

Zum Gesteinsaufbau des Altkristallins der zentralen Schobergruppe, Osttirol

von Georg TROLL und Eckart HÖLZL

mit 5 Abbildungen, 6 Tabellen und 2 Tafeln (=Beilage 1—2)

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 153, 179, 180

Schlüsselwörter

Altkristallin
Oberostalpin
Tektonik
Metamorphose
Glimmerschiefer
Augengneise
Eklogitamphibolite
Disthen
Granat

Inhalt

1. Einführung	2
Zur Arbeitsweise und zur Karte	3
2. Gesteinsbestand	3
3. Gesteinsverband	7
4. Metamorphose	11
Zu den Analysen	15
5. Literatur	15

Zusammenfassung

Das polymetamorphe Altkristallin der zentralen Schobergruppe läßt sich in zwei lithologische Serien gliedern. Nach ihrer tektonischen Stellung bilden sie einen Liegend- und einen Hangendkomplex. In beiden fehlen Karbonatgesteine. Der Liegendkomplex ist monoton mit stark psammitischem Einschlag. Der Hangendkomplex ist durch wesentlich höheren Anteil an Metabasiten gekennzeichnet. Besonders typisch sind sogenannte „Eklogitamphibolite“. Sie enthalten Almandingranate mit Pyropgehalten von zirka 20 Mol-%. Die Metamorphose in Amphibolitfazies zerstörte ältere Gefügebilder. Die Faltenachsenrichtungen sind für Liegend- und Hangendkomplex verschieden. Eine Veränderung der im Liegendkomplex flachen Faltenachsen zu steilachsigem Bau (Schlingentektonik) ist innerhalb weniger Kilometer möglich. Eine schwächere Querfaltung dürfte dem gleichen tektonischen Vorgang als Ost-West-Einengung zuzuordnen sein. Die alpidische Gebirgsbildung schuf Mylonitzonen und partielle Diaphthorese.

Abstract

The polymetamorphic "Altkristallin" of the central Schobergruppe can be divided into two lithological series. According to its tectonic setting, they form an upper and a lower complex. In both of these, carbonate rocks are lacking. The lower complex is monotonous, with a strongly psammitic character. The upper complex is characterized by a generally higher amount of metabasites. The so-called "eclogite-amphibolites" are typical. They contain almandine-garnets with a pyrope component of about 20 mole %.

Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. Georg TROLL und Dipl. Min. Eckart HÖLZL, Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität, D-8 München 2, Theresienstraße 41.

The amphibolite facies metamorphism destroyed older petrofabric patterns. The directions of the fold axes differ in reference to the upper and lower units, respectively. A change from gently to steeply plunging fold axes (with a tendency towards "Schlingentektonik") can be observed within a distance of a few kilometers. A weaker folding phase perpendicular to the main fold system could be related to the same tectonic event should the fold system have suffered contraction along its main axis. The alpidic orogenesis produced mylonitic zones and partial diaphthoresis.

1. Einführung

Geologisch gesehen, liegt die Schobergruppe, ein Teil des ostalpinen Altkristallins, zwischen dem Tauernfenster im Norden und den Lienzer Dolomiten im Süden (vgl. CLAR, 1965, S. 15—22; ANGENHEISTER et al., 1972, Texttafel 1 und 2). Zusammen mit den westlich anschließenden Deferegger Bergen und der östlich anschließenden Kreuzeckgruppe verdankt sie ihre heutige Lage im Alpenbau der tertiären Herauswölbung der Zentralachse des Gebirgskörpers, welcher der Altkristallinstreifen im Süden des Tauernfensters als flankierender Block gefolgt ist. Als Sockel abgesicherten Oberostalpins kommt ihm übergreifende Bedeutung zu. Bereits bei der Analyse, inwieweit dieser Block tektonisch einheitlich ist und ob er aus parautochthonen, aus allochthonen oder aus beiden Teilen zusammengesetzt ist, gehen die Meinungen auseinander. Um der Lösung dieses Problems näherzukommen, werden eine petrographische und eine tektonische Bestandsaufnahme angestrebt, die sich gegenseitig ergänzen sollen.

Die Gliederung des altkristallinen Stoffbestandes in verschiedene Gesteinsserien soll den Vergleich mit ähnlichen Gesteinsserien in den Ostalpen ermöglichen und insbesondere die Serienwiederholungen im tektonischen Baustil über Kilometerbereiche innerhalb des Arbeitsgebietes absichern.

Ein weiteres Ziel ist die mineralfazielle Einstufung der Gesteine in den Metamorphoseablauf, der sich das Ausmaß retrograder Umbildungen als besonderes Problem stellt. Dabei wird auf die retrograden Metamorphoseerscheinungen entlang junger Störungslinien neben der flächigen Verbreitung besonderes Augenmerk gerichtet. Diese Forschungen gehen von dem Leitgedanken CLARS (1965, S. 21) für das „als die primäre Unterlage des ostalpinen Mesozoikums betrachtete Kristallin“ aus: „Abgesehen von den noch keineswegs vollständig erfaßten kartierbaren Diaphthoresestreifen sind schwache Kataklyse, Spuren diaphthoritischer Neubildungen, Kluftzerlegung und Bruchzerstückelung als alpidische summierbare Teilbewegungen so allgemein, daß wir auch diese Massen im Alpenbau nicht als wirklich starre, unverformte Schollen betrachten müssen“.

Die Schobergruppe (s. Beilage 1) ist seit Dionys STUR (1856, Taf. 1, Nr. 5) Gegenstand sehr unterschiedlich intensiver Forschungen. In den zwanziger Jahren dieses Jahrhunderts haben ANGEL (1928, 1929 und 1930) sowie CLAR (1926, 1927 a, 1927 b) auf Grund tektonischer und petrographischer Aufnahmen eine erste geologische Deutung der Baueinheiten der Schobergruppe erarbeitet. SENARCLENS-GRANCY hat 1965 von den Deferegger Alpen aus eine tektonische Einbeziehung der westlichen Schobergruppe in den Bauplan des Altkristallins versucht; doch sind die linearen Gefügeelemente für den erforderlichen Maßstab nur ansatzweise erfaßt, so daß manche Fragen offenbleiben. Auf der anderen Seite hat auf Anregung EXNERS im nordöstlichen Teil der Schobergruppe SCHWARZBÖCK (1968) eine eingehende Studie über die Geologie des oberen Gradientales vorgelegt, die Beachtung verdient. Mit einzelnen Gesteinsvorkommen beschäftigten sich WIESENER (1935) und EXNER & WANDERER (1962).

Zur Arbeitsweise und zur Karte (Beilage 1):

Die Untersuchungen wurden 1968 mit ersten Begehungen begonnen und ab 1970 dank der Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (Forschungsbeihilfe Nr. Tr 61/7, 9) verstärkt fortgesetzt. Der Detailaufnahme des Tscharnaktgebietes widmete sich E. HÖLZL, während G. TROLL sich den regionalen Aspekten zuwandte. Die chemischen Granatanalysen (Angabe der Bestimmungsmethoden folgt in Tab. 6) und die modalen Gesteinsanalysen (Punktrastermethode, wobei eine Fehlerabschätzung über die Punktsumme und den Volumenprozentsatz möglich ist) führte E. HÖLZL aus. Die Gesteinsbezeichnungen erfolgten nach den Vorschlägen österreichischer Petrographen (Symposium 1962; FRITSCH et. al., 1967).

Die tektonischen Meßdaten (Beilage 1) stammen von G. TROLL mit Ausnahme der Faltenachsen im Gebiet des Oberen Gradentales, die aus SCHWARZBÖCK (1968) übernommen worden sind (in Beilage 1 an der fehlenden Bezifferung des Tauchwertes kenntlich). Bei unseren Messungen handelt es sich meist um Mittelwerte mehrerer Messungen. Im allgemeinen gibt die Pfeilspitze in Beilage 1 den Meßpunkt bzw. den verwendeten Aufschluß an. Die verwendeten Symbole s_1 , s_2 , B_1 und B_2 geben die heute sichtbaren tektonischen Elemente wieder. Sicherlich waren noch ältere Gefügeelemente vorhanden, doch sind sie von den starken jüngeren Verformungen und der kräftigen Kristallisation ausgelöscht worden.

2. Der Gesteinsbestand

Es treten zwei Gesteinsfolgen auf, deren mineralogische Zusammensetzungen sich deutlich genug voneinander unterscheiden, um daraus primär verschiedene Ablagerungen zu folgern. Ob es sich dabei um fazielle Unterschiede synchroner Gesteinspakete oder um ungleich alte Gesteinsfolgen handelt, ist wegen ihrer tektonischen Verformung noch nicht erkennbar:

- a) Monotone Metamorphite mit psammitischem Einschlag (Serie I);
- b) Komplex mit großenteils amphibolitischem Mineralbestand (Serie II).

Die Gneise und Glimmerschiefer der Serie I sind Glimmerquarzite mit oder ohne Granat, Graphitschiefer oder Graphitquarzite, mittelkörnige Glimmerschiefer (häufig mit Granat), feinkörnige Quarz-Plagioklas-Gneise, Plagioklas-Glimmergneise u. a. (vgl. Tab. 1). Karbonatgesteine fehlen völlig.

Die amphibolitische Serie II enthält eine Vielzahl von Hornblendeschiefern, Amphiboliten und Metabasiten (darunter Hornblende-Plagioklas-Schiefer, Hornblende-Porphroblasten-Gneis, Hornblende-Biotit-Gneis, verschieden zusammengesetzte Amphibolite). Die auffälligsten Gesteine dieser Folge sind die sogenannten „Eklogitamphibolite“, die in sich wiederum untergliedert werden können (kelyphitischer Eklogitamphibolit, eklogitische Granatamphibolite mit wechselnden Gehalten an Mineralen der Epidotgruppe). Tabelle 3 gibt einige kennzeichnende Mineralbestände dieser Gesteinsgruppe wieder, die in ihrem Vorkommen jedoch innerhalb des Dezimeter- bis Meterbereiches so variabel sind, daß nur subtile Detailarbeit den genauen Bestand erfassen kann. Ein wesentliches Merkmal in den „Eklogitamphiboliten“ ist das diablastische Gewebe von Hornblende und Plagioklas.

Unter den amphibolfreien Gesteinen der Serie II finden sich neben Granatglimmerschiefern die in ihrer Verwitterungsrinde rostig hervorstechenden Biotitgneise (Tab. 2) und Granat-Stauroolith-Gneise. Die letzteren haben nur geringe Verbreitung in Mächtigkeiten im Meterbereich; ihre Verwendungsmöglichkeit zur Festlegung des Metamorphosegrades macht sie aber bedeutsam. Auch in der Serie II fehlen jegliche Karbonatgesteins-einschaltungen.

Tabelle 1: Modaler Mineralbestand (Vol.-%) von Paragesteinen der zentralen Schobergruppe

Anal. Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Schliff Nr.	8573	8846	8607	8707	8568	8570	8930	8569	8608	9061	9067
Plagioklas ...	16.4 (An ₁₃₋₁₆)	10.1	3.6 (An ₁₈₋₂₅)	12.4	23.7 (An ₁₀₋₁₃)	34.5	7.0	18.7	25.8 (An ₁₁₋₁₄)	28.5	30.6
Quarz	68.5	80.6	49.5	61.0	41.5	43.8	57.4	30.5	40.4	42.2	38.5
Biotit	1.1	3.6	10.3	4.2	21.9	11.9	11.4	13.7	18.1	19.7	13.5
Chlorit	5.9	0.2	1.4	6.4	1.0	1.9	1.6	1.7	0.8	2.3	2.7
Hellglimmer ..	7.0	3.7	22.2	14.2	8.7	1.4	11.4	28.5	13.9	6.5	11.9
Granat	0.1	1.2	11.4	Sp.	—	2.1	0.6	5.0	Sp.	0.1	1.3
Epidot	—	—	—	—	1.8	3.2	0.6	0.1	0.2	Sp.	0.3
Apatit	Sp.	0.2	—	—	0.2	0.5	0.2	0.1	0.3	0.3	0.3
Zirkon	—	—	—	—	—	—	—	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
Turmalin	—	—	0.8	0.6	—	—	5.2	0.4	—	—	—
Rutil	—	—	—	—	—	0.5	—	0.1	—	—	—
Titanit	—	—	—	—	0.2	—	—	0.2	—	—	—
Erz	1.0	0.4	0.8	1.2	1.0	0.2	4.6	1.0	0.5	0.4	0.9
Summe	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Punkte	1000	1000	1000	1000	1000	1000	500	1000	1000	1000	5000

Zu Tabelle 1:

1. Analyse Nr. 1: Plagioklas-Glimmer-Quarzit Nr. 8573: Tscharnakt-Nordosthang, 250 m SSE Punkt 2178 m; Höhe 2220 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 44' 46.2"/46° 55' 41.1".
2. Analyse Nr. 2: Plagioklas-Glimmer-Quarzit Nr. 8846: Tscharnakt-Nordosthang, 175 m SSE Punkt 2178 m; Höhe 2160 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 44' 47"/46° 55' 44.7".
3. Analyse Nr. 3: mittelkörniger Glimmerschiefer Nr. 8607: Tscharnakt-Nordosthang, 275 m SSE Punkt 2178 m; Höhe 2170 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 44' 49"/46° 55' 41.8".
4. Analyse Nr. 4: mittelkörniger Glimmerschiefer Nr. 8707: Tscharnakt-Osthang, 350 m NE Punkt 2547 m; Höhe 2390 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 44' 48.7"/46° 55' 36".
5. Analyse Nr. 5: feinkörniger Quarz-Plagioklas-Gneis Nr. 8568: Tscharnaktkamm, 150 m E Punkt 2613 m; Höhe 2560 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 44' 28.7"/46° 55' 27.5".
6. Analyse Nr. 6: feinkörniger Quarz-Plagioklas-Gneis Nr. 8570: Tscharnaktkamm Punkt 2547 m; Geographische Koordinate: 12° 44' 35.7"/46° 55' 30".
7. Analyse Nr. 7: feinkörniger Quarz-Plagioklas-Gneis Nr. 8930: Mirnitzscharte, 250 m E Punkt 2743 m; Höhe 2660 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 43' 15"/46° 55' 35.7".
8. Analyse Nr. 8: Plagioklas-Glimmer-Gneis Nr. 8569: Tscharnaktscharte, 125 m S Punkt 2548 m; Höhe 2500 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 44' 13"/46° 55' 23".
9. Analyse Nr. 9: Plagioklas-Glimmer-Gneis Nr. 8608: Tscharnaktscharte, 90 m SSE Punkt 2548 m; Höhe 2490 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 44' 15.5"/46° 55' 24.3".
10. Analyse Nr. 10: Plagioklas-Glimmer-Gneis Nr. 9061: Große Mirnitzspitze, 160 m NW Punkt 2715 m; Höhe 2630 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 43' 36"/46° 55' 26.4".
11. Analyse Nr. 11: Plagioklas-Glimmer-Gneis Nr. 9067: Kleine Mirnitzspitze 225 m NNE Punkt 2906 m; Höhe 2700 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 43' 17.8"/46° 55' 30".

Tabelle 2: Modaler Mineralbestand (Vol.-%) von Biotit-Gneisen (Grössinggneis nach CLAR, 1927) der zentralen Schobergruppe

Anal. Nr.	12	13	14	15	16
Schliff Nr.	8841	8932	Mittelwert	Höchstwert	Niedrigstwert
Plagioklas	14.0	32.0	36.4	45.6	28.4
	(An ₁₄₋₁₆)				
Quarz	32.0	37.5	29.3	33.5	23.6
Biotit	25.8	18.8	24.0	31.6	20.4
Chlorit	2.6	4.1	1.3	7.8	—
Hellglimmer	19.9	2.7	1.7	6.1	0.2
Granat	3.5	1.0	4.8	11.6	—
Epidot	1.2	1.9	0.6	2.1	—
Apatit	0.4	0.6	—	—	—
Zirkon	Sp.	Sp.	—	—	—
Turmalin	} Sp.	} Sp.	—	—	—
Titanit					
Rutil	—	0.4	0.2	1.9	—
Erz	0.6	1.0	1.6	4.8	0.1
Summe	100.0	100.0	99.9	—	—
Punkte	1000	1000			

Zu Tabelle 2:

1. Analyse Nr. 12: Biotit-Gneis Nr. 8841: Grat der Großen Rotspitze, 130 m NW Punkt 3053 m; Höhe 3000 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 43' 48.2"/46° 55' 7".
2. Analyse Nr. 13: Biotit-Gneis Nr. 8932: Fundpunkt wie Analyse Nr. 12. Geographische Koordinate: 12° 43' 48.2"/46° 55' 7".
3. Analysen Nr. 14—16: Modalanalysen von 18 Grössinggneisen der Steiermark aus ANGEL (1924, S. 201).

Im Gesteinsaufbau der Schobergruppe nehmen die Augen- und Flasergneise (Tab. 4) eine Sonderstellung ein: eine Gruppe, deren Petrogenese noch nicht geklärt ist. Es sind helle, teils stark geplättete oder kataklastische Mikroklingneise, die an bezeichnenden Stellen, vor allem an der Grenze zwischen den Serien I und II, auftauchen. SCHWARZBÖCK (1968) hält ihre Entstehung infolge von Mobilisation aus bestimmten Paragneisen während einer Migmatisierung für möglich; die Mikroklin-Augengneise und -Flasergneise bilden andererseits ein mehrere Meter mächtiges Band, das sich in vielen Teilen des Gebirges über Kilometerweite verfolgen läßt.

Die Bestandsaufnahme der metamorphen Gesteine der Schobergruppe beabsichtigt eine Aufschlüsselung der früher (CLAR, 1927, S. 73; SENARCLENS-GRANCY, 1965, S. 248) als Schiefergneise bezeichneten Metamorphite in einzelne Gesteinstypen nach den von FRITSCH et al. (1967) gegebenen Vorschlägen.

Tabelle 3: Modaler Mineralbestand (Vol.%) von amphibolführenden Gesteinen der zentralen Schobergruppe

Anal. Nr.	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Schliff Nr.	8575	8578	8918	8922	8935	8981	8990	8917	8921	8915	8986
Hornblende ..	56.9	77.7	4.8	12.0	17.5	73.6	73.2	17.1	44.6	13.0	3.0
Biotit	9.1	7.0	3.0	—	0.3	—	0.8	5.1	7.5	16.4	24.6
Plagioklas	10.1	5.8	0.9	0.7	0.2	11.1	16.2	59.6	32.9	27.4	31.7
	(An ₂₇₋₃₃)	—	—	—	(An ₂₄)	(An ₁₀₋₁₃)	—	(An ₂₇₋₃₀)	—	(An ₂₇)	—
Klinopyroxen .	—	—	19.7	5.1	12.5	—	—	—	—	—	—
Diablastisches Gewebe (Hornblende und Plagio- klas)	—	—	39.8	47.8	11.1	—	—	—	—	—	—
Quarz	2.2	0.6	1.7	4.7	11.0	4.9	2.5	8.8	1.1	39.2	27.0
Granat	0.2	—	17.4	18.8	42.8	—	—	2.9	1.9	2.2	11.6
Chlorit	3.8	0.9	—	—	—	—	1.4	0.3	0.6	0.2	0.6
Hellglimmer ..	0.4	0.2	1.8	—	0.7	—	—	0.2	0.1	—	—
Epidot	7.5	2.3	7.2	6.5	1.1	8.0	4.5	3.2	10.2	Sp.	0.1
Titanit	9.6	5.4	—	—	—	—	—	2.2	—	—	—
Rutil	Sp.	Sp.	1.8	1.5	1.5	1.1	0.2	—	0.3	—	0.3
Apatit	—	—	—	0.4	—	0.2	0.7	0.5	Sp.	Sp.	Sp.
Erz	0.2	0.1	1.1	2.5	1.3	1.1	0.5	0.1	0.8	1.6	1.1
Karbonat	—	—	0.8	—	Sp.	—	—	—	—	—	—
Summe	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Punkte	1000	1000	5000	2000	1000	1000	1000	2000	1000	1000	1000
Dichte	—	3,118	3,149	3,244	—	—	—	—	—	—	—

Zu Tabelle 3:

1. Analyse Nr. 17: Amphibolit Nr. 8575: Tscharnakt-Südhang, 175 m E Punkt 2613 m; Höhe 2540 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 44' 30"/46° 55' 28".
2. Analysen Nr. 18: Amphibolit Nr. 8578: Tscharnakt-Südhang, 120 m SSE Punkt 2613 m; Höhe 2510 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 44' 31"/46° 55' 24.3".
3. Analyse Nr. 19: „Kelyphitischer Eklogitamphibolit“ Nr. 8918: Große Mirnitzspitze; 160 m W Punkt 2985 m; Höhe 2860 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 43' 24"/46° 55' 15.4".
4. Analyse Nr. 20: Kelyphitischer Eklogitamphibolit Nr. 8922: Kleine Mirnitzspitze; 190 m SSE Punkt 2906 m; Höhe 2800 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 43' 19.2"/46° 55' 17.1".
5. Analyse Nr. 21: Kelyphitischer Eklogitamphibolit Nr. 8935: Fundpunkt wie Analyse Nr. 20; Geographische Koordinate: 12° 43' 19.2"/46° 55' 17.1".
6. Analyse Nr. 22: Epidot-Plagioklas-Amphibolit Nr. 8981: Barrenlesee, 150 m E Punkt 2764 m; Höhe 2830 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 43' 16.3"/46° 55' 8.8".
7. Analyse Nr. 23: Epidot-Plagioklas-Amphibolit Nr. 8990: Fundpunkt wie Analyse Nr. 22; Geographische Koordinate: 12° 43' 16.3"/46° 55' 8.8".
8. Analyse Nr. 24: Hornblende-PorphYROblasten-Gneis Nr. 8917: Barrenlesee, 60 m S Punkt 2727 m; Höhe 2750 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 43' 10"/46° 55' 8.2".
9. Analyse Nr. 25: Hornblende-PorphYROblastengneis Nr. 8921: Barrenlesee, 200 m W Punkt 2985 m; Höhe 2820 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 43' 21.7"/46° 55' 13.7".
10. Analyse Nr. 26: Hornblende-Biotit-Gneis Nr. 8915: Große Mirnitzspitze, 210 m W Punkt 2985 m; Höhe 2820 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 43' 21.7"/46° 55' 13.7".
11. Analyse Nr. 27: Hornblende-Biotit-Gneis Nr. 8986: Barrenlesee, 150 m E Punkt 2727 m; Höhe 2830 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 43' 16.3"/46° 55' 8.8".

Tabelle 4: Modaler Mineralbestand (Vol.-%) von Mikroklin-Augengneisen der Schobergruppe

Anal. Nr.	28	29	30	31	32
Schliff Nr.	8940	8941	8946	9814	10089
Mikroklin	15·7	12·9	23·4	29·3	21·3
Plagioklas	22·8	29·5	19·8	30·5	28·7
	(An ₁₂₋₁₆)				
Quarz	22·7	30·4	35·0	23·9	31·6
Biotit	26·4	18·2	0·1	1·1	1·7
Granat	—	—	—	0·1	Sp.
Chlorit	Sp.	1·3	Sp.	1·5	2·2
Hellglimmer	8·9	3·6	20·7	12·1	14·3
Klinozoisit und Orthit	2·8	3·8	0·4	—	—
Titanit	0·1	Sp.	—	—	—
Apatit	0·4	0·2	0·3	0·4	0·2
Zirkon	Sp.	Sp.	Sp.	0·2	Sp.
Erz	0·2	0·1	0·3	0·9	Sp.
Summe	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0
Punkte	2000	1500	2000	2000	2000

Zu Tabelle 4:

1. Analyse Nr. 28: Mikroklin-Augengneis Nr. 8940; Kleine Miritzspitze, 200 m ESE Punkt 2906 m; Höhe 2900 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 43' 25"/46° 55' 20".
2. Analyse Nr. 29: Mikroklin-Augengneis Nr. 8941; Kleine Miritzspitze, 175 m ESE Punkt 2906 m; Höhe 2860 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 43' 22"/46° 55' 19·4".
3. Analyse Nr. 30: Mikroklin-Augengneis Nr. 8946; Große Miritzspitze, 100 m NNW Punkt 2985 m; Höhe 2930 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 43' 28"/46° 55' 15·7".
4. Analyse Nr. 31: Mikroklin-Augengneis Nr. F 63; Höhe 2830 m über NN; Felsrippe südöstlich der Östlichen Barreneckscharte; Geographische Koordinate: 12° 43' 27·5"/46° 55' 5".
5. Analyse Nr. 32: Mikroklin-Augengneis Nr. F 55; Höhe 2360 m über NN; 150 m NE Punkt 2366 m; Geographische Koordinate: 12° 43' 51·8"/46° 53' 54·8".

3. Gesteinsverband

Der Baustil der westlichen Schobergruppe ist von zwei tektonischen Einheiten geprägt:

1. einem Liegendkomplex von Gesteinen mit steilstehenden Schieferungsflächen und flach tauchenden Faltenachsen und
2. einem Hangendkomplex mit verhältnismäßig flacher Neigung der Schieferungsflächen und stark schwankenden Faltenachsen.

An der Grenze der beiden Komplexe zueinander variieren die tektonischen Elemente.

ANGEL (1928) gliederte das Altkristallin der Schobergruppe in drei tektonische Einheiten, die nördlich und nordöstlich gelegene Hauptscholle (= Liegendkomplex), die Prijaktscholle (= Hangendkomplex) und die Südscholle. Diese Dreiteilung, welche vor allem auf der tektonischen Lagerung beruht, kann sich, was die ersten beiden Einheiten betrifft, auch auf petrographische Unterschiede stützen. Eine petrographische Abtrennung der Südscholle gelang uns bisher noch nicht.

Nach CLAR (1927) werden Liegend- und Hangendkomplex (d. h. in anderen Worten Nordscholle und Prijaktscholle) durch eine tektonische Fläche voneinander getrennt, der im Hangenden eine „Schuppenzone“ folgt. Der Hangendkomplex einschließlich der Schuppenzone muß als allochthone Masse mit nordgerichteter Schubrichtung aufgefaßt werden. CLAR (mündliche Mitteilung, 1971) ist der Ansicht, der Hangend-

komplex falle nach Süden im Raum zwischen Sag im Debanttal und Iselsberg mit steilen Strukturen ein. Bei Annahme einer tektonischen Südscholle wäre der Hangendkomplex im Schichtverband der Schobergruppe selbst beheimatet und nicht eine völlig ortsfremde, aus der Zone der Draulinie emporgeschleppte Überschiebungsmasse. Der Hangendkomplex bietet somit den Ansatzpunkt zur Klärung des Bauplans der westlichen Schobergruppe, und in ihm liegt der Schwerpunkt auf der „Schuppenzone“ CLAR's (1927). Eine Detailkartierung (Beilage 2) versucht u. a., diese Schuppenzone in ihre einzelnen Bestandteile aufzulösen. Die Karte gibt räumlich den östlichen Teil der geologischen Karte von CLAR (1927) wieder.

Die Schuppenzone enthält in tektonisch sehr wechselvoll beanspruchter Form folgende Gesteine: Augen- und Flasergneise („Mikroklingesteine“ CLARs), Amphibolite („Eklogitamphibolite“ in verschiedenen Varietäten, Granat- und Epidot-Plagioklas-Amphibolite), Hornblendeporphyrblasten-Gneise, Hornblende-Biotit-Gneise und Granat-Staurolith-Gneise (in Wechsellagerung mit „Eklogitamphiboliten“). Die Augen- und Flasergneise treten in dieser metamorphen Serie wiederholt auf, ohne daß eine tektonische Wiederholung eindeutig ausgeschlossen werden kann. Ihre Kataklyse (vgl. CLAR, 1927, S. 76) kann sehr kräftig sein. Im Hangenden der bis 400 m mächtigen basischen Folge, die an der Basis als „Schuppenzone“ unterschiedlicher Mächtigkeit ausgebildet ist, treten die mehrere hundert Meter mächtigen Biotitgneise („Grössinggneise“ CLARs) auf. Sie bilden das Dach des Hangendkomplexes (vgl. Tab. 2).

Die Schobergruppe paßt sich nach SENARCLENS-GRANCY (1965, S. 248) in den regionalen Rahmen des Altkristallins ein, indem die Nordscholle (= Liegendkomplex) und der Nordsaum des Deferegger Altkristallins eine tektonische Einheit bilden. Er ist der Auffassung, daß die kristallinen Serien der Nordscholle und des Hangendkomplexes „offenbar in der Südflanke des Hochschober kristallin verschweißt sind“. Die Karte der Faltenachsen und Schieferungsflächen (Beilage 1) deutet jedoch eine Trennfläche im Liegenden der Eklogitamphibolitmasse der beiden Prijakte an. Der Bereich zwischen Nasennordflanke (Punkt 2423 m) und Mirnitzscharte (Punkt 2743 m) bzw. Leibnitzkopf (Punkt 2872 m) gehört mit seinen flach E-tauchenden B-Achsen bereits zum Liegendkomplex. Auch petrographisch ist dieser Gesteinszug mit seinen quarzreichen Glimmerschiefern und seinen Quarziteinschlüssen über die Mirnitzschneid (vgl. Beilage 2) bis über die Lienzer Hütte und das Debanttal hinaus ins Steinkar und zu den Weißwandspitzen verfolgbar. Nach SENARCLENS-GRANCY (1965, S. 248) entspricht diese Gesteinsgruppe den „hellen Granatmuskovitglimmerschiefern“ der Deferegger Alpen.

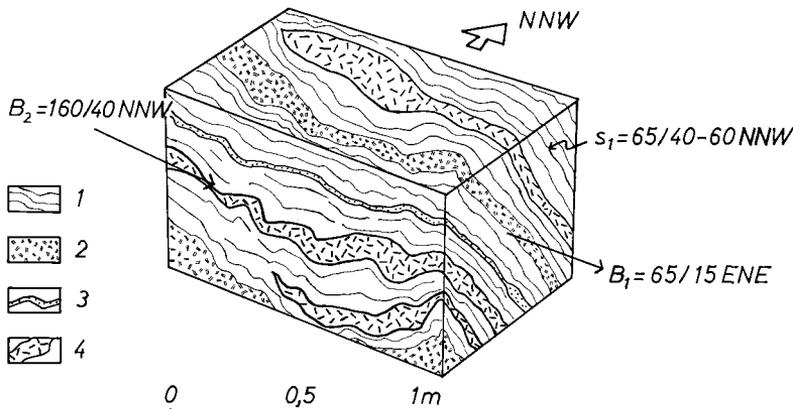


Abb. 1: Gefüge der Gletscherschliff-Felsen des Fundaments der Hochschoberhütte. 1 = Glimmerschiefer; 2 = kleinkörniger Biotit-Plagioklas-Gneise; 3 = quarzreiches Band; 4 = Biotit-Amphibolit. B_1 verläuft subparallel zum Großfaltenbau (meßbar an Falten im Meter- bis Zehnermeter-Bereich). B_2 ist nur an manchen Stellen sichtbar.

