; GAETANI, M. & F. JADOUL (1977): Le mineralizzazioni Pb-Zn nel Triassico delle Dolomiti. Quadro geologico e interpretazione genetica. - L'Industria Mineraria, 28, 367-402, Roma.
- ASSERETO, R. & P. CASATI, (1965): Revisione della Stratigrafica permotriassica della Val Camonica meridionale (Lombardia). - Riv.Ital.Pal. Strat., 71, 999-1097, Milano.
- BAGGIO, P. (1965): Geologia della zona del Canavese nel settore occidentale Levone-Cuorneg (Prealpi Piemontesi). - Mem.Acc.Patavina SS.LL. AA., 77, 41-72, Padova.
- BARBIERI, G.; DE ZANCHE, V.; DI LALLO, E.; MIETTO, P. & R. SEDEA, (1977): Middle Triassic emersion phases in the Recoaro area (Vicentinian Alps, NE Italy). - N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 523-531, Stuttgart.
- BARBIERI, G.; DE VECCHI, Gp.; DE ZANCHE, V.; DI LALLO, E.; FRIZZO, P.; MIETTO, P. & R. SEDEA, (1980): Note illustrative della Carta geologica dell'area di Recoaro. - Mem.Sc.Geol., 34, 23-52, Padova.
- BECHSTADT, T. & R. BRANDNER, (1970): Das Anis zwischen S. Vigil und Höhlensteintal (Prager und Olinger Dolomiten, Südtirol). - Festb.Geol. Inst. 300-J.-Feier Univ. Innsbruck, 9-113, Innsbruck.
- BECHSTADT, T.; BRANDNER, R.; MOSTLER, H. & K. SCHMIDT, (1978): Middle Triassic Block Faulting in the Eastern und Southern Alps.- Alps Appennines Hellenides, 98-103, Stuttgart.
- BERNOULLI, D. (1964). Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). - Beitr.Geol.Karte Schweiz, N.F., 118, 134 pp., Bern.
- BEYRICH, E. (1875): Über die Parallelisierung der Muschelkalk-Ablagerungen von Ampezzo und Recoaro. - Zeit.deutsch.geol.Gesell., 27, 470, Berlin.
- BITTNER, A. (1879): Trias von Recoaro. - Verh.k.k.geol.R.-A., 3, 71-78, Wien.
- BITTNER, A. (1883): Bericht über die geologischen Aufnahmen im Triasgebiete von Recoaro. - Jb.k.k.geol.R.-A., 33, 563-635, Wien.
- BOSELLINI, A. (1968): Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centrosettentrionali. - Atti Acc.Naz.Lincei, 9, 1-32, Roma.
- CARRARO, F. & L. FIORA, (1974): Studio petrografico e stratigrafico delle tuffiti mediotriassiche dei lembi di Crevacuore e di Sostegno (Biellese orientale). - Riv.Ital.Paleont.Strat., 80, 167-192, Milano.
- CASSINIS, G. (1968): Studio stratigrafico del "Servino" di Passo Valdi (Trias inferiore dell'alta Val Caffaro). - Atti Ist.Geol.Univ. Pavia, 19, 15-39, Pavia.
- DE BOER, J. (1963): The geology of the Vicentinian Alps (NE-Italy). - Geol. Ultraiect., 11, 1-178, Utrecht.
- DE SITTER, L.U. (1939): Les porphyres Luganois et leurs enveloppes. - Leid.Geol.Med., 2, 1-61, Leiden.
- DE SITTER, L.U. & C.M. DE SITTER KOOMANS, (1948): The geology of the Bergamasc Alps, Lombqrdia, Italy. - Leid.Geol.Med., 14, 1-257, Leiden.
- DE ZANCHE, V.; FARABEGOLI, E.; MIETTO, P. & R. SEDEA, (1980): Le unità litostratigrafiche al limite Scitico-Anisico nel Recoarese (Prealpi Vicentine). - Mem.Sc.Geol., 34, 195-204, Padova.

- DE ZANCHE, V.; FARABEGOLI, E.; MIETTO, P. & R. SEDEA, (in press): A report of a "Lower Anisian" breccia in the Recoaro area (Vicentian Alps, NE Italy). - Mem.Acc.Patavina SS.LL.AA., Padova.
- FARABEGOLI, E.; PISA, G. & E. OTT, (1977): Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). - Boll.Soc.Geol.It., 95, 659-703, Roma.
- FOLK, R.L. (1974): Petrology of sedimentary rocks. - Hemphill Publishing Co., 182 pp., Austin.
- FRANCHI, S. (1904): Nuovi affioramenti di Trias e di Lias in Valsesia e nel Biellese. - Boll.R.Comit.Geol.It., 35, 4-21, Roma.
- FRAUENFELDER, A. (1916): Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. - Ecl.Geol.Helv., 14, 247-371, Basel.
- FRIZ, C. (1966): Il significato della serie geologica a nord-ovest di Gattinara per il problema cronologico granito-porfidi. - Mem.Acc.Patavina SS.LL.AA., 78, 171-193, Padova.
- GAETANI, M. (Ed.) (1979) with contributions of BOSELLINI, A.; BROGLIO LORIGA, C.; CASATI, P.; CASTELLARIN, A.; DE ZANCHE, V.; FARABEGOLI, E.; FERRI, R.; FOIS, E.; GAETANI, M.; JADOUL, F.; MASETTI, D.; MIETTO, P.; NERI, C.; NICORA, A.; PREMOLI SILVA, I.; SCHLAGER, W.; SEDEA, R.; TINTORI, A.; VIEL, G. & J. WENDT: Riccardo Assereto and Giulio Pisa Field Symposium on Triassic Stratigraphy in Southern Alps. - Field-Guide book, Milano.
- GIANOTTI, R. (1968): Considerazioni sul margine settentrionale del Gruppo delle Grigne (Lombardia centrale). - Atti Ist.Geol.Univ.Pavia, 18, 82-101, Pavia.
- LEHNER, P. (1952): Zur Geologie des Gebietes des Denti della Vecchia, des M. Bogfia, des M. Bré und des M. Salvatore bei Lugano. - Ecl. Geol.Helv., 45, 85-159, Basel.
- LEONARDI, P. (1968): Le Dolomiti, Geologia dei monti tra Isarco e Piave. - 1019 pp., Rovereto.
- LEPSIUS, R. (1878): Das Westliche Südtirol, geologisch dargestellt. - 375 pp., Berlin.
- MARINELLI, M.; VIEL, G. & E. FARABEGOLI (in press): Il Permo-Trias delle Alpi Meridionali: evoluzione tardo-ercinica di un bacino marginale di retroarco. - L'Industria Mineraria, Roma.
- MOJSISOVICS, E.M. (1876): Die Triasbildungen bei Recoaro im Vincentinischen. - Verhandl.k.k.geol.Reichsanst., 10, 238-241, Wien.
- MOSTLER, H. (1976): Die stratigraphische Stellung der Gipsvorkommen in der Trias von Recoaro (Vincentin, Italien). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 5/6, 1-20, Innsbruck.
- MÜNSTER, G.G. & H.L. WISSMANN, (1841): Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Tyrols. - In: MÜNSTER, G.G.: Beiträge zur Petrefactenkunde 4, 4-9, Bayreuth.
- MUTTI, E. (1978): Analisi di facies, In: RICCI LUCCHI, F.: Sedimentologia. - III, 22-39, Bologna.
- PIA, J. (1937): Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. - 248 pp., Wien.
- PISA, G.; FARABEGOLI, E. & E. OTT, (1979): Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). - Mem.Soc.Geol.It., 18, 63-92, Roma.
- POLLINI, A. & G. CASSINIS, (1963): Evolution structurale et sédimentaire du bassin triasique de la Lombardie. - B.R.G.M., 15, 428-437, Paris.
- RICHTHOFEN, J. von (1860): Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alpen in Südtirol. - 327 pp., Gotha.

- ROSSI, D. (1969): Formazione di Werfen. In: Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 11 "M. Marmolada". - Serv.Geol.d'Italia, 27-29, Roma.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - 580 pp., Franz Deuticke, Wien.
- TRUMPY, E. (1930): Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei). - Ecl.Geol.Helv., 23, 379-487, Basel.
- TRUMPY, E. (1958): Remarks of the preorogenic history of the Alps. - Geol.en.Mijnb., N.S., 20, 340-352, s'Gravenhage.
- TRUMPY, E. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. - Bull.Geol.Soc.America, 71, 843, New York.

#### Tafelerläuterung

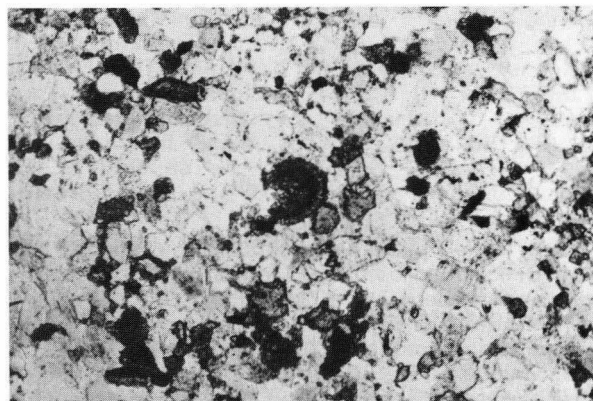
- Fig. 4 - Mt. Naro Breccia: prevailing metamorphic clasts. (x 5)
- Fig. 5 - Mt. Naro Breccia: prevailing sedimentary clasts and subordinate metamorphic fragments. (x 5)
- Fig. 6 - Polymictic medium-grained sandstone consisting of prevailing quartz grains and subordinately of lithic carbonate clasts. Fragments of oolites similar to those of the underlying Gastropod Oolite and Siusi Member may be recognized. (x 20) Werfen Formation, lowermost part of the Val Badia Member (Cencenighe section, Dolomites).



**Fig. 4**



**Fig. 5**



**Fig. 6**

Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	Bd. 10, 11,	S. 305-353	Innsbruck, Juni 1981
--------------------------------	-------------	------------	----------------------

Zur Metamorphose der Grauwackenzone in Salzburg/Österreich -  
Ein Exkursionsführer<sup>1)</sup>

Field-Guide on Metamorphism of the Graywacke Zone in Salzburg/  
Austria

Guide d'Excursion sur le thème "Métamorphose de la Zone Grauwack"  
dans la région de Salzburg/Autriche

Guida dell'Escursione dal tema "Metamorfismo della Zone delle  
Grovacche" di Salisburgo/Austria

von

D. BECHTOLD, J. KLEBERGER & J.-M. SCHRAMM<sup>2)</sup>

Mit 28 Abbildungen und 6 Tabellen

Zusammenfassung

Dieser Exkursionsführer bietet 10 ausgewählte Haltepunkte zum Thema "Metamorphose der Grauwackenzone in Salzburg" samt einem knapp gefaßten geologischen Rahmen (Abb. 1 - 3).

Bekanntlich wurden die paläozoischen Gesteine der Grauwackenzone (Oberostalpin) im Zuge der variszischen und alpidischen Ereignisse wenigstens drei jeweils sehr schwachen bis schwachen Metamorphosen unterworfen. Deren Spuren können an Mineralneubildungen (wie z.B. Prehnit, Pumpellyit, Pyrophyllit, mixed-layer Paragonit/Muscovit, Paragonit, Margarit, Chloritoid, Biotit, Stilpnomelan und Ca-Amphibol) einerseits (Abb. 4) und anhand der Illit-Kristallinität andererseits studiert werden. (Abb. 5).

Summary

This field-guide "Metamorphism of the Graywacke Zone in Salzburg/Austria" presents 10 selected stops with a concise geological setting (fig. 1 - 3). As well known the paleozoic rocks of the Graywacke Zone (Upper Austro-alpine Unit) were affected by, at least three, metamorphic events of very low up to low grade intensity during the variscan and alpine orogenesis. Nevertheless most of the metamorphic effects can be attributed to an alpine event.

1) Publ. Nr. 6 des Forschungsschwerpunktes S-15 des "Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich" (Projekt S-15/08).

\*) Anschrift der Verfasser:

2) Institut für Geowissenschaften, Universität Salzburg, Akademiestr. 26, A-5020 Salzburg.

Very low grade metamorphism is indicated by prehnite, pumpellyite, pyrophyllite and mixed-layer paragonite/muscovite. Paragonite, margarite, chloritoid, biotite, stilpnomelane and Ca-amphibole occur with increasing metamorphism to the south (fig. 4).

Values of illite-crystallinity are corresponding with these results (fig. 5). All captions (outline and stops) are given in English too.

#### Resumé

Ce Guide d'excursion offre 10 points d'arrêt sur le thème "Metamorphose de la Zone Grauwack" dans la région de Salzbourg ainsi qu'une courte introduction géologique.

Comme nous le savons, les pierres paléozoïques de la Zone Grauwack (Autriche-alpine Supérieure) soumises pendant les événements varisziens et alpidiques ou moins à trois différentes très molles jusqu'à molles métamorphoses.

On peut étudier leurs traces, d'une part sur de nouvelles formations minéralogiques (comme par exemple prehnite, pumpellyite, pyrophyllite, mixed-layer paragonite/muscovite, paragonite, margarite, chloritoïde, biotite, stilpnomélane et Ca-amphibole) et d'autre part sur la cristallinité d'illite. (fig. 4 et 5).

Tous les textes des illustrations sont traduits en Français.

#### Riassunto

Questa guida offre dieci posti scelti in relazione al tema "Metamorfismo della Zona delle Grovacche di Salisburgo, Austria" con una breve informazione sulla situazione geologica (fig. 1 - 3).

È noto che le rocce paleozoiche della Zona delle Grovacche (Austroalpino Superiore) sono state soggette nel corso degli avvenimenti di orogenesi ercinica e alpina almeno a tre metamorfismi da molto deboli a deboli (very low grade up to low grade). Le loro tracce possono essere analizzate da una parte in base a nuove formazioni minerali (come a.e. prehnite, pumpellyite, pirofillite, mixed-layer paragonite/mica potassica, paragonite, margarite, cloritoide, biotite, stilpnomelane e anfibolo ricco di Ca) e dall'altra in base alla cristallinità della illite (fig. 4 - 5).

I testi di tutte le illustrazioni sono tradotti in italiano.

## Einleitung

Die im Rahmen des Teilprojekts S-15/08 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich von einer Salzburger Arbeitsgruppe in der hiesigen Grauwackenzone durchgeführten Metamorphosestudien haben zu einer Reihe von neuen Erkenntnissen über das Metamorphosegeschehen geführt, worüber etliche Veröffentlichungen vorliegen (teilweise zitiert bei J.-M. SCHRAMM 1980b).

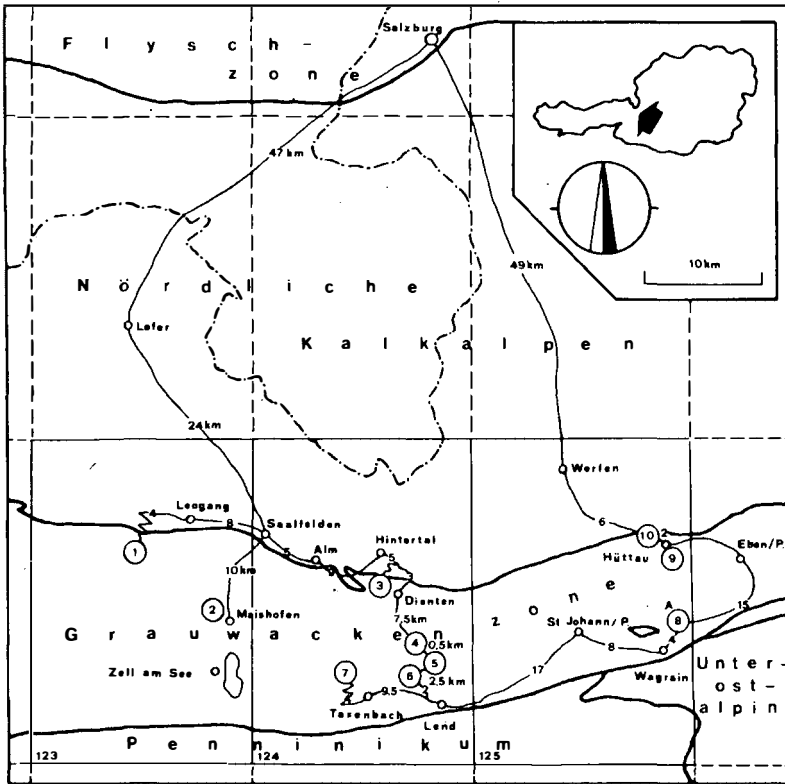


Abb. 1. Tektonische Übersicht und vorgeschlagene Exkursionsroute.  
 Tectonic sketchmap and proposed excursion-route.  
 L'aperçu tectonique et la route d'excursion proposée.  
 Carta sinottica tettonica e proposto percorso d'escursione.

Durch diese orientierenden Untersuchungen konnten zahlreiche Geländepunkte erfaßt werden, an welchen Metamorphosespuren aufgrund charakteristischer Mineralneubildungen bzw. spezieller Kristallgitterdaten evident sind.