Im Meterbereich zeigen die polymetamorphen Gesteine verschiedene Faltungsüberprägungen, deren zeitliche Zuordnung nicht unmittelbar festzustellen ist. An vielen Stellen können eindeutig B_1 - und B_2 -Achsen unterschieden werden (Abb. 1 und Abb. 3). Die Faltung um B_1 (im allgemeinen Streichwerte von 60 bis 100°) ist das beherrschende Element des Liegendkomplexes. Die mehr oder weniger senkrecht dazu verlaufende Faltung B_2 kann als Querstauchung desselben tektonischen Vorganges aufgefaßt werden; auch eine Einengung, die im Defereggengebirge westlich des Villgratener Tals zur Schlingentektonik geführt hat (SCHMIDEGG, 1937), könnte dafür verantwortlich gewesen sein; eine Zuordnung zu den nördlich im Glocknergebiet festgestellten, parallel verlaufenden alpidischen Querstauchungen im Penninikum innerhalb des Tauernfensters (FRASL & FRANK, 1964, S. 27—29), die als frühalpisch gelten, entbehrt jeglicher Anhaltspunkte. Die bruchlose kristalline Verheilung der B_2 -Wellung mit dem Mineralwachstum der B_1 -Deformation im Altkristallin der Schobergruppe spricht dafür, daß beide Faltungen, B_1 und B_2 , präalpidisch bereits abgeschlossen waren.

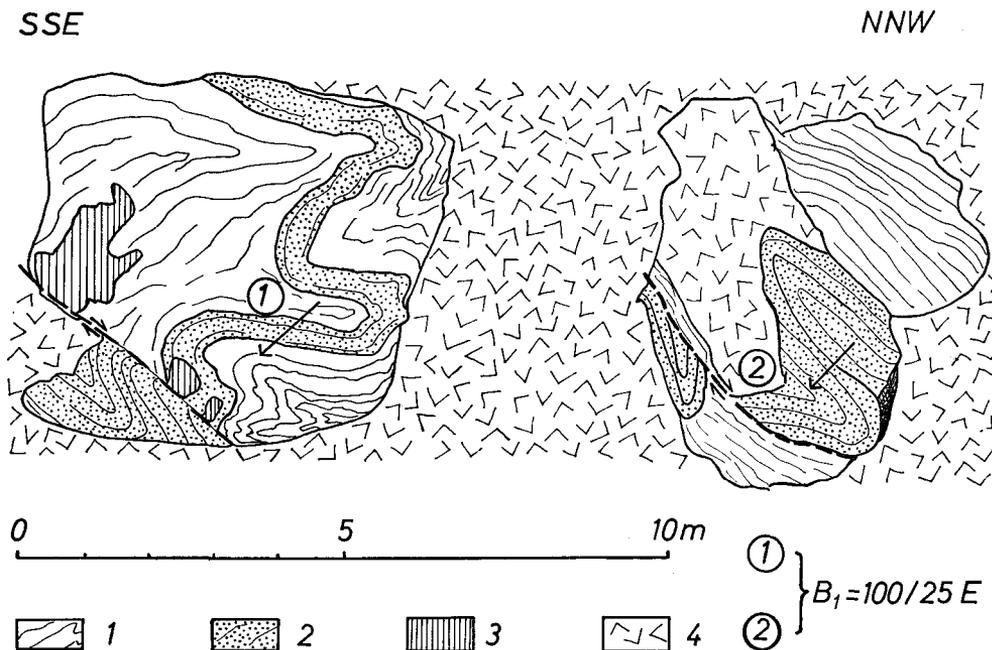


Abb. 2: Falten des Glimmerschiefer-Glimmerquarzit-Verbandes am Osthang der Mirnitzschneid in 2440 m Höhe (Geographische Koordinate: $12^\circ 43' 55''/46^\circ 56' 04''$). Die Falten zeigen konstante Achsen und wechselnde Vergenz. Die Störungen dürften alpidisch sein.
1 = Granat-Glimmerschiefer; 2 = Glimmerquarzit; 3 = Quarzknuern; 4 = Schuttbedeckung.

Die monotonen Glimmerquarzite der Mirnitzschneid (Abb. 2) zeigen die Konstanz der B_1 -Faltung. Der Verband der feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneise an der Hochschoberhütte (Abb. 1) reagierte bereits empfindlicher auf die tektonischen Spannungen, ohne die sehr weit verbreitete Spitzfältelung (Zickzackfältelung) der reinen Glimmerschiefer in der Hochschober-Glödiss-Kammregion zuzulassen. Einen Sonderfall stellen die diaphthoritischen (Granat-) Chlorit-Glimmerschiefer dar, für die hier stellvertretend die Gefügeausbildung im Raum des unteren Iseltales (Abb. 3) steht. Die Diaphthorose überschreitet den Meterbereich und ist damit oft nicht an schmale Zonen gebunden. Die Faltung B_2 verläuft wie das regionale B_2 , doch ist eine Überlagerung mit der Störungslinie und Diaphthorosezone des Iseltales vorhanden, deren Ausmaß allerdings noch nicht bekannt ist.

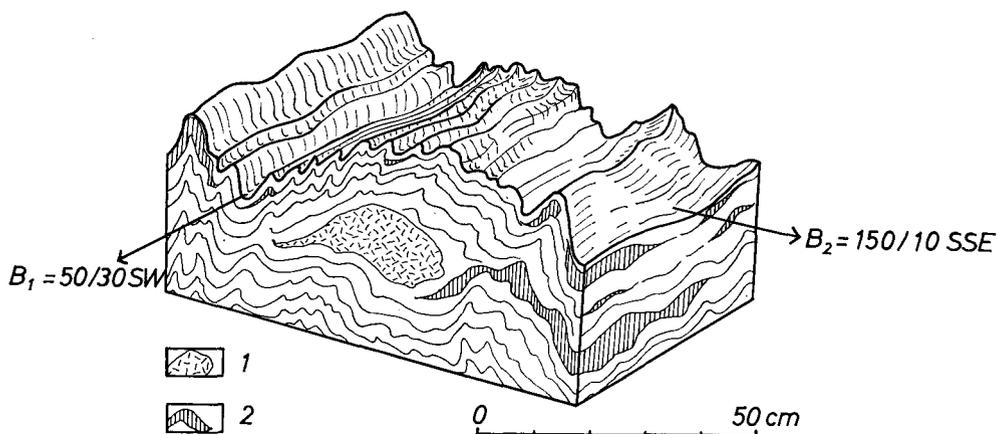


Abb. 3: Faltenbild von diaphthoritischem (Granat-) Chlorit-Glimmerschiefer. Straßenaufschluß 250 m östlich von Schloß Bruck bei Lienz (Geographische Koordinate: $12^{\circ} 45' 40''/46^{\circ} 49' 50''$). 1 = Kalksilikatische Linse mit Granatrelikten; 2 = Quarzknaurn.

In Amphiboliten des Liegendkomplexes konnte die lineare Regelung der c-Achsen von Hornblende gemessen werden. Diese Lineare deckt sich mit B_1 . Das im Raum zwischen Sankt Johann im Walde und der Lienzer Hütte so konstante Faltenachsenstreichen und -tauchen (Beilage 1) mit vorherrschend Nordvergenz erfordert für die polymetamorphen Gesteine eine mehrachsige Tektonik, die durch eine Großfaltenbildung eingeleitet wurde und der stets mehr oder minder eine N—S-Einengung zugrunde lag. Geplante radiometrische Altersbestimmungen an den Augen- und Flasersgneisen u. a. können vielleicht verschiedene, der Tektonik korrele Kristallisationsstadien aufzeigen.

Im Gebiet zwischen Wangenitzsee und dem oberen Gradental (Beilage 1) ändern sich der Gebirgsbau und nach SCHWARZBÖCK (1968) auch der Metamorphosestil. Dieses zum Teil steilachsige Gebiet läßt sich mit der westlichen Schobergruppe (westlich des Debanttales) nach dem heutigen Stand der petrographischen Erforschung nahtlos verbinden.

Die von uns als B_1 bezeichnete Hauptfaltung läßt sich bisher nicht in verschiedene Phasen gliedern. Sie dürfte den von OXBURGH (1966, S. 38—42) südlich der Mölltallinie festgestellten Faltungsphasen 1 (isoclinal folding) und 2 (buckles) entsprechen, wobei eine Trennung dieser beiden Phasen nicht gelang, weil eine Isoklinalfaltung im Sinne OXBURGHs nicht beobachtet wurde. Die Beobachtung OXBURGHs (S. 40), daß es in den quarzitischen Lagen keine megaskopische Schieferung parallel den Achsenebenen gibt, kann von uns bestätigt werden (vgl. Abb. 2). Das Fehlen einer solchen Schieferung kann auf einen hohen allseitigen Umschließungsdruck während der Hauptfaltungsphase B_1 ohne stark bevorzugte Spannungsrichtung zurückzuführen sein. Dafür sprechen auch die ab und zu auf engem Raum wechselnden Vergenzen. Eine so geartete Deutung kann zwangslos den genetischen Zusammenhang von B_1 (vgl. auch OXBURGH, 1966, Fig. 4: „ F_2 buckles“) mit der Formung von steilachsigen Schlingen erklären. Es wird in der Schobergruppe nun darauf ankommen, zu versuchen, durch lithologischen Aufweis eines Großfaltenbaues die Größenordnung der Wellenlängen und Amplituden zu bestimmen. Die Hauptachsenrichtung zwischen Schobergruppe und dem Kristallin südlich der Mölltallinie sind die gleichen, so daß ein ursprünglicher Serienzusammenhang gegeben sein kann.

Steil einfallende Störungen sind im wesentlichen diaphthoritische Ruschelzonen unterschiedlicher Intensität, deren kristalline Erholung unter Bedingungen der Grünschieferfazies abgelaufen sein könnte. Solche Zonen erreichen größere Breiten, und es ist nicht auszuschließen, daß sie sich flächenhaft ausdehnen. Analoge Vorgänge mit

Vergrünungserscheinungen usw. sind im Kristallin bei Villach in Kärnten oder auch in der Berninagruppe mit 245—230 Millionen Jahren radiometrisch datiert worden (Rb-Sr-Mineralalter von E. JÄGER, unveröffentlicht); doch bietet sich in der Schobergruppe in erster Linie der gesamte alpidische Bewegungsablauf als Ursache für diese Umbildungen an.

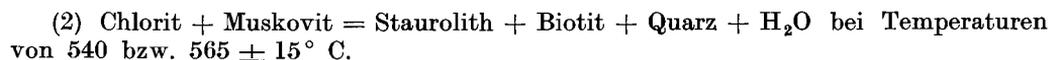
4. Metamorphose

Die geologischen Übersichtskarten im Maßstab 1 : 500.000 und 1 : 1.000.000 der Ostalpen zeigen eine petrographische Zweigliederung der Schobergruppe in einen Südteil aus Paragneisen und einen Nordteil aus Glimmerschiefern, die einen Metamorphosegradienten vortäuschen mag. Wir konnten bisher keine Zunahme der Metamorphose in irgendeiner Richtung feststellen. Die Änderung des Baustils von Westen nach Osten ins Gebiet des Graden- und Wangenitztales hinein erscheint uns die markante Erscheinung. Das mobilere Verhalten der Gesteine im Osten, die, nach dem Tauchen der Faltenachsen zu schließen, das Hangende zur westlichen Schobergruppe darstellen sollten, ist schwer erklärbar.

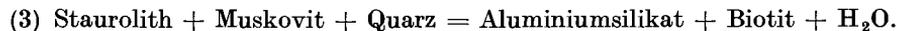
Es gibt nur eine kritische typomorphe Mineralparagenese im Untersuchungsgebiet. Das ist Staurolith neben Disthen (s. unten). Trotz Suchens werden weder Modifikationen von Al_2SiO_5 noch Gleichgewichtsparagenesen von Kalksilikat-Mineralen gefunden. Das von CLAR (1927, S. 74) beschriebene Disthenvorkommen ist verschollen. Die von EXNER & FAUPL (1970, S. 256) mitgeteilten Anorthitgehalte der Plagioklase decken sich mit den unseren (Tab. 1—4), ohne fazieskritisch zu sein. Die Aussage beschränkt sich daher auf die Einengung eines Temperatur-Druck-Bereiches, der durch die folgenden experimentell untersuchten Reaktionen begrenzt ist:



Muskovit ist in Anwesenheit von Quarz in den meisten Metamorphiten der Schobergruppe enthalten und ist noch nicht zugunsten von Kalifeldspat und Aluminiumsilikat verschwunden (vgl. Abb. 5). Staurolith (CLAR, 1927, S. 75) tritt da und dort auf (vgl. z. B. Tab. 5, Nr. 8989). Staurolith bildet sich nach HOSCHEK (1969) experimentell unter Drücken von 4 bzw. 7 kilobar nach der Reaktion:



Der Minimaldruck kann durch eine weitere Staurolithreaktion festgelegt werden:



Diese Reaktion verläuft nach HOSCHEK (1969, S. 211) bei Temperaturen von 675 bzw. $575 \pm 15^\circ \text{ C}$ und Drücken von 5.5 bzw. 2 kilobar.

Durch einige Funde von Disthen neben Staurolith können nun zur näheren Eingrenzung auch noch der Tripelpunkt der Aluminiumsilikate und die Transformationskurven Andalusit/Disthen bzw. Sillimanit/Disthen herangezogen werden.

Bislang sind uns erst zwei Fundpunkte mit Staurolith-Disthen-Berührungsparagenesen bekannt, und zwar: Granat-Staurolith-Disthen-Schiefer aus der Umgebung der Mirschachscharte, 100 m W Punkt 2578 m: Geographische Koordinate $12^\circ 42' 32'' / 47^\circ 54' 27''$ (33.2% Quarz, 3.4% Plagioklas, 18.8% Biotit, 31.8% Muskovit, 8.2% Granat, 0.8% Staurolith, 0.9% Disthen) und Granat-Staurolith-Disthen-Schiefer vom Pitschedboden, 300 m NE Punkt 2423 m: Geographische Koordinate $12^\circ 42' 56'' / 47^\circ 54' 7''$ (16.0% Quarz, 8.1% Plagioklas, 21.0% Biotit, 37.7% Muskovit, 6.5% Granat, 3.4% Staurolith, 2.4% Disthen).

Bei Verwendung der Lage des Tripelpunktes nach ALTHAUS (aus HOSCHEK, 1969) ergibt sich danach ein Metamorphosebereich innerhalb der Amphibolitfazies, der folgende Temperatur- und Druckbegrenzungen aufweist (Abb. 5):

6.3 kb	570° C		
8.0 kb	580° C	bis	640° C
10.0 kb	590° C	bis	690° C

In den Eklogitamphiboliten der Schobergruppe wurde im Gegensatz zu denen der Ötztaler Alpen einerseits und denen der Sau- und Koralpe andererseits kein Disthen gefunden.

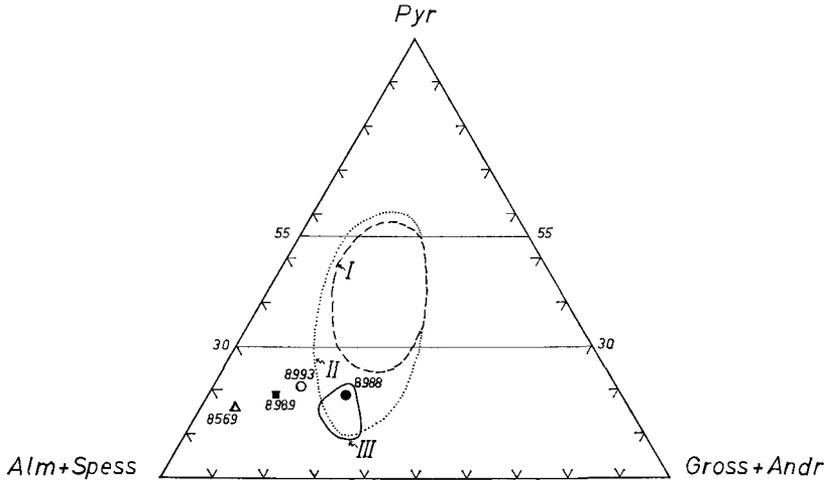


Abb. 4: Granatanalysen aus der Schobergruppe im Dreiecksdiagramm der Bestandteile Pyrop-(Almandin und Spessartin)-(Grossular + Andradit).

Nr. 8988 = Granat aus Eklogitamphibolit;

Nr. 8993 = Granat aus Granat-Quarz-Fels;

Nr. 8989 = Granat aus Staurolith-Granat-Gneis;

Nr. 8569 = Granat aus Plagioklas-Glimmer-Gneis.

I (gestrichelt umrandetes Feld) = Ötztaler Eklogitgranate; (MILLER, 1969).

II (punktiert umrandetes Feld) = Granate aus Gesteinen der Amphibolit- und Granulitfazies (LOVERING & WHITE, 1969).

III (mit ausgezogener Linie umrandetes Feld) = Granate aus eklogitamphibolitischen Gesteinen der Schobergruppe (RICHTER, 1973).

Das Feld zwischen den Pyropgehalten von Pyr_{30} und Pyr_{55} gibt die Eklogitgranate aus Linsen in regionalmetamorphen Gesteinen an, wie sie von COLEMAN et al. (1965) definiert wurden.

Die untersuchten Granate (Tab. 5 und 6) sind ausnahmslos Almandin-betont. Sie besitzen hohen Grossulargehalt; die Andraditkomponente ist niedrig, ebenfalls der Spessartingehalt mit Ausnahme von Nr. 8674. Der Pyropanteil übersteigt niemals 20 Mol.-%. Er gestattet es daher nicht, den Eklogitamphibolit einwandfrei zu den Eklogiten der Definition von COLEMAN et al. (1965) zu stellen, wie es z. B. für die Eklogite des Ötztales zulässig ist (Abb. 4). Nach YODER & TILLEY (1962) bedarf es zu einer genauen Zuordnung zu echten Eklogiten neben einer Analyse des Gesamtgesteines auch der des koexistierenden Pyroxens. Chemische Analysen aus dem Altkristallin südlich der Hohen Tauern fehlen.

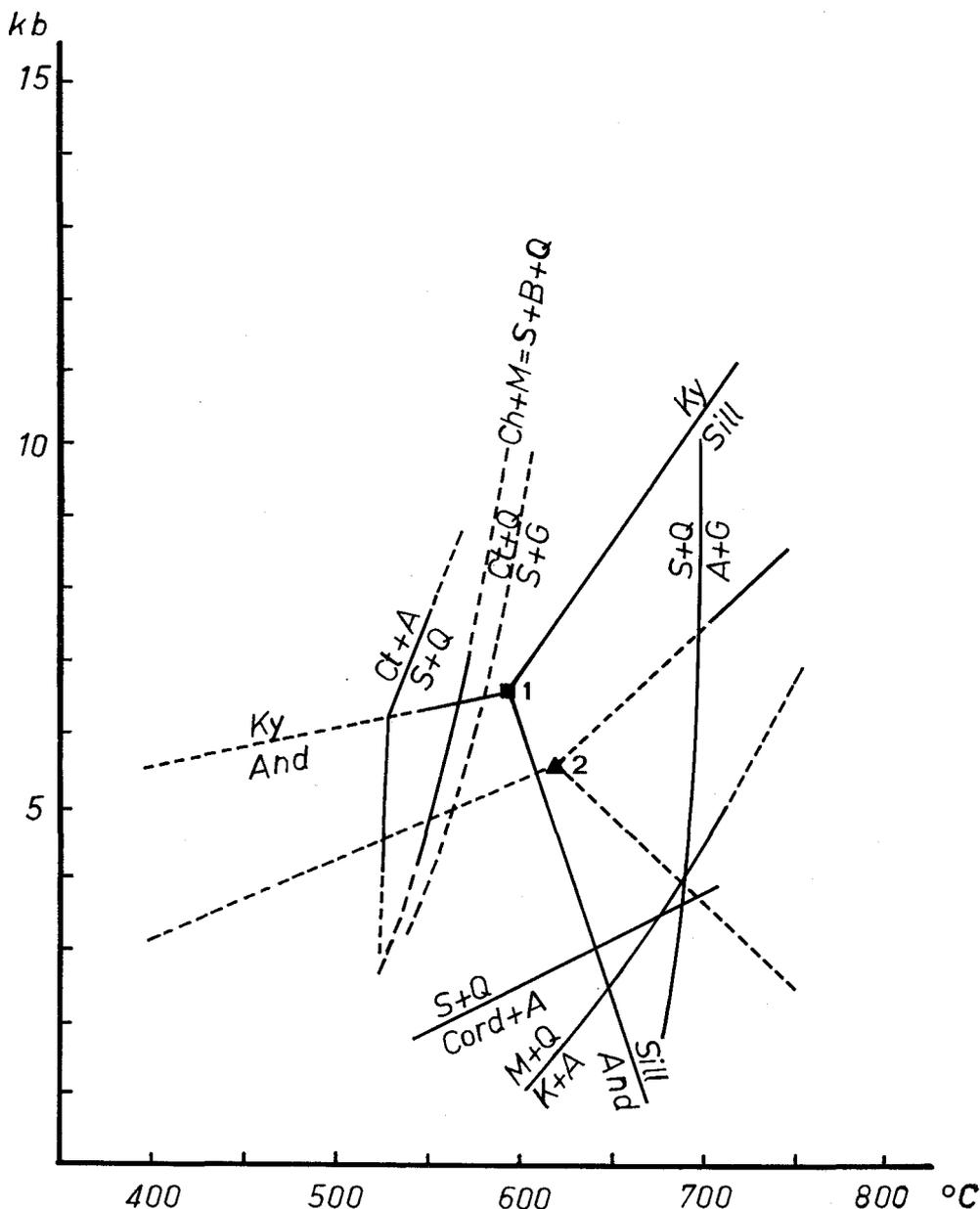


Abb. 5: Stabilitätsbereiche experimentell ermittelter Mineralparagenesen nach HOSCHEK (1969); Erläuterung der Abkürzungen: A = Alumosilikat, And = Andalusit, B = Biotit, Ch = Chlorit, Cord = Cordierit, Ct = Chloritoid, G = Granat, K = Kalifeldspat, Ky = Disthen, M = Muskovit, Q = Quarz, S = Staurolith, Sill = Sillimanit, 1 = Tripelpunkt nach ALTHAUS (1967); 2 = Tripelpunkt nach BELL et al. (1968).

Vom Eklogitamphibolit im unteren Debanttal wurde von EXNER & WANDERER (1962) die Gitterkonstante bestimmt. Der Wert $a_0 = 11.614 \text{ \AA}$ liegt nahe dem entsprechenden Wert des Granats des Eklogitamphibolits Nr. 8988 (Tab. 5).

Die Analyse eines Granates aus dem Eklogitamphibolit vom Hochgrößen, Steiermark (WIESENEDER, 1969) ergibt einen noch geringeren Pyropanteil von nur 10 Mol.-%.

Tabelle 5: Granatzusammensetzung aus Gitterkonstantenbestimmung und Lichtbrechung nach dem vereinfachten Diagramm von WINCHELL (1958)

Nr.	Gestein	ao		n		
Nr. 8706	mittelkörniger Glimmerschiefer	11-584	1-800	Pyr ₁₀	Alm ₇₂	Gro ₁₈
Nr. 8569	Plagioklas-Glimmer-Gneis	11-558	1-801	Pyr _{14,5}	Alm ₇₄	Gro _{11,5}
Nr. 8606	Plagioklas-Glimmer-Gneis	11-557	1-798	Pyr ₁₆	Alm ₇₂	Gro ₁₂
Nr. 8674	Hornblende-Zoisit-Schiefer	11-742	1-783	Alm ₃₀	Gro ₅₄	And ₇
Nr. 8988	kelyphitischer „Eklogitamphibolit“	11-640	1-784	Pyr ₉	Alm ₅₄	Gro ₃₇
Nr. 8993	Granat-Quarz-Fels	11-626	1-783	Pyr ₁₃	Alm ₅₄	Gro ₃₃
Nr. 8921	Hornblende-Porphyroblasten-Genis	11-637	1-781	Pyr ₁₁	Alm ₅₂	Gro ₃₇
Nr. 8937	Hornblende-Porphyroblasten-Gneis	11-634	1-778	Pyr ₁₅	Alm ₄₉	Gro ₃₆
Nr. 8989	Staurolith-Granat-Gneis	11-592	1-788	Pyr ₁₇	Alm ₆₀	Gro ₂₃

Zu Tabelle 5:

- Nr. 8706: Tscharnakt-Osthang; 290 m ENE Punkt 2613 m; 3260 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 44' 49"/46° 55' 32".
- Nr. 8569: siehe Tabelle 1, Analyse Nr. 8.
- Nr. 8606: Tscharnakt-Südhang; 120 m SSE Punkt 2613 m; 2510 m über NN; Geographische Koordinate: 12° 44' 24-5"/46° 55' 24-5".
- Nr. 8674: Mirnitzscharte; 100 m S Punkt 2743 m; 2750 m über NN; Geographische Koordinate: 46° 43' 2"/46° 55' 34".
- Nr. 8988: Barrenlesee; 150 m E Punkt 2727 m (loser Block); Geographische Koordinate: 12° 43' 17-5"/46° 55' 10".
- Nr. 8993: Kleiner Barren; 150 m E Punkt 2509 m; Geographische Koordinate: 12° 42' 49"/46° 55' 19-8".
- Nr. 8921: siehe Tabelle 3, Analyse Nr. 25.
- Nr. 8937: Barrenlesee; 175 m ENE Punkt 2727 m; Geographische Koordinate: 12° 43' 18"/46° 55' 13".
- Nr. 8989: Fundpunkt wie Nr. 8988 Barrenlesee, siehe oben.

Tabelle 6: Chemische Analysen von Granaten (Gew.-%) (Numerierung nach Tabelle 5)

Nr.	8569	8569	8674	8988	8993	8989
SiO ₂	38-05 (W)	38-05 (W)	38-80 (X)	38-86 (X)	38-48 (X)	38-49 (X)
TiO ₂	0-38 (X)	0-38 (X)	0-32 (X)	0-73 (X)	0-39 (X)	0-52 (X)
Al ₂ O ₃	21-50 (X)	21-50 (X)	20-01 (X)	21-35 (X)	20-44 (X)	21-14 (X)
Fe ₂ O ₃	2-03 (X)	—	2-17 (X)	—	3-10 (X)	1-16 (X)
FeO	31-80 (W)	33-77 (X) ¹⁾	18-63 (W)	25-10 (W)	24-70 (W)	29-22 (W)
MnO	0-71 (X)	0-71 (X)	5-60 (X)	0-53 (X)	0-52 (X)	0-85 (X)
MgO	3-75 (W)	3-75 (W)	3-90 (W)	4-67 (W)	4-61 (W)	4-72 (W)
CaO	2-06 (X)	2-06 (X)	11-16 (X)	9-59 (X)	7-47 (X)	4-72 (X)
Total	100-28	100-22	100-59	100-83	99-71	100-82

Zahl der Ionen auf der Basis von 24 (O)

Si	6-006	6-031	6-047	6-018	6-078	6-017
Al	—	—	—	—	—	—
Al	4-004	4-021	3-669	3-882	3-793	3-887
Fe+3	0-237	—	0-262	—	0-369	—
Ti	0-047	0-047	0-037	0-084	0-076	0-056
Mg	0-882	0-886	0-908	1-077	1-081	1-098
Fe+2	4-203	4-478	2-424	3-242	3-262	3-811
Mn	0-095	0-095	0-739	0-065	0-066	0-113
Ca	0-351	0-352	1-863	1-588	1-113	0-789
Almandin	76-0	77-0	40-8	53-4	61-1	66-4
Andradit	6-3	—	4-4	—	6-9	2-5
Grossular	—	6-1	27-0	26-1	10-6	10-0
Pyrop	16-0	15-2	15-3	19-4	20-2	19-1
Spessartin	1-7	1-7	12-5	1-1	1-2	2-0

Erläuterung der Abkürzungen: (W) = konventionelle naßchemische Methode;
 (X) = röntgenfluoreszenzspektrometrische Methode
¹⁾ Fe gesamt = 37-49

Zu den Analysen

Die Gitterkonstantenbestimmung erfolgte am Diffraktometer (Genauigkeit $\pm 0.003 \text{ \AA}$), die Lichtbrechung mit Hilfe des Phasenkontrastverfahrens (Fehler von 0.1% bei $n < 1.8$ bzw. 0.2% bei $n \geq 1.80$; gefärbte Flüssigkeiten).

Die chemischen Analysen wurden zum Teil naßchemisch, zum Teil röntgenfluoreszenz-spektrometrisch durchgeführt (E. HÖLZL).

Plagioklas-Glimmergneis Nr. 8569: Größe des Granats bis 3 mm; reichliche Einschlüsse, bestehend aus Quarz, Glimmer, Rutil und Erz.

Hornblende-Zoisit-Schiefer Nr. 8674: Größe des Granats bis 1.5 mm; stark zerbrochen.

Eklogitamphibolit Nr. 8988: Zonarbau; auf einen einschluBreichen Kern folgt eine blässere, einschlußarme Hülle, die auch kelyphitisch verändert sein kann. Die Einschlüsse bestehen in der Hauptsache aus Rutil und Quarz. Größe des Granats bis etwa 2 mm.

Granat-Quarz-Fels Nr. 8993: Größe des Granats zwischen 0.1 und 0.7 mm; Einschlüsse zumeist Rutil.

Granat-Staurolith-Gneis Nr. 8989: Größe des Granats bis 3 mm; Quarz, Glimmer und Erz als Einschlüsse.

Da bisher nur fünf chemische Analysen durchgeführt wurden, wurden Lichtbrechung und Gitterkonstante der anderen Granate in ein vereinfachtes Diagramm nach WINCHELL (1958) eingetragen (siehe Tabelle Nr. 5), um Anhaltspunkte für die Variation der Granatzusammensetzungen zu erhalten. Bei dem Granat aus Hornblende-Zoisit-Schiefer (Nr. 8674) verfälscht höherer Mangangehalt das Ergebnis.

Nachtrag

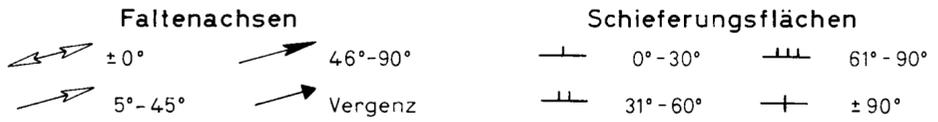
Nach Einsendung des Manuskriptes erschien die vergleichende Bearbeitung der ostalpinen Eklogite durch RICHTER (1973). Sie bestätigt unsere Ergebnisse, auch im Vergleich zu den Vorkommen in den Ötztaler Alpen und in Saualpe bzw. Koralpe. Nach RICHTER (1973, S. 32) kommt die Amphibolitisierung durch H_2O -Zufuhr vom Nebengestein infolge eines Gefälles des Wasserdampfpartialdruckes in Richtung Eklogitkörper zustande. Er fährt fort (S. 33), daß in der Schobergruppe die Verhältnisse nicht so klar seien: „Es treten oft geringmächtige Bänderungen von Eklogit und Eklogitamphibolit auf, was zeigt, daß die beschriebenen Vorgänge auch in kleinem Bereich wirksam sein könnten“. An diesem Punkt werden unsere künftigen detaillierten Untersuchungen anknüpfen.

Literatur

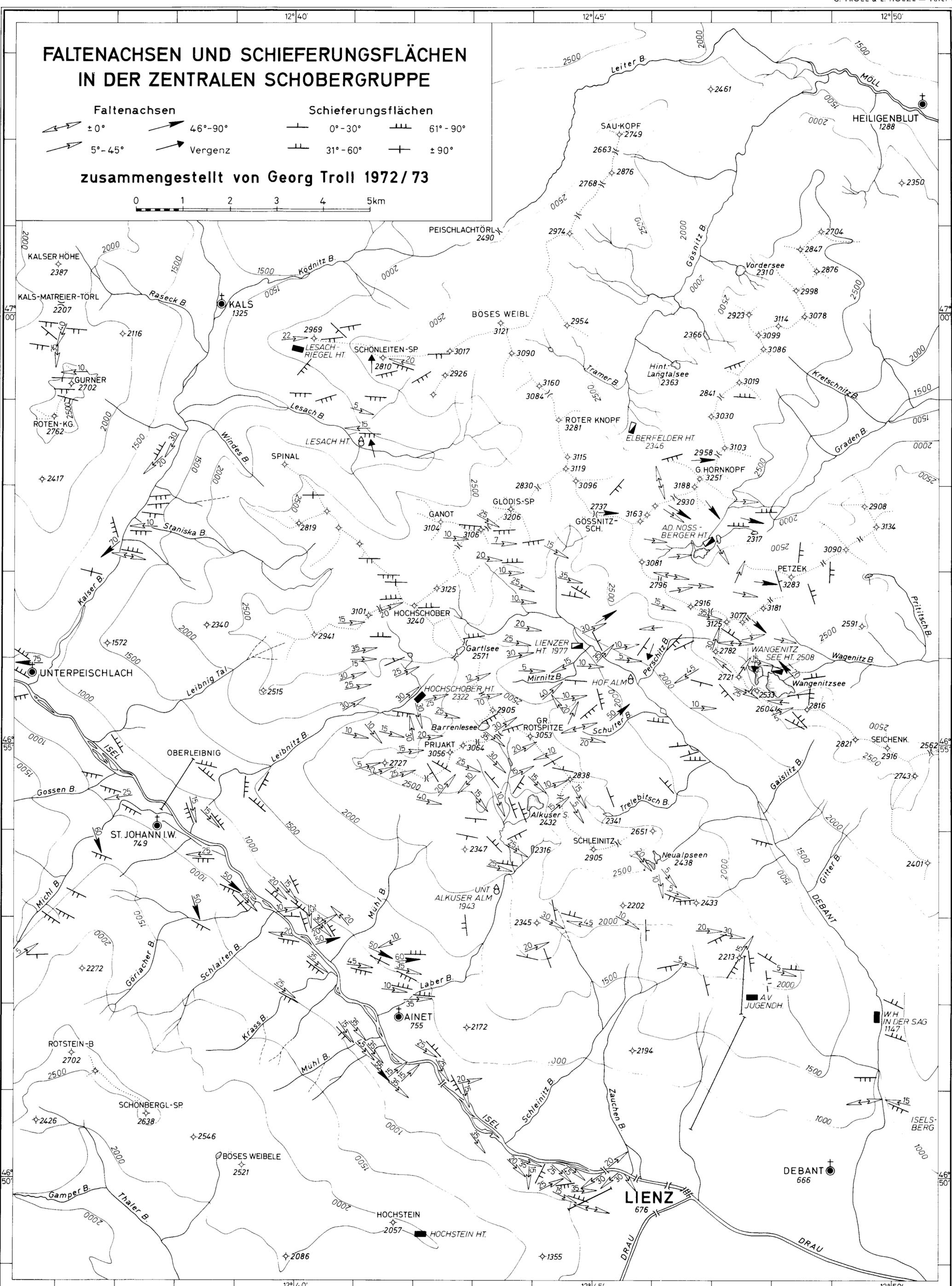
- ALKER, A.: siehe Symposion.
- ANGEL, F.: Gesteine der Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 60 B, 1—302, Graz 1924.
- : Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. — Verh. Geol. B. A. (1928), 153—182; Verh. Geol. B. A. (1929), 146—152, 153—156, 156—166, 213—219, 219—224; Verh. Geol. B. A. (1930), 101—106, 107—114, 115—116, Wien 1928/29/30.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H; et al.: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. — Geol. Rundschau, 61, 349—395, Stuttgart 1972.
- ARNOLD, A.: Die Gesteine der Region Nalps-Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfelseinschlüsse. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 138, 1—128, Bern 1970.
- CLAR, E.: Aus der Schobergruppe. — Verh. Geol. B. A., 146—147, Wien 1926.
- : Ein Betrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol. — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 63, 72—90, Graz 1927.
- : Ein interessantes Profil aus den südlichen Vorlagen der Schobergruppe. — Verh. Geol. B. A., 229—231, Wien 1927.
- : Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A., Sonderheft G, 11—35, Wien 1965.
- COLEMANN, R. G., LEE, D. E., et al: Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. — Geol. Soc. Amer. Bull., 76, 483—508, Boulder/Colorado 1965.

- EXNER, Ch. & FAUPL, P.: Die Anorthitgehalte der Plagioklase in einigen Gesteinsgruppen der zentralen Ostalpen. — Verh. Geol. B. A., 245—266, Wien 1970.
- EXNER, Ch. & WANDERER, E.: Zur Kenntnis des Eklogitamphibolits im Debanttal (Schobergruppe, Osttirol). — „Der Karinthin“, 45/46 Folge, 228—234, Klagenfurt 1962.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENER, H.: Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. 2. Mitteilung. — N. Jb. Mineral. Mh., 364—476, Stuttgart 1967.
- HERITSCH, F.: Die Gliederung des Altkristallins der Stubalpe in der Steiermark. — N. Jb. Mineral., Geol., Paläont., Beil.-Bd. 51, 302—352, Stuttgart 1925.
- HOLUBEC, J.: Structural Development of the Geosynclinal Proterozoic and its Relations to the Deeper Zones of the Earth's Crust (Central European Domain). — Rozpr. C. S. A. V., 1—77, Praha 1968.
- HOLZER, H.: Zur photogeologischen Karte der Kreuzeckgruppe. Geologische Luftbildinterpretation II. — Jb. Geol. B. A., 101, H. 2, 187—190, Wien 1958 (mit einer farbigen geol. Karte 1:50.000).
- HOSCHEK, G.: The Stability of Staurolite and their Significance in Metamorphism of Pelitic Rocks. — Contr. Mineral. Petrol., 22, 208—232, New York—Berlin—Heidelberg 1969.
- LOVERING, J. F. & WHITE, A. J. R.: Granulitic and Eclogitic Inclusions from Basic Pipes at Delegate, Australia. — Contr. Mineral. Petrol., 21, 9—52, New York—Berlin—Heidelberg 1969.
- MILLER, Ch.: Petrology of Some Eclogites and Metagabbros of the Oetztal Alps, Tirol, Austria. — Contr. Mineral. Petrol., 23, 42—56 (1970), New York—Berlin—Heidelberg 1969.
- OXBURGH, E. R.: Superimposed Fold Systems in the Altkristallin Rocks on the Southeast Margin of the Tauernfenster. — Verh. Geol. B. A., 33—46, Wien 1966.
- RICHTER, W.: Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. — Tschermarks Mineral. Petr. Mitt., 19, 1—50, Wien 1973.
- SCHADLER, J.: Geologische Beobachtungen am Ostrand des Defereggengebirges (Michelbachtal). — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 66, 64—71, 3 Tafeln, Graz 1929.
- SCHMIDEGG, O.: Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgratener Berge (Osttirol). — Jb. Geol. B. A., 87, 111—132, Wien 1937.
- SCHWARZBÖCK, H.: Zur Geologie des Obersten Gradentales (Schobergruppe). — Diss. Phil. Fakultät Univ. Wien 1968.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. — Verh. Geol. B. A., Sonderheft G, 246—255, Wien 1965.
- STUR, D.: Die geologischen Verhältnisse der Täler der Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. — Jb. k. k. Geol. R. A., 7, 405, Wien 1856.
- Symposium: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. — N. Jb. Mineral. Mh., 163—172, Stuttgart 1962.
- VOHRZYKA, E.: Bericht 1958 über Aufnahmen in der südöstlichen Schobergruppe und der westlichen Sadniggruppe (Blatt 180/1, 2, 3; Döllach, Stall, Döllsach, Winklern). — Verh. Geol. B. A., A 95 bis A 97, Wien 1959.
- VOHRZYKA, K.: Bericht 1957 über Aufnahmen im Kärntner Anteil der Schobergruppe (Blatt Lienz, 179). — Verh. Geol. B. A., A 269—A 271, Wien 1958.
- : Bericht über geologische Aufnahmen in der Schobergruppe, Osttirol im Jahre 1966. — Verh. Geol. B. A., A 52—A 53, Wien 1967.
- : Bericht über geologische Aufnahmen 1967 in der Schobergruppe, Osttirol auf Blatt 179/2 und 179/4 der österreichischen Karte 1:25.000. — Verh. Geol. B. A., A 69—A 70, Wien 1968.
- WIESENER, H.: Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite. — Mineral. petr. Mitt., 46, (1934), 174—211, Leipzig 1935.
- : Der Eklogitamphibolit vom Hochgrößen, Steiermark. — Mitt.-Bl. Abt. Mineralogie Landesmuseum Joanneum, H. 1/2, 153—164, Graz 1969.
- WINCHELL, H.: The Composition and Physical Properties of Garnet. — Amer. Mineral., 43, 595—599, Washington, D. C. 1958.
- YODER, H. S. & TILLEY, C. E.: Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. — J. Petrol., 3, 342—532, Oxford 1962.

FALTENACHSEN UND SCHIEFERUNGSFLÄCHEN IN DER ZENTRALEN SCHOBERGRUPPE



zusammengestellt von Georg Troll 1972/73

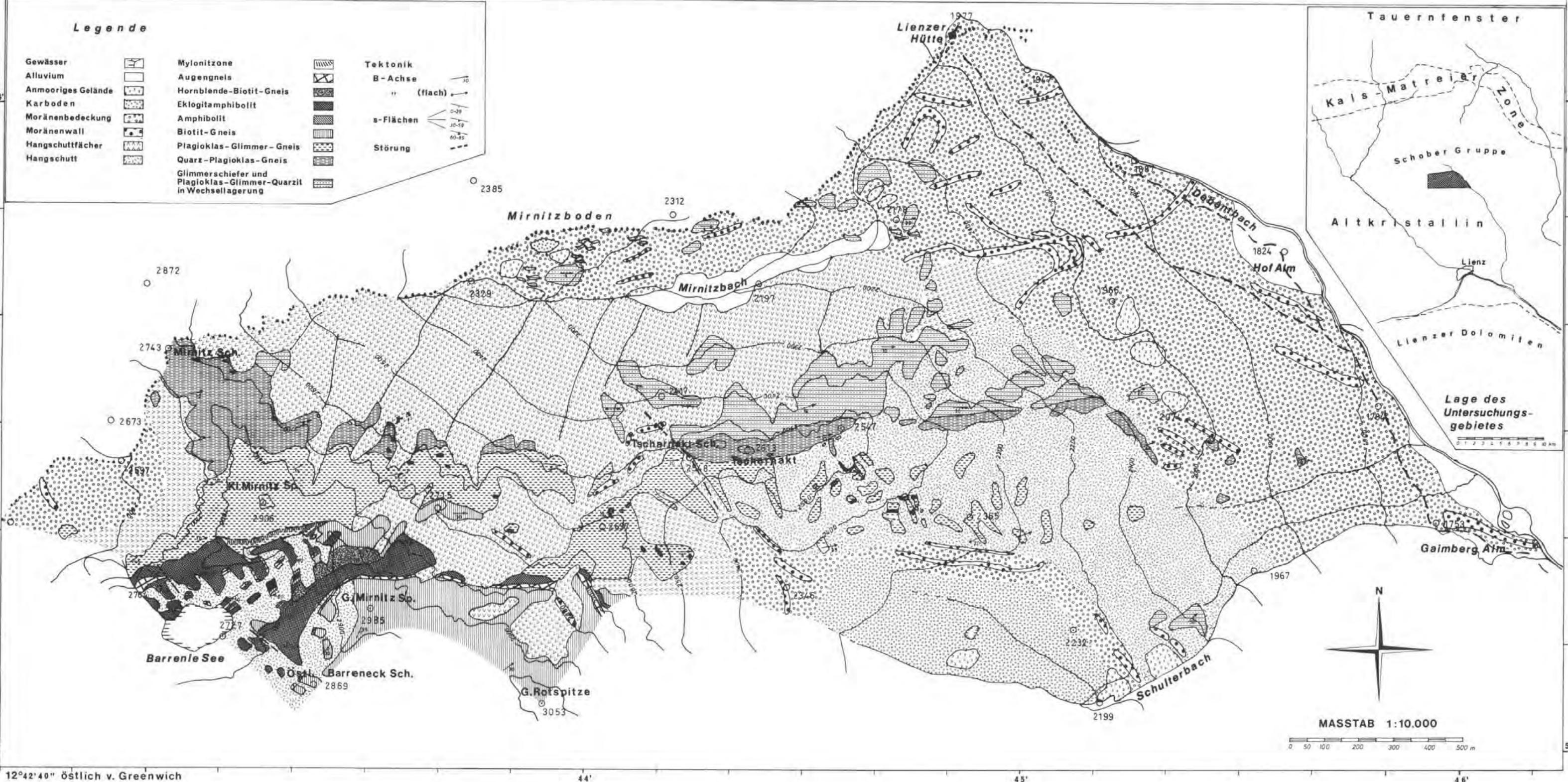


GEOLOGISCHE KARTE DER UMGEBUNG DES TSCHARNAKT (SCHOBERGRUPPE, OSTTIROL)

aufgenommen 1970/71 von E. Hölzl

Legende

Gewässer		Mylonitzone		Tektonik
Alluvium		Augengneis		B-Achse
Anmooriges Gelände		Hornblende-Biotit-Gneis		" (flach)
Karboden		Eklogitamphibolit		s-Flächen
Moränenbedeckung		Amphibolit		Störung
Moränenwall		Biotit-Gneis		
Hangschuttfächer		Plagioklas-Glimmer-Gneis		
Hangschutt		Quarz-Plagioklas-Gneis		
		Glimmerschiefer und Plagioklas-Glimmer-Quarzit in Wechsellagerung		



MASSTAB 1:10.000



Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen

Von JÁNOS LÖCSEI

Mit 8 Abbildungen, 1 Tabelle und 3 Tafeln (= Beilage 3—5)

Österreichische Karte 1: 50.000
Blätter 55, 56, 57, 69, 70, 71, 72, 99

Schlüsselwörter
Kalkalpennordrand
Randcenoman
Exotica
Geröllstatistik
Foraminiferen
Lebensspuren

Inhalt

Zusammenfassung	18
Summary	18
1. Einleitung, Geschichtliches	18
2. Fragestellung, Aufgaben	20
3. Regionale Beschreibung	21
3.1. Westabschnitt zwischen Losenstein und Waidhofen/Ybbs	21
3.1.1. Losenstein-Stiedelsbachgraben	21
3.1.2. Hölleitenbach	21
3.1.3. Unterlaussa	23
3.1.4. Adlmannsteingraben	23
3.1.5. Lamsackgraben	25
3.1.6. Brandtnergraben	25
3.1.7. Groß-Draxlgraben	25
3.1.8. Kronsteinalpe	28
3.1.9. Roter Stein	28
3.1.10. Großraming	30
3.1.11. Maria Neustift	30
3.1.12. Moosgraben	31
3.1.13. Scheinoldstein	31
Ergebnisse des Nord-Süd-Profiles Maria Neustift—Moosgraben—Scheinoldstein ..	32
Zu den Weyerer Bögen aus der Sicht der mittleren Kreide	33
3.2. Ostabschnitt zwischen Ybbsitz und Wien	33
3.2.1. Ybbsitz	33
3.2.2. Schwarzenberg	34
3.2.3. St. Anton/Jessnitz	34
3.2.4. Frankenfels	34
3.2.5. Kirchberg/Pielach	35
3.2.6. Markt	35
3.2.7. Wienerwald	35
4. Stratigraphische Ergebnisse, Fossilien	37
5. Sedimentologie	39
6. Karbonatgerölle	45
7. Exotische Gerölle	46
8. Beheimatung des Liefergebietes der Exotika	47
9. Herkunft der exotischen Gerölle in der Literatur	49
Literaturverzeichnis	51

Anschrift des Verfassers: Dr. János LÖCSEI, 13 Peter Street, Attadale, West-Australia 6156, Australia.

Zusammenfassung

Geröllstatistische, mikropaläontologische, sedimentologische und petrographische Untersuchungen wurden durchgeführt. Die Schichten der Unterkreide gehen allmählich und ohne Schichtlücken in die des Cenoman über. Die einzelnen lithologischen Einheiten zeigen große Schwankungen bezüglich ihrer Mächtigkeit, sowohl in W—E- als auch in N—S-Richtung. Die Alterszuordnung erfolgte in erster Linie mit Hilfe von Foraminiferen. Die Geröllschüttungen setzen meist allmählich durch Versandung der Mittelalbmrgel ein. Die tiefsten Geröllagen stammen aus dem mittleren Alb, die höchsten aus der *appenninica*-Zone des Untercenoman. Strömungsmarken weisen vorwiegend in die longitudinale Trog-Richtung. Die Zusammensetzung der Konglomerate im untersuchten Abschnitte ist einheitlich. Unter den Karbonatgeröllen dominieren jene aus (Haupt-)Dolomit, Jura- und Neokomkalk der Kalk(vor)-alpen. Bei den ortsfremden Komponenten herrschen Quarz, Quarzit und Quarzkonglomerat sowie Porphyry vor. Die maximalen Korngrößen zeigen eine Abnahme von Norden nach Süden. Als Liefergebiet der exotischen Komponenten wird die „Ultrapieninische Schwelle“ im Sinne von F. TRAUTH (1934), die zur Zeit der mittleren Kreide nach Süden hin Schutt lieferte, angenommen. Weitgehende Analogien bestehen zu den mittelkretazischen Konglomeraten der Vorarlberger-Bayrischen Kalk-voralpen. Ein wesentlicher Unterschied ist jedoch, daß bei jenen die Granitgerölle fehlen.

Summary

Statistical, micropaleontological, sedimentological and petrographical work has been carried out. Planctonic and benthonic Foraminifera were used as basis for the stratigraphy. It was found that there is no interruption in the sedimentation during the Lower Cretaceous. The thickness of the lithological units varies considerably both in W—E- and N—S-direction. Generally, the pebbles are found among sandy layers, which develop gradually above the shales and siltstones of the Middle Albian. The earliest conglomerates are those in the Middle Albian, the latest ones those of the Lower Cenomanian, in mudstones with *Rotalipora appenninica* (RENZ). Flute casts point along the axis of the trough of sedimentation. The composition of the conglomerates and pebbly mudstones is rather uniform. The most frequent pebbles are dolomites of the Upper Triassic, limestones of the Upper Jurassic, further those of quartz, quartzite (to quartzconglomerate) and porphyry. Diameters of pebbles show an increase towards north, therefore it is logical to derive their material from the north. This material is thought to originate in the „Ultrapieninische Schwelle“ as defined by F. TRAUTH (1934). Comparisons with results of the Middle Cretaceous from Vorarlberg and Bavaria reveal great similarities; those, however, lack pebbles of granite.

1. Einleitung, Geschichtliches

Im mesozoisch-tertiären Anteil der nördlichen Ostalpen kennt man exotische Gerölle aus folgenden Strata:

- Basisschichten des Lias (Grestener Klippenzone);
- Neuhauser Schichten des Dogger (Grestener Klippenzone);
- Konradshheimer Breccie des Malm (Grestener Klippenzone);
- Alb-Cenoman-(Turon) der Kalkvoralpen;
- Cenoman der Arosa-Zone;
- Gosauablagerungen und anschließende alttertiäre Sedimente;
- Konradshheimer Konglomerat des Paleozän;
- Tratenbach-Schichten des Alttertiär.

Vorliegende Arbeit behandelt die Ablagerungen der mittleren Kreide in den Kalkvoralpen. Aus dem langen, schmalen Streifen der konglomeratführenden Serie, welche von Vorarlberg bis in den Wienerwald verfolgbar ist, wurde der Abschnitt Losenstein—Wien untersucht.

Den Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten kommt große geologische Bedeutung zu. Sie bilden nämlich die jüngsten Schichtglieder der durchlaufenden Sedimentationsfolge in den Kalkalpen. Sie reichen in die Orogenese und erlauben somit Aussagen über Art, Zeit und Umfang der Deckenüberschiebungen, welche im Oberhauterive-Barrême einsetzen. Wahrscheinlich werden zur Alb-Cenomanzeit im Zuge der Austrischen Phase(n) die Tauern überschoben und die Kalkalpenstirn erreicht den Südrand des Ultrapienidischen Rückens (s. F. TRAUTH, 1937, S. 498 f.; A. TOLLMANN, 1964, Taf. 8).

In der Allgäu- und Lechtaldecke endet die zusammenhängende Ablagerung im Unterturon mit Konglomeraten und Mergeln, in der Frankenfesler und Ternberger Decke mit Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten des Untercenoman; in der Lunzer Decke finden sich im Wienerwald Kalke und Mergel des Untercenoman; in der Arosazone bilden Mergel des mittleren Turon den jüngsten Anteil. In den höheren kalkalpinen Decken endet die Sedimentation bereits früher.

Die unruhige, grobklastische Sedimentation steht im Gegensatz zu den im wesentlichen ruhigen und kalkigen Ablagerungen der Liegendschichten. Die Austrische Phase (Phasen) wird (werden) vielfach als die Zeit der Hauptüberschiebung der Kalkalpen in den östlichen Ostalpen angenommen. Schließlich ist der geologische Fragenkreis um die Herkunft der „exotischen“ Gerölle in der mittleren Kreide seit langem lebhaft diskutiert. Dieser Fragenkreis ist ja mit der Paläogeographie der mittleren Kreide engstens verbunden. Zugleich bietet hier das Interferieren von Sedimentation und Tektonik eine Momentaufnahme der Deckenüberschiebung. Wenn nämlich die Gerölle aus dem Norden kommen — was gemäß den weiteren Ausführungen der Fall ist —, so erhält man bei der Lokalisierung des Herkunftsgebietes der Gerölle die vorübergehende Position der Kalkalpenstirn zur Alb-Cenomanzeit. Die Bedeutung dieser Momentaufnahme ist vergleichbar mit der in der Gosau, wo Gosasedimente über Deckengrenzen transgredieren und somit das Alter der Deckenüberschiebungen fixieren.

Frühere Bearbeiter, wie O. AMPFERER im Westen und G. GEYER im Osten, erkannten in der randlicheren geröllführenden Serie das Cenoman; sie betrachteten diese als die Basisschichten der Gosau (G. GEYER, 1911, S. 48). H. LÖGTERS (1937, S. 101) trennte am Nordrand der Weyerer-Bögen eine „Cenomanklippenzone“ ab (welche bis dahin zur sogenannten „Flyschklippenzone“ gerechnet wurde). Er erkannte auch die tektonische Eigenstellung des Cenoman am Rande der eingedrehten Frankenfesler Decke in der Gegend von Brunnbach. M. RICHTER, A. CUSTODIS, J. NIEDERMAYER & P. SCHMIDT-THOME (1939, S. 690) grenzten analog eine „Cenoman-Randschuppe“ ab.

Das Alter der klastischen und geröllführenden Schichten war schon lange Zeit als Cenoman bekannt. Dies stützte sich auf die Funde von Orbitolinen, welche allgemein als *Orbitolina concava* (LAMARCK) bestimmt wurden (F. TOULA, 1882, S. 194; 1905, S. 313, 321; A. BITTNER, 1897, S. 216—219; 1899, S. 253 f., P. SOLOMONICA, 1934, S. 60; G. GEYER, 1910, S. 73; 1911, S. 48, 51; A. SPITZ, 1910, S. 388 f.; 1919, S. 15, 47 f.; F. TRAUTH, 1934, S. 7; H. LÖGTERS, 1937, S. 91; 1938, S. 224 ff.). R. NOTH (1951, S. 10) bestimmte eine Alb-Mikrofauna aus „Mergeln mit Exoten“.

In den Untersuchungen von W. ZEIL (u. a. 1955) im Westen und jenen von G. ROSENBERG (ab 1953) im Osten wird das Alter der Konglomerate mit Oberalb/Untercenoman angegeben. H. KOLLMANN (1968) schreibt ihnen eine Reichweite von oberem Unterhalb bis Untercenoman zu.

Das Auffinden der geröllführenden Züge ermöglichen die zahlreichen Arbeiten, welche den Kalkalpennordrand betreffen. Vor allem sind zu nennen: A. SPITZ, 1910, 1919; P. SOLOMONICA, 1934; F. TRAUTH, 1922, 1934, 1954; G. GEYER, 1912, 1913; H. LÖGTERS, 1937; F. ABERER, 1951; der Kalkalpen-Flyschrand zwischen Hainfeld und Waidhofen wurde von den KOBER-Dissertanten in den Jahren 1948—1953 im Maßstab 1 : 25.000 kartiert; G. ROSENBERG widmete in seinen zahlreichen detaillierten Arbeiten (1953, 1955, 1956, 1957, 1958, 1959, 1960, 1961, 1964, 1965, 1967, 1968, 1970 u. a.) auch der mittleren Kreide entsprechenden Raum. B. PLÖCHINGER (1960, 1963) behandelte in seinen Wienerwald-Kartierungen ebenfalls die mittlere Kreide. Für das Gebiet Waidhofen an der Ybbs und Ybbsitz liegen die neuen Arbeiten von W. SCHNABEL (1970) und G. LAUER (1970) vor. H. GOTTSCHLING (1971) arbeitete in der Losensteiner Kreide. Die Verhältnisse in dieser Gegend wurden auch durch die Kartierungsübungen des Geologischen Institutes der Universität Wien im Sommer 1968 erhellt.

Im Westen der Kalkalpen wurden die Kreidezüge bereits durch O. AMPFERER, P. SCHMIDT-THOME und seine Mitarbeiter ausgeschieden. Intensiv mit der mittleren Kreide und seinen Geröllen hat sich jedoch erst W. ZEIL (1954, 1955, 1956, 1957) beschäftigt, der auch die Kleinforaminiferen zu Hilfe nahm. Seine Untersuchungen waren bahnbrechend und boten sich auch für die Bearbeitung des Ostabschnittes als Beispiel an. Von großem Wert ist die soeben erschienene Arbeit von K. MÜLLER (1973), die ebenfalls vom Westabschnitt ausgeht.

A. TOLLMANN [1961, 1964 (a), 1965, 1965 (a) u. a.] maß den Kristallingeröllen große Bedeutung zu. Denn aus der Lage des Ultrapienidischen Rückens (von ihm als Nordabschnitt des Briançonnais aufgefaßt) und der Auffassung, daß er seine Gerölle in die Mittelkreidesedimente der heutigen Frankenfeser Decke geschüttet hat, ergibt sich nach A. TOLLMANN der Zuschub der Hohen Tauern während der Austrischen Phase(n).

W. ZACHER (1966, S. 215 ff.) bezeichnete die „..... dunkelgrauen, blaugrauen, grünlichgrauen oder roten, z. T. fleckigen Tonmergel von Oberapt- bis Oberalbalter“ als „Tannheimer Schichten“. Da in dem untersuchten Abschnitt das Mittel- und Oberalb in gröberklastischer Ausbildung vorliegt, wird hier dieser neue Schichtname nicht verwendet.

H. KOLLMANN (1968, S. 127, 131 ff.) prägte den Begriff „Losensteiner Schichten“ für die klastische Alb-Untercenomanfolge. In vorliegender Arbeit wird der Begriff übernommen und in seinem Sinne verwendet.

2. Fragestellung, Aufgaben

Die Kernfrage bildeten Bestand und Verteilung der Gerölle des „Cenoman“ der östlichen Kalkvorpalen. Weiters sollte der stratigraphische Umfang der konglomeratischen Serie, sowie die Position der einzelnen Geröllagen innerhalb der Serie ermittelt werden; Beobachtungen über Korngrößen, Abrundung, Fließstrukturen sollten über die Herkunft der Gerölle und somit über die Paläogeographie Aussagen machen. Demselben Zweck sollte die Beobachtung eines möglichen vertikalen Umschlages der Schüttung bzw. deren regionale Konstanz dienen. Als Vorbild dienten die Untersuchungen von W. ZEIL (1954—1957) in den bayrischen Kalkalpen. Die Beobachtungen sollten ein relativ größeres Gebiet umfassen, damit Differenzen in der Geröllführung sowie möglichst viele Sedimentationsmarken erfaßt werden können. So wurde ein 150 km (bei Berücksichtigung der Eindrehung der Frankenfeser Decke in den Weyerer Bögen 180 km) langer Abschnitt untersucht. Die Arbeit findet im Westen bei Losenstein (Oberösterreich), im Süden bei Unterlaussa (Oberösterreich) und im Osten bei Wien ihr Ende. Den Weyerer Bögen kommt großes Interesse zu: es liegen lang anhaltende Kreidezüge vor, und die Breite der Kreidevorkommen ist hier am größten.

Geologische Kartierung der Kreide war nicht Vorhaben dieser Arbeit. Die Aufnahme erfolgte durch Autoren, die in der Einleitung genannt wurden. In tektonischer Hinsicht paßt die Arbeit in den von A. TOLLMANN 1967 gegebenen Rahmen. Gegenüber einigen Kartendarstellungen (wie F. ABERER, 1951) ergaben sich Differenzen.

Die Geländearbeit diente vorwiegend den Gerölmessungen, der Aufnahme von Profilen und der Beobachtung sedimentärer Strukturen. Zahlreiche Exkursionen waren nötig, um die benachbarten Serien von Kalkalpen, Klippen und Flysch kennenzulernen.

Die Deutung und Einstufung der Profile war nur durch langwierige mikropaläontologische Arbeiten möglich.

Für die Zuordnung der Karbonat- und Kristallingerölle waren Dünnschliffuntersuchungen nötig.

Die vorliegende Arbeit ist eine Kurzfassung der Dissertation, die in den Jahren 1965—1969 an der Universität Wien unter Professor Dr. E. CLAR durchgeführt wurde. Die Idee stammt vom damaligen Dozenten Dr. A. TOLLMANN, der sie großzügig zur Bearbeitung überließ. Neben der Einführung in die Problematik, Literatur und Arbeitsmethodik half er stets, während die Arbeit fortschritt. Frau Dr. E. TOLLMANN war bei der Dünnschliffbestimmung der Obertrias behilflich. Herr Dr. R. SCHBÖDER aus Bonn hatte die Freundlichkeit, die Orbitolinen zu bestimmen. Herr Dr. H. KOLLMANN nahm sich die Mühe, die Mikrofaunen in mehreren Sitzungen zu revidieren und zu diskutieren. Zahlreiche Exkursionen wurden mit den Herren Doktoren G. LAUER und W. SCHNABEL in ihre Dissertationsgebiete gemacht. Die Herren Doktoren W. GRÜN, M. STURM und H. HEKEL übernahmen die Aufgabe der Einführung in die Welt der Sandschaler, der Planktonformen und des Nannoplanktons. Allen sei herzlichst gedankt.

3. Regionale Beschreibung

3.1. Westabschnitt zwischen Losenstein und Waidhofen/Ybbs

3.1.1. Losenstein—Stiedelsbachgraben

(Abb. 1)

In der leicht zugänglichen Mulde sind die Gesteine der Kreide in langen Zügen aufgeschlossen. Von hier beschrieb G. GEYER (1910, S. 70) seinen Ammonitenfund *Hoplites tardefurcatus* ORBIGNY. In jüngster Zeit veröffentlichte H. KOLLMANN (1968) aus dem Oberlauf des Stiedelsbaches ein Profil, wobei die grobklastischen „Losensteiner Schichten“ als oberes Unteralb bis Untercenoman eingestuft wurden. Die Dissertation von H. GOTTSCHLING (1971) umfaßt den Raum Losenstein—Pechgraben.