Verschiedene dieser Punkte wurden bereits anlässlich von Fachexkursionen präsentiert (intern vervielfältigte Exkursionsführer), jedoch nie veröffentlicht. Die im folgenden dargestellte Auswahl von 10 Haltepunkten zum Thema "Metamorphose der Grauwackenzone in Salzburg" kann - bei beliebiger Wahl der Ausgangs- und Endpunkte sowie Route der Exkursion - einen repräsentativen Querschnitt vermitteln. Ein Teil der Haltepunkte (und zwar 1, 3, 5, 6 und 7) ist ident mit den anlässlich der ÖMG/DMG-Tagung 1981 (Exkursion E 1) (V. HÖCK et al., 1981) besuchten Punkten 1/1 bis 1/5, allerdings hat die redaktionelle Konzeption jenes Exkursionsführers die Verfasser bewogen, über die Salzburger Grauwackenzone folgende ausführlichere und regional erweiterte Fassung zu veröffentlichen.

### Geologisch-tektonischer Überblick

Die durchschnittlich 5 bis 10 km breite Grauwackenzone folgt auf etwa 350 km dem allgemeinen WSW-ENE-Streichen der Ostalpen und erreicht dabei maximale Nord-Süd-Breitenentwicklungen (um 25 km) in den Bereichen Eisenerz-Leoben und Kitzbühel-Mittersill. Sie beinhaltet jene paläozoischen Gesteinsserien des Oberostalpins, die von ihrem primären Untergrund (ostalpinisches Altkristallin) abgeschert wurden, als im Zuge des alpidischen Geschehens Teile des Penninikums samt anliegenden Bereichen unter ostalpine Einheiten nach Süden subduziert wurden. Durch diese Relativbewegung gelangte die - bereits variszisch überprägte - Grauwackenzone über die ursprünglich weiter im Norden gelegenen Teilbereiche des Ostalpins (Mittel- und Unterostalpin), sowie über das Penninikum an ihre heutige Position nördlich der genannten tektonisch tieferen Einheiten.

Dementsprechend begrenzen heute Gesteine des Penninikums, Unter- und Mittelostalpins die Grauwackenzone im Süden, während nach Norden permomesozoische Gesteine der Nördlichen Kalkalpen anschließen. Im Süden liegt die Grauwackenzone also den Zentralalpen mit tektonischem Kontakt auf. So trennt im Salzburger Bereich eine annähernd E-W-verlaufende Störung - die Salzach-Längstalstörung - die Grauwackenzone vom südlich anschließenden Penninikum (Klammkalk und Schieferhülle) sowie vom Unterostalpin der Radstädter Tauern (H.MOSTLER, 1964). An jener Störung eingeklemmtes klastisches Miozän (bei Wagrain) weist auf die geologisch junge Wirksamkeit hin (W.HEISSEL, 1951). Möglicherweise dauern geringe Vertikal-Verstellungen entlang dieser Längstalstörung noch rezent an. Auf Grund orientierender Untersuchungen an Grüngesteinen und Metapeliten beiderseits des Salzach-Längstales (Penninikum und Grauwackenzone zwischen Bruck und Lend) konnten J.KLEBERGER & J.-M.SCHRAMM (1980) feststellen, daß an beiden Seiten kein nennenswerter Unterschied in der jeweiligen Metamorphoseintensität nachzuweisen ist.

Auch im Norden liegt über weite Strecken eine tektonische Begrenzung (intensive Verschuppung) vor, obwohl Grauwackenzone und Nördliche Kalkalpen ursprünglich durch Transgressionsbildungen stratigraphisch verbunden waren. Die Transgression setzte zu unterschiedlichen Zeiten (Oberkarbon bis Unterperm) über einem spät-bis postvariszisch angelegten Relief der Grauwackenzone ein. Ein ausnahmsweise ungestörter Transgressionsverband zwischen Devonkalken und permischen Prebichlschichten konnte bisher lediglich am Polster (bei Eisenerz/Steiermark) gefunden werden. Im Salzburger Bereich sind Gesteine der Grauwackenzone und der anschließenden Nördlichen Kalkalpen intensiv verschuppt, wobei die Breite der Schuppenzone bis zu 5 km Nord-Süd-Erstreckung betragen kann (Werfen-St.Martin). Eine der Schuppen - die sogenannte Mandling-Trias - reicht bis zum Unterostalpin der Radstädter Tauern und unterbricht somit die Grauwackenzone

in ihrer Ost-West-Erstreckung (siehe Abb. 1 und 2).

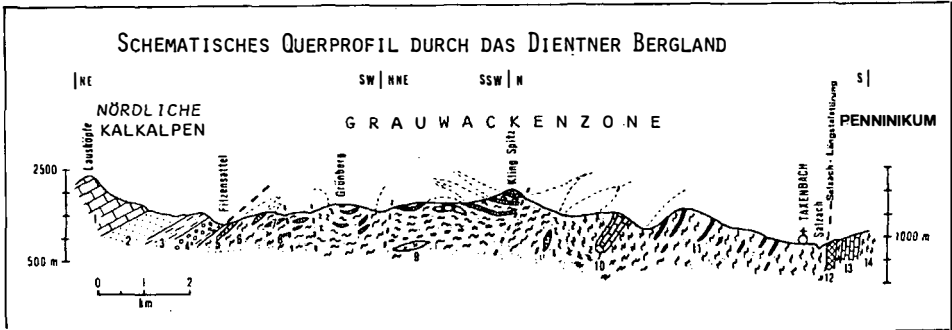


Abb. 2 Schematisches Querprofil durch das Dientner Bergland.  
Schematic cross section through the Dienten mountains.  
Le Profil transversal schématique sur les montagnes de Dienten.  
Profilo trasversale schematico attraverso il paese montuoso di Dienten.

1 = Karbonatische Trias, 2 = Werfener Schichten, 3 = Grüne Serie  
2 = Hochfilzener Schichten und Violette Serie; 5 = grauer Dolomit und Magnesit, 6 = Wildschönauer Schiefer, 7 = bunte Karbonatgesteine und Kieselschiefer, 8 = Dientner Schiefer, 9 = Quarzkeratophyr und saure Metatuffe, 10 = Schwarzer Kalk, 11 = Metabasite, -tuffe und -tuffite, 12 = Mylonit (Salzach-Längstalstörung); 13 = Klammkalk, 14 = Bündner Schiefer. Nach K.F.BAUER et al. (1969), J.-M.SCHRAMM & G.TICHY (1980).

Innerhalb der Grauwackenzone liegt ein einfacher Deckenbau vor, im ostwärtigen Abschnitt können 2 Decken unterschieden werden: Die tektonisch liegende Veitscher Decke ist aus jungpaläozoischen Gesteinen aufgebaut, die tektonisch hangende Norische Decke besteht aus überwiegend altpaläozoischen Gesteinen. Dem gegenüber lassen sich im Westabschnitt der Grauwackenzone (Tirol) 4 Decken unterscheiden (H.MOSTLER, 1973). Ein einfacher Deckenbau dürfte auch im Salzburger Abschnitt vorliegen, entsprechende Studien werden derzeit durchgeführt.

Verglichen mit den Nachbargebieten ist der Salzburger Bereich der Grauwackenzone durch eine eintönigere Lithologie gekennzeichnet, welche nach den bisherigen Erkenntnissen lediglich altpaläozoische Formationen umfaßt. Jedoch werden auf Grund von Serienvergleichen mit Abfolgen in Sunk sowie in der Veitsch (Steiermark) hier am Südrand ostwärts Lend auch jungpaläozoische Gesteine vermutet, haben sich allerdings bisher mangels Fossilien nicht entsprechend bestätigen lassen. Deshalb findet diese Vermutung im stratigraphischen Schema vorerst keine Berücksichtigung (siehe Abb. 3).

Das Liegende der Grauwackenzone ist nirgends unmittelbar aufgeschlossen, jedoch dürften mesozonal metamorphe Kristallinkomponenten (Albitgneis,

Granat-Hornblendegneis, Granatamphibolit), welche in grobklastischen Lagen an der Basis der tieferen Wildschönauer Schiefer gefunden wurden, der ehemaligen stratigraphischen Unterlage (ostalpinen Altkristallin) entstammen. In die vorwiegend feinklastisch ausgebildeten tieferen Wildschönauer Schiefer (Phyllite, Subgrauwacken) sind basische Magmatite (Diabase, Spilite) sowie Tuffe und Tuffite (Grünphyllite) syngenetisch eingeschaltet. Pillow-Strukturen (Bereich Maishofen) weisen auf submarine Effusionen. Nach E.COLINS, H.HOSCHEK & H.MOSTLER (1980) dürfte ein tholeiitisches basaltisches Ausgangsmagma mit einer Förderposition im Bereich eines ozeanischen Rückens bzw. Übergänge zu ozeanischen Inselbereichen vorliegen. Diese Folge wurde an der Wende Ordoviz/Silur gehoben (takonische Phase). Im Zuge der Hebung kam es zur Förderung eines sauren Vulkanismus (teils subaerisch, Ignimbrite).

Absenkung und bruchtektonische Zerlegung der starren Porphyrrplatte bedingte eine neuerliche Transgression (Transgressionskonglomerate mit Diabas-, Subgrauwacken- und Quarzporphyrrgeröllen) mit einer Ausbildung von Becken und Schwellen; die Korrelierung der einzelnen Faziestypen war erst mit Hilfe von Conodonten möglich (H.MOSTLER, 1970). Im Flachwasser- und Schwellenbereich gelangten verschiedene Karbonatgesteine zur Ausfällung, im Becken ging die Ablagerung bituminöser Pelite weiter (höhere Wildschönauer Schiefer, Dientener Schiefer) (H.MOSTLER, 1968). Ab Wenlock (mittl. Silur) treten als typische Gesteine der Grauwackenzone Kieselschiefer und Lydite auf. Die kieselige Karbonatentwicklung setzt im Obersilur (Ludlow/Pridoli) aus und es folgen im Devon hellere (oft rötliche) Kalke und Dolomite (Sauburger Flaserkalk). Der Sauburger "Kalk" ist häufig metasomatisch vererzt (Magnesit, Ankerit-Siderit). Im Oberdevon setzt wiederum eine stärkere Faziesdifferenzierung ein. Oberdevon und Karbon dürften im Salzbürger Bereich der Grauwackenzone in den Kalkphylliten, Bändermarmoren und Magnesiten (Bänder- und Pinolitmagnesite), welche am Südrand zwischen Lend und Wagrain auftreten, vertreten sein.

Die Gesteine der Grauwackenzone wurden variszisch und alpidisch regionalmetamorph überprägt. Die Spuren des alpidischen Metamorphosegeschehens sind bis in die tieferen Niveaus der Nördlichen Kalkalpen hinein verfolgbar (J.-M.SCHRAMM, 1977; 1980a; 1980b). Auf Grund der ähnlichen Intensitäten lassen sich in der Grauwackenzone variszische und alpidische Metamorphose Spuren nicht in allen Fällen eindeutig auseinanderhalten.

In den klastischen Metasedimenten wurden bisher folgende neugebildete Minerale nachgewiesen: Pyrophyllit, mixed-layer Paragonit/Muskovit, Paragonit und Chloritoid; in karbonatischen Partien (Einschaltungen in Phylliten) am Südrand überdies Margarit; sowie in vulkanogen beeinflussten Metasedimenten (ebenfalls nur im Süden) Stilpnomelan und Biotit. In den Metabasiten treten als metamorphe Neubildungen Biotit, Stilpnomelan und Ca-reicher Amphibol, sowie (am Nordrand) Prehnit und Pumpellyit auf, in den sauren Vulkaniten Chloritoid (siehe Abb. 4).

Stratigraphisches Schema (nicht maßstäblich) der Grauwackenzone und der Basis der Nördlichen Kalkalpen zwischen Zell am See und Werfen (Salzburg).  
 Nach K.F.ZAUER et al. (1969), G.CABL (1964), H. MOSTLER (1968, 1972),  
 H.P.SCHÖNLAUB (1979) und J.-M.SCHRAMM (1973). Nach J.-M.SCHRAMM & G.TICHY (1980).

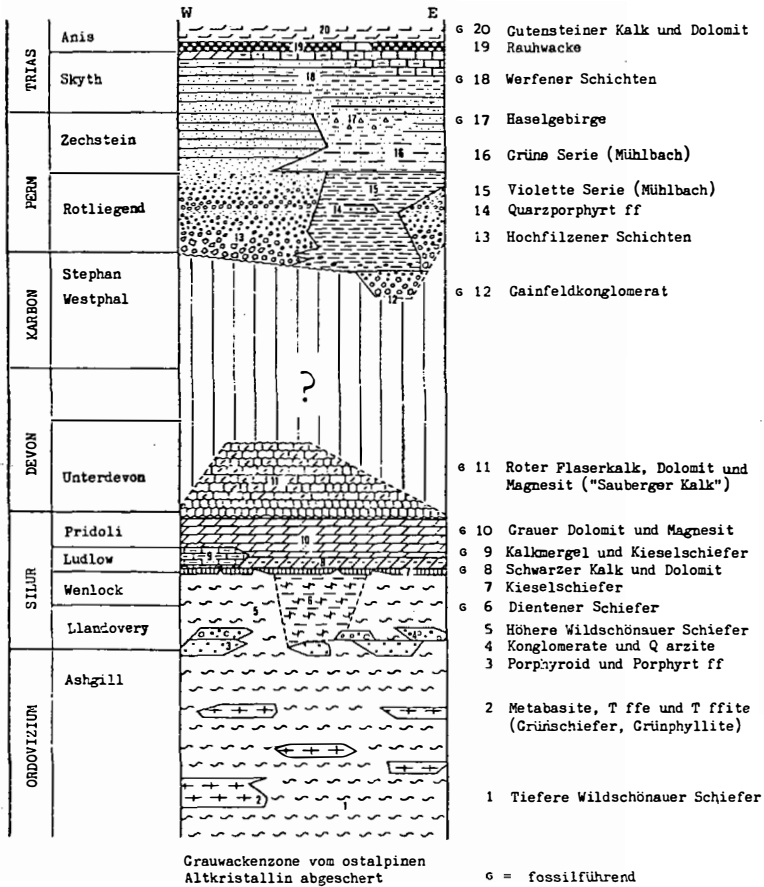


Abb. 3 Stratigraphisches Schema der Grauwackenzone und der Basis der Nördlichen Kalkalpen zwischen Zell am See und Werfen (nicht maßstäblich).  
 Stratigraphical scheme of the Graywacke Zone and the base of the Northern Calcareous Alps between Zell am See and Werfen (not according to any scale).  
 Le schema stratigraphique de la Zone Grauwacke et la base des Alpes Calcaires entre Zell am See et Werfen (sans échelle).  
 Schema stratigrafico della Zona delle Grovacche e della base delle Alpi Calcaree Settentrionali (non conforme alla scala).



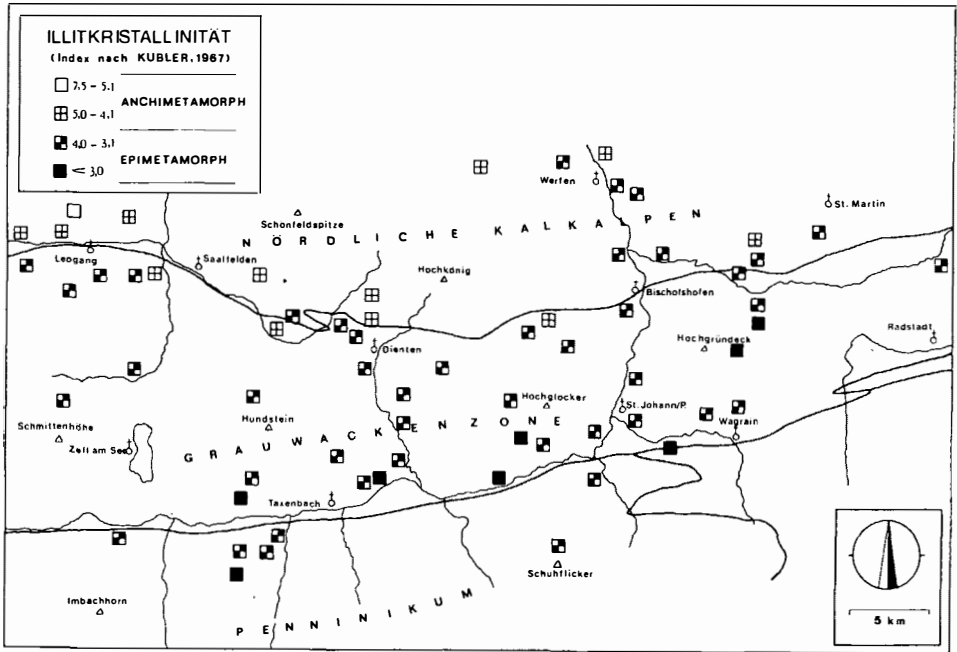


Abb. 5 Werte der Illit-Kristallinität (Index nach B.KUBLER, 1967) in penninischen und oberostalpinen Metasedimenten zwischen Zell am See und Radstadt.

Illite-cristallinity (Index according to B.KUBLER, 1967) in meta-sediments of the Penninic domain and Upper Austroalpine units between Zell am See and Radstadt.

Les valeurs de la cristallinitée d'Illite (l'index de B.KUBLER, 1967) dans le sédiments métamorphique dans le Pennin et l'Autriche-alpine Supérieur entre Zell am See et Radstadt.

Cristallinità della illite (index secondo B.KUBLER, 1967) nelle rocce sedimentarie metamorfiche dell'unità penninica degli Alti Tauri e delle unità austroalpino superiori tra Zell am See e Radstadt.