Eigene Untersuchungen bezogen sich vor allem auf die Geröllführung. Das Diagramm aus den untersuchten Aufschlüssen zeigt einen breiten Dolomitsektor und einen schmäleren aus Kalk. Die exotischen Komponenten sind gleichmäßig verteilt. Granit und Grüngesteine fehlen beinahe völlig. Dafür ist ein etwas höherer Schiefergehalt bemerkbar. Auffallend ist der Wechsel der Geröllzusammensetzung auf engem Raume. Die Auszahlungen stammen von: a) Südufer des Stiedelsbaches, 200 m östlich des Wirtshauses Petersmühle, aus mittelgrauen, sandigen Mergeln mit abgeriebenen Foraminiferen (Punkte 118—119); b) 250 m weiter im Osten, vom Nordufer des Baches, aus saiger stehenden Schichten. Hier liegen über 1 m Feinkonglomerat mit breiten Fließ- und Belastungsmarken 3 m geschichtete, braungraue Mergel mit wenig Geröll und mit großwüchsigen taxodonten Mollusken des Alb. Darüber folgt dann die große Masse der Rosinenmergel. Mikrofaunen der Punkte 120—122 daraus weisen in das mittlere Alb. Bemerkenswert ist, daß aufgearbeitete Mergel, Rosinenmergel und Kalksandsteine der Unterkreide ebenfalls als Komponenten vorliegen. c) Südlicher Steingrub (Punkt 125 bis 127): isolierte kleine Vorkommen von feinerem Quarzkonglomerat, Grobkonglomerat und Rosinenmergel.

3.1.2. Hölleitenbach

(Abb. 1)

Zur Untersuchung regte die detaillierte Darstellung von G. ROSENBERG (1959) an. Der Bach verläuft entlang der Muldenachse und erschließt somit immer wieder Geröllschichten. Am schönsten aufgeschlossen ist die Stelle, die im oben genannten Werke auf S. 113 erwähnt wird. Es liegen dort „... zuunterst die schwarzen Albschiefer, mit den charakteristischen Wurmröhren ... und darüber, über einem limonitischen „Grenzband“, ein mächtiger Stoß der leitenden „Rosinenmergel“ des untersten Cenomans mit großen Exotika“.

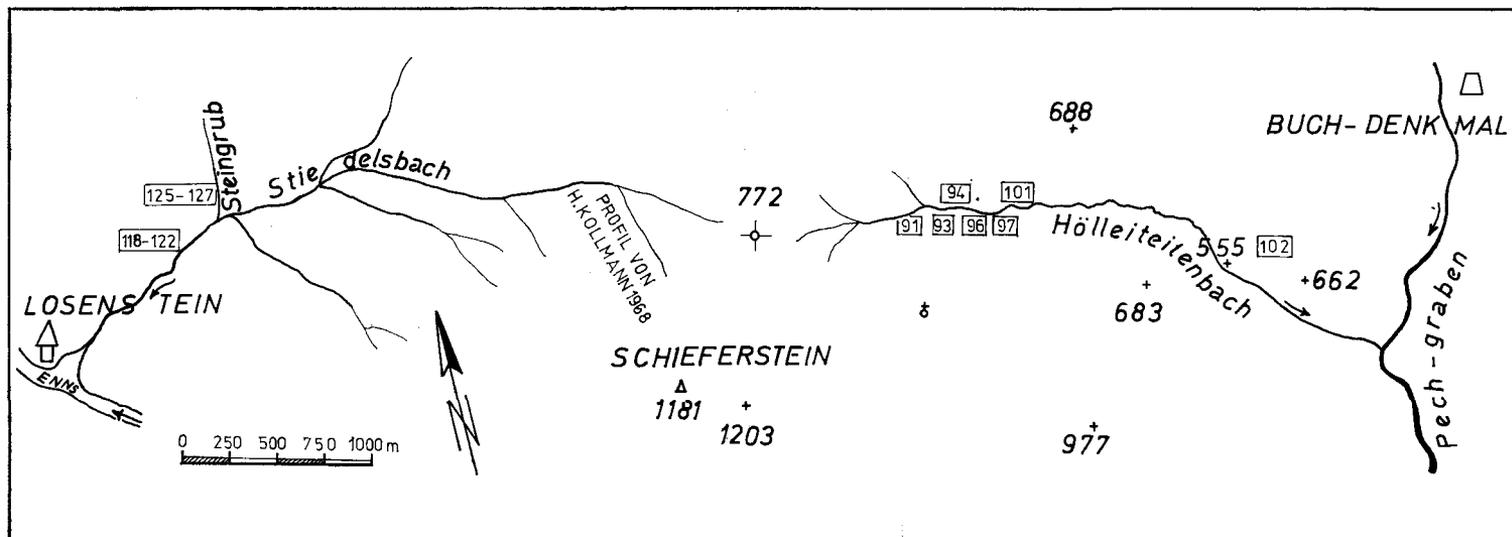


Abb. 1
Lageskizze Stiedelsbach — Hölleitenbach mit Schlämmpobenenentnahmestellen (nach der Österr. Karte Sektion 4853/1).

Eigene Beobachtungen verschoben das Alter dieser Gesteine nach unten. Dieselbe Stelle sei hier wieder beschrieben. Das Liegende bilden flach ostfallende, silber- bis dunkelgraue Mergel, mit Kalksandsteinbänken. Die Mikrofauna ist die des Mittel-Alb (Punkt 96). Hierüber liegen dickblättrige Mergel mit Flecken. Probe 97, aus den obersten Lagen entnommen, lieferte eine reiche Mittelalbmikrofauna. Nun folgt die 3—15 cm dicke limonitische Lage und darüber 3 m und mehr Rosinenmergel. Diese sind an der Basis verhärtet. Die Gerölle sind unten dicht, später dünn gestreut. Die daraus entnommene Megafauna (Punkt 101) ist nach H. KOLLMANN für das Oberalb charakteristisch:

Turritella (Torquesia) granulata SOWERBY
Aptyxiella (Nerinoidea) n. sp.
Nerinea (Aphanoptaxis) n. sp.
Ampullina (Ampullina) n. sp.
Exogyra columba DESHAYES

Demnach sind die schwarzen Mergel des Gault Mittelalb; darüber folgen die Rosinenmergel und Konglomerate des Oberalb.

Auszählungen der Komponenten stammen aus den letztgenannten Gesteinen. Die Abrundung ist auffälligerweise unvollständig. Einspringende Winkel sind häufig. Bei Punkt 91 führen die grauen sandigen Mergel des Oberalb nur kleine Hornstein- und Kalksteingerölle. Ihr Fossilgehalt ist jedoch reich: Orbitolinen, Ammoniten und Mollusken (wie *Exogyra columba* DESHAYES) findet man. Im Bereich des Hölleitenbaches sind die Gerölle durch das Vorherrschen von Quarz gekennzeichnet. Schiefer sind deutlich vertreten. Dolomit tritt gegenüber von Kalk stark zurück.

3.1.3. Unterlaussa

(Österreichische Karte, Sektion 4953/1)

G. ROSENBERG (1957, S. 216 f.) beschrieb von hier das „... südlichste bis nun bekannte Randcenoman-Vorkommen ... des Außensaumes der Frankenfesler Decke“.

500 m NNE der Kirche der Ortschaft findet man schlecht aufgeschlossene Sandsteine, Mergel und Rosinenmergel. Die Spärlichkeit der Aufschlüsse und die mögliche Verunreinigung durch die umgebende Gosau beschränken den Aussagewert der hier gewonnenen Daten.

3.1.4. Adlmannsteingraben

(3 km NNW von Unterlaussa; Österreichische Karte Sektion 4953/1; Taf. 3, Fig. 1)

Die geologische Position ist auf der Karte von G. ROSENBERG (1957, S. 217) ersichtlich. Die Westhälfte der N—S-verlaufenden Kreidemulde ist durch die Gosau tektonisch abgeschnitten. Der überkippte Ostflügel zeigt Fleckenkalke und Fleckenmergel des Neokom. Die Mergel versanden gegen das mittlere Alb hin (Punkt 79/2). In der Neokomfolge liegt zumindest ein tektonischer Span von Oberalb, wie Probe 79/1 zeigt.

Die Rosinenmergel des Profils haben ein Alter von Oberalb bis Untercenoman (Punkte 79 A—79 E). Neben den Kleinforaminiferen können auch Orbitolinen und Gastropoden zur Altersbestimmung herangezogen werden. Ein Großteil der Gerölle ist nur kantengerundet. Einspringende Winkel sind häufig. Bis über 20 cm große Gerölle von Neokomptychenkalk und Quarzkonglomerate wurden gefunden.

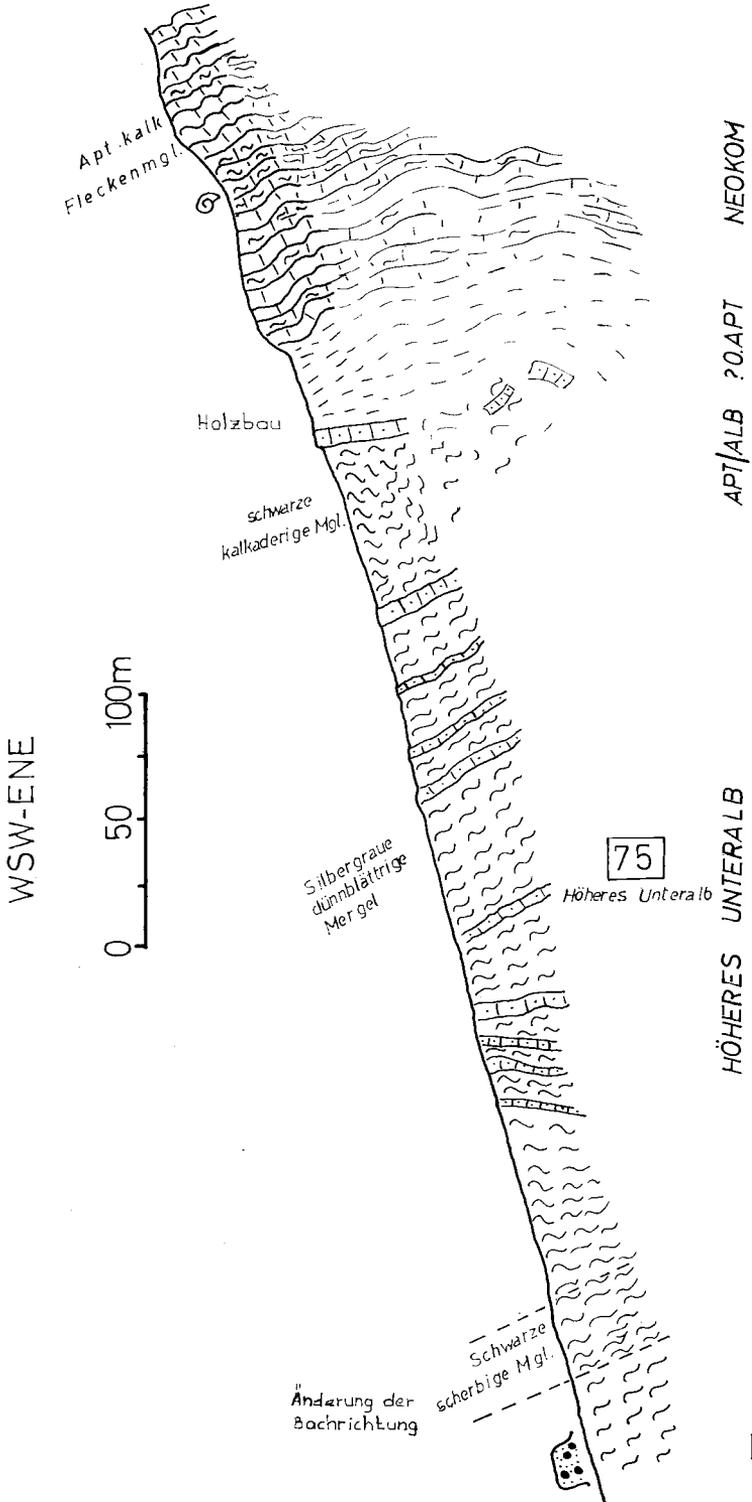


Abb. 2
Die Unterkreide des Larnsackbaches (4,6 km NNW Unterlaussa)

3.1.5. Larnsackbach

(4-6 km NNW von Unterlaussa; Österreichische Karte Sektion 4853/3; Abb. 2)

Dies ist das Vorkommen von Alb, Gault, „Schwarze Serie“ des Alb auf der Karte von G. ROSENBERG (1957, S. 217). Eigene Begehungen zeigten eine nach Westen überkippte N—S-Mulde. Der westliche Abschnitt ist stark verschuppt. Im relativ ruhig gelagerten Ostschenkel sind nahezu 400 m Unterkreideablagerungen aufgeschlossen. Bei Ausrichtung der steilen bis überkippten Schichten ergibt sich das folgende reduzierte Profil:

über 100 m Aptychenkalke und Fleckenmergel in Wechsellagerung
 35 m milde Fleckenmergel
 35 m schwarze Mergel (wahrscheinlich oberstes Apt bis tiefstes Alb)
 300 m hell- bis dunkelgraue Mergel und Kalksandsteine des (?) Unteralb.

3.1.6. Brandtnergraben

(Abb. 3)

Die SSE—NNW-verlaufende Ausräumungszone liegt im Streichen der mergeligen und gröber klastischen Kreideserie. Kein durchlaufendes Profil ist erschlossen. Das Gebiet ist durch zahlreiche meist WNW-verlaufende Störungen durchsetzt. Deshalb stoßen an die Aptychen- und Hornsteinkalke des tieferen Neokoms die Mergel und Konglomerate des Mittel- und Oberalb und die Mergel- und Sandsteinserie des unteren Cenoman. Die Konglomerate zeichnen sich durch das Vorherrschen bzw. die Vielfalt der Exotika aus. Dies steht im Kontrast zum Vorherrschen der Karbonatgerölle im nahen Groß-Draxlgraben. Die Konglomerate und Rosinenmergel (Gesamtmächtigkeit 30 m) setzen hier früh ein: Probe 63 gibt ihr Alter als mittleres Alb bis tieferes Oberalb an.

Das Untercenoman ist durch eine über hundert Meter mächtige gefaltete Serie aus Sandsteinen und Mergeln vertreten (Punkt 64—67 X). Sowohl die Mergel als auch die boudinierten Kalksandsteinbänke führen Orbitolenen des Untercenoman. Man wähnt sich im Flysch, wenn man die rhythmische Wechsellagerung der Mergel und Sandsteine vor sich hat. Nicht umsonst bezeichnete G. GEYER diese Schichten als Kreideflysch. Gradierte Schichtung ist zwar selten, aber Rhythmite, gelegentliche Kreuzschichtungen, Wurm Spuren, Sohlmarken finden sich auch hier. Hinzu kommt noch die Lebensspur *Scolicia*, die sich an den Schichtflächen dünner Sandstein- und Mergelbänke hinschlingelt. In unserem Raume waren solche bisher nur aus der hohen Oberkreide und aus dem Eozän (etwa Kierling im Wienerwald) unter dem Namen *Palaeobullia* bekannt. Eine neue wurmbauartige Lebensspur wurde ebenfalls in dieser Serie des Untercenoman gefunden (siehe Abb. 4 und 5).

3.1.7. Groß-Draxlgraben

(Abb. 3, Taf. 3, Fig. 3)

Das Profil durchschneidet eine Mulde der unteren und mittleren Kreide. Beide Flügel werden von Aptychenkalken gebildet. Doch ist der Ostflügel überkippt. Hier entwickelt sich eine ruhigere Folge im stratigraphisch Hangenden (tektonisch Liegenden) der Aptychenschichten. Der Übergang in die Rosinenmergel ist jedoch von zahlreichen kleineren Störungen durchsetzt. Diese treten somit ziemlich unvermittelt auf. Die geröllführenden Schichten sind von leicht geschupptem bis gefaltetem Bau. Das Erscheinen des Jurakalkes mitten im Profil kann nur durch Einschuppung erklärt werden.

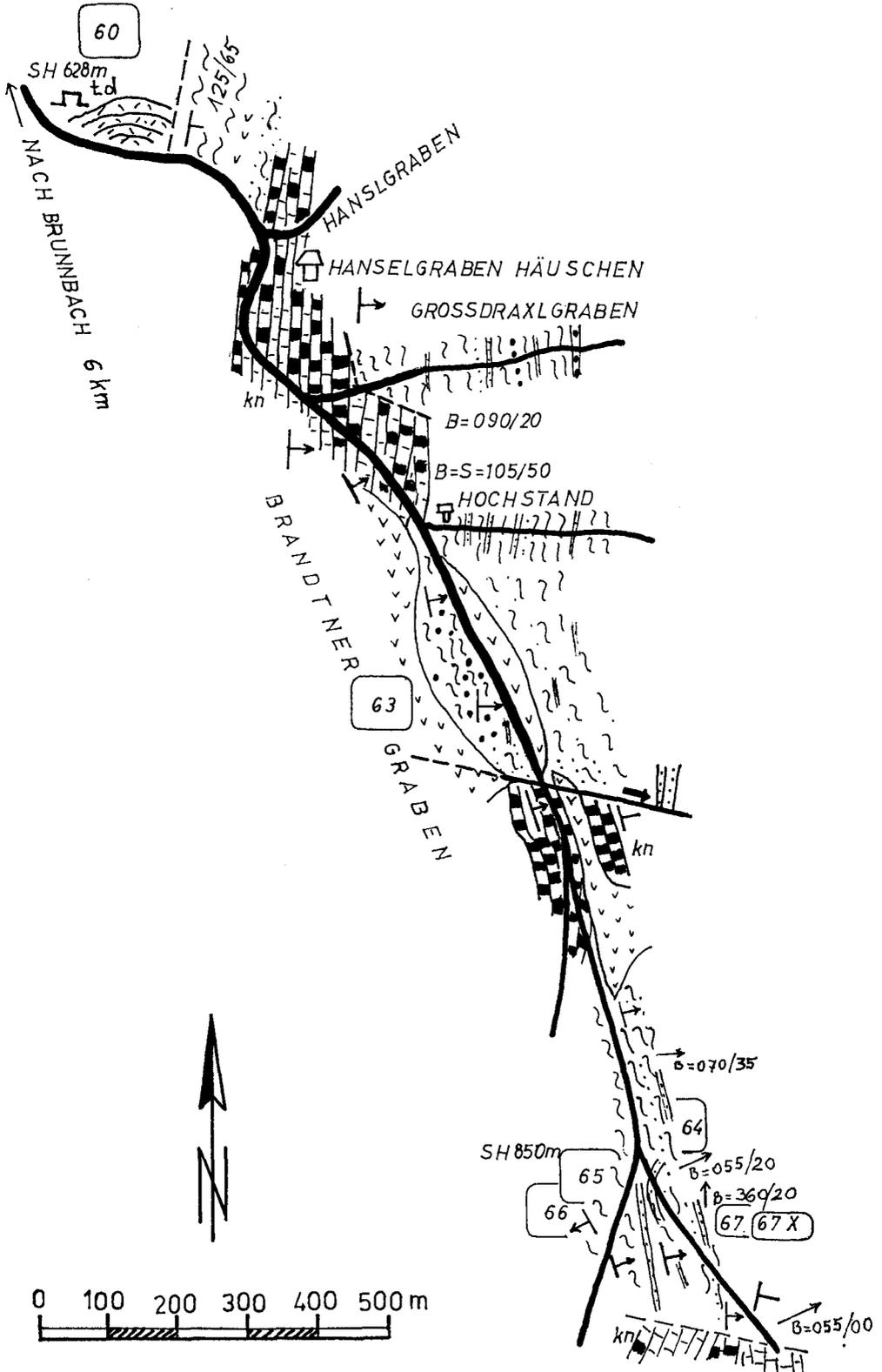


Abb. 3

Lageskizze Brandtnergraben—Großdraxlgraben (Österr. Karte Sektion 4853/3). Die eingerahmten Ziffern bezeichnen die Probenahmestellen. Legende wie Beilage 5.

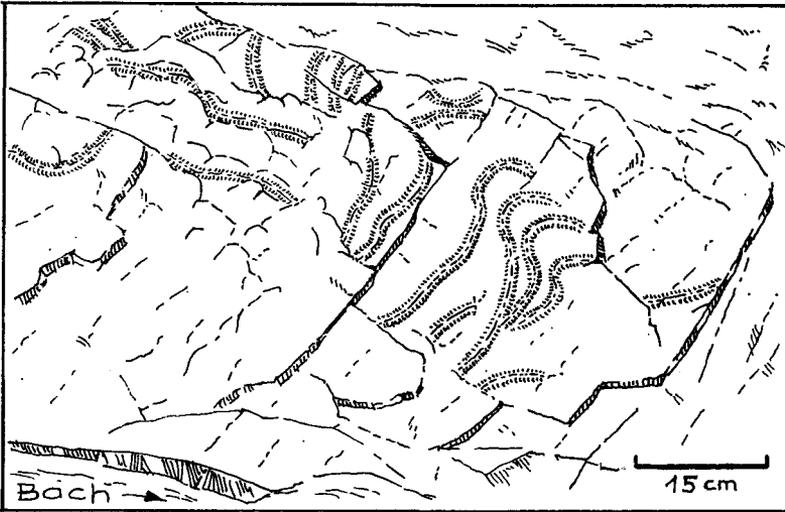


Abb. 4

Die Lebensspur „Scolicia“; erstmaliger Fund im Untercenoman; Brandtnergraben.

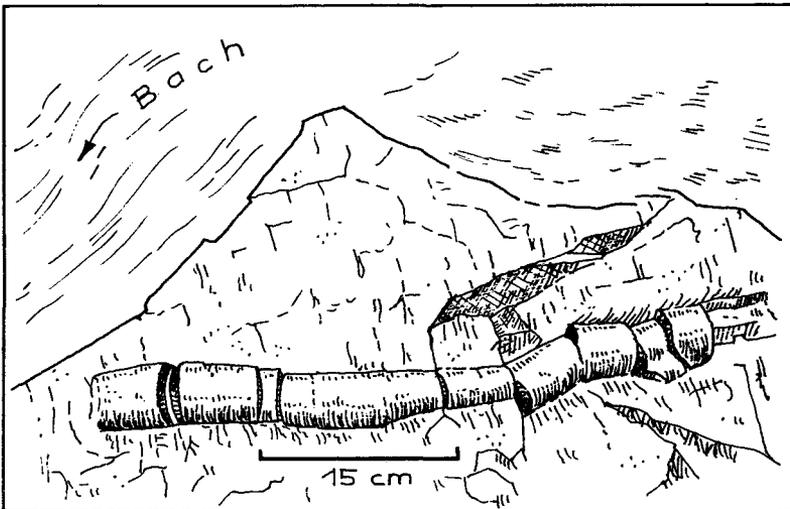


Abb. 5

Neue Lebensspur aus dem Untercenoman des Brandtnergrabens.

Während im Ostflügel etwa bis zur Probe 74 verkehrte Schichtfolge vorliegt, ist die Westhälfte (Bereich der Proben 68—74) aufrecht. Hier herrscht ein steilerer Schuppen- und (weniger) Faltenbau. Der Westteil des Profils zeugt von Störungen, indem der ganze Komplex der Fleckenmergel und milden Mergel amputiert ist. Im Ostflügel ist die verkehrt liegende Serie wenig gestört und mächtig entwickelt. Aus den über 50 m mächtigen Aptychenkalken entwickeln sich Fleckenmergel (70 m mächtig) mit allmählichem Zurücktreten des Kalkanteiles. In den basalen Partien des Fleckenmergels findet sich eine 0,5 m mächtige rote Mergelschicht. In analoger Position wurde sie auch beim Profil Heckenberg-Südspitze aufgefunden.

Hangend der Fleckenmergel folgt eine Wechsellagerung von Kalksandsteinen (feinkörnig, kaum gradiert) und Mergeln (etwa 90 m). Ihr Alter ist Mittelalb.

Die konglomeratische Serie ist im Profil 550 m lang aufgeschlossen. Nimmt man durch den Juraspan eine Verdoppelung an und reduziert man um den Betrag des schrägen Einfallens, so bleiben noch immer 200—220 m für die geröllführende Serie des Oberalb bis Untereenoman.

Für die Geröllzusammensetzung ist große Einheitlichkeit in groben Zügen charakteristisch. Es herrschen stets die Karbonate vor (unter diesen wiederum Hauptdolomit, Neokomkalk, Oberjurakalk). Sie sind eckig oder kantenrund, selten voll abgerundet. Die kristallinen Gerölle dagegen sind wohlgerundet.

Die Sortierung fehlt meistens. Es finden sich riesige Blöcke neben kleinen. In einigen wenigen Lagen bilden plattige Gemengteile die Schichtung nach. Schrägschichtung ist in den Sandsteinen nur selten beobachtbar. Auffallend ist das beinahe völlige Fehlen von graded bedding. Selbst in den dicken Sandsteinbänken ändert sich die Korngröße kaum: ein wesentlicher Unterschied zum Flysch; ansonsten besteht durch die Wechsellagerung von Sandstein und Mergel, durch das häufige Auftreten von Wurmgingen und Schneckenfährten, von Kohlenhäcksel, durch das weitgehende Fehlen von Fossilien sowie durch das gelegentliche Vorkommen von Sohlmarken eine große Ähnlichkeit mit den Ablagerungen des Flysches. An Sohlmarken finden sich meistens Wurm Spuren. Fließmarken konnten eingemessen werden: die Strömung ging von Norden gegen Süden. Dabei erfolgte die Rückwicklung parallel zu dem Hauptfaltenzug, in diesem Falle N—S (vgl. Taf. 3). Die Sandsteine, Mergel dominieren. Es konnten aber einige wenige Bänke von spätem, organogenem Kalke beobachtet werden. Diese werden im wesentlichen aus Echinodermen und Orbitolinen aufgebaut.

3.1.8. Kronsteinalpe

(Österreichische Karte 71, Abb. 6)

Dies ist das nördlichste Profil der Muldenzone, welche den Untersuchungen von Unterlaussa, Adlmannsteingraben, Larnsackbach, Brandtnergraben und Groß-Draxlgraben Raum bot. Es liegt eine überkippte Mulde vor, deren liegender Westschenkel tektonisch von Hauptdolomit abgeschnitten wird.

Die Schichtfolge beginnt im Osten mit hellen, massigen, dichten bis spätingen (Crinoiden-)Kalken (Vilser Kalk). Es folgen SSE-fallende, grobknollige, leicht bunte Oberjurakalke (Diphyakalk). Bereits das dominierende Ostfallen weisen dann die Unterkreideschichtglieder auf:

- 100 m Tithon-Neokom-Aptychenkalke. Anfangs Hornsteinkalke, gegen Westen weicher, mit Mergeln.
- 50 m Milde Mergel. Neokom.
- 15 m Aptychenkalke und Fleckenmergel, mit *Belemnites* sp.
- 0.5 m Harte, sandige Mergel.
- 0.1 m Rotviolette Mergel des Mittelalb aus dem Hangenden der Fleckenmergel.
- 15 m Sandige Mergel des (?) tieferen Alb (Probe 55).
- 50 m Kiesige Sandsteine und dann sandige Mergel.

Einige hundert Meter SSW von hier stoßen im Hanslgraben Rosinenmergel und Hauptdolomit aneinander, d. h. die Mulde wird im Kerne abgeschnitten.

3.1.9. Roter Stein

(Österreichische Karte Blatt 69)

Östlich des Roten Steines liegt im wesentlichen eine Jura-Kreide-Mulde vor. Weiße (braune) Hornsteinkalke, darüber rote, knollige Tithonkalke, schließlich Aptychenkalke bilden den Untergrund für die braunen Mergel, Rosinenmergel, Konglomerate und Sandsteine.

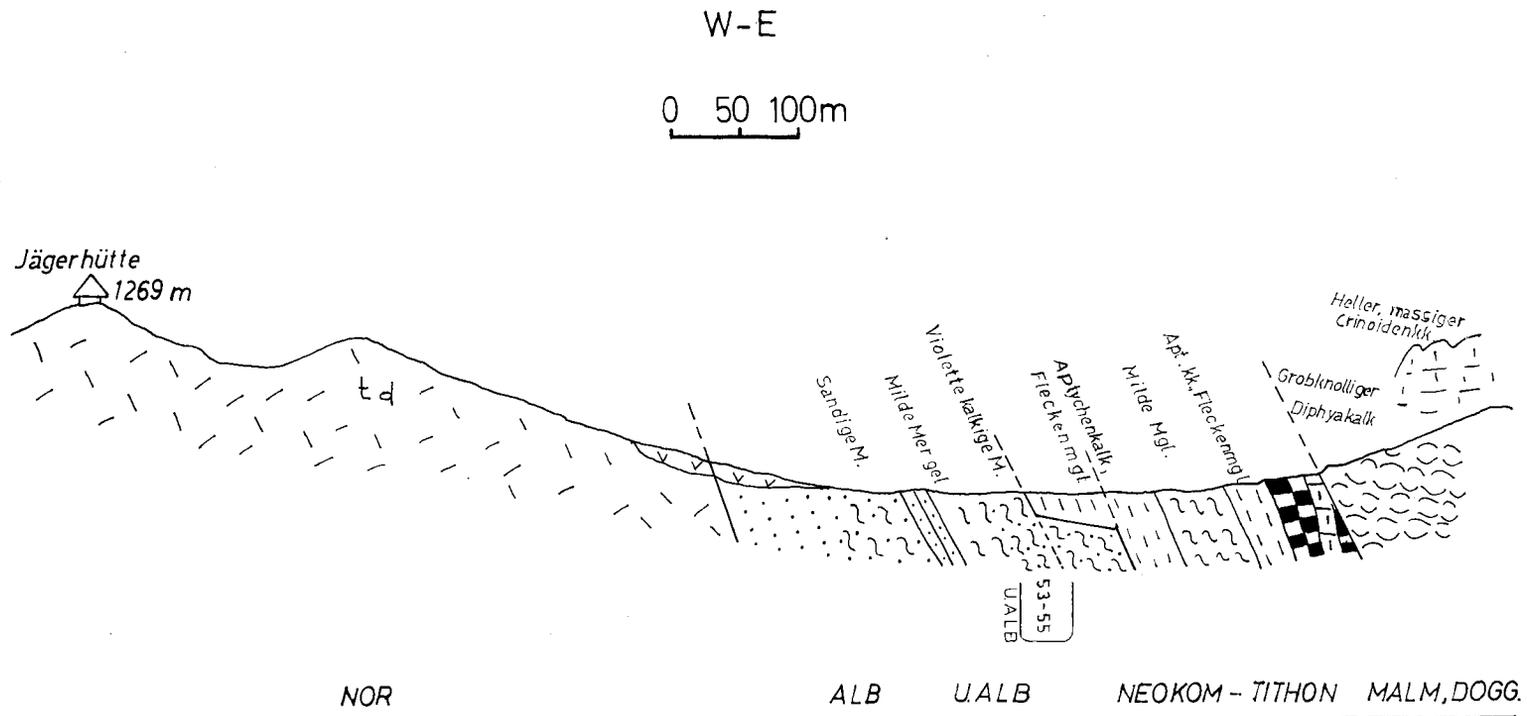


Abb. 6
 Profil der Kronsteinalpe (3,5 km SE Brunnbach).

Die Auszählung stammt aus feineren Konglomeraten mit etwa 30% sandiger Grundmasse. Die maximalen Korngrößen überschreiten kaum 5 cm. Der hohe Quarz-, aber geringe Karbonatgehalt fällt auf. Es finden sich Arkosen, die sonst selten sind. Serizitquarzschiefer und Serizitchloritschiefer sind reichlich vorhanden; ebenso Mergelschiefer. Interessant ist das Fehlen der mittelkörnigen roten Quarzite. An ihre Stelle treten mittelkörnige braune oder feine rote mit Serizit. Es besteht sehr große Ähnlichkeit mit dem Vorkommen von Großraming.

3.1.10. Großraming

(Österreichische Karte Blatt 69)

2 km östlich der Ortschaft, oberhalb (= nördlich) des Tithonkalkbruches am Straßenrand. Neokomptychenkalke, schwarze Mergel des Apt (?) und Leymeriellenmergel mit ihrem Leitfossil sind oberhalb des Steinbruches aufgeschlossen. In den Gräben liegen über den dunklen Mergeln diverse „exotische“ Gerölle herum. Etliche stammen wohl aus dem Alb-Cenoman der Umgebung. Einige aber sind von der Enns dorthin transportiert worden. Diese losen Schotter wurden deshalb beiseite gelassen.

Ein zugewachsener kleiner Steinbruch, 150 m östlich vom Lehnergut, am Wegrand gelegen, erschließt feinkörnige Konglomerate. Die plattigen Komponenten sind eingeregelt. Während die meisten der mittleren Korngrößen wohl kantengerundet sind, finden sich unter den kleineren häufig eckige. Quarz macht mehr als 50% aus; neben roten Quarziten und Quarzitschiefern sind feine Serizitschiefer und Lydite rar. Die seltenen Dolomite scheinen in kleinen „Nestern“ gruppiert zu sein; Kalke fehlen beinahe völlig. Den größten Durchmesser erreicht Dolomit mit 10 cm.

3.1.11. Maria Neustift

(Österreichische Karte Blatt 70)

Die folgenden drei Profile liegen 2,5–3 km östlich von Maria Neustift. Geologische Übersicht vermittelt das schöne Blatt Weyer, aufgenommen von G. GEYER, 1:75.000. Den engeren Bereich der Untersuchungen von Maria Neustift, Moosgraben und Scheinoldstein umfaßt die Kartierung von F. ABERER, 1:25.000.

Das S—N-Profil von Großrablenlehen-Hinterleiten zeigt unter der Überschiebung von Hauptdolomit mit Rauhwacke eine mehrere hundert Meter mächtige Entwicklung des Neokom mit Mergeln und Kalksandsteinen. Konglomerate mit großen Exotika sowie eine Karbonat-Mergelbreccie bilden das jüngste dieser Folge, die im Norden auf die Buntmergelserie aufgeschoben ist.

Im SSW—NNE-Profil über Kremgut, Göß, Großrablenlehen sind Konglomerate mit viel Granit- und Porphyrgeröllen (jedoch ohne Schiefer) und Dolomitbreccien mit den Gesteinen der Buntmergelserie und der Klippen wiederholt verschuppt. Diese Schuppenzone ist wieder der Buntmergelserie und den Klippen aufgeschoben.

Der Oberlauf des Nellingbaches, westlich Pechlerkogel, verläuft zunächst SW—NE, dann S—N. Er quert die „Cenomanklippenzone“ von ABERER, die Buntmergelserie, die Klippenzone und die Flyschzone. Es herrscht Südfallen der Schichten vor. Im SW—NE-verlaufenden Abschnitt sind 150 m der Geröllserie erschlossen. Einzigartig ist hier die große Menge der Schiefer unter den Komponenten. Diese Serizit- und Chloritschiefer sind stellenweise ganz kantig, dicht gepackt und fast ohne Grundmasse. Daneben sind Karbonatgerölle, vorwiegend Dolomit, mengenweise bedeutend. Quarzite, Porphyre, quarzitisches Gneise treten zurück. Die Geröllfolge konnte altersmäßig nicht bestimmt werden. Sie ist von der Buntmergelserie tektonisch unter- und überlagert.

3.1.12. Moosgraben (= Oberer Neustiftgraben)

(Österreichische Karte Blatt 70)

Etwa zwei Kilometer SE Neustift erschließt der Neustifter Bach in seinem Oberlauf mehrere Kilometer lang enggeschichtete, feste graue (braun verwitterte) Mergel. Gegen Osten, ab dem Wirtshaus Stubauer (ehemals Lanegger), werden im Hangenden dieser Schichten anstehende Konglomerate sichtbar. Eine Auszählung wurde 100 m nördlich des genannten Gebäudes gemacht. An einem bewachsenen kleinen Güterweg liegen die Gerölle in verwittertem, karbonatreichem Sandstein. Seine Korngröße liegt knapp unter 1 mm; er macht 15–20 Vol.-% aus.

Unter den Komponenten fällt gleich die übliche hohe Menge an Quarzporphyren auf. Die meisten sind wohlgerundet. Die flachen (die eine präsedimentäre tektonische Vergangenheit haben) dagegen weniger. Schiefer finden sich kaum. Nur Einschlüsse in den Quarzen lassen ihr früheres Vorhandensein erkennen. Während Dolomite kaum kantengerund sind, zeigen die Kalke recht gute Abrollung. Die maximalen Durchmesser liefern, wie oft, Quarzite und bunte Quarzkonglomerate mit 20 cm.

250 m bachaufwärts, zwischen den beiden Mühlen, erscheinen SE-fallende, sandige Rosinenmergel, bei welchen der wechselnde Kalkgeröllgehalt auffällt. Die Menge der Grundmasse variiert ebenfalls: ihr Anteil beträgt zwischen 30% und 60%. Man beobachtet den Übergang von weichen Mergeln in mürbe Sandsteine. Interessant ist, daß neben dem beträchtlichen Kalkgehalt Dolomite so gut wie nicht vorhanden sind. Auch Schiefer fehlen. Dagegen findet man feinkörnige, grüne Granite. Wichtig für die Paläogeographie ist das Vorhandensein von aufgearbeiteten Sandsteinen der mittleren Kreide. Aus den Mergelzwischenlagen wurde Probe 114 B entnommen. Ihr Alter wurde als (Oberalb-)Untercenoman bestimmt.

400 m westlich Hundmühl (auf der Österreichischen Karte 70; jetzt Hundschmied) hat der Bach an seinem Südufer einen netten kleinen Aufschluß geschaffen. Er zeigt die enge Schichtung der härteren, mittelgrauen Mergel (braune Verwitterung); mit diesen wechseln, unregelmäßig abgegrenzt, solche mit Geröllern. Infolge der Verfaltung weicht das Einfallen von der generellen SE-Richtung ab. Die Sandsteinbänke sind 1–5 dm mächtig. Ihr Gehalt an Quarz und Kalk wechselt. Gerölle konnten aus der linken Aufschlußhälfte gewonnen werden: wiederum liegen zahlreiche Kalke vor, während Dolomite kaum gefunden wurden. Interessant ist, daß die Karbonate besser gerundet sind als die Granite und Porphyre. Die letzten beiden zeigen häufig einspringende Winkel. Probe 114 ddd, direkt aus den Rosinenmergeln entnommen, gibt deren Alter als unterstes Cenoman an.

3.1.13. Scheinoldstein

(Österreichische Karte Blatt 70)

Südlich des Scheinoldsteines, zwischen Platten und „Im Graben“ erschließt der Neudorf-Bach Schichten der mittleren Kreide. Von Südosten gegen den Oberlauf des Baches trifft man auf Malmkalke bunter Färbung, dann auf Aptychenkalke des Tithon-Neokom. Diese streichen W—E; ihre Lagerung ist sehr steil. Die anschließenden Mergel der Unterkreide zeigen bereits eine überkippte, einheitlich steil nach Süden fallende Lagerung. Diesen blaugrauen, z. T. gefleckten Mergeln folgen feinkörnige Sandsteine mit Fließmarken und möglicherweise load casts. Bei Seehöhe 718 m trifft man auf Konglomerate, Mergel, Kalksandsteine. Die Lagerung dieser Gesteine ist durch Hangbewegung gestört.

Die Konglomerate zeigen nicht die gewohnte Buntheit der Komponenten. In der schmutziggrauen, feinsandigen, tonarmen Grundmasse (deren Anteil zwischen 20—80% variiert), liegen nur wenige Gerölltypen: 50—60% Quarze, 30% Porphyre, 5—10% Karbonate, 5—10% zersetzte, schwer ansprechbare Gerölle. Es können darunter ehemalige Grüngesteine und Schiefer sein. Die Quarze und Porphyre sind zumindest kantenrund, meist wohlgerundet. Ideale Rundung wird jedoch nicht erreicht. Die Karbonate, die zum größten Teil aus Dolomit bestehen, sind kantenrund. Die kleineren Stücke, etwa unter 1 cm, sind eckig.

Unter den Exotika erreichen rote Porphyre nicht selten 12 cm Durchmesser. Im Vergleich mit den zwei nördlicheren Zonen (Moosgraben und Maria Neustift) ist eine deutliche Abnahme sowohl der Korngrößen als auch der Gerölltypen zu beobachten. Dagegen ist die Korngrößenabnahme der Karbonate (die bis 40 cm groß sind) gegenüber den nördlicheren Zügen nicht so erheblich.

Ergebnisse des N—S-Profiles Moosgraben—Scheinoldstein

Von Norden nach Süden finden sich folgende Elemente:

- a) Flyschzone,
- b) Klippenzone („Subalpine Klippenzone“ bei F. ABERER), mit sehr viel Hülle aus Buntmergelserie. Die bunten Mergel umfassen nach Bestimmungen des Autors den Zeitraum von (Obercenoman-)Unterturon bis Untereozän.
- c) Zone mit Konglomeraten = Cenomanklippenzone bei F. ABERER (tatsächlich zeigt sein Kartenbild „Klippen“ der Frankenfeser Decke mitten im „Cenoman“). Die drei oben beschriebenen Profile von Maria Neustift queren Konglomerate, bei denen trotz zahlreichen Schlamm- und Schleifproben das mittelkretazische Alter nicht gesichert werden konnte. Die Klastika sind nur z. T. in erkennbarem Zusammenhang mit Aptychenkalk und roten Kiesel- und Hornsteinkalken. Ob diese zur Frankenfeser Decke oder zur pienidischen Einheit gehören, konnte nicht entschieden werden. Beide führen ja an der Jura/Kreide-Wende ähnliche Schieferglieder. Hinzu kommt die Verschuppung mit der Buntmergelserie (kretazischer Anteil). Das Auffallendste ist der lokal enorme Schieferreichtum in den Konglomeraten westlich Pechlerkogel. Bereits einige hundert Meter gegen Westen sinkt der Schiefergehalt wieder auf den üblich niedrigen. Dieses eine Vorkommen fällt völlig aus dem sonstigen Rahmen heraus. Obwohl das Alter nicht erbracht werden konnte, wird das Vorkommen zu denen der Mittelkreide gezählt. Hiefür sprechen:
 - α) die begleitenden Karbonatgerölle,
 - β) die übrigen Exotika, die an das sonstige Spektrum erinnern,
 - γ) die begleitende Kalksandstein-Mergel-Serie.
- d) Frankenfeser Decke mit Kreidemulde des Oberen Neustiftgraben (Moosgraben). Die Konglomerate lagern über mächtigen Mergeln. Das Geröllspektrum entspricht dem üblichen Bild. Das Alter der Rosinenmergel konnte mit Untercenoman fixiert werden (bei F. ABERER als Gosau ausgeschieden).
- e) Südliche Mulde in der Frankenfeser Decke, mit Exotika, geringe Ausdehnung, kleine Gerölle, besonders im Vergleich mit den Geröllen des nördlichen Konglomeratzuges (Pechlerkogel).

Beachtung verdienen weiters: das Fehlen der Flyschzone zwischen Frankenfeser Decke und Buntmergelserie sowie die Verschuppung von Mittelkreide (?)-Konglomeraten mit bunten Mergeln von (Obercenoman-)Unterturon bis Untereozän.

Zu den Weyerer Bögen aus der Sicht der mittleren Kreide

- a) Es liegen im allgemeinen Mulden mit klastischer Serie im Kern mit einer gegen außen gerichteten Vergenz vor (Ausnahme: Gegend der Petersmühle bei Losenstein, wo eine überfaltete Mulde mit scheinbarer Südvergenz vorliegt).
- b) Die untere bis mittlere Kreide bei Brunnbach entbehrt weitgehend einer tieferen kalkalpinen Schichtfolge. Sie ist den weiter innen gelegenen Mulden sehr ähnlich. Da sie aber tektonisch stets an Hauptdolomit oder Rhät der Frankenfeser Decke grenzt, ist die Bezeichnung „Randschuppe“ oder „Randcenoman“ berechtigt.
- c) Im Bereich der Pechgraben-Westseite, nördlich Walkenmauer, erübrigt sich die Abtrennung einer „Cenomanklippenzone“, was LÖGTERS, 1937, S. 411, tat. Dies zeigen eine Bemerkung von ROSENBERG, 1964, S. 195, die Kartierungsübungen des Geologischen Institutes der Universität Wien 1968 (Bericht BAUMGARTNER und andere) sowie eigene Begehungen. Lediglich ältere Gesteine des Untergrundes durchspießen die Kreidebedeckung. Auch das Geröllspektrum zeigt mehrweniger das übliche Bild.
- d) Im Bereich östlich Neustift erscheint die Bezeichnung Cenomanklippenzone berechtigt. Klastika sind nicht nur mit Neokom, sondern vor allem mit der Buntmergelserie verschuppt. Hinzu kommen die gleichen Durchspießungen wie in c) erwähnt. Mit den Schiefen ergibt sich ein vom üblichen Bild stark abweichendes Spektrum.
- e) Die Verbreitung der grobklastischen Mittelkreide hält sich auch hier an die Frankenfeser Decke.
- f) Innerhalb der Mittelkreide wurde an zwei Stellen Gosau nachgewiesen. Dies wird mit Einschuppung erklärt.
- g) Zu der Annahme einer ursprünglich zusammenhängenden W—E-streichenden Zone der Ternberger- und Frankenfeser Decke paßt auch das Bild der mittleren Kreide:
 - α) Das Geröllspektrum der südlichen Weyerer Bögen hat große Ähnlichkeit mit dem von Losenstein.
 - β) Die Korngrößenabnahme von Norden gegen Süden (in der heutigen Position der Bögen) ist zwar deutlich — wie auch H. LÖGTERS (1937) bereits zeigte —, doch liegen auch in der Losensteiner Mulde vorwiegend kleinere Exotika vor.
 - γ) In der Losensteiner Mulde weisen die Strömungsmarken deutlich nach Westen. Bei der Rückführung des Südarms der Frankenfeser Decken weisen die (gegenwärtig nach Süden zeigenden) Fließmarken ebenfalls nach Westen.

3.2. Ostabschnitt zwischen Ybbsitz und Wien

3.2.1. Ybbsitz

(Österreichische Karte Blatt 71)

F. TRAUTH (1934) erkannte zwei miteinander vergleichbare Bildungen, nämlich „Gosauflisch“ der Frankenfeser Decke und die „Klippenhüllschichten“ („Klippenhüllflisch“). G. LAUER (1971) hielt die Zweiteilung der mittleren Kreide in ähnlicher Weise bei. Die Arbeit des letzteren zeigt viele Konglomeratvorkommen.

Zwei Zonen mit geröllführender Mittelkreide sind zu beobachten: die nördliche, in Form von Deckschollen, ist reichlicher und gröberklastisch ausgebildet. Sandsteine, Konglomerate, Gerölltone, Breccien sind von relativ wenig Mergeln begleitet. Die hier vorliegenden exotischen und kalkalpinen Gerölle sind von wesentlich größeren Maßen als die in der südlichen Zone. Auszählungen in großem Maßstabe wurden im Hinterholzgraben und im Urnbach durchgeführt. Das Alter konnte mit Foraminiferen als höheres Alb bis Cenoman bestimmt werden (Proben 8 und 9 aus Rosinenmergeln des Urnbaches). Die südliche Zone, auf Neokom der Frankenfelder Decke liegend (Maisberg, Gaisberg), ist mehr mergelig ausgebildet. Den Mergeln mit Konglomeratlagen konnten Oberalbforaminiferenfaunen abgewonnen werden (Proben 1 und 2 vom Gaisberg). Unter den spärlich vorliegenden Geröllen dominieren Quarzite; Granite fehlen (hingegen hat im nördlichen Streifen Porphyry die Vormacht; Granite sind dort stets mit 5—10% vorhanden).

Gesicherte Funde von Gesteinen der pienidischen Klippenzone als Geröll in den Losensteiner Schichten konnten nicht gemacht werden.

3.2.2. Schwarzenberg

(Österreichische Karte Blatt 71)

Die Verbreitung der Konglomerate und die geologische Situation ist aus den Arbeiten von H. GALLE (1949), H. STERBA (1953) und A. TOLLMANN (1967) ersichtlich: die Gerölle kommen am Nordhang des Schwarzenberges sowie westlich davon, unter der Schwarzenbergdeckfalte, vor.

Die mittlere Kreide ist mergelreich entwickelt. Konglomeratführende Mergel liefern hier (wie auch im Urnbach) sandschalerreiche Mikrofaunen ähnlich denen des Flysches (Proben 18, 19/1—19/4, 19/6), aus denen das Oberalb-Alter nur schwer erkennbar ist. Unter den Geröllen herrschen Quarzite und Quarzkonglomerate (mit bis zu $\frac{1}{2}$ m Durchmesser) vor. Seltene Eruptiva, wie Porphyrtuffe und -breccien, sind von Interesse.

3.2.3. St. Anton an der Jessnitz

(Österreichische Karte Blatt 72/2)

E. PARLOW (1950) im Westen und J. HARTL (1950) im Osten kartierten die Kreidezüge mit Konglomeraten heraus. Die tektonische Situation wurde durch A. TOLLMANN (1966) dargestellt.

Die Gerölmessungen stammen aus dem südöstlichen Seitenbach des Bodingbaches, 1 km NNE St. Anton/Jessnitz, einige hundert Meter SW Bodingriegl. Wohlgerundete Gerölle liegen vor. Die länglichen unter ihnen zeigen häufig Einregelungen. In der bunten Vielfalt dominieren Quarz, Porphyry und Quarzit. Das Fehlen von Granit fällt auf. Dafür sind seltenere Typen wie epimetamorphe Schiefer sowie Arkosen und Lydite vorhanden.

3.2.4. Frankenfels

(Österreichische Karte Blatt 72/2; Taf. 3, Fig. 2)

Aus den von HARTL (1950) ausgeschiedenen Konglomeraten sind zwei Vorkommen näher untersucht worden. 60 m ESE der Kirche ist der Fuß eines kleinen Bergrückens angeschnitten. In sandigen, harten Mergeln mit Orbitolinen sind wohlgerundete Gerölle mit Vormacht der Exotika vorzufinden. Dolomit ist sehr selten, Granit fehlt.

700 m SW der Kirche von Frankenfels mündet von Nordwesten her ein kleiner Wasserlauf in den Nattersbach und eröffnet einen guten Schnitt durch die Kreide der nach Norden gekippten Frankenfels Mulde. Der verkehrt lagernde Schichtkomplex des Südschenkels ist sehr stark reduziert. Dagegen ist die aufrechte Nordhälfte prächtig aufgeschlossen: eine ungestörte Folge von Aptychenkalk (über 50 m), Fleckenmergel (30 m), Gaultschiefer (70 m) mit allmählichen Übergängen. Daraus entwickeln sich (nach Lagen von Kalksandsteinen) durch Versandung der Mergel die feineren und dann die gröberen Geröllagen. Es ist keinerlei Diskordanz oder Schichtlücke zu beobachten. Im Geröllspektrum fällt das weitgehende Fehlen von Dolomit, Granit und Grüngesteinen auf.

3.2.5. Kirchberg an der Pielach

(Österreichische Karte Blatt 55)

Die Geröllauszählungen stammen vom kleinen Hügel etwa 500 m S des Bahnhofes, wo die Kreide auch bei H. SCHWENK (1949) ausgeschieden ist. Größere und feine Konglomerate wechseln miteinander. Sie führen häufig eingeregelt plattige Gerölle, Geopetalschichtung zeugt von aufrechter Lagerung. Gerölltone sind selten. Die sandigen Mergel enthalten keine Faunen. Granite fehlen unter den Komponenten.

3.2.6. Marktl (N Lilienfeld)

(Österreichische Karte Blatt 56; Abb. 7)

A. BITTNER (1897, S. 216—219) beschrieb Schichten mit großen Exemplaren von *Orbitolina concava* LAMARCK im rechten Gehänge des Traisentalles bei Marktl nächst Lilienfeld. W. NEUBAUER (1948, S. 26) konnte die Stelle nicht wiederfinden.

Im Rahmen dieses Berichtes ist die Fundstelle wieder beschrieben. Zu den besagten Aufschlüssen gelangt man auf dem Wanderweg, der bei der Eisenbahnstation Marktl ansetzt. In Seehöhe 420 erreicht man die Waltherhöhe. Nach Norden weitersteigend, liegen über Spänen von Rhät- und Malmkalken saigere Schichten des Untercenoman (Abb. 7). Es sind dies Breccien mit z. T. gerundeten Geröllern aus mergeligen Rhätkalken (Hauptdolomit und seltenem Crinoidenkalk sowie aus wiederaufgearbeitetem Cenoman; korallenführende Orbitolinenkalke mit schichtparallel eingeregelt Großforaminiferen; Kalksteine mit Orbitolinen im Dünnschliff). Die schönsten Orbitolinen sind in Seehöhe 500 des Profiles zu finden. Das Wesentliche dieser Aufschlüsse ist die exotikafreie, kalkig-brecciöse und konglomeratische Entwicklung. Zahlreich sind die kleinen hochgewölbten und die großen flachen Orbitolinen im selben Anschlag; Korallen und Bivalven sind seltener. Die Ähnlichkeiten mit dem Cenoman vom Ölberg bei Alland bestehen in der inneren, nicht randlichen Position, der exotikafreien kalkigen Ausbildung und den zahlreichen nur in diesen zwei Vorkommen so großen Orbitolinen.

3.2.7. Wienerwald

(Österreichische Karte Blatt 57)

Das Gebiet der kalkalpinen Randzone birgt eine ganze Reihe kleinerer Cenomanvorkommen. Seit Ende des vorigen Jahrhunderts (F. TOULA, 1882, S. 194) wurden daraus zahlreiche Orbitolinenfunde gemacht. Es sind unter den älteren Arbeiten vor allem die von A. SPITZ (1910, S. 388, Karte), die von P. SOLOMONICA (1934, S. 58 ff.) von Bedeutung. Auch die geologische Karte der Umgebung von Wien, 1 : 75.000, zeigt einige der Cenomanvorkommen.

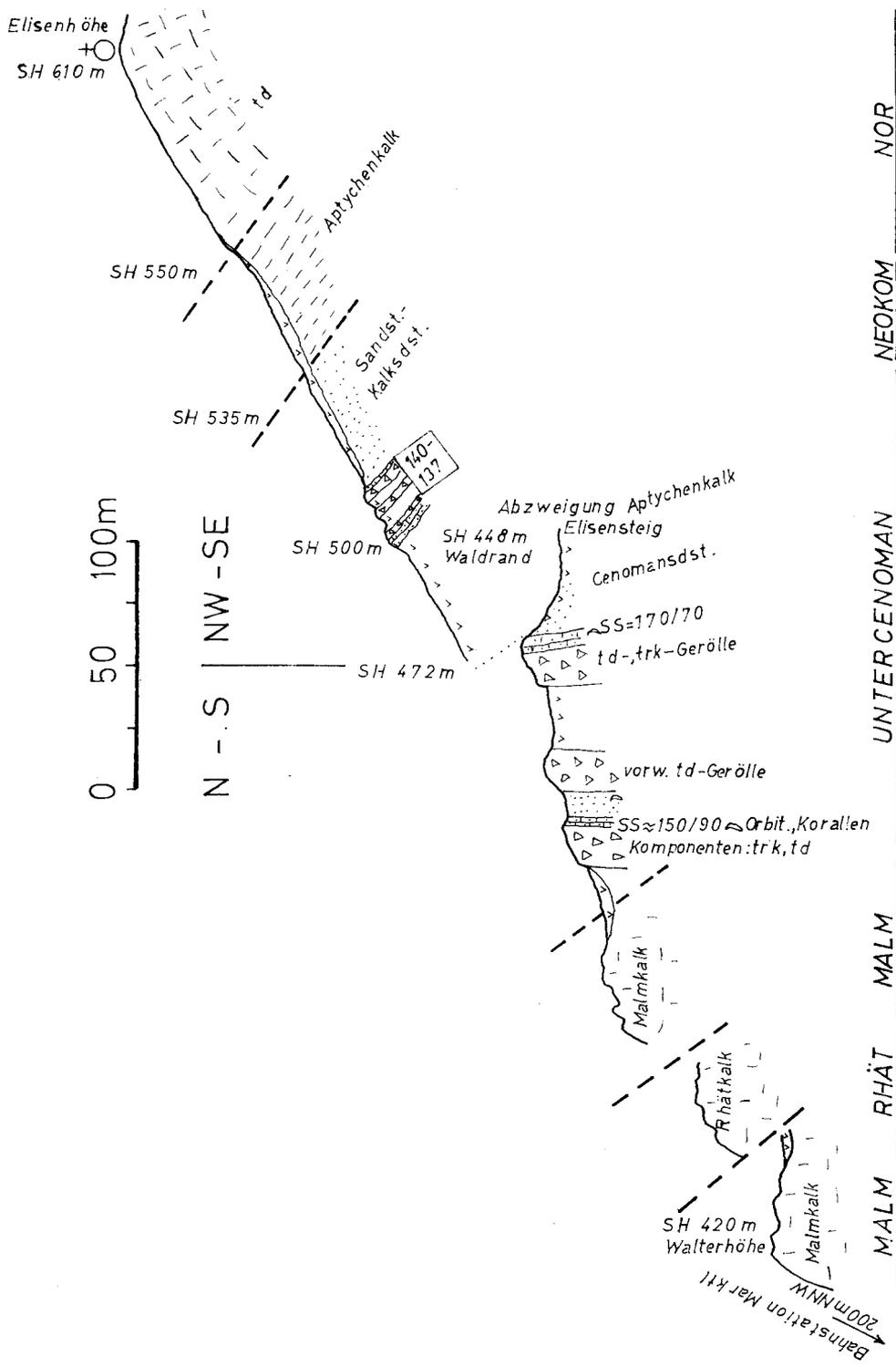


Abb. 7

Das Cenoman in Markt I

Von großem Nutzen sind die genauen Beschreibungen und Detailkarten von G. ROSENBERG (1953, 1955, 1956, 1958, 1961, 1961 [a], 1965, 1967, 1968, 1970) und von B. PLÖCHINGER (1960, 1960 [a], 1963).

a) Alland, Nordostfuß Hirschenstein (vgl. B. PLÖCHINGER, 1960, S. 70, Abb. 5). Am rechten Schwechatufer, am Kalkalpen-Flyschrand liegen einige große Sandstein- und Konglomeratblöcke. Der größte davon (im Westen) führt in mittelgrauer, karbonatisch-detritärer, sandiger Grundmasse wechselnde Mengen von Geröllen. Diese sind wohlgerundet bis besser kantengerundet. Einregelung findet kaum statt. Die Verteilung der Kristallingerölle ist aus dem Diagramm auf Tafel I ersichtlich. Unter den Karbonaten sind Dolomite, Jura- und Rhätkalke häufig. Es finden sich einige eckige Sandsteine als Resedimente. Die kleineren Blöcke im Osten sind arm an Kristallingeröllen. Das Bindemittel ist eher karbonatisch, weniger bunt. Zwischen den Konglomeraten liegen Sandsteinlagen. Unter den spärlichen Exotika sind Quarze am häufigsten, gefolgt von hellgrünem Porphy. Quarzit ist rar. Etliche zersetzte Grüngesteine wurden gefunden. Sowohl die Geröllführung schlechthin als auch das Verhältnis Dolomit : Kalk unterliegt im Blockbereich Schwankungen.

Die Altersbestimmung war nicht möglich. Mergellinsen wurden vergeblich geschlämmt; Dünnschliffe aus den Sandsteinen zeigten keine Orbitolinen; aus der Position am Rande der Frankenfels Decke und aus der Geröllzusammensetzung ergibt sich höchstwahrscheinlich ein Alb-Cenoman-Alter.

b) Alland, Steinbruch SW Ölberg, bei der Kote 358. Neben Hellsandsteinen, detritären Kalksandsteinen finden sich organogene Kalksteine mit massenhaft Orbitolinen. Feinmergelige Sandsteine führen neben den gut auswitternden Orbitolinen Gastropoden, Bivalven, Wurmgänge, Blattabdrücke und Kohlenhäcksel. Die Großforaminiferen, die Herr Dr. R. SCHRÖDER bestimmte, weisen ins höhere Untercenoman. Es sind dies: *Iraquia* cf. *convexa* DANILOVA, *Orbitolina* (*O.*) gr. *concava* (LAMARCK), *Orbitolina* sp.

Somit konnte im Wienerwald eine einzige Stelle auf Gerölle untersucht werden: NW Alland, an der Kalkalpen-Flysch-Grenze. [G. ROSENBERG (1970, S. 169—170) beschrieb Quarz-Exotika-Konglomerate westlich des Mödlingtales. Diese eignen sich wegen der feinen Korngröße nicht zur Auszählung.] Quarzreiche Sandsteine finden sich im Norden konzentriert. Weiter im Süden fehlen sie. An ihre Stelle treten Kalksandsteine und Mergel, die sich durch ihren Fossilreichtum (vor allem Orbitolinen) auszeichnen. Breccien dieser Zone führen nur Dolomit, Kalk, Hornstein und Quarz. Die Ähnlichkeit mit den Vorkommen von Markt bei Lilienfeld wurde bereits erwähnt.

4. Stratigraphische Ergebnisse

Die im Westabschnitt und Mittelabschnitt des Untersuchungsgebietes aufgenommenen Profile konnten lückenlos von Oberalp (Unteralb) bis Untercenoman belegt werden. Schichtlücken, Diskordanzen liegen nicht vor. Zur Altersbestimmung wurden Klein- und Großforaminiferen, Ammoniten, Gastropoden und Bivalven benützt.