Während mit Prehnit und Pumpellyit signifikante Minerale der sehr schwachen Metamorphose (H.G.F.WINKLER, 1979) vorliegen, weisen die übrigen Phasen auf Bedingungen hin, welche durchwegs der schwachen Metamorphose entsprechen. In Einklang zu diesen Befunden stehen Werte der Illit-Kristallinität (Index nach B.KUBLER, 1967), die von Norden nach Süden eine zunehmend bessere Kristallinität zeigen. Im Grenzbereich Nördliche Kalkalpen/Grauwackenzone liegen Werte größer bzw. um 4.0 (Epizone) vor, sinken in der Grauwackenzone generell unter 4.0 (Epizone) und reichen an deren Süd-

rand sogar unter 3.0. Diese angegebenen Mittelwerte beruhen auf etwa 1000 Messungen (siehe Abb. 5). Der überwiegende Teil der metamorphen Neubildungen ist postkinematisch bezüglich der Hauptdeformation sowohl im Bereich der Grauwackenzone als auch der Nördlichen Kalkalpen und kann somit einem alpidischen Ereignis zugeschrieben werden. Nach J.-M.SCHRAMM (1980b) dürfte das Hauptereignis frühalpidisch sein, während in einzelnen Bereichen - wie z.B. entlang der Salzach-Längstalstörung (J.KLEBERGER & J.-M.SCHRAMM, 1980) oder ostwärts Bischofshofen noch jungalpidische Umwandlung zur Diskussion steht. K/Ar-Daten, welche an den Fraktionen kleiner 2µm permoskythischer Metasedimente zwischen Saalfelden und Bischofshofen gemessen wurden (M.KRALIK, M.THONI & W.FRANK, 1981), weisen meist auf Mischalter hin, jedoch zeigen Alter um 110 Millionen Jahre eine starke Verjüngung (Aggradation) der Kalihellglimmer an, welche der frühalpidischen Metamorphose, aber sogar auch einem jüngeren thermischen Ereignis entsprechen kann.

### Übersichts- bzw. Einführungsliteratur (Auswahl)

Mit + versehene Seitenangaben (Übersichtsarbeiten) beziehen sich auf die Salzburger Grauwackenzone.

- BAUER, K.F., LOACKER, H. & H.MOSTLER, 1969: Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. -Veröff.Univ.Innsbruck, 13, Alpenkundl.Studien VI, 30 S., 5 Abb., 2 Tab., 1 Kt., Innsbruck.
- BÜGEL, H. & K.SCHMIDT, 1976: Kleine Geologie der Ostalpen. - 231 S., 101 Abb., 8 Taf., Thun (Ott-Verl.). + S. 108-117.
- COLINS, E., HOSCHEK, G. & H.MOSTLER, 1980: Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. -Mitt.Österr.Geol. Ges., 71/72, Jg. 1978/1979, 343-378, 17 Abb., 4 Tab., Wien.
- DEL-NEGRO, W., 1970: Salzburg. - Verh.Geol.B.-A., Bundesländerserie, Heft Salzburg, 2. Aufl., 101 S., 2 Tafelbeil., Wien (Geol.B.-A.). + S.30-33, 79-81 (lit.).
- DEL-NEGRO, W., 1977: Abriß der Geologie von Österreich. - Bundesländerserie, 138 S., 30 Abb., 4 Taf., Wien (Geol.B.-A.). + S.58-63, 120-121 (lit.).
- GABL, G., 1964: Geologische Untersuchungen in der westlichen Fortsetzung der Mitterberger Kupfererzlagerstätte. - Arch.f.Lagerstättenforschung i.d.Ostalpen, 2, 2-31, 4 Abb., 1 Kt., 1 Taf., Leoben.
- GWINNER, M., 1978: Geologie der Alpen. Stratigraphie, Paläogeographie, Tektonik. - 2. Aufl., 480 S., 394 Abb., Stuttgart (Schweizerbart). + S.32, 233-236.
- HEISSEL, W., 1951: Grauwackenzone der Salzburger Alpen. -Verh.Geol. B.-A., Sonderh.A, Jg. 1950/51, 71-76, 1 Abb., (Taf. 12, Nr. 4),Wien.
- HEISSEL, W., 1968: Zur Großtektonik der westlichen Grauwackenzone und deren Vererzung, mit besonderem Bezug auf Mitterberg. -Z.Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, 21, 227-231, 4 Abb., Stuttgart.
- HÖCK, V., KOLLER, F., MEIXNER, H., SEEMANN, R., SCHRAMM, J.-M. & H.P. STEYRER, 1981: Petrographie und Mineralogie der Grauwackenzone und der Nordabdachung der Hohen Tauern im Land Salzburg. - Fortschr.Min., Beih., im Druck.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E.Ch., MOSTLER, H. & J.-M.SCHRAMM, 1980: Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) - A Synopsis. - Mitt.Österr.Geol.Ges., 71/72, Jg. 1978/1979, 335-341, 1 Abb., Wien.

- JANOSCHEK, W.R. & A. MATURA, 1980: Outline of the Geology of Austria.-  
Abh.Geol.B.-A., 34, 7-98, 20 Fig., 14 Tab., 1 Kt., Wien.  
+ S.61-62.
- KIRCHNER, E., SCHRAMM, J.-M., TICHY, G. & W. VETTERS, 1978:  
Geological Excursion to Austria. - 192 S., mit Abb., Salzburg  
(Inst.f.Geologie und Paläontologie).  
+ S.117-141.
- KLEBERGER, J. & J.-M. SCHRAMM, 1980: Ein Metamorphosehiatus an der  
Salzach-Längstalstörung? (Vorbericht).Anz.math.-naturw.Kl.Öst.Akad.  
Wiss., 117, Jg. 1980, Nr. 5, 69-74, Wien.
- KRALIK, M., THÖNI, M. & W. FRANK, 1981: Metamorphoseuntersuchungen  
in den feinklastischen und karbonatischen Sedimenten der Nördlichen  
Kalkalpen im Salzburger Bereich. - Jahresber.1980,Hochschulschwer-  
punkt S 15,2, im Druck.
- MEIXNER, H., 1964: Zur Landesmineralogie von Salzburg 1878-1962.  
Mit Nachtrag 1964. - 23 S., Imst (Egger Verl.).
- MOSTLER, H., 1964: Einige Bemerkungen zur Salzach-Längstalstörung und  
der sie begleitenden Gesteine (Im Bereich Wagrain bis Lend, Salzburg).-  
Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 14, Jg. 1963, 185-196, 1 Taf., Wien.
- MOSTLER, H., 1968: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwacken-  
zone (Tirol und Salzburg). - Mitt.Ges.Geol.Bergbaust., 18, Jg. 1967,  
89-150, 41 Abb., Wien.
- MOSTLER, H., 1970a: Der Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone  
(Tirol und Salzburg). - Nachr.Deutsch.Geol.Ges., H.2, 52-54, Hannover.
- MOSTLER, H., 1970b: Struktureller Wandel und Ursachen der Fazies-  
differenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grau-  
wackenzone (Österreich). - Festb.Geol.Inst., 300-Jahr-Feier Univ.  
Innsbruck, 507-522, 5 Abb., Innsbruck.
- MOSTLER, H., 1973: Alter und Genese ostalpinen Spatmagnesite unter be-  
sonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt  
der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). - Veröff.Univ.  
Innsbruck, 86, Festschrift Heißel, 237-226, 1 Abb., Innsbruck.
- ÖBERHAUSER, R. (Red.), 1980: Der geologische Aufbau Österreichs. -  
699 S., 164 Abb., 1 Farbkt., Wien/New York (Springer Verl.).  
+ S.3-20, 90-107, 265-289.
- SCHÖNLAUB, H.P., 1979: Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung,  
Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-  
metamorpher und metamorpher Abfolgen. - Mit einem geochrono-  
logischen Beitrag von S. SCHARBERT. Abh.Geol.A.-A., 33, 124 S.,  
79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien.  
+ S.76-97.
- SCHRAMM, J.-M., 1973: Magnesitkomponenten in der Basalbreccie (? Unter-  
Rotliegend) östlich Saalfelden (Salzburg). - Veröff.Univ.Innsbruck, 86,  
Festschrift Heißel, 281-288, 2 Abb., Innsbruck.
- SCHRAMM, J.-M., 1977: Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher  
Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalk-  
alpen (Österreich) - ein Zwischenbericht..- Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck,  
7, H.2, 3-20, 8 Abb., 3 Tab., Innsbruck.
- SCHRAMM, J.-M., 1980a: Frühalpidische Metamorphose in Gesteinen der  
Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. - In: Jahresber. 1979  
Hochschulschwerpunkt S. 15, H.1, 77-82, Leoben.
- SCHRAMM, J.-M., 1980b: Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in  
klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwacken-  
zone und der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt.Österr.Geol.Ges., 71/72,  
Jg. 1978/1979, 379-384, 2 Abb., Wien.
- SCHRAMM, J.-M. & G. TICHY, 1980: siehe TOLLMANN, A. 1980.



- TOLLMANN, A., 1977: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. - 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke Verl.).
- TOLLMANN, A., 1980: Geology and Tectonics of the Eastern Alps (Middle Sector). - Mit Beiträgen von A. FENNINGER, W. FRANK, B. PLÖCHINGER, S. PREY, J.-M. SCHRAMM & G. TICHY. Abh.Geol.B.-A., 34, 197-255, 52 Fig., Wien.  
+ S.246-250.
- TRAUTH, F., 1925: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Erster Teil. - Denkschr.Akad.Wiss.Wien, math.-naturw.Kl., 100, 101-212, 5 Taf., Wien.
- TRAUTH, F., 1927: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Zweiter Teil. - Denkschr.Akad.Wiss.Wien, math.-naturw.Kl., 101, 29-65, 4 Abb., 4 Taf., Wien.

### Exkursion

Route: siehe Abb. 1

Salzburg - Lofer - Saalfelden - Leogang - Kühbichl Alm (Haltepunkt 1) - Maishofen (Haltepunkt 2) - Hintertal - Fuchs Alm (Haltepunkt 3) - Dienten - Feroli Säge (Haltepunkt 4) - Abzweigung Böldlsee/Vorwald (Haltepunkt 5) - Mühlwirt (Haltepunkt 6) - Taxenbach - Klausgraben (Haltepunkt 7) - Lend - St. Johann i.P. - Wagrain - Schwaighof (Haltepunkt 8) - Eben i.P. - Hüttau (Haltepunkt 9) - Formau (Haltepunkt 10) - Werfen - Salzburg.

### Topographische Karten:

Generalkarte Österreich 1:200 000 (Straßenkarte);  
Blatt 4 oder Blatt 7.

Österreichische Karte 1:50 000; Blatt 123 (Zell am See), Blatt 124 (Saalfelden am Steinernen Meer), Blatt 125 (Bischofshofen).

### Geologische Karten:

VETTERS, H., 1937: Geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebiete 1:500 000; Westblatt.

Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000;  
Blatt 5049 Kitzbühel und Zell am See.

Stadt Salzburg - Saalfelden - Kühbichl Alm: Fahrzeit ca. 75 - 90 Minuten.

Bei Anreise von der Stadt Salzburg aus werden die Nördlichen Kalkalpen bis Lofer (B 1, B 312) über das "Deutsche Eck" zunächst in SW-Richtung, dann bis Saalfelden (B 311) in SE-Richtung durchfahren.

Blick vom Walserberg über das Salzburger Becken: An der Linie Festungsberg - Kapuzinerberg - Kühberg - Nockstein zeichnet sich der Verlauf der Kalkalpenstirn ab, nach Norden schließt das sanfte Hügelland der Flyschzone an.

Die weitere Fahrt verläuft entlang der Saalach, welche die Nördlichen Kalkalpen tektonisch vorgezeichnet in Engtälern, teilweise tief eingeschnittenen Schluchten (Kniepaß) und glazial weit ausgeschürften Talbecken (Unken, Lofer) durchquert (Blick von Melleck in Richtung SW).

Die Berge an der (in Fahrtrichtung gesehen) rechten Saalachseite, also Hochstaufen (N Bad Reichenhall), Sonntagshorn (N Unken) und Steinplatte (W Lofer) werden von mesozoischen Karbonatgesteinsfolgen des Tirolikums (der verbreitetsten Teileinheit der Nördlichen Kalkalpen) aufgebaut. Die Massive südlich bzw. südöstlich der Saalach - also Untersberg, Lattengebirge

und Reiteralpe - gehören einer tektonisch höheren und auch lithofaziell unterschiedlichen Teileinheit (Juvavikum) an.

Die große Reliefenergie wird ersichtlich durch die Vielzahl kleinerer und größerer meist postglazialer Massenbewegungen, z.B. jeweils nördlich von Unken und Lofer, aber auch im Bereich "Hohlwegen" zwischen Lofer und Saalfelden.

Die Loferer und Leoganger Steinberge westlich bzw. das Steinerne Meer ostwärts des Saalchtales werden ebenfalls dem Tirolikum zugezählt, wobei die Fahrt nach Süden ins Liegende (bis Unterperm) erfolgt. Der Südrand der Nördlichen Kalkalpen wird mit dem Becken von Saalfelden erreicht und zeigt gegenüber den niedrigeren und sanfter geformten Schieferalpen (Grauwackenzone) einen morphologischen Kontrast. Rundblick von Kote 766 (B 311, ca. 1 km NNW Saalfelden): Im Norden Kalkalpensüdrand (wandbildende schroffe Mittel- und Obertrias, Permoskyth morphologisch wie Grauwackenzone), Grauwackenzone im Vordergrund (E, S, W), im Hintergrund (S) Kulisse des Penninikums (Mittlere Hohe Tauern).

In Saalfelden Abzweigung Richtung Hochfilzen bzw. St. Johann/T. (B 164). Fahrt nach W ins Tal der Leoganger Ache. In Fahrtrichtung rechts (=N) Leoganger Steinberge, links (=S) sowie im Hintergrund (W) Kitzbüheler Alpen (Grauwackenzone).

Der Ausstrich des tektonischen Kontakts zwischen Grauwackenzone und Nördlichen Kalkalpen verläuft zunächst entlang des südlichen Talrandes und steigt gegen W an den Südhängen an.

Entlang der Straße (Bereich Leogang) Anschnitte von klastischen Metasedimenten der unterpermischen Hochfilzener Schichten.

#### Haltepunkt 1

Aufschluß 100 m westlich Kühbichl Alm, 1245 m SH.

Anweg: siehe Abb. 6.

a) Talstation Sessellift Asitz ca. 5 km W Leogang. Parkplatz - für Bus, PKW. Fahrt zur Bergstation Asitz I (1347 m), Fußmarsch entlang Fahrweg bergab zur Kühbichl Alm (etwa 20 Minuten).

oder

b) Abzweigung Embachhof ca. 4 km W Leogang. Fahrt über schlechte Schotterstraße (nur für PKW) am Embachhof, am Weiler Ried, an der Forsthofalm sowie Piberg Alm vorbei zur Kühbichl Alm (hier Parkmöglichkeit). Fahrzeit etwa 20 Minuten.

#### Aufschluß:

Am Fahrweg in 1240 m feinschiefrige, dunkelgraue Metapelite (lagenweise siltig, Pyrit führend) mit bunten Anlauffarben auf den s-Flächen. Gefüge möglicherweise infolge Hakenwerfens leicht verstellt (s 125/15). Klüftung (k 290/70) engständig (dm-Bereich) Illit-Kristallinität um 3.6 (Index nach B. KUBLER, 1967).

Zuordnung: Tiefere Wildschönauer Schiefer (Ordovizium). Als syngenetische Einschaltungen finden sich örtlich begrenzte Züge von überwiegend feinkörnigen, massigen Metabasiten (morphologische Härtlinge). Der Kontakt zwischen Metasediment und Effusivgestein ist in diesem Aufschluß nicht freigelegt.

U.d.M. (Metabasit): Bis zu 0.2 mm lange lamellierte Albitleisten bilden ein ophititisches Gebälk. In dessen Zwickeln brauner Amphibol, Klinopyroxen, Chlorit, Oxychlorit, Leukoxen, Titanit, Ilmenit und vereinzelt Hämatit. Bei größeren Varietäten fallweise idiomorphe Plagioklase (teilweise zerbrochen). In den Hohlräumen der Plagioklase Büschel von Pumpellyit mit intensiv grüner Eigenfarbe (A. DIMOULAS, 1979) und auch radialstrahlige Aggregate von bräunlichgelbem Prehnit (F. ANGEL, 1956).

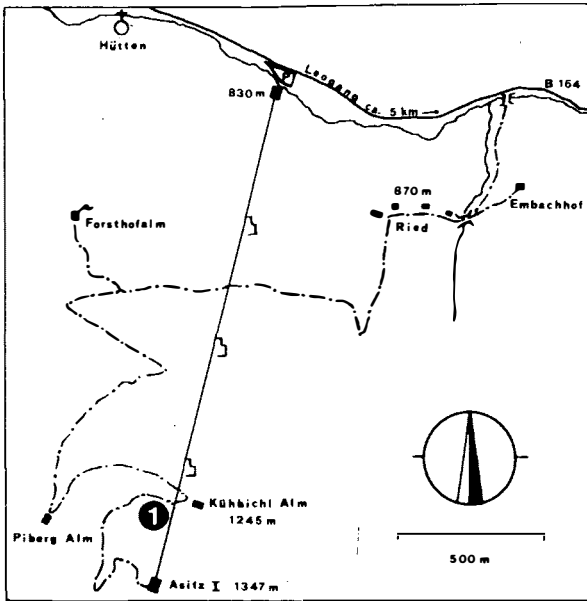


Abb. 6 Topographische Skizze - Haltepunkt 1.  
 Topographical sketch - stop 1.  
 Esquisse topographique - point d'arrêt 1.  
 Planimetria di posto 1.