Die Liegendschichten bilden Aptychenkalke und -mergel, wobei letztere gegen oben hin häufiger werden. Aus den grauen Neokommerngeln entwickeln sich die schwarzen Albschiefer (Frankenfels); oder es folgen etliche Pakete von Kalksandsteinen und leicht sandigen Mergeln (Adlmannsteingraben, Groß-Draxlgraben). Die Geröllpelite und -psammite setzen im mittleren Alb ein. Sie entstehen durch allmähliche Versandung und Korngrößenzunahme (Frankenfels); oder sie entwickeln sich aus einer Mergel-Sandstein-Serie (Groß-Draxlgraben); oder sie treten ganz plötzlich im Oberalp mit größeren Geröllen über schwarzen Mergeln des Mittelalb auf (Hölleitenbach). Häufig (Frankenfels, Groß-Draxlgraben, Adlmannsteingraben) sind die tiefsten Geröllagen besonders quarzreich. Sodann tritt die bunte Vielfalt des Oberalp ein. Im Untercenoman

ist z. T. ein Rückgang der Exotika zu verzeichnen (Hölleitenbach, Losenstein, Brandtnergraben). Die höchsten Geröllagen mit zahlreichen Kristallingerölln wurden dem Untercenoman (appenninica-Zone) des Moosgrabens entnommen. Im Brandtnergraben (und möglicherweise auch in Frankenfels) werden die jüngsten Schichtglieder von flyschähnlichen Sandsteinen und Mergeln des Untercenoman gebildet. Rotsedimente sind in den untersten Profilen aus den obersten Lagen der Fleckenmergel (Groß-Draxlgraben, Kronsteinalpe) und aus dem Mittelalb (Adlmannsteingraben) bekannt geworden. Organogene Kalksteine (Oberalb des Groß-Draxlgraben) und Spatkalke sind äußerst selten. Im Ostabschnitt liegen keine zusammenhängenden Profile, nur einzelne Schichtglieder vor.

Das Cenoman von Lilienfeld und vom Ölberg im Wienerwald ist von den vorhin beschriebenen verschieden. Mit Orbitolinen wurden tieferes und höheres Untercenoman in mergeliger und kalksandiger Ausbildung nachgewiesen.

Die Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder bzw. lithologischen Einheiten variiert sehr stark. Neben dem primären Mächtigkeitsunterschied spielt die Tektonik eine ebensogroße Rolle. Im Westen sind dickere Schichtpakete erhalten. Auch sind dort bis zu drei Muldenzüge in N—S-Richtung hintereinander vorhanden. Stark verallgemeinernd, ergibt sich folgende Schichtsäule:

Über 50—100 m Aptychenkalke, in höheren Lagen mehr Fleckenmergel. In den basalen Fleckenmergeln eventuell rote Lagen. 50—100 m Kalksandsteine und Mergel, welche jedoch auch fehlen können. 50—100 m dunkle Unteralbschiefer. 30 bis über 200 m grobklastische Serie (Losensteiner Schichten). Bis über 50 m flyschähnliche Sandsteine und Mergel.

Die Korrelation von einzelnen Konglomerathorizonten ist weder faunistisch noch lithologisch möglich. Auch gibt es keine generelle Änderung der Geröllzusammensetzung in horizontaler oder vertikaler Richtung.

Fossilführung. Megafossilien sind südlich Brunnbach sowie zwischen Losenstein und Großraming relativ häufig, ansonsten selten.

Ammoniten sind im Aptychenkalk selten. In den dunklen, dünnplattigen Mergeln des Unteralb findet sich das Zonenleitfossil *Leymeriella tardefurcata* (LEYMERIE). Es ist durch zahlreiche stark zusammengedrückte Exemplare vertreten. Zugleich mit *Leymeriella tardefurcata* treten glatte, kleine Ammoniten, ebenfalls stark zusammengedrückt, auf.

Gastropoden sind nicht selten in den grobsandigen Mergeln und Gerölltonen. Dr. H. KOLLMANN bestimmte freundlicherweise folgende Gattungen und Arten:

Glauconia (*Glauconia*) nov. sp.
Ampullina (*Ampullina*) nov. sp.
Nerinea (*Neoptyxis*) *astrachanica* REHBINDER
Aphanoptyxis excavata (BRONGNIART)
Aptyxiella (*Oligoptyxis*) nov. sp. ?
Turritella (*Turritella*) nov. sp.

Kleingastropoden sind ein häufiger Bestandteil der Schlämmrückstände.

Bivalven kommen seltener in grobsandigen Mergeln und Gerölltonen vor. Doktor H. KOLLMANN bestimmte aus dem ihm vorgelegten Material:

Exogyra columba DESHAYES
Glycymeris sp.
Taxodonte Bivalven

Inoceramenprismen sind häufig in Schlämmrückständen.

Korallen sind selten in feinsandigen Mergeln des Alb.

In Schlämmrückständen fanden sich öfter Reste von Schwebereinoiden. In den seltenen Spatkalken des Alb und des Untercenoman finden sich Stielglieder von Crinoiden.

Seeigelstacheln sind in Schlämmrückständen häufig, im festen Gestein selten.

Foraminiferen bildeten die Grundlage für die Alterszuordnung. Von den zahlreichen aufgesammelten Orbitolinen waren nur wenige artlich bestimmbar. Neben den planktonischen Kleinforaminiferen wurden auch die benthonischen verwertet. Die Zusammenstellung der Faunenlisten ist auf Tabelle I erfolgt. Die Mikrofauna konnte im Falle der Mergel mit *Leymeriella tardefurcata* (LEYMERIE) „geeicht“ werden. Es sei darauf hingewiesen, daß der Autor nicht der deutschen, sondern der französischen Zonengliederung folgte [wie in „Lexique Stratigraphique International“ (1957, S. 9), in „Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon 1963“ (1965, S. 316) oder bei MOULLADE (1965, S. 49)].

5. Sedimentologie

(Taf. 1,2, Abb. 4,5)

Pelite

Sie bilden den größten Teil der Ablagerungen. Folgende Typen lassen sich trennen:

- a) Dunkelgraue bis schwarze, oft gefleckte Mergel des Apt bis unteren Alb. Sie sind meist fein und gut geschichtet. Der Stoffbestand ist homogen, mit hohem Tongehalt und stets deutlichem Karbonatgehalt. Größere Komponenten bilden fast ausschließlich Organismen, vor allem Foraminiferen. Diese Mergel führen Zeugnisse von reichem organischem Leben: die Flecken sind vielfach als Wühlgänge erkennbar; in der tardefurcata-Zone findet man stellenweise massenhaft Ammoniten; die Foraminiferenführung ist sehr groß. Beachtenswert ist der hohe Pyritgehalt, der sich in der Ausfüllung von Radiolarien, Foraminiferen und Kleingastropoden äußert. Die dünnen Ammoniten zeigen die starke Plättung der Mergel an.
- b) Rote Mergel des Unteralb. Sehr selten zu finden. Sie treten als gutgeschichtete, große Mergelplatten auf (in den Profilen: Kronsteinalpe, Groß-Draxlgraben, Adlmannsteingraben. Im Falle des letzteren wurden auch rote Alb-Cenoman-Tonmergel gesichert).
- c) Bunte Mergel von grünen Farbtönen wurden nur im Adlmannsteingraben gesehen. Die roten und grünen Mergel können als Äquivalent der Tannheimer Schichten des Westens betrachtet werden.
- d) Hellere, graue bis braune Mergel des höheren Alb und des Untercenoman. Das laminare Gefüge ist wiederum deutlich, doch gröber. Der Tongehalt ist hoch, der Karbonatgehalt deutlich. Stets finden sich einige Prozent Schlämmrückstände von vorwiegend Quarz in der Korngröße von 0.1 mm und darüber. Vielfach ist in diesen Peliten, die makroskopisch homogen erscheinen, unter dem Binokular der klastische Einfluß ersichtlich (manchmal mit der bunten Vielfalt der exotischen Gerölle im Millimeterbereich). Der Pyritgehalt ist deutlich, jedoch geringer als in den schwarzen Mergeln.

Lebensspuren: Wühlgänge mit Psammitmaterial gefüllt. Sie stehen oft normal zur Schichtung. Ihr Durchmesser bewegt sich zwischen einigen Millimetern und 1 cm. Schneckenfährten wie in den Psammiten. Ihr Vorkommen in den Ablagerungen des Cenoman ist neu. Es wurde auch eine neue Lebensspur beträchtlicher Größe entdeckt (siehe Abb. 5). Die walzenförmige Ausfüllung konnte auf 60 cm herauspräpariert werden. Der Querschnitt, der ursprünglich wohl kreisförmig war, erscheint heute etwas eingedrückt, oval. Der Durchmesser ist 5—6 cm. Interessant sind die zwei Kalzitschläuche von 1 cm Durchmesser, von denen stets zumindest einer den ganzen Walzenkörper durchläuft.

Psammite

Im Oberapt bis Unteralb sind eintönige, graue, feinkörnige, kaum gradierte Sandsteine geläufig. Sie sind sehr karbonatreich; der Quarzgehalt (20—40%) zeigt sich meist erst im Dünnschliff. Im 1—2 mm-Bereich zeigt die Lupe die ganze bunte Vielfalt. Die allmähliche Korngrößenzunahme leitet zu den Konglomeraten über; die spärlichere Einstreuung von Grobkomponenten führt zu Geröllpsammiten. An Sedimentationsmarken und Lebensspuren finden sich in den Psammiten der mittleren Kreide:

Graded bedding (Saigerungsschichtung) ist nicht selten. Die Korngrößenabnahme gegen die hangende Partie erfolgt meist sehr langsam und stetig.

Flute casts (Fließmarken) sind auch nicht selten. Ihre Richtungen, den heutigen Hauptfaltenzügen entsprechend zurückgeführt, sind in Abb. 8 eingetragen worden.

Drag marks (Schleifmarken) sind selten.

Load casts (Belastungsmarken) sind ebenfalls selten.

Convolute lamination (innere Wulsttexturen) sind sehr selten. Es sind nur flache Formen, nie überkippte Spitzen ausgebildet.

Casts of burrows (Bauten, Wühlgänge) an Bankunterseiten von wahrscheinlich wurmartigen Organismen sind sehr häufig.

Lebensspuren von Typus *Scolicia* bzw. „*Palaeobullia*“, die allgemein als Grabspuren von Gastropoden gedeutet werden. Sie wurden nur im Brandtnergraben, dort aber reichlich gefunden (siehe Abb. 3). Sie sind aus der Mittelkreide neu. Ähnliche sind aus dem Eozän des Flysches seit langem bekannt, finden sich aber auch in der Flyschoberkreide (mündliche Mitteilung von Prof. A. PAPP). Prof. A. SEILACHER erklärte zu diesen Lebensspuren, daß sie für Tiefwasserbildungen charakteristisch seien. Bei engem Mäandrieren (was in vorliegendem Fall nicht zutrifft) seien solche Bildungen sogar typische Flyschmerkmale.

Kalkarenite aus organogenem Material treten stark zurück. Es sind Dezimeterbänke, wie sie sich im Brandtnergraben, Groß-Draxlgraben und nördlich Schieferstein finden. Die Korngröße liegt vielfach über 2 mm. In den spätigen Kalken sind Crinoiden, Seeigelstacheln, Mollusken, Orbitolinen. Vielfach tritt gröber detritisches Karbonatmaterial hinzu, wodurch sich Übergänge zu Breccien und Konglomeraten ergeben.

Psephite

Sie sind im untersuchten Abschnitt vom mittleren Alb bis ins Unterocenoman verbreitet. Es sind dies Breccien, Konglomerate, Geröllpsammite, Geröllpelite.

a) Breccien. Meist reine Karbonatbreccien, unter denen die mit Dolomitkomponenten überwiegen. Die wechselnde Menge von Bindemittel wird aus feinem Karbonatdetritus gebildet. Kristallinbreccien kommen nur östlich Maria Neustift mit eckigen Schiefen als Komponenten vor.

b) Konglomerate (fast immer mit exotischen Geröllen). Das Bindemittel ist meistens feiner Detritus, wobei die Korngrößenabnahme im makroskopisch sichtbaren Bereich stetig erfolgt. Die Verkittung bewirkt Kalzit, der stets in erheblicher Menge nachweisbar ist. Seltener findet sich eine Grundmasse in Form von hellgrauen Sandsteinen von gleichmäßiger Korngröße. Saigerungsschichtung ist sehr selten. Die verschieden großen Komponenten sind innerhalb einer Lage mehr oder weniger stark durchmischt. Die Einregelung plattiger und länglicher Komponenten dagegen ist nicht selten. Die Gerölle sind meist so dicht gepackt, daß sie sich gegenseitig berühren und stützen. Das feine Material kommt in diesen Fällen kaum über 50—70%. Bei besonders dichter Packung mit vorwiegend größeren Geröllen bleibt der Anteil an Feinmaterial sogar unter 50%.

Die Rundung der Exotika ist gut bis sehr gut. Ihr Rundungsgrad liegt zwischen IV und V (dabei steht I für eckig und V für gut abgerundet). Unter den exotischen Geröllen steigt die Rundung mit der Korngröße. Besonders deutlich ist dies an Quarz zu beobachten. In Dünnschliffen wurden vielfach kleine eckige Körner gesichtet. An der Psephit-Psammitgrenze sind sie im allgemeinen angerundet; in der Größe von einigen Zentimetern finden sich nur noch gerundete und gut gerundete.

Interessant ist die Abhängigkeit der Geröllform vom Material. Zur Charakterisierung eignet sich am besten die Verhältniszahl der drei aufeinander senkrecht stehenden Durchmesser. Bei Granit ergibt sich etwa das Verhältnis 1 : 1 : 1 (bis 1·5 : 1 : 1), was eine kugelnaher Form anzeigt und das richtungslos körnige Gefüge widerspiegelt. Porphyre mit flachkugelig bis eiförmiger Gestalt haben den Wert 1·3 : 1·3 : 1 bzw. 1·5 : 1 : 1. Das S-Gefüge der Porphyroide spiegelt sich im Index 2·5 : 2·5 : 1 bis 4 : 4 : 1 (!). Quarzkonglomerate zeigen die Werte 1·8 : 1·3 : 1 bis 1·3 : 1·2 : 1, Quarzite 1·6 : 1·6 : 1, Lydite 2 : 1·3 : 1, Sandsteine der Unterkreide 6 : 3 : 1. Die Schiefer in den Konglomeraten sind meist nur Fetzen. Die Rundung der Karbonatgerölle wechselt sehr stark. Die meisten liegen halbgerundet vor. Häufig ist jedoch Rundungsgrad V vorhanden. Dolomite dagegen haben nicht selten nur eine solche von II. Die lokale Änderung der Rundung der Karbonatgerölle im Aufschlußbereich ist auffallend.

Interessant ist die Häufung einzelner Geröllarten im Dezimeter- bis Meterbereich. Sie hält sich nicht an die Schichtung. Es erscheinen vielmehr kleinere Anhäufungen, als ob Gerölle einer Art kübelweise hingeschüttet worden wären und somit nur eine schwache Durchmischung mit den übrigen Geröllen erfolgt wäre. Zu erwähnen ist noch, daß Bivalven und Gastropoden oft in der entsprechenden Korngröße ziemlich intakt vorliegen.

Abweichend von den buntgemischten Konglomeraten sind besonders quarzreiche, feinere, deren Komponenten nur einige Zentimeter groß sind. Sie sind eintönig und erinnern schwach an Restschotter (Roter Stein, Großbraming-Ost, Wienerwald).

c) Geröllpsammite. Bei hohem Feinanteil „schwimmen“ die Gerölle in der Grundmasse. Sie berühren sich kaum. Die Gerölle machen nur ein Viertel bis ein Sechstel (seltener ein Zehntel) des Gesamtvolumens aus. Dazwischen liegt ein Psammit, der:

- a) hellgrau, quarzreich, karbonatreich
- b) hellbunt, vielfach gröber, ungleichmäßiger
- c) unrein, tonig (und somit zu den Geröllpeliten überleitend) ist.

Die Rundung der ortsfremden Komponenten liegt zwischen (III) IV—V, die der Karbonate variiert wiederum stark zwischen II—V. Gradierung ist kaum vorhanden; wenn ja, dann im Grenzbereich Psephit/Psammit. Einregelungen sind seltener.

d) Geröllpelite. Mergel mit Geröllen, Rosinenmergel, Gerölltone, pebbly mudstones. In einer vielfachen Menge von meist weichen Tonmergeln sind die Gerölle lose, unregelmäßig eingestreut. Die Schichtung der Pelite ist deutlich. Die Gerölle zeigen keine Einregelung. Das Verhältnis Authigena zu Exotika wechselt stark. Erstere sind in der Regel häufiger. Im größeren Aufschlußbereich ist die Verteilung nahezu statistisch; im engeren jedoch findet man Häufungen einzelner Gesteinsarten, genauso wie in den Geröllpsammiten und Konglomeraten.

Über die Entstehung der Geröllpelite

Zunächst folgen die Beobachtungen:

Lockere, unregelmäßige Streuung. — Keine Gradierung. — Verschiedene Korngrößen nebeneinander. — Die Sortierung ist schlecht, sowohl nach Größe als auch nach Gesteinsart. — Änderung der quantitativen bei ungefähr gleichbleibender qualitativer Zusammensetzung in vertikaler und horizontaler Richtung. — Gute Abrundung der Exotika, wechselnd gute bei den Authigena. — Zunahme der Rundung mit der Korn-

größe. — Auffallend gute Erhaltung der Exotika in frischen Aufschlüssen. — Meist gute Erhaltung der Karbonatgerölle mit nur dünner Verwitterungsrinde. — Härteauslese: Phyllite und Schiefer selten. — Praktisch keine Abrollung der enthaltenen Megafauna. Auch Orbitolinen sind gut erhalten. — Erkennbare Schichtung in den eingebetteten Mergeln. — Vielfacher Wechsel mit Konglomeraten, Psammiten und Peliten. — Gleiche lithologische Ausbildung in einer langen, schmalen Zone.

Deutung

Die sehr gute, vielfach bis zur Kugelform reichende Zurundung der sehr harten Quarzporphyre, Quarzkonglomerate usw. setzt einen langen Transport durch Flüsse oder eine längere Rollung im Küstenbereich voraus.

Es ist nicht wahrscheinlich, daß die Tonmergel und die groben Gerölle an derselben Stelle zur selben Zeit abgelagert wurden. Es ist eine Durchmischung in weichem Zustande anzunehmen.

Brauchbare Erläuterungen für solche Vorgänge geben E. ACKERMANN (1951) und J. C. CROWELL (1957), von denen der letztere es (auf S. 993) so formuliert: „Beds of graded conglomerate, laid down on soft water-saturated mud, became unstable, slumped downslope and mixed pebbles with mud“.

Ein weiteres Problem bildet folgende Tatsache: nicht nur die exotischen, sondern auch die Karbonatgerölle (die wahrscheinlich kalkalpiner Herkunft sind) zeigen eine Korngrößenabnahme von Norden gegen Süden. Die Masse der solcherart schuttliefernden Kalkalpen befand sich aber sicherlich südlich der Zone, wo die Konglomerate zur Ablagerung gelangten. Möglicherweise stammen die Kalk- und Dolomitgerölle aus den nördlichsten Abschnitten der heutigen Kalkvoralpen, die dem Kristallinrücken aufgeschoben wurden und zusammen mit den Exotika von Norden her eingesedimentiert werden.

Flyschmerkmale der mittleren Kreide

Wenn man die Sedimente des Alb und Cenoman der Frankenfesler-Ternberger Decke studiert hat, so versteht man G. GEYER, der diese Schichten als „Kreideflysch“ bezeichnet hatte (Blatt Weyer und Kirchdorf).

G. LAUER (1971) sieht einen klaren Zusammenhang zwischen seiner „Synorogenen Mittelkreide“ und dem Flysch. Entgegengesetzter Auffassung ist einige hundert Kilometer westlicher W. ZEIL (1957, S. 139), der „weitgehende und grundlegende Verschiedenheit in den Faziesmerkmalen“ feststellt und die Flyschfazies scharf auf den eigentlichen Flyschtrogl begrenzt wissen will (vgl. auch W. ZEIL, 1955, S. 208—210). K. MÜLLER (1973, S. 90), der, wie auch W. ZEIL, im Westabschnitt seine Untersuchungen durchführte, erklärt: „Faziell-sedimentologische Beziehungen (des „Randcenoman“) zur Flyschzone gibt es nicht.“ Bei der detaillierten Neuuntersuchung des von G. LAUER kartierten Ybbsitzer Raumes kommt W. SCHNABEL (Verh. Geol. B.-A., 1972, S. A 75) übrigens wiederum zum Ergebnis, daß trotz der Schwierigkeiten in der Unterscheidung von manchen Flyschelementen und dem „Randcenoman“ der Kalkalpen in diesem Raum das „Randcenoman“ den Flysch tektonisch überlagert.

A. SEILACHER (1957, 1959) hat die charakteristischen Merkmale des Flysches herausgearbeitet. Im folgenden seien diese in bezug auf die hier untersuchten Mittelkreidesedimente erörtert.

a) Lithofazies

In dieser Hinsicht erfüllen unsere Sedimente weitgehend die Flyschbedingungen. Denn A. SEILACHER (1959, S. 1066) schreibt: Psammite und Pelite „... prägen durch ihren häufigen Wechsel das Bild des typischen Flysch“.

Auch die geforderten Sedimentationsmarken finden sich: graded bedding, flute casts, load casts, convolute lamination, wenn auch die letztgenannte selten ist.

Während sich bunte, vor allem rote Mergel auch im Flysch finden, fallen die sehr seltenen Spatkalke des Untercenoman aus dem Rahmen. Gerölltone finden sich jedoch vor allem im Wildflysch.

b) Biofazies

Postulat: „... nur wenige und nur marine Körperfossilien ...“ (1959, S. 1064).

Die untersuchten Schichten sind bei weitem nicht so fossilarm wie der Flysch, ließen sich doch Bivalven, Gastropoden in reicher, Korallen in zurücktretender Zahl aufsammeln. Hiezu kommen die keineswegs seltenen Orbitolinen. Bezüglich der Foraminiferen des Flysches schreibt A. SEILACHER (1959, S. 1064): „... vorwiegend nektonische, planktonische oder pseudoplanktonische Arten.“ W. ZEIL (1957) sieht die Sandschaler als für Flysch typisch an. Nun die mittlere Kreide: „primitive“ agglutinierende Sandschaler (wie im Flysch), daneben jedoch perforate Formen, bis zu den Rotaliidea. Biofaziell sind somit wesentliche Unterschiede zwischen Flysch und der hier untersuchten Mittelkreide zu konstatieren.

c) Ichnofazies

Postulat: „Parkettierende“ Weidespuren und Freßbauten von großer Regelmäßigkeit. Diese Forderung ist nur zum Teil erfüllt. Es finden sich zwar reichlich Wühlgänge, Lebensspuren vom Typus *Scolicia*, doch fehlen ihnen die enggeführten, regelmäßigen Mäander.

d) Tektofazies

Auf S. 1063 bei A. SEILACHER (1959) finden wir: „Der Flysch ist synorogen und fällt mit der Hauptfaltung und Herausbildung langgestreckter Tröge und schmaler, schuttliefernder Inselketten oder Kordilleren zusammen“. In unserer mittleren Kreide zeugen mehrere hundert Meter mächtige detritäre Serien mit kalkalpinen und fremden Geröllen von der Bewegung.

Ergebnis: Die Eigenheiten des Flysches finden sich in der klastischen Serie der Frankenfelder-Ternberger Decke zum Teil wieder. Während sich die Litho- und Tektofazies der beiden verglichenen Ablagerungen ähneln, ergeben sich in der Ichnofazies und noch mehr in der Biofazies i. e. S. stärkere Abweichungen. Somit sind unsere Schichten bestenfalls als flyschoid zu bezeichnen. Die Ablagerungstiefe der Losensteiner Schichten ist nach H. KOLLMANN (1968, S. 135) weniger als 50 m. K. MÜLLER (1973, S. 54) spricht von seichtem Randbereich. Auch W. ZEIL (1955, S. 217) schreibt, daß Brandungskonglomerate und Fossilschutt-Breccien auf Seichtwasserfazies deuten.

In der vorliegenden Arbeit wird die Ansicht vertreten, daß die klastische Serie im tieferen Wasser abgelagert wurde. Hiefür sprechen die mehrweniger gleichmäßige Durchmischung der Gerölle, die Bildung der Gerölltone, die flyschoiden Sedimentationsmerkmale und die Lebensspur *Scolicia*, welche nach mündlicher Mitteilung von Doktor A. SEILACHER große Wassertiefe anzeigt.

6. Karbonatgerölle

Die Großzahl der Gerölle wird von Dolomit und von Kalken des Jura und des Neokom gebildet. Die meisten Gerölle lassen sich von den Kalkvoralpen, speziell von der Frankenfelder Decke ableiten.

Gerölle aus dem Paläozoikum: Solche sind überhaupt nicht gesichert. Man kann in feinkristallinen, hellbraunen Dolomiten und weißen bis grauen feinkristallinen Kalken eventuell Paläozoikum vermuten.

Untertrias: Wiederum ist die Zuordnung fraglich. Es liegen unreine Kalke von bräunlichroter-violetter Farbe vor; diese erinnern an die Werfener Schichten: rötliche Farbe, Hellglimmerdetritus, Quarzgehalt. Selten sind kleinere, pyritisierte Foraminiferen zu finden.

Mitteltrias: Ebenfalls ungesichert. Eventuell hierher gehörend:

- a) hellgraue Kalke vom Aussehen des Wettersteinkalkes; im Schliff sind mögliche Rotalgen zu erkennen.
- b) Weiße Kalke mit unregelmäßiger Bänderung. Diese erweist sich im Dünnschliff als rhythmisch gelagerter Fossilschlick.
- c) ? Ein Teil der Dolomite.

Obertrias: a) Wahrscheinlich ist der Großteil der Dolomite Hauptdolomit. b) Rhätkalke: dunkle Mergelkalke mit Lumachellen; Korallen wittern manchmal schön heraus. Häufig sind Oolithe. Dolomitische Mergelkalke führen meistens zahlreiche Fossilien und charakteristische Mikrofaunen.

Lias: a) Crinoidenkalke vom Typ Hierlatzkalk. Dünnschliffe zeigen nahezu ausschließlich Crinoidenstielglieder, nur vereinzelt finden sich Brachiopoden- und Bivalvenstücke sowie Foraminiferen. b) Möglicherweise gewisse braune Kieselkalke. c) Möglicherweise graue bis braune Mergelkalke.

Dogger: a) Crinoidenkalke vom Typ Vilserkalk. Neben Crinoidenstielgliedern sind Seeigelstacheln und Foraminiferen nicht rar. b) Hornsteinkalke, Kieselkalke. Im Dünnschliff zeigen sich zahlreiche Radiolarien, Schwammnadeln, wenige Foraminiferen.

Malm: a) Weiße und rote Kalke. Der Reichtum an Versteinerungen ist auffällig: Belemniten, Ammoniten, Korallen, Bivalven. Die Schliffe enthalten außer den aufgezählten Formen noch Brachiopodenreste, Schwammnadeln, zahlreiche Foraminiferen, vor allem Milioliden. b) Rote und graue Hornsteinkalke des Tithon-Neokom. c) Aptychenkalke des Tithon-Neokom. Die Dünnschliffe zeigen zahlreiche Calpionellen.

Unterkreide: a) Aptychenkalke. Ein vom bekannten Typ abweichendes, sehr ausgefallenes Gestein fand sich am Schwarzenberg: ein Tithon-Neokom-Intraklast. In einer hellgrünen Mikritmasse liegen rundliche, bis zu zentimetergroße Brocken eines weißen Kalkes und — seltener — eines hellblauen Hornsteines. Die weißen Kalke erweisen sich im Dünnschliff als leicht umkristallisiert. Die hellgrüne Grundmasse ist jedoch voll fossiler Kleinlebewesen. Anstehend finden sich in der zweiten Pechgrabenenge bei Großraming in dem kleinen Jura-Kreide-Steinbruch innerhalb der hellen Aptychenkalke den beschriebenen äußerst ähnliche Gesteine; jedoch ohne die hellblauen Hornsteingerölle. b) Kalksandsteine mit reichlichem (bis zu 17%) Kristallindritus. c) Organogener Kalkstein der höheren Unterkreide. Das hellbraune Gestein besteht etwa zu einem Drittel aus Orbitolinen. Diese sind 2—4 mm groß, dorsal mäßig gewölbt, ventral konkav. Solches Gestein wurde im Anstehenden nicht gefunden.

Zusammenfassend läßt sich sagen: ein Großteil der Gerölle konnte als kalk(vor)-alpin bestimmt werden. (Haupt-)Dolomit und Jura-Neokomkalke dominieren; Rhät ist häufig; Unterkreide wurde vielfach nachgewiesen. Diese Gesteine konnten altersmäßig fixiert werden. Darüber hinaus ist alles Vermutung. Gesteine der Grestener Klippenzone in Geröllform konnten nicht nachgewiesen werden.

7. Exotische Gerölle

Aus dem Geröllbestand der untersuchten Konglomerate ergibt sich folgendes Bild. Das Liefergebiet bestand aus einem Komplex von sehr charakteristischen magmatischen, metamorphen, schieferigen und kaum metamorphen klastischen Gesteinen, deren

mesozoische Hülle (primär oder sekundär) fehlte (oder die der kalkvorpalpinen ähnlich war und somit nicht gut erfaßbar ist). Es läßt sich die etwaige Schichtfolge aufstellen:

- möglicherweise als älteste Gesteine: Gneise, von feinem Korn, arm an Glimmer.
- Serizitisierte und chloritisierte Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer.
- Chloritschiefer, Serizitschiefer, Phyllite und Lydite.
- Quarzkonglomerate, Quarzite; schwache Epimetamorphose (Neubildung von Serizit, Chlorit).
- Sandsteine, kalkige Sandsteine, Feinarkosen; praktisch keine Metamorphose.
- Diabase; charakterisiert durch die häufigen Plagioklaseinsprenglinge der grobkörnigen Typen; durch Mandelsteine, deren Hohlräume meist nicht Kalzit, sondern eine zonare Ausscheidung von Erz, Quarz und Chlorit füllt.
- Granite, für die das feine Korn, die Biotite, die grünlichen, gefüllten Plagioklase, die rötlichen, perthitischen Alkalifeldspäte charakteristisch sind. Muskovitgranite, Porphygranite sind seltene Varianten.
- Porphyre von saurem Charakter. Teils mit idiomorphen, korrodierten Quarzeinsprenglingen als Quarzporphyre, teils ohne diese als Felsitporphyre; fast immer mit Plagioklaseinsprenglingen. Interessant sind Perlite, Fließstrukturen, Porphyrtuffe und Porphyrbreccien.
- Intermediäre Magmatite sind selten.

Für die Magmatite ist das Fehlen der Metamorphose typisch. Über das Alter der genannten Serie lassen sich nur Vermutungen aufstellen. Die schieferige Serie dürfte dem Altpaläozoikum, die Phyllite, Lydite dem jüngeren Paläozoikum, die nicht metamorphen Klastika dem Perm angehören. Das Alter der Magmatite kann sowohl (jung-)paläozoisch als auch mesozoisch sein.

Die Geröllmessungen ergaben, daß in der mittleren Kreide aus der oben genannten Gesteinsfolge Gerölle von Norden her in die Frankenfesler-Ternberger Decke einsedimentiert worden waren.

Dem Liefergebiet kann im untersuchten Abschnitt *) im wesentlichen große Konstanz bezüglich der Gesteinszusammensetzung zugeschrieben werden (vgl. Tafel 1; Ausnahme bildet das Glimmerschiefer-reiche Spektrum von Maria Neustift). Allerdings sind für die Homogenisierung der Geröllzusammensetzung auch die Longitudinalströmungen (vgl. Abb. 8) verantwortlich.

8. Beheimatung des Liefergebietes der Exotika

a) Betrachtung heute erschlossener Gesteinsserien

Die soeben dargelegte Gesteinszusammensetzung ist exotisch. Das heißt, ein Gebiet, wo solche Gesteine anstehen, ist unbekannt. Dies möge kurz erläutert werden.