Diskussion: Dieser Nachweis von koexistierendem Pumpellyit und Prehnit ermöglicht nach K.-H. NITSCH (1971) bei einem möglichen  $p_{\text{tot}}$  von 2 kb die Annahme einer Temperatur bis maximal  $345^{\circ} \pm 20^{\circ} \text{C}$ , zumal die Paragenese Prehnit + Pumpellyit + Chlorit + Quarz nach experimentell ermittelten Daten (ohne Berücksichtigung des Verhältnisses  $\text{Mg}/\text{Fe}^2$ ) bis zu diesen Bedingungen stabil ist. Über etwa  $350^{\circ} \pm 20^{\circ} \text{C}$  tritt bei 2 kb die Paragenese Aktinolith ± Chlorit + Epidot + Quarz auf. A. AICHHORN (1978) beschreibt aus den ca. 3 km südlicher liegenden Metabasiten tremolitisch-aktinolitischen Amphibol und feine Bildung von Epidot. Daraus könnte abgeleitet werden, daß Prehnit und Pumpellyit knapp südlich der Kühhüchel Alm bei nur gering unterschiedlicher Metamorphoseintensität wegreaktiert haben.



Abb. 7 Metamorphe Bildung von Pumpellyit in Albit. Sch 386/K/79, Nic. x (A. DIMOULAS, 1979).  
 Occurrence of pumpellyite in albite.  
 La formation métamorphique de pumpellyite en albit.  
 Formazione metamorfica della pumpellyite nell' albit.

#### Literatur:

- AICHHORN, A., 1978: Geologische Untersuchungen im Raum Viehhofen - Zell am See (Nördliche Grauwackenzone, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Vulkanite und der Vererzungen. - Diss.Phil.Fak. Univ.Innsbruck, 113 S., 40 Abb., 10 Tab., Innsbruck.
- ANGEL, F., 1956: Über die spilitisch-diabasische Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 48, Jg. 1955, 1-15, 2 Taf., Wien.
- COLINS, E., HOSCHEK, G., MOSTLER, H., 1980: op.cit.
- DIMOULAS, A., 1979: Geologische Untersuchungen im Bereich um Leogang, Land Salzburg (Österreich). - Diss.Naturwiss.Fak.Univ.Salzburg, 146 S., 44 Abb., 7 Beil., Salzburg.
- NITSCH, K.-H., 1971: Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellythaltigen Paragenesen. - Contrib.Mineral.Petrol., 30, 240-260, 6 Abb., 7 Tab., Berlin.
- VETTERS, W., 1981: Aufsuchung und Erforschung ausgewählter Diabasvorkommen im Bundesland Salzburg für industrielle Zwecke (Steinwolle, Splitt, etc.). - Unveröff.Gutachten, in Ausarbeitung.

Proben-Nr.	1/79 (W.VETTERS, 1981)	Sa'56 (F.ANGEL, 1956)	Sch 49 (J.-M.SCHRAMM, 1974)
Lokalität	Kühbichl Alm	Steinbruch Bieberg	Grünberg E Dienten
SiO <sub>2</sub>	50.2	47.11	49.70
TiO <sub>2</sub>	2.29	0.48	1.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.67	15.04	15.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.20	4.52	10.12 <sup>+) )</sup>
FeO	10.4	12.39	
MnO	0.16	0.34	0.20
MgO	5.89	5.07	6.77
CaO	10.11	5.91	10.71
Na <sub>2</sub> O	2.99	4.02	3.05
K <sub>2</sub> O	0.18	0.91	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.42	0.23
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.41	3.02	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.12	0.95	n.b.
Summe	100.99	100.18	97.66
CIPW-Norm			+) )
Q	0.73	-	4.54
OR	1.05	5.37	0.61
AB	25.05	33.94	26.43
AN	25.82	20.26	27.98
WO	8.96	2.74	8.29
EN	14.52	3.09	17.27
FS	14.48	4.62	-
FO	-	6.66	-
FA	-	10.96	-
MT	1.72	6.54	-
HM	-	-	10.36
IL	4.31	0.91	0.44
TN	-	-	3.56
AP	0.87	0.99	0.56
DI	17.75	5.46	15.45
HY	20.22	4.96	10.10
OL	-	17.62	-
Analytiker	P.DOLEZEL	W.WALLUSCHEK-WALLFELD	I.SACHER

+) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> als Gesamteisen

Tab. 1 Chemische Gesteinsanalysen an Metabasiten der Grauwackenzone.  
Chemical analyses of selected metabasalts and metadiabases of the graywacke Zone.

Les analyses chimiques des metabasites de la Zone Grauwack.  
Analisi chimiche di metabasalti scelti della Zona delle Grovacche.

Kühbichl Alm - Saalfelden - Maishofen: Fahrzeit ca. 20 - 30 Minuten.

Rückkehr ins Leoganger Tal (wie Anweg: Sessellift oder PKW), Fahrt bis Saalfelden, dann auf der B 311 Richtung Zell am See rund 8 km. An der Westseite des Saalfeldener Beckens Diabassteinbrüche Bieberg (J.G.HADITSCH, 1979). Blick durch die rund 1,5 km breite Zeller Furche (Talwasserscheide Saalach/Salzach) nach Süden zum Penninikum der mittleren Hohen Tauern (Imbachhorn, Kitzsteinhorn).

### Haltepunkt 2:

Aufgelassener Steinbruch, 1.5 km NW Maishofen, 770 m SH.

Anweg: siehe Abb. 8

50 m nördlich des Vorwegweisers nach Saalbach (Glemmtal) spitzwinkelig von der Bundesstraße abzweigender Weg zu einem Sägewerk. Hier Parkmöglichkeit für Bus bzw. PKW. Kurzer Fußmarsch zum Steinbruch (5 Minuten).

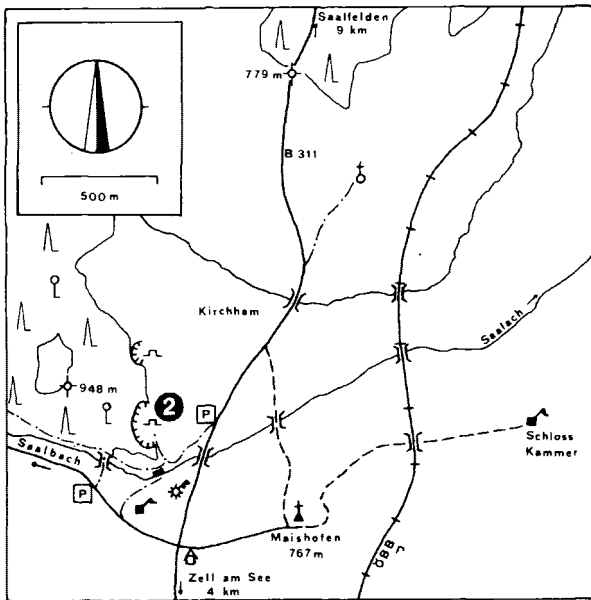


Abb. 8 Topographische Skizze - Haltepunkte 2.  
Topographical Sketch - stop 2.  
Esquisse topographique - point d'arrêt 2.  
Planimetria di posto 2.

### Aufschluß:

Undeutlich gebankter, feinkörniger Metabasit. Pillow-Strukturen weisen auf submarine Effusionen hin (H. MOSTLER, 1970b). Die Pillows zeigen randlich glasige Säume und Erzschnüre (siehe Abb. 9). In den Zwickeln auftretende dunkelgraue Felse lassen noch teilweise die ursprüngliche sedimentäre Ton-

schiefertextur erkennen. Felseinschlüsse bis zu 20 cm Größe.

Drei steil nordfallende Klüfte führen Klinozoisit/Epidot, Axinit, "schwarzen" Calcit, Chlorit, Hornblendeasbest, Pyrit und Magnetkies (H. MEIXNER, 1964; A. STRASSER, 1977). Technisch-petrographische Daten bei A. KIESLINGER (1964, S. 35).

U.d.M.: Feinkörnige, filzige Matrix aus Amphibol, Albit, Chlorit, Leukoxen und fallweise Quarz mit wenigen Einsprenglingen von Amphibol und Calcit bzw. Erz. An den Pillowrändern leichte Verglasung. Die Korngrößenfraktion  $< 2 \mu\text{m}$  der Felse enthält neben Quarz an Phyllosilikaten 56% Chlorit und 44% Muscovit (Illit-Kristallinität, Index nach B. KUBLER, 1967, beträgt 3,6), sowie etwas organische Substanz.

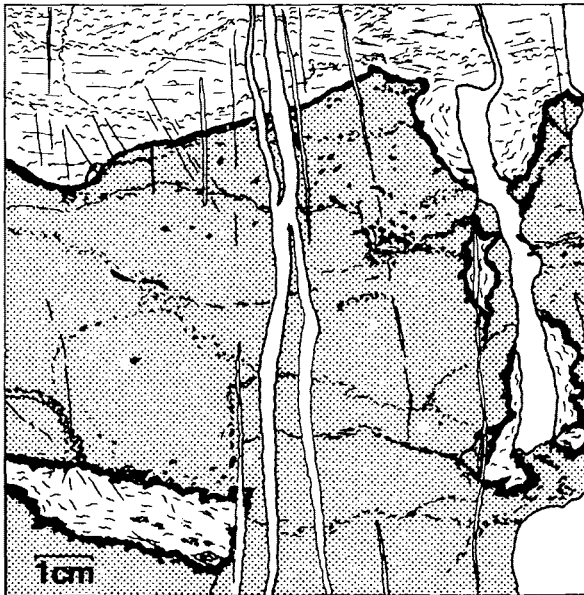


Abb. 9 Pillowstrukturen in einem feinkörnigen Metabasit (dunkelgrau), in Zwickeln Kontaktfels (hellgrau) und Gänge mit Calcitfüllungen (weiß). Natürliche Größe.

Pillow-structures in a fine grained metadiabase (dark grey) with intercalations of hornfels (light-grey) and infilled fissures with calcite (white). Original scale.

La structure de "pillow" dans un metabasite à grain fin (gris foncé). Dans les coins traces d'une métamorphose de contact (gris clair) sont visible. Les fissures contenant du calcite (blanc), (grandeur nature).

Strutture "pillow" in un metabasalto a grana fine (grigio scuro) con intercalazioni di rocce di contatto (grigio chiaro) e filoni di calcite (bianco), a scala naturale.

## Literatur

- HADITSCH, J.G., 1979: Der Diabas von Saalfelden, seine Eigenschaften und technische Nutzbarkeit. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 9, H.3, 133-154, 2 Abb., 8 Tab., 2 Taf., Innsbruck.
- KIESLINGER, A., 1964: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. - 436 S., 134 Abb., Farb- und Falttaf., Salzburg/Stuttgart (Verl. "Das Bergland Buch").
- KUBLER, B., 1967: La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. - Etages tectoniques, Colloque à Neuchâtel, 105-122, 12 Fig., Neuchâtel.
- MEIXNER, H., 1964: op. cit.
- MOSTLER, H., 1970b: op. cit.
- STRASSER, A., 1977: Exkursionen M3 und M4: Bieberg - Maishofen - Felbertal im Pinzgau, Salzburg. - Karinthin, F.77, 346-349, Salzburg.

Maishofen - Saalfelden - Fuchs Alm: Fahrzeit ca. 30 Minuten.

Fahrt bis Saalfelden. Vor der Ortseinfahrt Saalfelden Blick nach NNE auf die wandbildende "Saalfeldener Rauhwacke" (loc.typ. hinter Schloß Lichtenberg und Einsiedelei).

Abzweigung Richtung Alm/Dienten/Mühlbach (B 164), Fahrt entlang der Ursula Ache nach Osten (quartäre Terrassensedimente). Ab Alm bis südwestlich Hintertal häufig Anschnitte von Phylliten der Wildschönauer Schiefer. Zwischen Hintermoos und Hintertal Blick nach ENE zur Entachental (Abfolge von bunten Karbonatgesteinen des Obersilur bis Unterdevon; H. MOSTLER, 1968), im Hintergrund Westrampe des Filzensattels ab etwa 1200 m SH Straßenanschnitte von violetten bis weinroten polymikten Konglomeraten der Hochfilzener Schichten (Unter-Rotliegend).

### Haltepunkt 3:

Forststraße ca. 500 m NW Fuchs Alm, 1320 m SH.

Anweg: siehe Abb. 10

Parkmöglichkeit für Bus bzw. PKW unmittelbar an der Bundesstraße, 100 m W Gittermast (1260 m). Fußmarsch entlang privater Schotterstraße (Fahrverbot, Schranken!) nach W (entlang Hochspannungsleitung). Gehzeit 20 bis 30 Minuten.

### Aufschluß:

Blaßviolette, polymiktes Feinkonglomerat mit sandigen Lagen (Quarzsandstein). Zuordnung zu höheren Partien der Hochfilzener Schichten (wahrscheinlich Ober-Rotliegend). Diese Gesteine gehören also der postvariszischen Kalkalpenbasis an!

Mittelsteiles Nordfallen der Schichtflächen ( $s_2 = s_1$  340/35), südfallende engständige Transversalschieferung ( $s_2$  175/30).

U.d.M.: Bis zu 1,5 mm ( $\emptyset$ ) große, häufig zerbrochene Quarzkörner sind ohne im Schriff erkennbare Vorzugsrichtung in eine Matrix aus feinerem Quarz, Pyrophyllit, Chlorit und Muscovit eingestreut. In den Quarzkörnern häufig Gas- bzw. Flüssigkeitseinschlußreihen, Korngrenzen ausgefranst (typische Faserbärte aus Phyllosilikaten). Pigmentierung durch Hämatit. Paragenese: Quarz,  $\pm$  Chlorit, Muscovit, Pyrophyllit, Hämatit, Apatit, Baryt (J.-M. SCHRAMM, 1974).

Phyllosilikate: 80% Pyrophyllit, 14% Muscovit, 6% Chlorit.



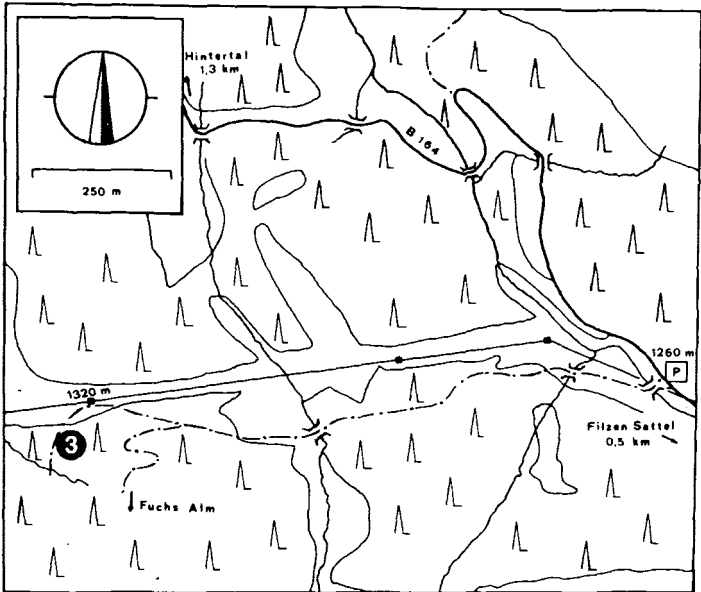


Abb. 10 Topographische Lageskizze - Haltepunkt 3  
 Topographical sketch - stop 3.  
 Esquisse topographique - point d'arrêt 3.  
 Planimetria di posto 3.

Proben-Nr.	Sch 34 L1	Sch 34 L2	Sch 34 L3	Sch 34 L4	Sch 34 L5
Lokalität	Fuchs Alm, Haltepunkt 3				
SiO <sub>2</sub>	64.22	67.72	67.63	70.15	66.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.81	29.28	28.98	27.88	27.87
TiO <sub>2</sub>	-	-	0.02	-	0.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	0.83	0.36	0.40	0.22	0.19
MnO	-	0.01	-	0.01	-
MgO	0.07	0.08	0.08	0.01	0.01
CaO	0.01	0.01	0.03	0.03	0.05
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.16	0.08	0.10	0.08
K <sub>2</sub> O	1.89	0.04	0.06	0.15	1.34
Summe.	96.89	97.66	97.28	98.55	95.96
Si	7.701	7.928	7.946	8.12	7.966
Al <sup>IV</sup>	0.299	0.072	0.054	-	0.034
	8.0	8.0	8.0	8.12	8.0
Al <sup>VI</sup>	3.914	3.968	3.960	3.803	3.909
Ti	-	-	0.002	-	0.004
Fe <sup>III</sup>	0.075	0.032	0.035	0.020	0.017
Mn	-	0.002	-	0.002	-
Mg	0.002	0.014	0.014	0.002	0.002
	3.99	4.01	4.01	3.82	3.93
Ca	0.002	0.002	0.004	0.004	0.006
Na	0.002	0.037	0.018	0.022	0.019
K	0.040	0.006	0.009	0.022	0.205
	0.04	0.04	0.03	0.05	0.23
Basis	22 O	22 O	22 O	22 O	22 O

+) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> als Gesamteisen

Tab. 2 Chemische Analysen an Pyrophyllit (Sch. 34).

Chemical analyses of pyrophyllite.

Les analyses chimiques de pyrophyllite.

Analisi chimiche di pirofillite.

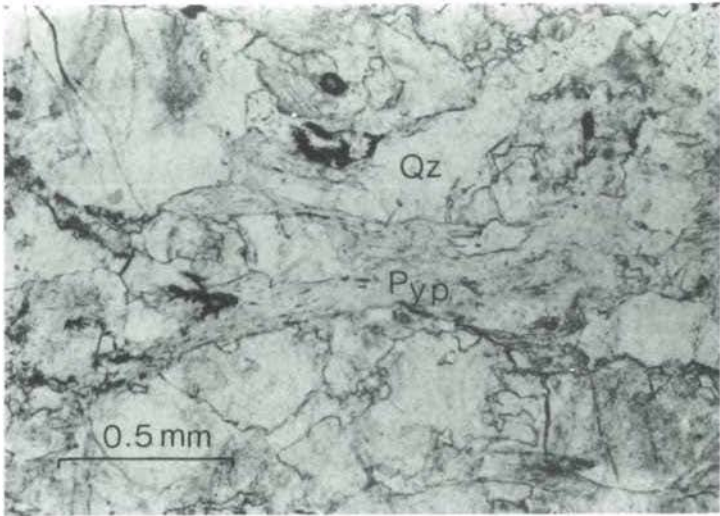


Abb. 11 Pyrophyllit bildet in diesem Metapsammite die überwiegende Phyllosilikatphase. Sch 34 Nic. //.  
 Sheets of pyrophyllite are the dominant phyllosilicates in this metapsammite.  
 Pyrophyllite domine dans cette metapsammite.  
 Strati di pirofillite, il fillosilicato in questa metapsammite.

Diskussion:

Das gesteinsbildende Auftreten von Pyrophyllit in den klastischen Sedimentgesteinen der Hochkönigbasis kann entweder auf Anlieferung als detritisches Material oder auf Neubildung im Zuge des alpidischen Metamorphosegeschehens zurückgeführt werden.

Die erste Deutungsmöglichkeit kann aus denselben Gründen (Verwitterungsstabilität, Paläogeographie) wie von J.-M. SCHRAMM (1978) an der Basis des Kaisergebirges beschrieben, ausgeschlossen werden. Demgegenüber spricht für die zweite vorhin genannte Möglichkeit - also die metamorphe Neubildung - vor allem das Auftreten anderer metamorpher Neubildungen (wie z.B. Paragonit, Chloritoid) in benachbarten Gesteinen unter vergleichbaren PT-Bedingungen, aber auch der Grad der Illit-Kristallinität. Die Bildung von Pyrophyllit dürfte dementsprechend entweder nach der bekannten Entwässerungsreaktion (A. B. THOMPSON, 1970).

(1)  $1 \text{ Kaolinit} + 2 \text{ Quarz} \rightarrow 1 \text{ Pyrophyllit} + 1 \text{ H}_2\text{O}$   
 oder nach der von M. FREY (1978) vorgeschlagenen Ionenreaktion

(2)  $2 \text{ Muscovit} + 6 \text{ Quarz} + 2 \text{ H}^+ \rightarrow 3 \text{ Pyrophyllit} + 2 \text{ K}^+$   
 abgelaufen sein. Allerdings fehlen die chemisch entsprechenden Gesteine weiter nördlich, um diese Frage überzeugend beantworten zu können.

## Literatur

- FREY, M., 1978: Progressive Low-Grade Metamorphism of a Black Shale Formation, Central Swiss Alps, with Special Reference to Pyrophyllite and Margarite Bearing Assemblages. - J.Petrol., 19, 95-135, 13 Fig., 14 Tab., Oxford.
- SCHRAMM, J.-M., 1974: Geologische Untersuchungen im Raume Saalfelden - Filzensattel - Dienten (Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - Diss.Phil.Fak.Univ.Innsbruck, 100 S., 22 Abb., 3 Beil., 6 Tab., Innsbruck.
- SCHRAMM, J.-M., 1978: Anchimetamorphes Permoskyth an der Basis des Kaisergebirges (Südrand der Nördlichen Kalkalpen zwischen Wörgl und St. Johann in Tirol, Österreich). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 8, Festschrift W. Heißel, 101-111, 2 Abb., Innsbruck.
- THOMPSON, A.B., 1970: A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium. - Am.J.Sci., 268, 454-458, 1 Fig., 1 Tab., New Haven.

## Fuchs Alm - Dienten - Feroli Säge: 20 Minuten Fahrzeit.

Fahrt über den Filzensattel (1291 m SH) in Richtung Dienten, bei 1180 m an beiden Seiten der Straße bunte Dolomite und Spatmagnesite (Obersilur bis Unterdevon), ab 1100 m SH (nördlich Dienten, Nagelschmiedpalfen) Abfolge von Kieselschiefern, kieseligen Kalken und Schwarzphylliten. Blick nach NE über das Hochkönigmassiv. Die Kirche von Dienten steht auf kieseligen dunklen Phylliten (Dientener Schiefer = höhere Wildschönauer Schiefer).

Etwa 3 km S Dienten quert eine Reihe linsenförmiger Körper von Magnesiten das Dientener Tal: Unmittelbar N Wirtshaus "Ronachbäck" grauer Bänder- und Pinolitmagnesit samt angrenzenden Schwarzphylliten (steil nordfallend) aufgeschlossen. Deutlicher Unterschied zu den bunten Spatmagnesiten des Westabschnitts der Grauwackenzone! Eher vergleichbar mit den jungpaläozoischen Magnesiten von Sunk und Veitsch (Steiermark). Zwischen Ronachbäck und Feroli Säge mehrere Züge von Pyritphylliten (alte Bergbautätigkeit).

Haltepunkt 4:

Straßenschnitt ca. 100 m S Feroli Säge, 870 m SH.

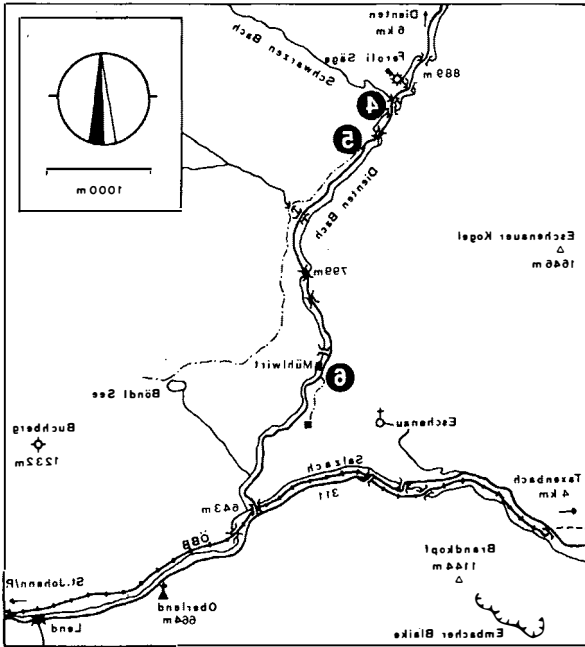


Abb. 12 Topographische Skizze - Haltepunkte 4, 5 und 6.  
Topographical sketch - stops 4, 5 and 6.  
Esquisse topographique - points d'arrêt 4, 5 et 6.  
Planimetria dei posti, 4, 5 e 6.

Anweg: siehe Abb. 12

Aufschluß an der Ostseite der Dientener Landesstraße, Parkmöglichkeit für Bus und PKW unmittelbar gegenüber (Holzlagerplatz).

Aufschluß: Graue Metapelite mit grünlichgrauen Metasiltsteinen (dm- bis m-mächtige tuffitische Einstreuungen), steil nordfallend.

Sensu Ch. EXNER (1979) "Grünphyllit und Diabasschiefer".

Zuordnung zur Serie der tieferen Wildschönauer Schiefer.

U.d.M.: Undeutlich planar geregeltes Gefüge mit alternierend größeren und feineren Lagen. Größere Lagen (Korndurchmesser bis 0,8 mm) aus Albit, Quarz (z.T. mit Böhm'scher Streifung) und Chlorit. Feinlagen: Gewebe aus Serizit und Chlorit mit Albit, Quarz und Calcit. Postkinematischer Stilpnomelan (um 0,5 mm Länge). (Pleochroismus von farblos bis braungrün). Siehe Abb. 13.

Paragenese: Quarz, Chlorit, Muscovit, Albit, Stilpnomelan, Calcit, Titanit, Rutil, Kuperkies, Pyrrhotin und Pyrit (W. VETTERS, 1974).

Illit-Kristallinität: 3,7.



Abb. 13 Postkinematisch gesproßter Stilpnomelan in einem Metatuffit südlich Feroli Säge. V 6/74, Nic. //, (W. VETTERS, 1974).

Postkinematically grown stilpnomelane in a metatuffite south of Feroli Säge.

Le stilpnomélane posttectonique en metatuff au Sud de Feroli Säge.  
Stilpnomelane cresciuta posttettonicamente in un tufo metamorfico a sud di Feroli Säge.

### Literatur:

- EXNER, Ch., 1979: Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend.-  
Jahrb.Geol.B.-A., 122, H.1, 1-73, 7 Abb., 3 Taf., Wien.
- FRASL, G., HÖCK, V., KIRCHNER, E., SCHRAMM, J.-M., & W. VETTERS,  
1975: Metamorphose von der Basis der Nördlichen Kalkalpen bis in die  
tiefsten Einheiten der Ostalpen im Profil Salzburg - mittlere Hohe Tauern.  
In: "Geologischer Tiefbau der Ostalpen" (Hochschulschwerpunkt N25),  
2. Bericht 1974, 6-8, 2 Abb., Graz/Innsbruck/Salzburg/Wien.
- VETTERS, W., 1974: Grünschiefer am Südrand der Salzburger Grauwacken-  
zone (Metamorphose und Erzparagenesen). - Unveröff.Manuskript (Vor-  
bericht für Forschungsfonds), 2 S., Salzburg.

### Feroli Säge - Abzweigung Böndl See: Fahrzeit 2 - 3 Minuten.

Kurze Fahrt längs des Dientener Tales bachabwärts. Profil durch Kalk-,  
Schwarz- und Grünphyllite (nach Ch. EXNER, 1979). Nordschenkel der Steig-  
wand-Synklinale (K.F. BAUER, H. LOACKER & H. MOSTLER, 1969).

### Haltepunkt 5:

Abzweigung Fahrweg Böndl See (ca. 500 m S Feroli Säge), 860 m SH.

Anweg: siehe Abb. 12

Aufschluß an der Ostseite der Dientener Landesstraße, nördlich der Ab-  
zweigung. Parkmöglichkeit für Bus und PKW etwa 30 m N Aufschluß bei  
Ausweiche (km-Stein 4.0).

### Aufschluß:

Grünlichgrauer, gebänderter Phyllit, steil nordfallend ( $s_s = s_1$  010/75),  
spitzwinkelig zu  $s_1$  verlaufende Transversalschieferung ( $s_2$  030/50). Dunkle,  
dünne (bis 2 mm) Bänder aus Stilpnomelan.

Zuordnung: Metatuff in der Serie der tieferen Wildschönauer Schiefer.

U.d.M. Dominierendes, planar geregeltes Gefüge (ursprünglicher Lagen-  
bau durch Chloritanreicherungen),  $s_2$  und  $s_3$  spitzwinkelig zu  $s_1$ . Hauptge-  
mengteile Quarz, Albit, Chlorit und Stilpnomelan, daneben Calcit und Leu-  
koxen.

Albite reich an Einschlüssen, deutliche breite Zwillingslamellierung  
(magmatische Reliktminerale?). Bis 0,5 mm große, zerbrochene Knoten von  
Leukoxen regellos verteilt. Stilpnomelan tritt in dünnen Nadeln bis 50  $\mu$ m  
breit und 0,8 mm lang auf; lagenweise Anreicherung von bräunlich- bis  
olivgrünen Stilpnomelanen. Postkinematische Sprossung! Siehe Abb. 14 und  
15.

Paragenese: Albit,  $\pm$  Kalifeldspat, Chlorit, Calcit, Stilpnomelan, Leu-  
koxen,  $\pm$  Limonit.



Abb. 14 Postkinematisch gesproßter Stilpnomelan in einem Metatuff, Lokalität Abzweigung zum Böndl See im Dientener Graben, undeutlich planar geregeltes Gefüge ( $s_1$ ). Sch 368, Nic. // -  
 Postkinematically grown stilpnomelane in a metatuff.  
 Le stilpnomélane posttectonique en metatuff.  
 Stilpnomelane cresciuta posttettonicamente in un tufo metamorfico con tessitura piana vaga.



Abb. 15 Detail aus Abbildung 14.  
 Detail from figure 14.  
 Detail de figure 14.  
 Dettaglio di figura 14.



Proben-Nr.	Sch 367 L1	Sch 367 L2	Sch 367 L3	HM 45 (COLINS et al., 1980)	Analyse B (HÄBERLE, 1969)
Lokalität	Böndlsee, Haltepunkt 5				Wolfbachtal
SiO <sub>2</sub>	50.87	50.69	51.55	48.7	37.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.11	6.22	6.31	6.70	18.20
TiO <sub>2</sub>	-	-	0.05	0.02	0.12
FeO	22.54 <sup>+) )</sup>	23.09 <sup>+) )</sup>	21.91 <sup>+) )</sup>	n.b.	12.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.b.	n.b.	n.b.	25.50 <sup>+) )</sup>	20.51
MnO	0.38	0.38	0.22	0.56	-
MgO	11.43	10.87	11.81	7.80	3.75
CaO	0.42	0.41	0.44	0.27	2.06
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.19	0.28	0.65
K <sub>2</sub> O	0.23	0.23	0.05	0.76	0.65
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	4.46
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0.51
Summe	92.07	91.99	92.52	90.59	101.30
Si	8.0	8.0	8.0	8.0	
Al	1.133	1.157	1.154	1.299	
Ti	-	-	0.006	0.004	
Fe <sup>+) )</sup>	2.964 <sup>II</sup>	3.048 <sup>II</sup>	2.844 <sup>II</sup>	3.502 <sup>III</sup>	
Mn	0.064	0.062	0.066	0.047	
Mg	2.680	2.558	2.732	1.909	
Ca	0.064	0.062	0.066	0.047	
Na	0.020	0.019	0.042	0.091	
K	0.061	0.062	0.013	0.157	
Summe	14.99	14.97	14.89	15.09	
Basis	8 Si	8 Si	8 Si	8 Si	

+) Gesamteisen

n.b. = nicht bestimmt

Tab. 3 Chemische Analysen an ausgewählten Stilpnomelanen der Grauwackenzone und der angrenzenden penninischen Schieferhülle. Chemical analyses of selected stilpnomelanenes of the Graywacke and the adjacent penninic Schieferhülle.

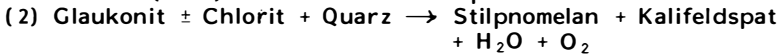
Les analyses chimiques des stilpnomélanes choisis de la Zone Grauwack et de la Schieferhülle (penninique).

Analisi chimiche di stilpnomelani scelte della Zona delle Grovacche e della Schieferhülle pennidica confinante.

### Diskussion:

Als Edukt der hier schwach metamorph geprägten Gesteine ("schwach metamorph" nach H.G.F. WINKLER, 1979 = früher: niedrigtemperierte Subfazies der Grünschieferfazies) dürfen basisch bis intermediär vulkanogen beeinflusste Pelite angenommen werden. Der postkinematisch gesproßte Stilpnomelan dürfte sich entsprechend der von W.S. WISE & H.P. EUGSTER (1964) vorgeschlagenen Reaktion

(1) Seladonit + Chlorit  $\rightarrow$  Stilpnomelan  
gebildet haben. Die von M. FREY, J.C. HUNZIKER, P. ROGGWILER & C. SCHINDLER (1973) aus den Glarner Alpen beschriebene Reaktion



scheidet aufgrund des Ausgangsmaterials (Glaukonitkalke) eher aus. Die in Tabelle 2 gezeigten Analysen von Stilpnomelan unterscheiden sich von denen der Glarner Alpen durch höhere MgO-, bzw. niedrigere FeO- und K<sub>2</sub>O-Anteile.

### Literatur:

- BAUER, K.F., LOACKER, H., & H. MOSTLER, 1969: op. cit.  
FREY, M., HUNZIKER, J.C., ROGGWILER, P. & C. SCHINDLER, 1973: Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. - Contr.Mineral.and Petrol., 39, 185-218, 9 Abb., 8 Tab., Heidelberg.  
HÄBERLE, H., 1969: Die Stilpnomelan-Mineralien und ihr Vorkommen in Österreich. - Tschermaks Miner.u.Petrogr.Mitt., 13, 85-110, 6 Abb., Wien.  
WINKLER, H.G.F., 1979: Petrogenesis of metamorphic rocks. - 5. Aufl., 348 S., New York/Heidelberg/Berlin (Springer Verl.).  
WISE, W.S. & H.P. EUGSTER, 1964: Celadonite: Synthesis, thermal stability and occurrence - Am.Mineralogist, 49, 1031-1083, 22 Fig., 11 Tab., Washington D.C.

### Abzweigung Böndl See - Mühlwirt: (3-4 Minuten Fahrzeit).

Fahrt in den sich schluchtartig verengenden Südabschnitt des Dientener Tales durch eine Abfolge von steil nordfallenden, dunkelgrauen Kalkphylliten, Bänderkalken, Kalkmarmoren mit Einschaltungen von Schwarzphylliten und Pyritphylliten. Der Kalkmarmor der Steigwandmulde weist eine auffallende lithologische Ähnlichkeit mit dem als jurassisch eingestuften Klammkalk des Penninikums auf (Hinweis u.a. bei Ch. EXNER, 1979), jedoch haben condontenstratigraphische Untersuchungen an den Karbonatgesteinen der Steigwand ober-silurische bis unterdevonische Alter ergeben (K.F. BAUER, H. LOACKER & H. MOSTLER, 1969).

### Haltepunkt 6:

Straßenanschnitt etwa 80 m südlich Mühlwirt, 735 m SH.

Anweg: siehe Abb. 12.

Aufschluß an der Westseite der Dientener Landesstraße, Parkmöglichkeit für Bus unmittelbar N Mühlwirt (Postautohaltestelle), für PKW ca. 100 m S Mühlwirt (Ausweiche, Ziehweg nach Schackendorf).

### Aufschluß:

In dunkelgrauen bis graugrünen Phylliten Einschaltungen von dunkelgrün

Proben-Nr.	Sch 369 L1	Sch 369 L2	Sch 369 L3	Sch 369 L4	K 82/78 (KLEBERGER, im Druck)	EN 8999 (5b), grün (FREY et al., 1973)
Lokalität	Mühlwirt, Haltepunkt 6				Wolfbachtal	Faschas/Schweiz
SiO <sub>2</sub>	39.37	39.26	39.52	39.09	39.00	40.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.62	14.63	14.46	14.61	16.44	11.0
TiO <sub>2</sub> <sup>+</sup>	1.82	1.87	1.73	1.98	0.32	0.08
FeO	17.00	17.10	17.25	17.57	16.68	19.4
MnO	0.07	0.07	0.11	0.11	0.21	-
MgO	12.18	12.38	12.26	12.54	14.46	15.6
CaO	-	-	-	-	0.05	0.15
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.06	0.09	0.09	-	-
K <sub>2</sub> O	9.43	9.62	9.42	9.61	9.33	9.2
H <sub>2</sub> O	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	4.0
Summe	94.56	94.99	94.84	95.60	96.49	100.1
Si	5.940	5.908	5.950	5.863	5.748	6.11
Al <sup>IV</sup>	2.060	2.092	2.050	2.137	2.252	1.89
	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
Al <sup>VI</sup>	0.540	0.501	0.516	0.446	0.604	0.06
Ti	0.207	0.212	0.197	0.243	0.035	0.01
Fe <sup>II</sup>	2.145	2.153	2.172	2.204	2.057	2.44
Mn	0.009	0.009	0.015	0.014	0.027	-
Mg	2.740	2.777	2.752	2.803	3.174	3.49
	5.64	5.65	5.65	5.69	5.90	6.0
Ca	-	-	-	-	0.008	0.02
Na	0.020	0.020	0.027	0.027	-	-
K	1.815	1.845	1.809	1.838	1.754	1.76
	1.83	1.86	1.84	1.86	1.76	1.78
Basis	22 O	22 O	22 O	22 O	22 O	22 O

+) FeO als Gesamteisen

Tab. 4 Chemische Analysen an ausgewählten Biotiten der Grauwackenzone und der angrenzenden penninischen Schieferhülle.  
 Chemical analyses of selected biotites of the Graywacke Zone and the adjacent penninic Schieferhülle.  
 Les analyses chimiques des biotites choisis de la Zone Grauwack et de la Schieferhülle (penninique).  
 Analisi chimiche di bioti scelte della Zona delle Grovacke e della Schieferhülle pennidica confinante.

bis gelblichgrün fleckigen Metasiltsteinen (Metatuffe) mit biotitreichen Lagen. Schichtung bzw. Schieferung steil nordfallend ( $s_1$  030/70), Transversalschieferung flach nordostfallend ( $s_2$  045/25). Die aufgeschlossene Partie dürfte im Verband leicht verrutscht sein. Zuordnung: Metatuff in der Serie der tieferen Wildschönauer Schiefer.

U.d.M.: Deutlich planar geregeltes Gefüge ( $s_1$ ); Calcit-, Albit- und Quarz-betonte gröbere Lagen (Korndurchmesser um 0,25 mm) alternieren im mm- bis cm-Bereich mit feinen gefälteten Serizitlagen. Anreicherungen von opaken Phasen sowie von organogenem Pigment in den feineren Lagen lassen die Deformationen deutlicher erkennen. Postkinematisch, bezüglich der Hauptdeformation, gesproßter Stilpnomelan und Biotit koexistieren mit Calcit, Quarz, opaken Phasen und Chlorit (olivbräunliche Interferenzfarben). Siehe Abb. 16. Biotit findet sich auch vereinzelt in den feinen Serizitlagen.

Paragenese: Quarz, Chlorit, Muscovit, Biotit, Kalifeldspat, Albit, Calcit, Stilpnomelan, ± Hämatit, Pyrit, Pyrrhotin, Rutil. Illit-Kristallinität: 3.6.

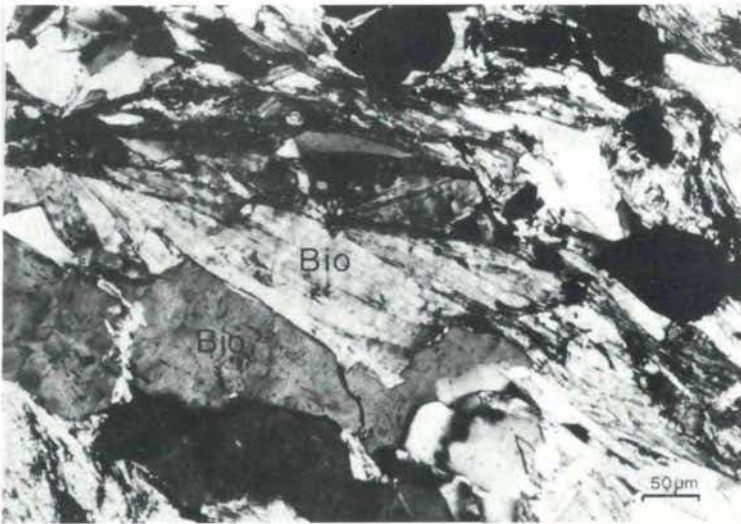


Abb. 16 Postkinematisch gesproßter grüner Biotit in einem Metatuff südlich des Mühlwirtes. Sch 369, Nic. x.  
 Postkinematic green biotite in a metatuff south of Mühlwirt.  
 Le verte biotite posttectonique en metatuff au Sud de Mühlwirt.  
 Biotite verde cresciuta posttettonicamante in un tufo metamorfico a sud del Mühlwirt.

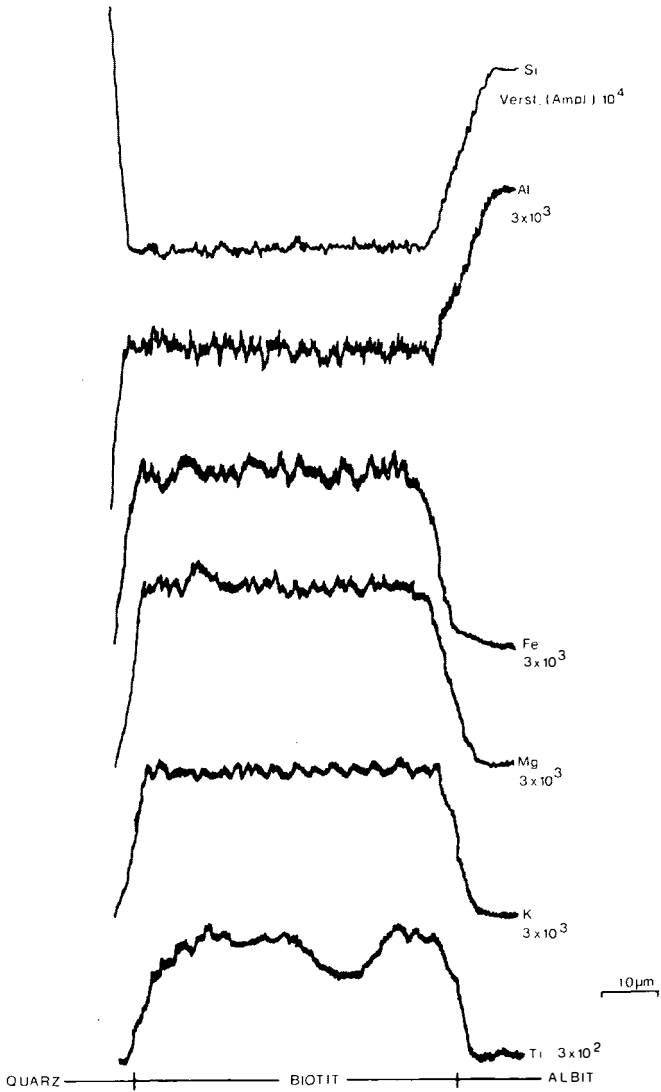


Abb 17 Line-scans (EMS) von Si, Al, Fe, K und Ti über einem Biotit. (Sch 369)

Line-scans of Si, Al, Fe, K and Ti across a biotite.

Line-scans sur le biotit, Si, Al, Fe, K et Ti.

Line-scans su una biotite di Si, Al, Fe, K e Ti.

## Diskussion:

Es handelt sich um den in der hiesigen Grauwackenzone bisher am weitesten im Norden (d.h. vom Penninikum entfernt) nachgewiesenen, postkinematisch gesproßten Biotit. Dieser weist höhere Fe/Mg-Verhältnisse auf als die grünen (ebenfalls postkinematisch gesproßten) Biotite des Nordrandes der penninischen Schieferhülle im Wolfbachtal (J. KLEBERGER, im Druck), sowie der helvetischen Unterkreide der Glarner Alpen (M. FREY et al., 1973). Diese mineralchemischen Befunde bestätigen einerseits die von G. FRASL et al. (1975) vermutete Annahme, nämlich daß höhere Fe/Mg-Verhältnisse in den Gesteinen der Grauwackenzone als in den Bündnerschiefern eine Verdoppelung der Biotitzone verursachen würden, und bestätigen andererseits den von J. KLEBERGER & J.-M. SCHRAMM (1980) (u.a. durch Vergleiche der Illit-Kristallinität in Al-ärmeren Metasedimenten) erbrachten Nachweis einer unmittelbar zu beiden Seiten der Salzach-Längstalstörung weitgehend einheitlichen Regionalmetamorphose.

Der im Metatuff S Mühlwirt nur röntgenographisch nachgewiesene Kalifeldspat, aber auch der geringere Chloritgehalt lassen vermuten, daß diese beiden Mineralphasen bei einer Reaktion nach dem Muster

(1) Chlorit + Kalifeldspat  $\rightarrow$  Biotit + Stilpnomelan + Quarz + H<sub>2</sub>O  
(M. FREY et al., 1973) oder

(2) Chlorit + Mikroklin  $\rightarrow$  Biotit + Muscovit (E.H. BROWN, 1971) verbraucht worden sind. Sowohl lichtoptisch als auch mittels EMS (siehe Abb. 17) zeigt sich ein gleichmäßiger Bau der Biotite.

## Literatur:

BAUER, K.F., LOACKER, H. & H. MOSTLER, 1969: op. cit.

BROWN, E.H., 1971: Phase Relations of Biotite and Stilpnomelane in the Greenschist Facies. - Contr. Mineral. and Petrol., 31, 275-299, 12 Fig., 5 Tab., Heidelberg.

EXNER, Ch., 1979: op. cit.

FRASL, G., HÖCK, V., KIRCHNER, C., SCHRAMM, J.-M. & W. VETTERS, 1975: op. cit.

FREY, M., HUNZIKER, J.C., ROGGWILER, P. & C. SCHINDLER, 1973: op. cit.

KLEBERGER, J.: Bericht 1979 über geologisch-petrographische Aufnahmen im penninischen Anteil des Wolfbachtals/Pinzgau und seiner Umgebung auf Blatt 154, Rauris. - Verh.Geol.B.-A., im Druck.

VETTERS, W., 1974: op. cit.

## Mühlwirt - Taxenbach - Klausgraben: 30 Minuten Fahrzeit

Weiterfahrt bis zur Mündung des Dienten Baches in die Salzach durch mehr oder weniger steil nordfallende dunkle Phyllite mit grünlichen vulkanogenen Einschaltungen (Serie der tieferen Wildschönauer Schiefer). S Salzachbrücke und Bahnschranken Einmündung in B 311, Fahrt Richtung Zell am See. Etwa 500 m W Bahnhof Taxenbach nach Hasenschwandt abbiegen und den Güterweg Hopfberg bis zum Gehöft Pfisterer-Hochberg (1056 m SH) bergan fahren. Blick entlang des Salzach-Längstales nach W: nördlich des Salzachtals Grauwackenzone, entlang des südlichen Talbereiches Verlauf der Salzach-Längstalstörung (= Tauernnordrand-Störung), nach Süden anschließend pennini-

sche Gesteine (Klammkalk, Bündnerschiefer).

### Haltepunkt 7:

Anschnitt an der Forststraße Hochberg - Klausgraben, 1250 m SH.

Anweg: siehe Abb. 18

Abstellmöglichkeit für Bus und PKW nördlich Gehöft Hochberg. Etwa 2 km Fußmarsch entlang Forststraße (Schranken!) bis zur ersten Kehre (1170 m SH), dann Richtung SW (= links) vorbei an nordfallenden Phylliten mit quarzitäen Partien und bereichsweise starker Pyritführung (teils Ausblüung von "Brandenzonen", Ausblüungen von Halotrimit) bis zur 2. Kehre (1220 m SH). Hier nach NE (= rechts) abbiegen und etwa 450 m bis zum markanten Seitengraben (genau W-E-verlaufend) gehen. Der Aufschluß liegt etwa 200 m südlich des Forststraßenendes.

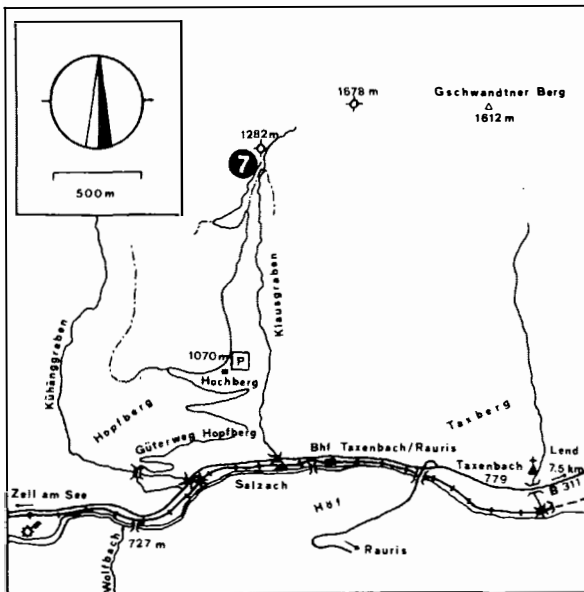


Abb. 18 Topographische Skizze - Haltepunkt 7.  
Topographical sketch - stop 7.  
Esquisse topographique - point d'arrêt 7.  
Planimetria di posto 7.

### Aufschluß:

Massiger, weitständig gebankter (Bankungsflächen mittelsteil nordfallend) und geklüfteter Metabasitkörper, ins Hangende übergehend in schiefrige Metasilte und Phyllite (Tuffe und Tuffite). Unregelmäßig, feinrauh brechender, blaß- bis mittelgrün sowie hellgrau bis weiß gesprenkelter, feinkörniger Metabasit.

Bevorzugt auf den Bankungsflächen Chloritnester und dunkelgrüne sternförmig gesproßte Büschel von Amphibolen.

U.d.M.: Porphyrisches Gefüge, ca. 70% Grundmasse aus einem feinkörnigem Gemenge von Plagioklas, Epidot/Klinozoisit, Chlorit, Oxychlorit und Quarz (mit Korndurchmessern unter 10  $\mu\text{m}$  Plagioklase bis zu 100  $\mu\text{m}$ ). An Einsprenglingen sind bis zu mm-große Pseudomorphosen von Leukoxen (nach Titanit) sowie Amphibole regellos im Gestein verteilt (siehe Abb. 19). Amphibole: gedrungen stengeliger bis faseriger Habitus, vollkommene Spaltbarkeit, fallweise feine Einschlüsse von Epidot, keine Zwillingsbildungen, Pleochroismus von farblos bis blaßgrün, Doppelbrechung ca. 0,02, maximale Interferenzfarbe Gelb I. Ordnung, optischer Charakter 2 negativ, Achsenwinkel 80-90°, Auslöschungsschiefe ca. 6°, (Abb. 19 und 20).

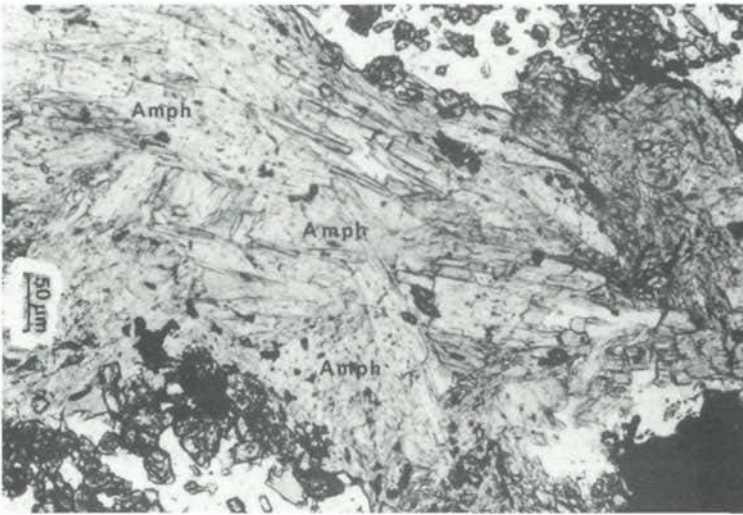


Abb. 19 Postkinematisch gesproßte Ca-Amphibole in einer Grundmasse aus Albite, Epidot/Klinozoisit, Leukoxen, Chlorit und Quarz (feinkörniger Metabasit). K 147, Nic. //.

Posttectonic Ca-amphiboles in a matrix of albite, epidote/clinozoisite, leucoxene, chlorite and quartz (fine grained metadiabase).  
 Les Ca-amphiboles posttectoniques en une matrice d'albite, épidote/clinozoisite, leucoxène, chlorite et quartz (métabasite à grain fin).

Ca-anfiboli cresciuti postte'tonicamente in una matrice di albite, epidoto/clinozoisite, leucoxene, clorite e quarzo (metadiabase a grana fine).

#### Diskussion:

Die vorliegenden Ca-Amphibole gehen wahrscheinlich aus Ca-reichen Phasen (Epidot/Klinozoisit und Anorthit-reicher Plagioklas) hervor. Die Individuen sind postkinematisch bezüglich der Hauptdeformation. J. KLEBERGER (im Druck) hat auf ebenfalls postkinematisch gebildete Ca-Amphibole aus einem Metabasit (K82/78) der südlich angrenzenden penninischen Schieferhülle



(Wolfbachtal S Taxenbach) hingewiesen (siehe Tab. 5).

Der Südrand der Grauwackenzone liegt in der Albit-Aktinolith-Chlorit-Zone (= tiefer temperierter Teil der "Lowgrade zone" nach H.G.F. WINKLER, 1979). Damit manifestiert sich an den Metabasiten eine deutliche Metamorphosezunahme gegenüber dem nördlichen Rand der Grauwackenzone (z.B. Haltepunkt 1), wo in ähnlichen Gesteinen noch Pumpellyit und Prehnit stabil sind.

Proben-Nr.	K 147 L1	K 147 L2	K 147 L3	K 147 L4	K 82/78 (KLEBERGER, im Druck)
Lokalität	Klausgraben, Haltepunkt 7				Wolfbachtal
SiO <sub>2</sub>	54.12	53.30	54.19	53.70	55.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.37	1.37	1.38	1.89	2.11
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	0.02
FeO +	14.00	14.92	13.49	13.15	9.96
MnO	0.20	0.26	0.25	0.29	0.24
MgO	14.47	14.80	14.96	14.69	16.94
CaO	13.08	12.48	12.58	12.51	13.05
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.27	0.21	0.26	0.11
K <sub>2</sub> O	0.06	0.04	0.04	0.05	0.19
Summe	97.37	97.44	97.10	96.54	98.03
Si	7.867	7.787	7.872	7.838	7.833
Al <sup>IV</sup>	0.133	0.213	0.128	0.162	0.167
	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
Al <sup>VI</sup>	0.101	0.023	0.109	0.163	0.185
Ti	-	-	-	-	0.004
Fe <sup>II</sup>	1.702	1.823	1.639	1.605	1.177
Mn	0.025	0.033	0.031	0.036	0.029
Mg	3.135	3.223	3.240	3.197	3.571
	4.96	5.10	5.02	5.00	4.97
Ca	2.037	1.953	1.958	1.957	1.977
Na	0.020	0.077	0.059	0.074	0.015
K	0.011	0.007	0.007	0.010	0.034
	2.07	2.04	2.02	2.04	2.03
Basis	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O

+) FeO als Gesamteisen

**Tab. 5** Chemische Analysen an ausgewählten Ca-Amphibolen der Grauwackenzone und der angrenzenden penninischen Schieferhülle.  
 Chemical analyses of selected Ca-amphiboles of the Graywacke Zone and the adjacent penninic Schieferhülle.  
 Les analyses chimiques des Ca-amphiboles choisis de la Zone Grauwack et de la Schieferhülle (penninique).  
 Analisi chimiche di Ca-anfiboli scelte della Zona delle Grovacche e della Schieferhülle pennidica confinante.

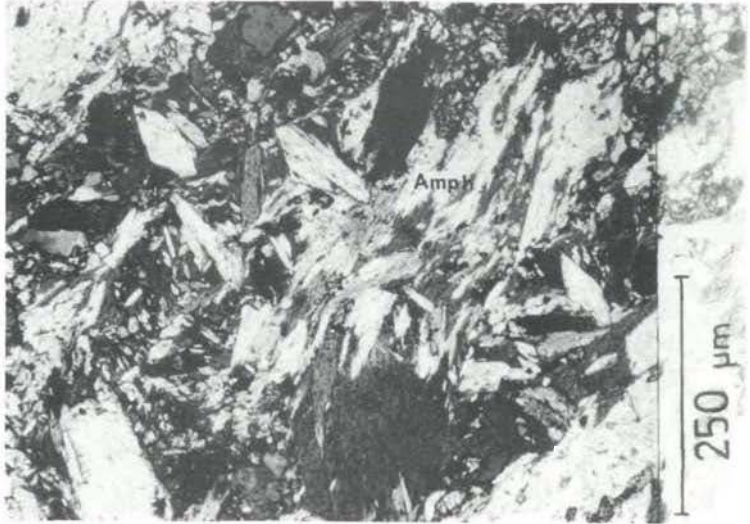


Abb. 20 Wirrstrahlige Aggregate von Ca-Amphibolen sprossen über Albit, Epidot/Klinozoisit und Chlorit. K. 147, Nic. x.  
 Divergent structured Ca-amphiboles are growing through albite, epidote/clinozoisite and chlorite.  
 Les aiguilles embrouillées de Ca-amphibole poussent par dessus l'albite, épidote/clinozoisite et chlorite.  
 Strutture divergenti di Ca-anfiboli crescono attraverso l'albite, epidoto/clinozoisite e clorite.

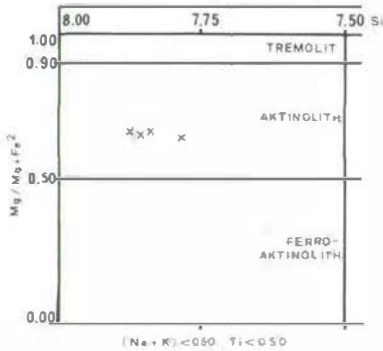


Abb. 21 Darstellende Punkte der analysierten Ca-Amphibole im Mg/Mg+Fe<sup>2</sup> : Si - Diagramm (nach B.E. LEAKE, 1978).  
 Position of the analysed Ca-amphiboles in the Mg/mg+Fe<sup>2</sup> : Si - diagram (after B.E. LEAKE, 1978).  
 Les points des Ca-amphiboles au diagram Mg/Mg+Fe<sup>2</sup> : Si (après B.E. LEAKE, 1978).  
 Situazione dei Ca-anfiboli analizzati nel diagramma Mg/Mg+Fe<sup>2</sup> : Si (secondo B.E. LEAKE, 1978).

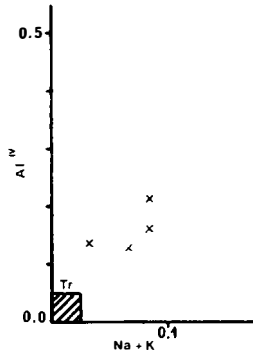


Abb. 22 Darstellende Punkte der analysierten Ca-Amphibole im Na+K : AL<sup>IV</sup> - Diagramm (nach W.A. DEER et al., 1963).  
 Position of the analysed Ca-amphiboles in the Na+K : AL<sup>IV</sup> - diagram (after W.A. DEER et al., 1963).  
 Les points des Ca-amphiboles au diagram Na+K : AL<sup>IV</sup> (apres W.A. DEER et al., 1963).  
 Situazione dei Ca-anfiboli analizzati nel diagramma Na+K : AL<sup>IV</sup> (secondo W.A. DEER et al., 1963).

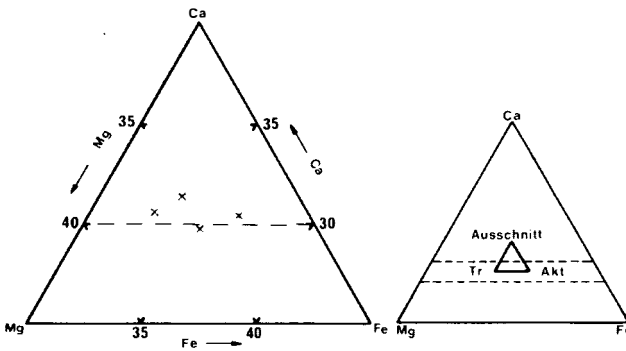


Abb. 23 Darstellende Punkte der analysierten Ca-Amphibole im Ca-Fe-Mg-Diagramm (nach W.A. DEER et al., 1963).  
 Position of the analysed Ca-amphiboles in the Ca-Fe-Mg - diagram (after W.A. DEER et al., 1963).  
 Les points representes des Ca-amphiboles au diagram Ca-Fe-Mg (apres W.A. DEER et al., 1963).  
 Situazione dei Ca-anfiboli analizzati nel diagramma Ca-Fe-Mg (secondo W. A. DEER et al., 1963).

## Literatur:

- DEER, W.A. & R.A. HOWIE & J. ZUSSMAN, 1963: Rock Forming Minerals. Vol. 2 Chain Silicates. - 379 S., 89 Fig., 58 Tab., London (Longmans, Green & Co.).
- KLEBERGER, J. & J.-M. SCHRAMM, 1980: op. cit.
- KLEBERGER, J., im Druck: op. cit.
- LEAKE, B.E., 1978: Nomenclature of amphiboles. - Can.Min., 16, H.4, 501-520, 5 Abb., Toronto.
- LEAKE, B.E., 1978: Nomenclature of amphiboles. - Miner.Petrogr.Acta, 22, 195-224, 5 Abb., Bologna.
- WINKLER, H.G.F., 1979: op. cit.

## Klausurgraben - Schwaighof: Fahrzeit etwa 50 bis 60 Minuten

Rückmarsch bzw.-fahrt zur B 311, dann Richtung E (Taxenbach/Bischofshofen). Blick zur "Embacher Blaike", einem mit dem Abklingen der letzten Hauptvereisung aktiv gewordenen Rutschhang von insgesamt 40 ha Ausdehnung. Massenbewegung von quartären Lockersedimenten infolge Vernäsung und Übersteilung der Hänge (Sohlerosion der Salzach). Letztes Großereignis 1974: Abgang von ca 30 Mio. m<sup>3</sup> Gesteinsmaterial nach einem Erdbeben.

Fahrt durch Lend bis "Maut" entlang der Salzach - Längstalstörung, SE Schwarzach beginnendes Umbiegen des Salzachtales zum Quer- bzw. Durchbruchstal. Zwischen Schwarzach und St. Johann i.P. an der W-Seite Steinbruch in südfallendem Bändermarmor (Hochglockler), an der orographisch rechten Talseite mächtige Salzachsotterterrassen, südlich St. Johann (Zederberg) Nagelfluh (Interglazial). Abzweigung bei St. Johann nach Wagrain (B 163), im Wagrainer-Bachtal Anschnitte von intensiv deformierten Phylliten der Wildschönauer Schiefer. In Wagrain (bei der Kirche) nach Radstadt abbiegen, etwa 1 km NE dieser Abzweigung Anschnitte von klastischem inneralpinem Tertiär (bräunliche und rötliche Sandsteine des Miozän).

## Haltepunkt 8:

Aufschluß 20 m W Volksschule Schwaighof bei Wagrain, 975 m SH.

Anweg: siehe Abb. 24

Abzweigung nach Schwaighof; Parkmöglichkeit für PKW unmittelbar bei der Volksschule, für Bus gegenüber dem Franz-Schmid-Denkmal. Aufschluß etwa 10 m (Fallinie) oberhalb Volksschule Schwaighof.

## Aufschluß:

Über grünlichgrauen Chloritphylliten folgt ein etwa 5 m mächtiger, steil nordfallender (ss = 010/75) bräunlichgrauer dolomitischer Kalkphyllit mit Chloritoid-reichen Partien. Schwach gebogene Chloritoid bis 3 mm Größe.

U.d.M.: Feinkörnige Grundmasse, bestehend aus Calcit, Dolomit, Quarz, Albit, Serizit, Chlorit, Hämatit und opakem Pigment (Korngrößen unter 0,1 mm). Durch opake Phasen Andeutung eines undeutlich planaren Gefüges. Chloritoid-Individuen sowie fallweise rosettenförmige Aggregate (Pleochroismus von farblos bis blaßblaugrünlich) sprossen über den Altbestand (Längen bis 3 mm, Zwillingslamellen 1-100 µm breit).

Chloritoid bildet mit allen aufgezählten Mineralphasen Berührungsgenese (siehe Abb. 25).

Die Röntgendaten stimmen mit den von L.B. HALFERDAHL (1961) angegebenen Kriterien für monoklinen Chloritoid weitgehend überein. Illit-Kristallinität (Index nach B. KUBLER, 1967): um 3.3.

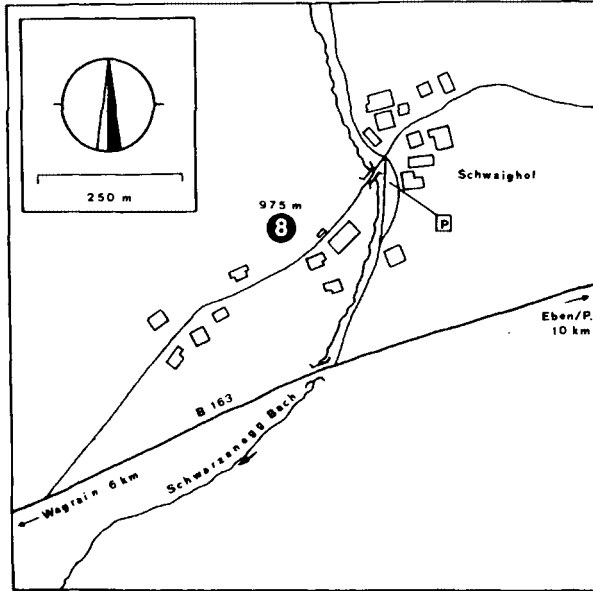


Abb. 24 Topographische Skizze - Haltepunkt 8.  
 Topographical sketch - stop 8.  
 Esquisse topographique - point d'arrêt 8.  
 Planimetria di posto 8.

#### Diskussion:

Die undeutlichen Verbiegungen bzw. Knicke in den Chloritoiden widersprechen der Deutung nicht, daß die Sprossungen dennoch postkinematisch in bezug auf die Hauptdeformation erfolgt sind, zumal die - nachweislich bis in die jüngste geologische Vergangenheit wirksam gewesene - Fortsetzung der Salzach-Längstalstörung nur etwa 1 km südlich dieses Aufschlusses verläuft. Wie die Analysen (Tab. 6) zeigen, sind die Chloritoide homogen gebaut, vergleichende Analysen an weiteren Chloritoiden der Grauwackenzone stehen bislang nicht zur Verfügung.



Abb. 25 Postkinematisch gesproßte Chloritoide in feinkörnigem Serizit-Quarz-Gewebe mit Dolomit. Sch 970, Nic. //.

Posttectonically grown chloritoids in a fine grained sericite-quartz matrix with dolomite.

Les chloritoides posttectoniques en une matrice de séricite et quartz avec dolomite.

Cloritoidi cresciute posttettonicamente in tessitura da grana fine di miche chiare e quarzo con dolomiti.

Tab. 6 Chemische Analysen: siehe S. 347

Literatur :

HALFERDAHL, L.B., 1961: Chloritoid: Its Composition, X-ray and Optical Properties, Stability, and Occurrence - J.Petrol., 2, no. 1, 49-135, 16 Fig., 25 Tab., 2 Taf., Oxford.

Proben-Nr.	Sch 970 L1	Sch 970 L2	Sch 970 L3	Sch 970 L4	Sch 970 L5
Lokalität	Schwaighof, Haltepunkt 8				
SiO <sub>2</sub>	22.85	23.33	23.05	23.39	22.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41.22	40.70	40.65	40.10	40.23
TiO <sub>2</sub> f)	-	-	0.01	0.01	0.07
FeO	24.35	24.29	24.55	24.60	25.15
MnO	0.06	0.12	0.13	0.03	0.06
MgO	1.55	1.57	1.60	1.41	1.48
CaO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03
K <sub>2</sub> O	-	0.01	-	0.02	0.03
Summe	90.05	90.03	90.01	89.56	90.02
Si	1.94	1.98	1.96	2.0	1.96
Al	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
Al	1.127	1.072	1.077	1.040	1.050
Ti	-	-	0.001	0.001	0.005
	1.13	1.07	1.08	1.04	1.06
Fe <sup>II</sup>	1.730	1.725	1.747	1.759	1.797
Mn	0.004	0.009	0.009	0.002	0.004
Mg	0.193	0.196	0.203	0.177	0.186
Ca	0.001	0.001	0.009	0.001	0.003
K	-	0.001	-	0.003	0.003
	1.94	1.93	1.96	1.94	1.99
Basis	12 0	12 0	12 0	12 0	12 0

+ ) FeO als Gesamteisen

Tab. 6 Chemische Analysen an Chloritoiden (Sch. 970).  
 Chemical analyses of chloritoids.  
 Les analyses chimiques des chloritoides.  
 Analisi chimiche di cloritoide.



Schwaighof - Eben im Pongau - Hütttau: Fahrzeit ca. 20 Minuten.

Fahrt über die Wagrainner Höhe (Wasserscheide Salzach/Enns) ins Ennstal (Fortsetzung der Salzach-Längstalstörung nach E) zur Auffahrt Salzburg. Blick nach Süden: Radstädter Tauern (Unterostalpin). Tauernautobahn (A 10) bis Abfahrt Eben/P. Blick nach Osten zum Becken von Altenmarkt und Radstadt: Im Vordergrund Roßbrand (Grauwackenzone), Südbegrenzung der Talung durch die "Mandling-Trias", eine kalkalpine Schuppe. Nördlich Eben auf der B 99 durch das Fritzbachtal nach W. Das Fritzbachtal folgt in etwa der durch intensive Verschuppung gekennzeichneten Grenze Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen (Werfener Schuppenland).

Haltepunkt 9:

Straßenanschnitt rund 350 m ESE Kirche Hütttau, 705 m SH.

Anweg: siehe Abb. 26.

Parkmöglichkeit für Bus und PKW ca. 50 m NE Aufschluß.

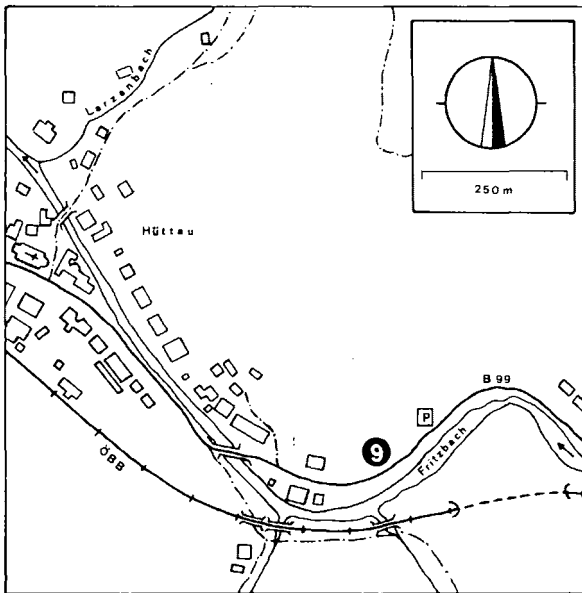


Abb. 26 Topographische Skizze - Haltepunkt 9.  
Topographical sketch - stop 9.  
Esquisse topographique - point d'arrêt 9.  
Planimetria di posto 9.

### Aufschluß:

Nordseitig an der Ortseinfahrt (gegenüber dem Westportal des kurzen Eisenbahntunnels) überwiegend feinblättrige, graugrüne bis gelblichgrüne Serizitphyllite. Einfallen mittelsteil nach NW, Fältelung bis in den cm-Bereich. Das Gefüge ist durch Talzuschub wahrscheinlich en bloc verstellt. Wenn auch ähnliche Gesteine im Westabschnitt der Grauwackenzone als "Porphyroid-schiefer" bezeichnet werden, wäre bei den hier vorliegenden Phylliten der Schluß auf saure Vulkanite bzw. deren Tuffe sehr gewagt.

U.d.M.: Feines, gefälteltes Serizit-Quarz-Gewebe, wenigstens zwei Transversalschieferungen; die Quarze zeigen keine undulöse Auslöschung und weisen keine magmatischen Korrosionserscheinungen auf.

Paragenese: Quarz, Chlorit, Muscovit, mixed-layer Paragonit/Muscovit und Paragonit. Die Na-Hellglimmer machen bis zu 40% des Phyllosilikatanteiles aus. Der Chlorit kann aufgrund der aus Röntgendaten ermittelten chemischen Zusammensetzung (R. WETZEL, 1973) nach dem Klassifikationschema von M.H. HEY (1954) dem Ripidolit-Feld zugeordnet werden.

### Diskussion:

Das Auftreten von mixed-layer Paragonit/Muscovit sowie von Paragonit wird einem schwachen Regionalmetamorphoseereignis zugeschrieben und läßt sich zwanglos mit den aus anderen Befunden für den Nordrand der Grauwackenzone abgeleiteten Metamorphosekriterien vergleichen.

Formation der Na-Hellglimmer wahrscheinlich entsprechend der von M. FREY (1970) vorgeschlagenen Abfolge (Aggradation):

1/1 regulärer mixed-layer Illit/Montmorillonit →  
mixed-layer Paragonit/Muscovit → Paragonit.

### Literatur:

FREY, M., 1970: The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. - *Sedimentology*, 15, 261-279, 10 Fig., 1 Tab., Amsterdam.

HEY, M.H., 1954: A new review of the chlorites. - *Min.Mag.*, 30, 277-292, 4 Fig., London.

WETZEL, R., 1973: Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies. - *Schweiz.Min.Petr.Mitt.*, 53, 273-298, 18 Fig., 6 Tab., Zürich.

Hüttau - Formau: Fahrzeit 3 - 4 Minuten.

Fahrt durch Hüttau auf der B 99 in nordwestlicher Richtung bis zur zweiten Eisenbahnbrücke. An den südseitigen Talhängen nagelfluhartig verfestigte Terrassenschotter (Interglazial), an beiden Talflanken stellenweise Felsfreilegungen an Blaiken (vorwiegend Phyllite).

### Haltepunkt 10:

Straßenanschnitt 100 m N Eisenbahnbrücke Formau, 670 m SH.

Anweg: siehe Abb. 27

Parkmöglichkeit für PKW unmittelbar südlich der Eisenbahnbrücke, für Bus etwa 400 m NW des Aufschlusses, kurze Fußmärsche.

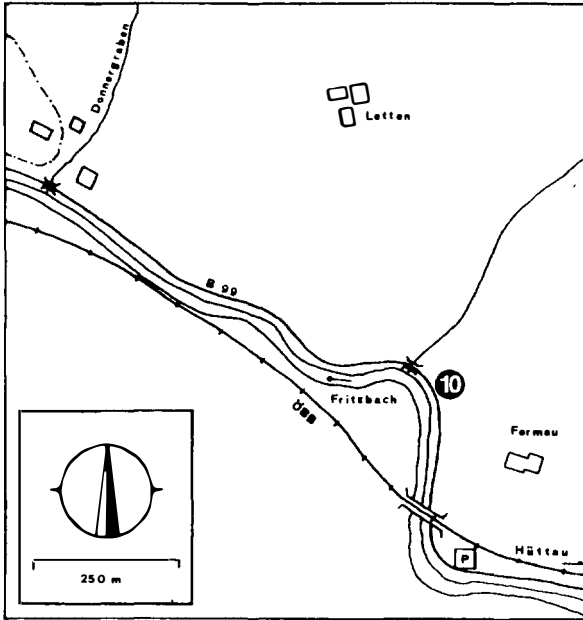


Abb. 27 Topographische Skizze - Haltepunkt 10.  
 Topographical sketch - stop 10.  
 Esquisse topographique - point d'arrêt 10.  
 Planimetria di posto 10.

Aufschluß:

Beschreibung von der Eisenbahnbrücke nach N (Linkskurve, kleiner Seitengraben). Abfolge von mehr oder weniger steil nordfallenden grauen bis grünlichgrauen Phylliten mit Quarz-Ankerit-Lagen, Pyritphylliten (teilweise "brandig"), Schwarzphylliten, dunkelgrauen, gelblichgrünen und grau violetten Phylliten. Das  $s_1$  folgt dem  $ss$  (010/70), eine weitständige Transversalschieferung fällt steil nach Süden ein. In den gelblichgrünen und grau violetten Phylliten lagenweise Porphyroblasten von Chloritoid (makroskopisch sichtbar). Der Seitengraben in der Kurve folgt einer Störung: an dessen Ostseite gelblichgrüner Phyllit mit Quarzlagen, an dessen Westseite violett-graues, polymiktes Metakonglomerat der Hochfilzener Schichten (Unter-Rotliegend) ebenfalls mit Chloritoidsprossung im Bindemittel. Die Position dieses Metakonglomerates ist auf spätalpine Einschuppung zurückzuführen (Diskussion bei J.-M. SCHRAMM, 1980b).

U.d.M.: (grauvioletter Chloritoid führender Phyllit, Sch 122): Deutlich planares Gefüge mit  $s$ -parallelen, mm- bis cm-dicken Grobkornlagen (Dolomit, Quarz, Hämatit, Kalifeldspat). Die bis mm-großen Individuen sind häufig kataklastisch zerbrochen. Feinste Lagen (Serizit-Quarz-Filz) mit reichlich organischem Pigment im 0,1 mm-Bereich gefältelt. In diesen Feinbereichen sprossen bis zu 500  $\mu\text{m}$  (im Durchmesser) große Chloritoidrosetten (Abb. 28) quer zum  $s_1$ . Vereinzelt Zerbrechung der Chloritoiden senkrecht  $c$ , diese Deformation ist jedoch eindeutig postkinematisch zur Hauptdeformation.

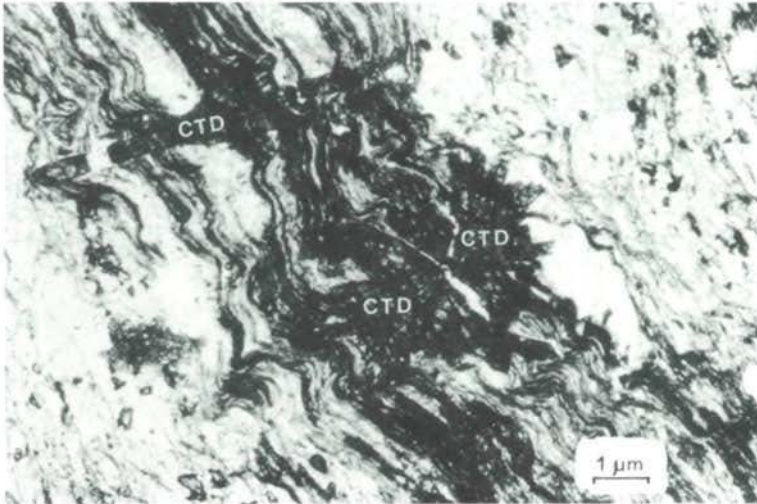


Abb. 28 Chloritoid-Rosetten sprossen postkinematisch über den alten Mineralbestand Sch 122, Nic. //.  
 Rosette-textured chloritoides are growing across the older minerals.  
 Rosettes de chloritoïde posttectonique par dessus les minéraux vieilles.  
 Rosette di cloritoide crescono posttettonicamente sui minerali vecchi.

Die Illitkristallinität beträgt 3.8 - 3.9.

#### Diskussion:

J.-M. SCHRAMM (1980b) wies darauf hin, daß u.a. an der Südseite des Tennengebirges, wo nämlich die Chloritoidsprossung miteinander intensiv verschuppte variszische und postvariszische Gesteine gleichermaßen übergreift, ein besonders spätes alpidisches Metamorphoseereignis festzustellen ist, zumal ja das Alter der Schuppenbildung generell als postgosauisch anerkannt wird. Die Chloritoides des hiesigen Nordrandes der Grauwackenzone sind deutlich kleiner als jene am Südrand (man vergleiche mit Haltepunkt 8). Auch andere Indizien (Illit-Kristallinität, Auftreten anderer Mineralneubildungen) deuten eine geringe Intensitätszunahme der Metamorphose nach S an.

Das Fehlen von Chlorit und Pyrophyllit in den Chloritoid-Phylliten bei Formau läßt darauf schließen, daß diese beiden Phasen bei einer Bildungsreaktion nach dem Muster

Pyrophyllit + Fe-reicher Chlorit → Chloritoid + Quarz + H<sub>2</sub>O  
 (M. FREY, 1972) reagiert haben.

## Literatur:

- FREY, M., 1972: Progressive low-grade metamorphism of a black-shale formation, central Swiss Alps. - Ann.Meet.Geol.Soc.Am.Minneapolis, abstracts with progr., 4, no. 7, 512, Boulder.
- SCHRAMM, J.-M., 1980b: op. cit.

## Formau - Werfen - Salzburg: Fahrzeit 40 - 60 Minuten.

Fahrt durch das Fritzbachtal (B 99) nach W. Nordseitig Straßenanschnitte von Metasedimenten der Grünen Serie sowie der tiefsten Niveaus der Werfener Schichten. Westlich Kreuzbergmaut (Salzachbrücke) Einmündung ins Salzachquertal (B 159). Zwischen Salzachbrücke und Fischerwirt gefaltete bunte Quarzite der Werfener Schichten (Straßen-Westseite). Blick nach N: Tennengebirgssüdabfall.

## Rückfahrt nach Salzburg:

- a) Entweder Auffahrt N Imlau auf die Tauernautobahn A 10 bis Salzburg (Fahrzeit 30 Minuten), oder
- b) B 156 über Werfen (Panorama vom Werfener Berg nach S über das Werfener Schuppenland im Vordergrund und die Grauwackenzone im Hintergrund) - Paß Lueg (alte Paßstraße, unmittelbar an der Paßhöhe: Gletscherschliffe im Dachsteinkalk mit Querschnitten von *Conchodus infraliasicus*).
- Südwestlich Golling (Kote 476, Einmündung der B 162 aus dem Lammerthal) Rundblick: Im Süden Abtauchen der tirolischen Deckenstirn (Tennen- und Hagengebirge) unter die Lammereinheit (unruhige Morphologie aufgrund zahlreicher kleinerer permischer Haselgebirgsvorkommen). Im Norden trichterförmige Weitung des Salzburger Beckens (Quartärfüllung), im Westen lehrbuchmäßige Trogform des glazial ausgeschürften Bluntautales.
- Zwischen Golling, Hallein und Salzburg im Osten flachgelagertes Tirolikum (vorwiegend Jura) der Osterhorngruppe (samt Gaisberg), im Westen nordfallendes Tirolikum (Mitteltrias bis Unterkreide) des Hohen Göll und des Roßfeldes, sowie Juvavikum des Halleiner und Berchtesgadener Salzberges und des Untersberges.

## Anmerkungen zu den mineralogischen Untersuchungen:

### Gesamtgestein:

An sämtlichen hier beschriebenen Gesteinsproben wurden röntgendiffraktometrische Untersuchungen des Mineralbestandes vorgenommen. (Siemens Diffraktometer, 35 kV, 20 mA, Cu-Strahlung).

### Fraktion < 2 µm:

Qualitative und semiquantitative röntgendiffraktometrische Untersuchungen der Phyllosilikate (Basisreflexe) (M. FREY, 1978); Messung der Illit-Kristallinität (Halbwertsbreite) (B. KUBLER, 1967); Erfassung ausgewählter Kristallgitterdaten mit Hilfe der Guinier-Kamera (Enraf-Nonius).

### Mineralphasen:

Chemische Mineralanalysen mittels Elektronenstrahlmikrosonde (Cambridge Microscan V) in Verbindung mit den von A.E. BENCE & A.L. ALBEE (1968) und J.W. COLBY (1969) vorgeschlagenen Korrekturverfahren.

### Literatur:

- BENCE, A.E. & A.L. ALBEE, 1968: Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. - J.Geol., 76, 382-403, 11 Fig., 6 Tab., Chicago.
- COLBY, J.W., 1969: A computer program for quantitative electron microprobe analysis. - Adv.X-ray Anal., 11, 297-315, Plenum Press, New York.
- FREY, M., 1978: op. cit.
- KUBLER, B., 1967: op. cit.

### Dank:

Die Verfasser danken folgenden Personen und Stellen (alphabetisch gereiht) herzlich:

Herrn Ing. M. BERNROIDER für die Unterstützung bei einigen EMS-Messungen, Herrn P. BRANDMAIER für die Reinzeichnung des Großteils der Abbildungen, dem FONDS ZUR FÖRDERUNG DER WISSENSCHAFTLICHEN FORSCHUNG IN ÖSTERREICH für die finanzielle Unterstützung bei der Probeneinholung (Projekt S-15/08), Herrn Prof. Dr.G. FRASL für die Ermöglichung der reibungslosen Benützung sämtlicher Institutseinrichtungen, Frl. G. HALEK für die Reinschrift des Manuskripts, Herrn H. HASSFURTHER für die fotografische Hilfe, Frau Doz.Dr.E.Ch. KIRCHNER für fachliche Diskussionen, Frl. B. LACKNER für die Übersetzung ins Italienische, Herrn Prof. Dr.H. MOSTLER für die rasche Drucklegung dieser Arbeit in den "Geologisch-Paläontologischen Mitteilungen Innsbruck", Herrn Dr. W.VETTERS für die Einsichtnahme in unveröffentlichte Gutachten bzw. Manuskripte sowie für die Übersetzung ins Französische und schließlich Herrn W.WALDHÖR für die rasche Anfertigung der polierten Dünnschliffe.