Die Böhmisches Masse enthält Granite, Schiefer, Grungesteine und Porphyre. Bohrungen erbrachten sogar den Beweis sedimentärer Auflagerungen. Die Allothigena der Kalkvorpalpen können jedoch nicht von hier hergeleitet werden, da sie (gemäß unseren paläogeographischen Vorstellungen) über die Grestener Zone hinweg nach Süden transportiert worden sein müßten. Die mittelkretazischen Schichten der Buntmergelserie führen jedoch keine Gerölle.

Die Grestener Zone weist in ihrem Untergrunde nur andersartige Granite, weiters Amphibolite auf, scheidet somit für die Fragestellung aus.

Das Penninikum muß — bei der Annahme, daß die Nördlichen Kalkalpen in der Mittelkreide diesen Raum noch nicht oder nur teilweise überschoben haben — ebenfalls in Betracht gezogen werden. Diese Zone enthält ja Granite; in seinem Mesozoikum reich-

*) In den entsprechenden Mittelkreidekonglomeraten der Bayerischen Kalkalpen fehlen nach W. ZELL (1955, S. 190) die für den östlichen Untersuchungsraum mit charakteristischen Granite völlig. Auch bei K. MÜLLER (1973) fehlen sie im Geröllspektrum.

STRÖMUNGSRICHTUNGEN IN DER MITTLEREN KREIDE
DER FRANKENFELSER-TERNBERGER DECKE

J. LÖCSEI

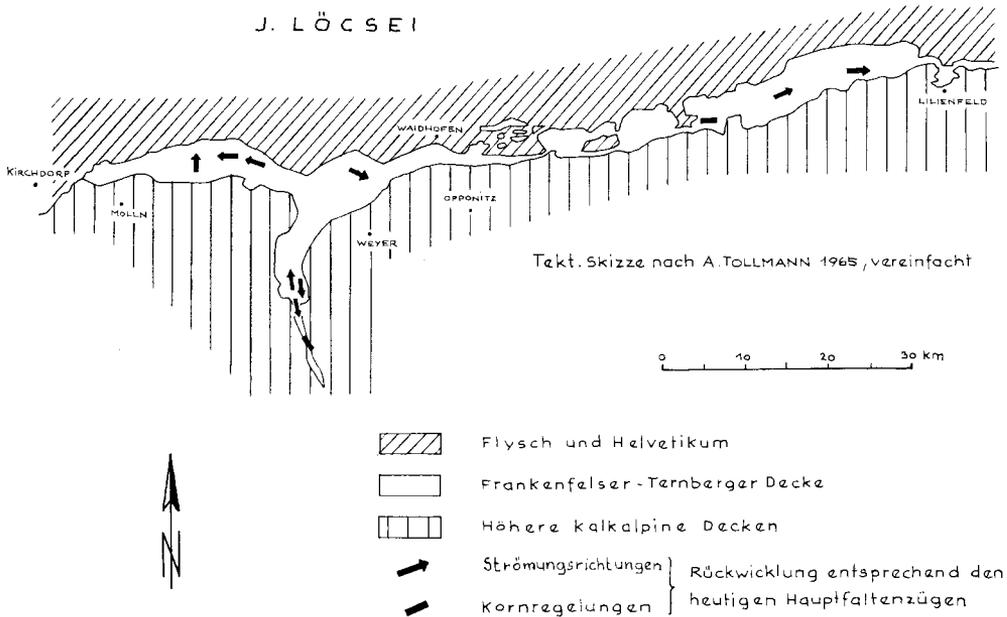


Abb. 8

lich Grünschiefer; in seinem Paläozoikum Phyllite, Glimmerschiefer, Porphyrbkömmlinge. Da letztere möglicherweise bereits im Paläozoikum ihre Metamorphose erhielten, kann man die nichtmetamorphen mittelkretazischen Porphyrgerölle schwer von hier beziehen.

Das Ostalpin selbst mit seiner natürlichen Unterlagerung enthält viele ähnliche Gesteine, wie sie in Alb-Cenoman-Konglomeraten vorliegen. Schiefer, Phyllite, Lydite, Quarzkonglomerate (Typ Prebichl-Konglomerate), Arkosen, Sandsteine lassen sich durchaus mit Serien der Grauwackenzone bzw. der Kalkalpenbasis vergleichen. Könnte auch die Unterostalpine Zone grüne Granite liefern, kann man doch nicht die Masse der nichtmetamorphen Quarzporphyre vom Ostalpin beziehen.

Die Betrachtung der Herkunft etwa der Quarzporphyre aus dem Süden erübrigt sich, da die Geröllmessungen der Herkunft der Gerölle von Norden angeben.

Da die heute erschlossenen Gesteinsserien für die Herleitung der allothigenen Komponenten der Mittelkreidekonglomerate nicht voll zureichen, muß man hierfür heute nicht mehr vorliegende Liefergebiete annehmen.

b) Herleitung von einem „exotischen Rücken“

Von dem Liefergebiet wissen wir bloß einen Teil seiner Schichtfolge (wie weiter oben ausgeführt) und seine relativ nördliche Lage gegenüber den Kalkvoralpen der mittleren Kreidezeit. Der Autor ist der Ansicht, daß die exotischen Gerölle von der „Ultrapieninischen Schwelle“ herkommen. Für die Definition und nähere Lokalisation seien F. TRAUTH und A. TOLLMANN angeführt.

Die „Ultrapieninische Schwelle“ wurde von F. TRAUTH (1934, S. 7—8) formuliert. Er hielt es für naheliegend, „diese ‚exotischen‘ Gerölle unseres Voralpengebietes von einer, wie ich sie nennen möchte, ‚ultrapieninischen‘ Schwelle herzuleiten, die sie im

Cenoman nach Norden hin der Klippenzone und nach Süden hin dem damals erst bis an die Schwelle heran, aber noch nicht darüber hinweg geschobenen Bereich der Frankenfesler Decke zugeliefert hat. Diese Hypothese harmoniert auch weitgehend mit D. ANDRUSOV'S Annahme eines sich unmittelbar südlich der pieninischen Klippenzone der Nordwestkarpaten zur Oberkreidezeit hinziehenden ‚exotischen Rückens‘, der damals den pieninischen und hochtriadischen Sedimentationsraum voneinander geschieden ... und Gerölle an die sich eben ablagernde Hülle der pieninischen und subpieninischen Klippen abgegeben habe.“

A. TOLLMANN trat wiederholt für den Ultrapienidischen Rücken ein (1961, S. 511; 1964, S. 86, Taf. 8; 1965, S. 470, 473 f.; 1965 (a), S. 115 f.; 1967 (a), S. 117, Abb. 1; 1968, S. 228 ff., u. a.). Das Zitat 1965 (a), S. 115—116 sei hier wörtlich übernommen: „Durch Rekonstruktion der Verhältnisse in den Ostalpen im Cenoman, vor der Überführung des Randstreifens durch die Kalkalpen, habe ich wiederholt auf die Bedeutung eines N vor dem ‚Pennin‘ liegenden ‚Ultrapienidischen Rückens‘ im Sinne von F. TRAUTH, 1934, hingewiesen. Dieser Rücken fungierte damals als breite, nach Süden (und Norden) Schutt liefernde Schwellenzone (A. TOLLMANN, 1961, S. 511; 1963 b, S. 484; 1963, S. 193). Von diesem Rücken kennen wir bisher nur bestimmte Gesteine („Exotika“), die als Gerölle im Stirnteil der damals gerade an diese Schwelle herangeschobenen Kalkalpen erhalten sind. Später wurde der Rücken durch den weiteren Nachschub der Kalkalpen überwältigt. Außer alpinem Altpaläozoikum findet man in diesem Geröllbestand vor allem in reichem Maße die Permoskyth-Sandsteine und die damit verbundenen basischen und sauren Eruptiva. Jüngere, etwa mitteltriadische oder oberjurassische Anteile dieses Rückens sind bisher nicht nachzuweisen gewesen, da sie nicht leicht vom kalkalpinen Lokalschutt in den Cenomanbrekzien zu unterscheiden gewesen wären. Immerhin: aus dem Cenomanschutt in der Kalkalpenstirn, der aus dem Schwellengebiet vor allem den permotriadischen Basalkomplex mit den Eruptiva umfaßt, aber keine faziell etwa eigenständigen Trias- und Jurasedimente, kann der länger anhaltende Schwellencharakter dieser Zone ermittelt werden. Ihre Lage N anschließend an die Hochstegenkalkschwelle (Acceglio-Zone) berechtigt uns, darin den Nordabschnitt des Briançonnais zu sehen.“ (Hieraus ergibt sich, daß das heutige Tauernfenster in der mittleren Kreide bereits von den Nördlichen Kalkalpen überschoben worden war.)

9. Die Herkunft exotischer Gerölle in der Literatur

Um die Gerölle herleiten zu können, wurden auch vor der „Ultrapienidischen Schwelle“ exotische Liefergebiete angenommen. So prägte W. KOCKEL (1923, S. 154 ff.) den Begriff „Rumunischer Rücken“ als Unterscheidung von dem damals schon bestehenden Namen „Vindelizisches Land“. M. RICHTER (1924, S. 201 ff., S. 208, Abb. 1) schuf die Bezeichnung „Oberostalpine Geantiklinale“. Da die Komponenten der Mittelkreide und der Gosau z. T. gleich sind und die älteren Bearbeiter auch die klastische mittlere Kreide als „Gosau“ ansahen, erfolgte ihre Behandlung gemeinsam. Über die Wandlung der Ansichten geben G. ROSENBERG (1953, S. 223 ff.) und W. ZEIL (1955, S. 184 ff.) Auskunft. Einige seien wiederholt, einige hinzugefügt.

O. AMPFERER & T. OHNESORGE (1909, S. 331) wollen sich in ihrer Arbeit über die tirolischen Nordalpen noch nicht festlegen, „ob diese ... exotischen Gerölle von Decken stammen, die heute vielleicht in der Tiefe unter den nördlichen Kalkalpen lagern oder sich im Süden oder Norden derselben befinden ...“.

F. BROILI (1914, S. 430) leitet bei vorsichtiger Formulierung die exotischen Gerölle aus dem Cenoman der Kampenwand und der Hochplatte vom nahe im Norden gelegenen Vindelizischen Rücken her.

O. AMPFERER (1918, S. 13 f.) gelangt beim Studium der exotischen Gerölle in der Oberkreide der Nordalpen (Gosau) zu der Anschauung, „... daß sich die Geröllzufuhren nicht in regionaler Weise aus dem Süden oder Norden der Kalkalpen, sondern eher in lokaler Weise ableiten lassen. Ich hatte dann weiter versucht, zwischen dem Auftreten exotischer Schubmassen in den Kalkalpen und diesen Geröllen insofern einen Zusammenhang herzustellen, daß ich die ersteren als Strandgüter aus den Ausstrichen von vorgosauischen Schubflächen nehme und die Gerölle hinwieder aus ihrer Aufarbeitung beziehe.“

W. SCHMIDT (1922, S. 96) räumt zwar ein, daß die jetzige Grauwackenzone an dem damaligen Kristallinstamm teilgenommen haben kann, meint aber, daß die ausbreiteten Decken von Quarzporphyren und basischen Gesteinen aus den Südalpen bezogen werden müssen. Daraus folgert er den engen Verband von Nord- und Südkalkalpen; die Hauptgebirgsbildung der Ostalpen könne nicht zur Kreidezeit erfolgt sein.

K. BODEN (1924, S. 172—173) schreibt über die Konglomerate und Breccien in den bayrischen Alpen: „Somit bilden die unter den Kalkalpen gelegenen, an deren Südrand hervortretenden Grauwackengesteine das Ursprungsgebiet auch für die ... Cenomangerölle ...“.

Nach W. ZEIL (1955, S. 185) bezeichnet K. LEUCHS (1927, S. 78—79) die im Kampenwandgebiet und Hochfellnergebiet vorkommenden Exotika als zentralalpine Komponenten. K. LEUCHS schreibt zwanzig Jahre später (1947, S. 178): „Auch die Herkunft der exotischen Gerölle konnte weitgehend aufgeklärt werden. Ihre Ursprungsgebiete sind außer den südlichen und, in geringerem Ausmaß, nördlichen Küstenländern des Oberkreidemeeres, vor allem die am Boden des Meeres aufragenden kristallinen Rücken und Schwellen ...“.

M. RICHTER (1937, S. 59) meint zu den Exotika des Cenomans: „Da ihre Verbreitung besonders in der Allgäudecke und in dieser wieder am Nordrand liegt, müssen sie von Norden gekommen sein.“

R. BRINKMANN, K. GUNDLACH, H. LÖGTERS & W. RICHTER (1937, S. 446) notieren: „Wie schon im Cenoman, so empfängt auch in der höheren Oberkreide die verflachte und verschmälerte oberostalpine Geosynklinale von Norden her exotische, von Süden her einheimische Schotter.“ Hierbei soll sich im Norden der Rumunische Rücken schutteliefernd betätigen.

H. LÖGTERS (1937, S. 107) kommt nach Korngrößenmessungen der Exotika der Weyerer Bögen zum Schluß, daß alle Gerölle ein Herkunftsgebiet im Norden haben. Auf S. 108 führt er aus: „Im Anschluß an KOCKEL (1922) möchte ich diese Kalkalpen und Flyschtrog trennende Schwelle als Rumunischen Rücken bezeichnen, und zwar muß die jetzige Cenomanklippenzone in nächster Nähe dieses Rückens gelegen haben, denn Glimmerschiefergerölle von 50 cm Durchmesser vertragen keinen langen Transport.“

F. ABERER (1951, S. 18) will die Exotika aus dem Süden beziehen. Die Porphyre sollen nämlich denen der Werfener Schichten der südlichen Rax, diese wiederum den Südalpenporphyren gleichzustellen sein.

O. GANSS (1951, S. 204) ist wieder entgegengesetzter Meinung: „Da grobe Cenomangerölle mit Lyditen und Quarzporphyren gerade vor dem Nordrand der Lechtaldecke nicht selten sind, könnte man an Inselschwellen vor dieser kalkalpinen Einheit denken.“

E. KRAUS (1951, S. 306) bezieht die kristallinen Anteile des Cenomanschuttens „... insbesondere von der Vindelizischen Südschwelle (Grenze gegen den Flyschtrog) ...“.

W. ZEIL (1955, S. 189) kommt nach zahlreichen Messungen zu folgendem Schluß: „Das Verhältnis allothigener zu authigener Gerölle wie auch die Korngrößenabnahme der allothigenen Komponenten von Norden nach Süden zeigen klar, daß nur ein Liefergebiet im Norden der eigentlichen Kalkalpen in Frage kommt.“ Gemäß seinen Ausführungen (1957, S. 139, Abb. 3) ist es die Rumunische Schwelle.

R. OBERHAUSER (1968, S. 123) spricht von einem südpenninischen Liefergebiet, das „... im Cenoman Porphyrgerölle und, wie auch schon früher, Chromit von Norden in den Bayuvarischen Ablagerungsraum geliefert hat. Anschließend, nachdem im Ober-Turon höhere Decken dieses Gebiet zumindest teilweise unter sich begraben, liefert dieser Rücken weiter dieselben Porphyrgerölle und denselben Chromit in die transgredierende Gosau.“ Er sieht im Ultrapienidischen Rücken die Fortsetzung des Südteils der Briançonnais-Schwelle.

Es sind exotische Gerölle auch aus den Konglomeraten der Klippen- und Manin-Einheit der westlichen Karpaten bekannt. Es sind Gneise, grüne Granite, Karbonschichtglieder, basische und saure Eruptiva des Perm (Melaphyre, Porphyre), Quarzite der Untertrias sowie mesozoische Kalke eigener Entwicklung. Das Material wurde von einem Rücken geliefert, der heute nicht mehr vorliegt, dessen Position aber eben aus diesen Geröllen rekonstruierbar ist: es war eine Inselkette südlich (oder innerhalb) der pieninischen Klippenzone (D. ANDRUSOV, 1968, S. 61) zwischen Klape- und Manin-Sedimentationsraum. Wie D. ANDRUSOV weiter ausführt, möchte er den Namen „Pieninischer Rücken“ verwenden, wobei hierfür F. TRAUTH 1922 den Ausdruck „Ultrapieninischer Rücken“, A. MATEJKA & D. ANDRUSOV (1931, S. 41) den Ausdruck „Exotischer Rücken“ geprägt haben sollen. K. BIRKENMAJER (1960, S. 20) gibt sogar eine Schichtfolge des Rückens an.

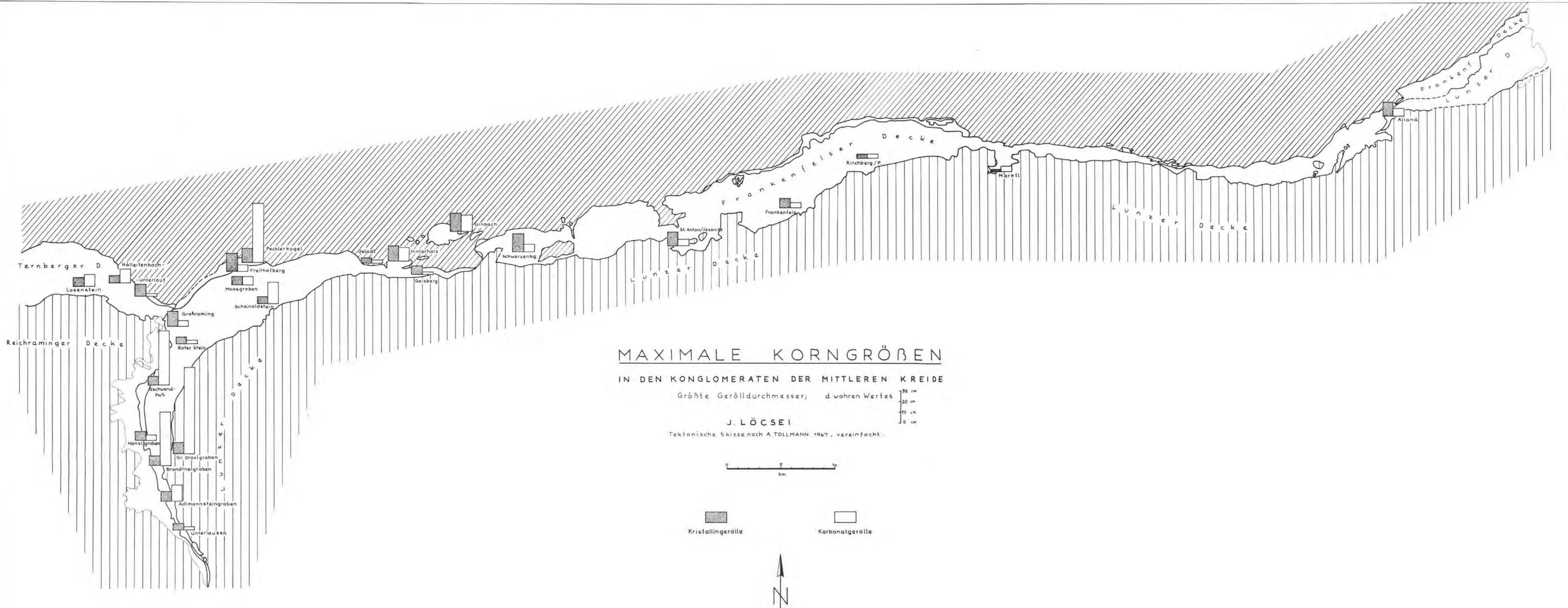
Literatur

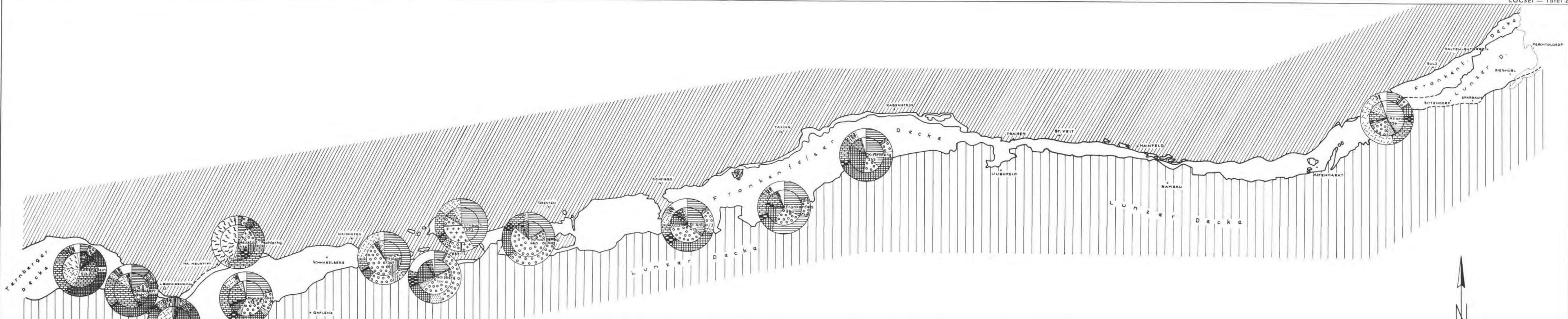
- ABERER, F.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradshaim. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 39—41, S. 1—74, 3 Taf., Wien 1951.
- AMPFERER, O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 96, S. 1—56, 81 Abb., Wien 1918.
- : Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. — Jb. Geol. B. A., 53, S. 103—146, 2 Taf., 36 Zeichnungen, Wien 1930.
- : Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. — Geol. B. A., 125 S., 28 Abb., Wien 1932.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, T.: Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. — Jb. Geol. R. A., 59, S. 289—332, 28 Abb., Wien 1909.
- ANDRUSOV, D.: Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. — Verlag Slowak. Akad., S. 1—188, Bratislava 1968.
- Anonymus: Conclusions du colloque de Stratigraphie sur le Crétacé inférieur en France, Lyon (1963). — C. R. Somm. S. G. F. 1963, S. 292—296, 1 Tab., Paris 1963.
- BIRKENMAJER, K.: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. — Jb. Geol. B. A., 103, S. 1—36, Abb. 1—5, Taf. 1, Wien 1960.
- BITTNER, A.: Über ein Vorkommen kretazischer Ablagerungen mit *Orbitolina concava* bei Lillienfeld in NÖ. — Verh. Geol. R. A., 1897, S. 216—217, Wien 1897.
- : Neue Daten über die Verbreitung cretac. Ablagerungen mit *Orbitolina concava* Lam. in den niederösterreichischen Kalkalpen bei Alland und Sittendorf nächst Wien. — Verh. Geol. R. A., 1899, S. 253—255, Wien 1899.
- BODEN, K.: Über Konglomerate und Breccien in den Bayerischen Alpen. — Z. dtsh. geol. Ges., 75, Abh. 1—4, S. 155—183, Berlin 1924.
- BRINKMANN, R., GUNDLACH, K., LÖGTERS, H. & RICHTER, W.: Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. — Geol. Rdsch., 28, S. 438—447, 3. Abb., Stuttgart 1937.
- BROILI, F.: Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. — N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. 37, S. 391—445, 1 Kt., 1 Prof., Stuttgart 1914.

- GALLE, H.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1949.
- GANSS, O.: Sedimentation und Tektonik in den Kalkalpen zwischen Schliersee und dem Inntal. — Z. dtsh. geol. Ges., 102, H. 2, S. 203—211, 1 Abb., 2 Taf., Hannover 1951.
- GEYER, G.: Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. — Jb. Geol. R. A., 59, S. 29—100, 3 Fig., Taf. 2, Wien 1910.
- : Geologische Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie. Blatt Weyer, 1: 75.000 (+ Erläuterungen: 1911). — Geol. R. A., Wien 1912.
- GEYER, O. & ABEL, O.: Geologische Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie, Kirchdorf, 1: 75.000 (+ Erläuterungen: 1918). — Geol. R. A., Wien 1913.
- GOTTSCHLING, H.: Zur Geologie und Stratigraphie der Losensteiner Kreidemulde im Raume Stiedelsbach—Pechgraben (Ennstal, OÖ.). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1971.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien. — Geol. B. A., Wien 1952.
- HARTL, J.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten. VII. Geologie der Kalkalpen und der Flyschzone im Raume Frankenfels und Plankenstein NÖ. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1950.
- KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, S. 63—168, 4 Abb., Wien 1923.
- KOLLMANN, H.: Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (OÖ.). — Verh. Geol. B. A., 1968, S. 126—137, 2 Taf., Wien 1968.
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. — Bd. 1., 552 S., 138 Abb., 16 Taf., Akademie-Verlag, Berlin 1951.
- LAUER, G.: Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, S. 103—130, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1971.
- LÖCSE, J.: Die geröllführende Mittelkreide der östlichen Kalkvoralpen (Abschnitt Losenstein—Wien). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 207 S., 8 Abb., 20 Taf., 13 Beilagetaf., Wien 1970.
- LEUCHS, K.: Die Beziehung zwischen Gosau und Flyschfazies. — Sber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I., 156, S. 167—180, Wien 1947.
- LÖGTERS, H.: Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen — Buchdenkmal). — Mitt. Geol. Staatsinst., 16, S. 85—116, 1 Taf., 5 Abb., Hamburg 1937.
- : Vorläufige Mitteilung über neue Cenomanvorkommen in den nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B. A., 1938, S. 224—226, Wien 1938.
- MOULLADE, M.: Nouvelles propositions pour l'établissement d'une zonation micropaléontologique de l'Aptien et de l'Albien vocontinien. — C. R. somm. séanc. Soc. géol. France, 1965, S. 48—50, 1 Tab., Paris 1965.
- MÜLLER, K.: Das „Randcenoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihre Schubweiten. — Geol. Rdsch., 62, 1, S. 54—96, 6 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1973.
- NEUBAUER, W. H.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten. Geologie der Kalkalpen um Lilienfeld. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1948.
- NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. Geol. B. A., Sonderb. 3, S. 1—91, 2 Tab., Taf. 1—9, Wien 1951.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jb. Geol. B. A., III, S. 115—145, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1968.
- PARLOW, E.: Die Kalkalpen- und Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten V. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1950.
- PLÖCHINGER, B.: Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwechattal. — Verh. Geol. B. A., 1960, S. 56—71, 5 Abb., 1 Taf., Wien 1960.
- : (a) Bericht 1959 über Aufnahmen auf den Blättern Neulengbach (57) und Baden (58). — Verh. Geol. B. A., 1960, S. A 61, Wien 1960.
- : Die Kreide-Paläozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (NÖ.). — Mitt. Geol. Ges., 56, S. 469—501, 1 Taf., 6 Abb., 2 Tab., Wien 1963.
- RICHTER, M.: Der Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale. — Z. dtsh. geol. Ges., 75, S. 198—211, 1 Abb., Berlin 1924.
- : Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — 179 S., 56 Abb., Borntraeger, Berlin 1937.
- RICHTER, M., CUSTODIS, A., NIEDERMAYER, J. & SCHMIDT-THOME, P.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. — Z. dtsh. geol. Ges., 91, S. 649—704, 1 Kt., 15 Prof., Berlin 1939.

- ROSENBERG, G.: Zur Kenntnis der Kreidebildungen des Allgäu-Ternberg-Frankenfeser Deckensystems. — [in] „Skizzen zum Antlitz der Erde“, S. 207—227, Verlag Brüder Hollinek, Wien 1953.
- : Einige Ergebnisse aus Begehungen in den Nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B. A., 1955, 3, S. 197—212, Wien 1955.
- : Berichte aus den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B. A., 1956, 2, S. 165—176, 1 Prof., Wien 1956.
- : Vom Süden der Weyerer Bögen, Nördliche Kalkalpen. — Verh. Geol. B. A., 1957, 3, S. 213—234, 1 Abb., Wien 1957.
- : Begehungen im Gebiete der Langenberge und des Höllensteins bei Kaltenleutgeben (NÖ.). — Verh. Geol. B. A., 1958, S. 96—108, 1 Abb., Wien 1958.
- : Der Schieferstein in der westlichen Weyerer Struktur, Nördliche Kalkalpen. — Verh. Geol. B. A., 1959, S. 92—121, 2 Abb., Wien 1959.
- : Grundsätzliches zur Frage des Deckenbaues in den Weyerer Bögen. — Verh. Geol. B. A., 1960, S. 95—103, 1 Abb., Wien 1960.
- : Die Bucht der Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz (NÖ.). Ein Beispiel kalkalpinen Baues am Flyschrande. — Jb. Geol. B. A., 104, S. 443—464, 1 Kt., 1 Prof., 1 Abb., Wien 1961.
- : Übersicht über den Kalkalpen-Nordostsporn um Kalksburg (Wien und Niederösterreich). — Verh. Geol. B. A., 1961, S. 171—176, Taf. 6, Wien 1961 (a).
- : Die zweite Pechgrabenenge bei Weyer (OÖ.). — Verh. Geol. B. A., 1964, S. 187—195, 1 Abb., Wien 1964.
- : Der kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben (NÖ. und Wien). — Jb. Geol. B. A., 108, S. 115 bis 153, 2 Taf., Wien 1965.
- : Der westliche Höllensteinzug am Mödlingbach (NÖ.). — Jb. Geol. B. A., 110, S. 109—134, 1 Taf., Wien 1967.
- : Bericht 1966/67 über die Aufnahme in der weiteren Umgebung Wiens. — Verh. Geol. B. A., 1968, 3, S. A 44—51, Wien 1968.
- : Die Kalkalpenfront Mödlingtal—Dornbach (NÖ.). — Jb. Geol. B. A., 113, S. 161—188, 2 Taf., Wien 1970.
- SCHMIDT, W.: Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. — Verh. Geol. R. A., S. 92—114, 3 Abb., Wien 1922.
- SCHMIDT-THOME, P.: Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf in Oberbayern. — Z. dtsh. geol. Ges., 91, S. 273—289, 3 Abb., 1 Kt., Berlin 1939.
- SCHNABEL, W.: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, NÖ. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, S. 131—188, 2 Taf., 2 Tab., Wien 1971.
- SCHWENK, H.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten II. Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone westlich der Pielach. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1949.
- SEILACHER, A.: Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. — Z. dtsh. geol. Ges., 105, S. 214 bis 227, 3 Abb., 2 Taf., Hannover 1954.
- : Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. — Eclogae geol. Helv., 51, 3, S. 1062 bis 1078, 1 Abb., 3 Tab., Basel 1958.
- SOLOMONICA, P.: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 27, S. 1—119, Taf. 1—3, Wien 1934.
- SPITZ, A.: Der Höllensteinzug bei Wien. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, S. 351—497, 1 geol. Kt., 2 Prof., 15 Abb., Wien 1910.
- : Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 12, S. 1—112, 3 Taf., Wien 1919.
- STERBA, H.: Die Geologie der Kalkalpen-Flyschgrenze östlich von Ybbsitz. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1953.
- TOLLMANN, A.: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen usw. — Geol. Rdsch., 50, S. 506 bis 514, Taf. 15, Stuttgart 1961.
- : Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14, S. 81—88, Taf. 8, Wien 1964.
- : Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 2, S. 468—478, Wien 1965.
- : Faziesanalyse alpidischer Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A., Sdh. G, S. 103—133, 1 Abb., Wien 1965 (a).
- : Geologie der Kalkalpen im Ötcherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 58, S. 103—207, 4 Taf., Wien 1966.
- : Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, S. 231—253, 2 Kt., Wien 1967.

- : Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. — *Eclogae geol. Helv.*, 60, S. 109—135, 1 Abb., 1 Taf., Basel 1967 (a).
- : Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. — *Mitt. Österr. Geogr. Ges.*, 110, S. 224—244, Wien 1968.
- : Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 18, S. 207—248, Taf. 8, Wien 1968 (a).
- TOULA, F.: Kleine Exkursionsergebnisse aus der Gegend von Lebring und Wildon. — *Verh. Geol. R. A.*, 1882, S. 191—198, Wien 1882.
- : Exkursionen im Gebiete des Mödling- und Liesingbaches. — *Jb. Geol. R. A.*, 55, S. 243, Wien 1905.
- TRAUTH, F.: Über die Stellung der „pienidischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 14, S. 105—265, 1 Tab., 2 Taf., Wien 1922.
- : Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. — *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.*, 71, S. 92—99, Wien 1934.
- : Über die tektonische Gliederung der Östlichen Nordalpen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 29, S. 473—573, 1 Taf., Wien 1937.
- : Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. — *Verh. Geol. B. A.*, 1954, S. 89—142, 1 geol. Kt., 1 Prof., Wien 1954.
- ZACHER, W.: Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. geol.*, 6, S. 213—288, 4 Abb., München 1966.
- ZEIL, W.: Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 101, S. 141—226, Taf. 18—26, 13 Abb., 1 Tab. im Text und auf 4 Beil., Stuttgart 1955.
- : Untersuchungen in der kalkalpinen Kreide Bayerns. — *Z. dtsh. geol. Ges.*, 106, S. 468—477, 2 Abb., Hannover 1956.
- : Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 103, S. 375—412, 8 Abb., Taf. 17—19, Stuttgart 1956 (a).
- : Fazies-Unterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale Bayerns. — *Geol. Rdsch.*, 45, S. 134—143, 4 Abb., Stuttgart 1957.





GERÖLLZUSAMMENSETZUNG IN DER MITTLEREN KREIDE

J. LÖCSEI

Tektonische Skizze nach A. TOLLMANN 1967, vereinfacht.



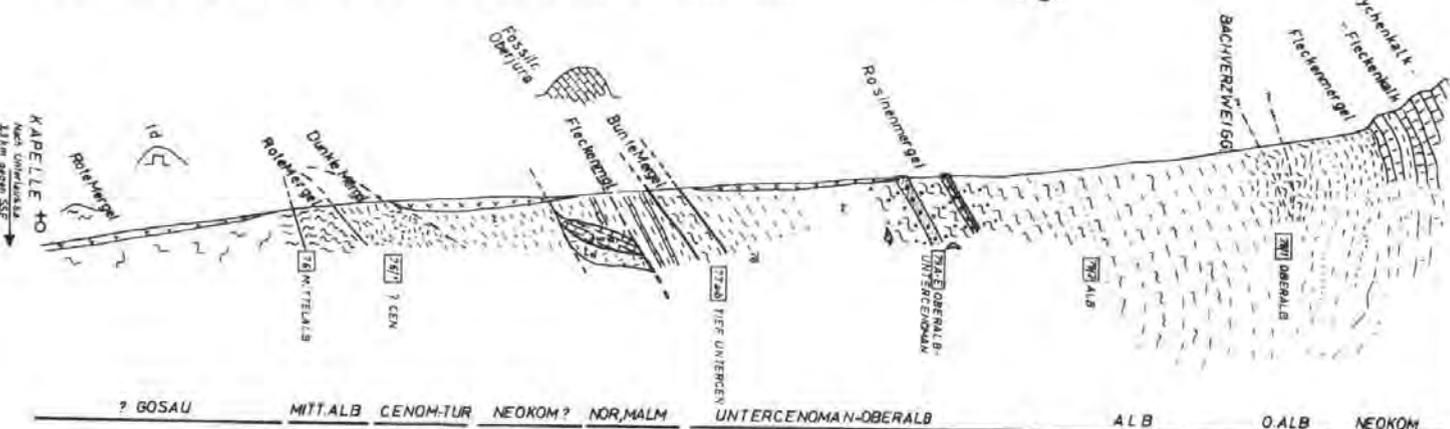
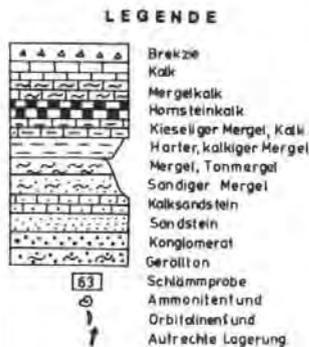
- FLYSCH U. HELVETIKUM
- FRANKENFELSER-U. TERNBERGER DECKE
- TEKTONISCH HÖHERE DECKEN

INNERER KREIS: Volumverteilung, ÄUSSERER KREIS: Zahlenmäßige Verteilung. Die Zahl in den Diagrammen gibt die Anzahl der gemessenen Gerölle an.

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Porphyre Granite Basische (Grün) Gesteine Quarzite, Quarzkonglomerate Sandsteine Quarze Hornsteine, Kieselkalke | <ul style="list-style-type: none"> Kalke, Karbonate i. a. Dolomite Mergel Phyllite, Schiefer Arkosen Lydite Diverses, Unbestimmbares |
|--|--|

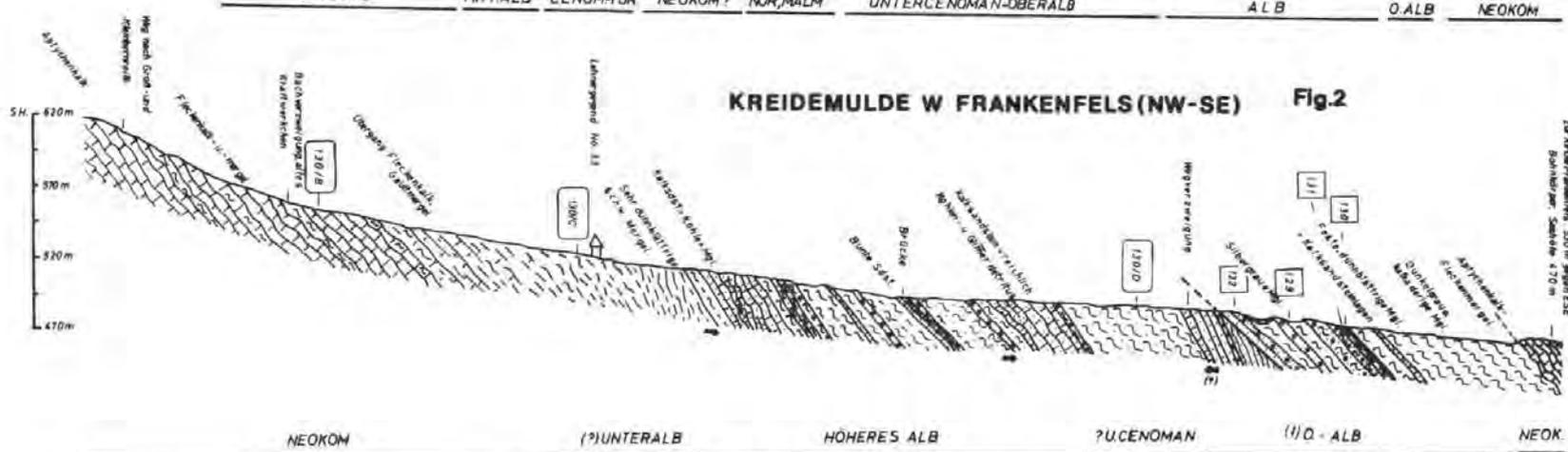
DIE KREIDE IM ADLMANNSTEINGRABEN (W-E bis WSW-ENE)

Fig.1



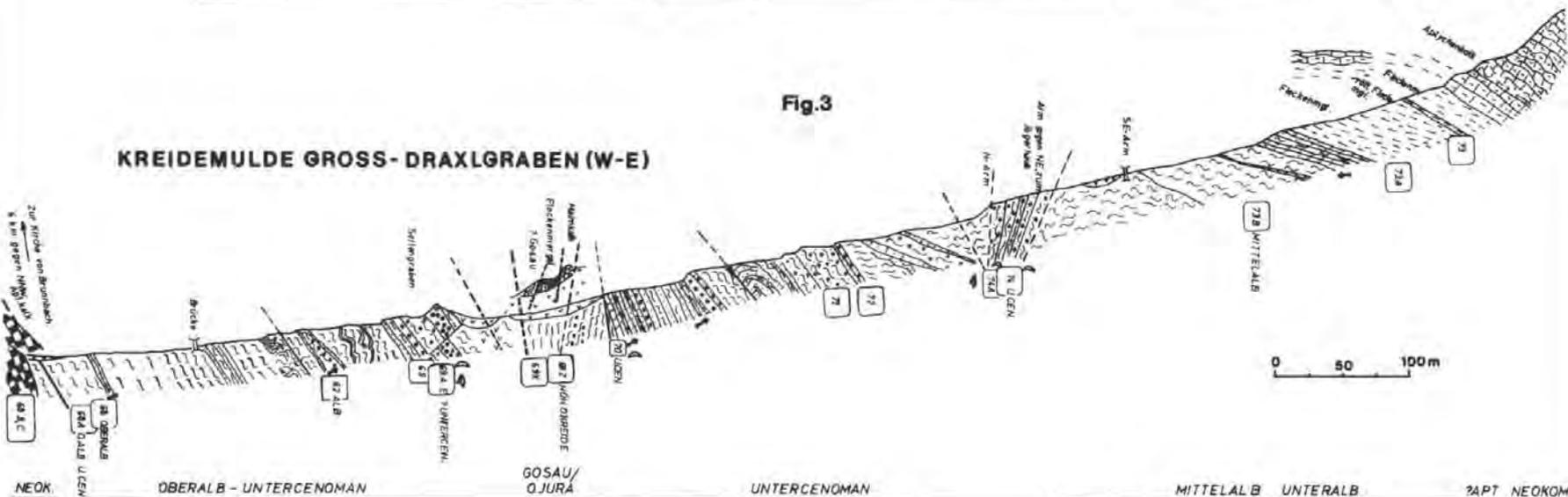
KREIDEMULDE W FRANKENFELS (NW-SE)

Fig.2



KREIDEMULDE GROSS-DRAXLGRABEN (W-E)

Fig.3



Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen

von Otto THIELE

mit 2 Abbildungen und 2 Tafeln (= Beilage 6 und 7)

Österreichische Karte 1: 50.000
Blätter 120, 121, 150, 151

Schlüsselwörter

Oberpinzgau
Zillertal
Tauernfenster
Zentralgneis
Schieferhülle
Unterostalpiner Rahmen
Prostratigraphie
Tektonische Gliederung

Inhalt

Zusammenfassung	56
Summary	56
Einleitung	57
1. Gesteinsbestand und Prostratigraphie	57
1.1. Zentralgneis und Untere Schieferhülle	57
1.1.1. Ortho-Zentralgneis	57
1.1.2. Gesteine der Schönachmulde	59
1.1.3. Porphyrmaterialschiefer	60
1.1.4. Gesteine an der Basis des Hochstegenkalkes	60
1.1.5. Hochstegenkalk	60
1.1.6. Kasererserie	61
1.2. Obere Schieferhülle	62
1.2.1. Habach-Phyllite	62
1.2.2. Graue Arkosegneise bis Glimmerschiefer	63
1.2.3. Grüne Arkosegneise bis Quarzite (Wustkogelserie)	63
1.2.4. Karbonatische Trias	65
1.2.5. Bündnerschieferserie	65
1.3. Unterostalpiner Rahmen	66
1.3.1. Innsbrucker Quarzphyllit	66
1.3.2. Krimmler Trias	66
1.3.3. Richbergkogelserie	66
2. Tektonik	67
2.1. Parautochthon und Schuppen der Unteren Schieferhülle	67
2.1.1. Ahornkern	67
2.1.2. Schönachmulde und Kirchspitzschuppe	68
2.1.3. Krimmler Gneiswalze	68
2.1.4. Porphyrmaterialschieferschuppe	69
2.2. Deckensystem der Oberen Schieferhülle	70
2.2.1. Hauptmasse der Oberen Schieferhülle	70
2.2.2. Larmerschuppe	71
2.3. Unterostalpiner Rahmen	72
Literaturhinweise	72

Zusammenfassung

Die Prostratigraphie und Tektonik der Tauernschieferhülle zwischen Krimml (Oberpinzgau) und Mayrhofen (Zillertal) wurde revidiert. Das Gebiet wird in drei tektonische Großeinheiten gegliedert; (1) Das Parautochthon und die Schuppen der Unteren Schieferhülle, beide mit Hochstegenfazies-Entwicklung (TOLLMANN). (2) Das Deckensystem der Oberen Schieferhülle in echt penninischer Fazies. (3) Das Unterostalpin.

(1) Das tiefste tektonische Element ist der Ahornkern (KOBEL), bestehend aus voralpidischem grob-porphyrischen Metagranit und seiner Hülle aus rudimentären älteren Sedimenten sowie mehreren hundert Meter oberjurassischem Hochstegenkalk, dessen Alterseinstufung durch neue Fossilfunde bekräftigt wurde. Nach Zwischenschaltung der Schönachmulde mit wohl großteils altpaläozoischen Quarziten, Phylliten, zum Teil tuffogenen Gneisen und Pyroklastika folgt die Krimmler Gneiswalze (FRASL) mit (zum Teil ?) spätvariszischen Orthogneisen und schwächerer Hochstegenkalkbedeckung und schließlich die Porphyrmaterialschieferschuppe mit dem namensgebenden Schiefer, schmächtigem Hochstegenkalk und der Kasererserie, einer zum Teil grobklastischen Serie, die faziell stark an die Brennkogelserie der mittleren Hohen Tauern erinnert und als das stratigraphisch Hangende des Hochstegenkalkes aufgefaßt und daher als höchst- bis nachjurassisch angesehen wird.

(2) Über diesen parautochthonen Bereichen und Schuppen der Unteren Schieferhülle folgt die Obere Schieferhülle, die als (von Süden her überschobenes) Tauchdeckensystem mit inversen und aufrechten Folgen aufgefaßt wird. In ihrem tieferen, invers liegenden Anteil wird die karbonatische (?) Mitteltrias von der ?permisch-untertriadischen Wustkogelserie und ?altpaläozoischen Arkosegneisen bis Glimmerschiefern überlagert, im höheren, aufrechten Anteil folgen wiederum grüne Arkosegneise und Quarzite (Wustkogelserie), nur rudimentär Triaskarbonate und darauf die mächtige Bündnerschieferserie (?oberste Trias, Jura, Kreide?). Eine höhere Schuppe (Larmerschuppe), größtenteils aus Arkosegneisen und Quarziten der Wustkogelserie bestehend, beschließt die penninischen Serien gegen Norden.

(3) Zum unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters wird die Krimmler Trias und ihre Äquivalente, die größtenteils nachtriadische, reichlich Dolomitbreccien führende Richbergkogelserie (DIETIKER) und schließlich der Innsbrucker Quarzphyllit gezählt.

Summary

The prostratigraphy and the mega-structures of the Tauern-Schieferhülle between Krimml (Oberpinzgau, Salzburg) and Mayrhofen (Zillertal, Tyrol) have been revised by the author.

There are three major structural units: (1) The parautochthonous elements and slices of the Lower Schieferhülle. They belong to the so-called Hochstegen facies district. (2) The nappe system of the Upper Schieferhülle. It exhibits the normal Penninic facies. (3) The Lower East Alpine frame of the Tauern window.

(1) The lowermost structural element is the so-called Ahornkern. It is an upwarp of pre-Alpine porphyritic meta-granite transgressively overlain by several hundred meters of Upper Jurassic Hochstegen limestone and some rudiments of older sediments. The next structural element is the Schönach syncline which incorporates ?Lower Paleozoic quartzites, phyllites, mica-schists, tuffogenic gneisses, and pyroclastic rocks. The following element, the so-called Krimmler Gneiswalze, is a recumbent fold which consists of (pre-Alpine) ortho-gneisses covered by Hochstegen limestone. It overrides the Schönach syncline towards north. The fourth structural element, which still belongs to the same facies district, is the „Porphyrmaterialschieferschuppe“, which is a thrust sheet consisting of probably Paleozoic gneisses and schists, Hochstegen limestone, and a series rich in coarse clastic rocks, named Kaserer series, which is assumed to be uppermost Jurassic (?) to post-Jurassic in age.

(2) The next major unit is the nappe system of the Upper Schieferhülle. Its lower parts are generally inverse. They show in ascending order (?) Middle Triassic limestones and dolomites, (?) Permo-Triassic arkosic gneisses and quartzites, (?) Lower Paleozoic arkosic gneisses and mica-schists. The higher parts of the nappe system show normal sequences: (?) Paleozoic and (?) Lower Triassic clastic series, rudiments of (?) Triassic carbonate rocks, and the Bündnerschiefer series which comprises phyllites, calcareous schists, greenschists, and more or less calcareous quartzites. The latter series is taken to be (?) uppermost Triassic, Jurassic and (?) Cretaceous in age.

A separated slice, the so-called Larmerschuppe, consisting mostly of (?) Permo-Triassic arkosic gneisses and quartzites is the uppermost structural element of the Penninic facies district.

(3) The Lower East Alpine frame of the Tauern window is formed by smaller or bigger lenses of Triassic limestones and dolomites („Krimmler Trias“ und its equivalents), a variegated series rich in post-Triassic breccias („Richbergkogelserie“), and at highest by a Lower Paleozoic quartz phyllite („Innsbrucker Quarzphyllit“).

Einleitung

Auf Blatt Lanersbach wurden in den letzten Jahren von verschiedenen Bearbeitern über die Stratigraphie und Tektonik der Tauernschieferhülle eine Reihe neuer Erkenntnisse gewonnen und Auffassungen entwickelt, die eine Revision der aus früherer Zeit stammenden geologisch-tektonischen Auffassungen über den östlich davon gelegenen Tauern-Schieferhüllenbereich zwischen Mayrhofen und Krimml notwendig machen (THIELE, 1970).

Die Grundlage zu dieser Arbeit bilden die Dissertationen von H. DIETIKER (1938) aus der Schule STAUB und von O. THIELE (1950, 1951) und E. KUPKA (1956) aus der Schule KOBER, die Kartierungen von O. SCHMIDEGG, soweit sie bisher zur Veröffentlichung gelangt sind (KARL & SCHMIDEGG, 1964, und SCHMIDEGG, 1951—1972), sowie eigene Revisionsbegehungen in den Jahren 1972 und 1973. Zu randlichen Ergänzungen der Karte wurden die Darstellungen von G. FRASL (1953), E. KRISTAN-TOLLMANN (1962), G. MORTEANI (1971) und P. RAASE (1972) verwendet.

Die kompilatorische Art, mit der teilweise vorgegangen werden mußte, machte manche Vereinfachung notwendig, sodaß die hier vorgelegte Übersichtskarte natürlich kein Ersatz für eine geologische Detailkarte und Detailbeschreibung sein kann. Eine solche ist von O. SCHMIDEGG, der das betrachtete Gebiet nach Kriegsende im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt kartiert hat, zu erwarten.

Dem Zweck der Arbeit zufolge wurde die Beschreibung des Gesteinsbestandes kurz und zusammenfassend gehalten und nur so weit ausgeführt, um die nötige Grundlage zum Verständnis der tektonischen Gliederung zu geben.

1. Gesteinsbestand und Prostratigraphie

1.1. Zentralgneis und Untere Schieferhülle

1.1.1. Ortho-Zentralgneise

Die unter dem Begriff Zentralgneise zusammengefaßten Orthogesteine setzen sich aus verschiedenen Typen von (fein- bis) mittelkörnigem Granit- bis Tonalitgneis, Augen- und Flasergneis und porphyrisch struiertem Meta-Biotitgranit zusammen. In geringem Ausmaß sind auch Migmatite dieser Einheit zugeordnet.

Der Ahornkern wird fast ausschließlich von Abkömmlingen eines porphyrisch struierten Biotitgranites aufgebaut. Für diesen Gesteinstyp, oft kurz „Porphyrganitgneis“ genannt, sind große, meist 1—5 cm messende Kalinatronfeldspäte kennzeichnend, die in einem fein- bis mittelkörnigen Quarz-Feldspat-Glimmer Grundgewebe eingebettet sind. Die Einsprenglinge sind häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Sie sind wohl durchwegs (flauer) Mikroklin. Perthitische Entmischungen und alle Stadien der Schachbrettalbitisierung sind zu beobachten. Einspringende Zwillingsnähte und nach den Wachstumsflächen des Wirtminerals geregelte Plagioklaseinschlüsse, die FRASL (1954) als Merkmale für magmatisches Feldspatwachstum hervorhebt, sind bemerkenswert.

Das meist deutliche Parallelgefüge des Gesteines ist vor allem durch den Glimmer bedingt. Das ursprüngliche Glimmermineral dürfte vorherrschend oder ausschließlich Biotit gewesen sein, wenn auch heute, besonders in stärker durchbewegten Bereichen, der Hellglimmer oft den Biotit überwiegt. — Eine gute petrographische Studie über diesen Gesteinstyp wurde unlängst vom nördlichen Tuxer Hauptkamm von W. FRISCH (1969) vorgelegt. Sie hat auch für unser Gebiet Geltung.

Die Hauptmasse der Krimmler Gneiswalze wird von Augen- und Flasergranitgneisen aufgebaut. Auch sie sind Zweiglimmergneise mit wechselnder Vormacht von Biotit und Hellglimmer. Die Augen oder Flaser sind durchschnittlich $\frac{1}{2}$ bis 2 cm große

Einzelkörner oder Mehrkornaggregate aus Kalifeldspat bzw. Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz (F. KARL, 1959). Von ihrem Gefüge abgesehen, das zum Teil einer stärker wirksamen Deformation zugeschrieben werden kann, und einem meist stärkeren Hellglimmeranteil, ähneln sie weitgehend dem Gesteinstyp des Ahornkernes.

Im Süden der Krimmler Gneiswalze und südlich der Schönachmulde treten dazu noch mittelkörnige Granitgneise, Granodioritgneise und Tonalitgneise, daneben auch Bändergneise und Migmatite.

Das Alter des porphyrischen Metagranites des Ahornkernes konnte schon nach geologischem Feldbefund gesichert mit voralpidisch angegeben werden, da die Hochstegenkalkserie ihn transgressiv überlagert (THIELE 1950, 1951). Für den Augen- und Flasergneis der Krimmler Gneiswalze gilt das gleiche, da diese in ihrer Scheitelregion in analoger Weise vom Hachelkopfkalk, einem Äquivalent des Hochstegenkalkes, bedeckt wird (G. FRASL, 1953). Relativ jünger als die Augen- und Flasergranitgneise sind nach dem Feldbefund F. KARLS (1959) die „Tonalitgranite“ des Venedigergebietes sowie gewisse Aplitgranite (Typ Reichenspitze), die die Augen- und Flasergneise durchdringen, und für diese wurde eine Zeitlang alpidisches Alter diskutiert.

Absolute Altersdaten wiesen auch die beiden letzteren Gruppen als voralpidisch aus, indem — neben zahlreichen K/Ar und Rb/Sr Mineralaltern, deren Schwerpunkt bei etwa 20 Millionen Jahren liegt, was die Abkühlung des Tauernfensterbereiches nach der Tauernkristallisation markiert — K/Ar-Bestimmungen von Hornblende und Biotit zweier nur schwach metamorpher „Tonalitgranite“ NNW der Kürsingerhütte Alterswerte zwischen 290 und 360 Millionen Jahren und eine Rb/Sr-Isochrone von Aplitgraniten von der Reichenspitze ein Alter von 282 ± 6 Millionen Jahren ergaben (BESANG et al., 1968).

Aus dem Bereich des Zillergrundes wurden aber jüngst Beobachtungen gemeldet, wonach Augen- und Flasergneise gegenüber den „Tonalitgraniten“ F. KARLS relativ jüngeres Alter besäßen (P. RAASE, 1972). Diese Meldung ließe sich gut mit einer Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochrone von Augen- und Flasergneis des nördlichen Venedigerbereiches vereinbaren, die 246 Millionen Jahre, also permisches Alter ergab (JÄGER, KARL & SCHMIDEGG, 1969). In Übereinstimmung dazu steht eine Gesamtgesteinsisochrone von 243 (± 11) Millionen Jahre von Zentralgranitgneis des Hochalm-Ankogelmassives, welcher dem Augen- und Flasergneis-Typ entspricht (LAMBERT, 1964), sowie eine von Aplitgraniten in Tonaliten bei der Tristenspitze (ebenfalls östliche Hohe Tauern) im Bereich zwischen 220 und 260 Millionen Jahren (CLIFF, 1968).

Demgegenüber dürfte der porphyrische Metagranit des Ahornkernes einem älteren Intrusionsakt zuzuschreiben sein. Im Tux-Überleitungstollen jedenfalls sind die „Porphyrgnitgneise“ zahlreichen Kontaktstudien zufolge offenbar das relativ älteste Intrusivgestein. Es wird in der Folge zuerst von Apliten, dann von Dioriten und dann von verschiedenartigen fein- bis mittelkörnigen Granodioriten bis Graniten durchschlagen; letztere werden wiederum von Apliten und schließlich noch von Lamprophyren durchsetzt (THIELE, 1973). Besonders wegen der zwischengeschalteten Diorit-Phase könnte man an ein etwas größeres Zeitintervall zwischen der Intrusion des grobporphyrischen Granites und der Gruppe der jüngeren Granite (bis Tonalite) denken und für den ersteren ein frühvariszisches (oder gar vorvariszisches?) Alter in Erwägung ziehen. Dabei sei, ohne direkt analogisieren zu wollen, auf die im Prinzip recht ähnliche Intrusionsabfolge in der südlichen Böhmischen Masse hingewiesen, wo der Weinsberger Granit (mit U/Pb-Alter von Zirkon um 400 Millionen Jahre, JÄGER et al., 1965) von Dioriten, Mauthausener Granit + Freistädter Granodiorit bis Tonalit und Eisgarner Graniten gefolgt wird (G. FUCHS, 1962; G. FUCHS & O. THIELE, 1968).

1.1.2. Gesteine der Schönachmulde und Kirchspitzschuppe

Der Süden der Schönachmulde wurde jüngst von RAASE (1972) genauer beschrieben. Es walten hier quarzitische Gesteine und saure tuffitische Gneise vor. Die quarzitischen Gesteine enthalten wechselnde Mengen von Muskovit, keinen Biotit und meist sehr wenig Feldspat. Die sauren tuffitischen Gneise, die teils Lagen in den Muskovitquarziten bilden, andernorts (Höhenbergkar) vorherrschender Gesteinsbestand sein können, „sind hellgraue bis grünlichgraue Gneise mit flächigen Lagen von feinschuppigem Muskovit und einzelnen Biotitblasten. Sie sind besonders durch helle, meist linsenförmige Einschlüsse gekennzeichnet, die aus feinstkörnigem Albitkornpflaster bestehen und als rekristallisierte Tuffetzen oder Vulkanit-Bruchstücke gedeutet werden. Seltener sind dunkle, glimmerreiche Linsen.“ Mitunter wurden auch einige Zentimeter große Gerölle von hellem Granit gefunden. Weiters beschreibt RAASE Übergänge zu Grauwackengneisen, Arkosegneisen und Quarzphylliten; glimmerreiche Gesteine können Granat enthalten. Untergeordnet finden sich Einschaltungen von graphitischen Quarziten und Phylliten sowie Hornblendegarbenschiefer, schließlich sind noch gelegentlich geröllführende Arkosegneise mit Graphitschiefer-Schmitzen bemerkenswert.

Im Mittelteil der Schönachmulde (Bereich Popbergalm—Schwarzer Kopf) treten die Minerale Klinozoisit-Epidot stärker hervor, und die hier auftretenden Gesteine könnten am ehesten mit Epidot-Albitgneis bis Epidot-Albit-Glimmerschiefer gekennzeichnet werden. Es sind meist hellglimmerreiche, silbrigglänzende Gesteine mit Blasten von gelblich-rötlichen Karbonatrhomboedern (Ankerit?), daneben finden sich auch dunkle Typen mit Biotit, HAMMERS Biotitgneise der Popbergalm gehören hiezu. Aus diesem Bereich sind gelegentliche Einschaltungen von Albitit-Agglomeraten besonders bemerkenswert (HAMMER, 1936; THIELE, 1951): Die Grundmasse dieser Pyroklastika schwankt zwischen Epidosit und karbonatführendem Epidot-Albitgneis bis zu Quarzpyllit. Die erbsen- bis tennisballgroßen, mehr oder minder gerundeten Komponenten zeigen feines Korn und rötliche, violette oder mittel- bis dunkelgraue Farben. Sie bestehen im allgemeinen zu 70—80% aus leistenförmigem sauren Plagioklas mit oft deutlichem Fluidalgefüge, reichlich feinverteiltem Erz und wechselnden Mengen an Biotit, Epidot-Klinozoisit und eventuell auch Chlorit. Mitunter kann man mit Albit und Chlorit ausgefüllte ehemalige Blasenräume erkennen.

In den nördlichen Bereichen der Schönachmulde und in der Kirchspitzschuppe herrschen schmutzig-grüngraue bis dunkelgraue Quarzphyllite bis Glimmerschiefer sowie Phyllonite von Quarziten und Arkosegneisen vor. Auch in ihnen sind vereinzelt konglomeratische Lagen mit Albitit-Komponenten zu finden (ESE Hauerspitze).

Altersmäßig dürften die Gesteine der Schönachmulde am ehesten in das Paläozoikum zu stellen sein. Trotz Fehlens von Abkömmlingen intermediären, basischen und ultrabasischen Vulkanismus, die nach FRASL (1958) in seiner Habachserie einige Bedeutung haben, sind die Gesteine der Schönachmulde schon wegen des reichen Bestandes an tuffitischen und pyroklastischen Gesteinen, die sich in ihrem Charakter am ehesten an den altpaläozoischen Spilit-Quarzkeratophyr-Vulkanismus anschließen lassen, unter den im mittleren Tauernabschnitt erarbeiteten Serien am besten mit Beständen der Habachserie FRASLS vergleichbar und werden wie diese zum größten Teil wohl altpaläozoisches Alter haben. Die im südlichen Teil der Schönachmulde auftretenden Gesteinstypen entsprechen auch lithologisch in vieler Beziehung den in analoger tektonischer Position auftretenden Serien der Knollengneise, Arkosegneise und „Geröllgneise“ vom Höllenstein, der Realspitze usw., für welche W. FRISCH (1968) ebenfalls altpaläozoisches Alter annimmt, indem er einerseits auf die Vergleichbarkeit mit silurisch datierten sauren vulkanischen Serien der östlichen Zentralalpen hinweist, andererseits als Indiz ausgewalzte Intrusivgänge von Porphyrgneis im „Geröllgneis“ der Realspitze anführt. Auch RAASE hält die sedimentären Gesteine der Schönachmulde auf Grund von kontinuierlichen Übergängen in migmatische Gesteine für paläozoisch und vorvariszisch.

1.1.3. Porphyrmaterialschiefer

Der Name Porphyrmaterialschiefer ist ein Kartierungsbegriff OHNESORGES (siehe HAMMER, 1936), der von den meisten später hier arbeitenden Geologen für den Gesteinszug beibehalten wurde, der vom Farnbichel (heute „Farnbühel“) über die Braunellköpfe und den Torhelm nach Mayrhofen und von dort weiter ins Tuxer Tal zieht. Er beinhaltet plattig ausgewalzte, unter dem Hammer meist parallelpipedisch zerfallende Grauwackengneise von hell- bis dunkelgraugrüner Farbe mit Übergängen zu Feldspatquarzit, Feldspatglimmerschiefer und Arkosegneis. Möglicherweise sind auch Porphyroide vorhanden, doch ist ein sicherer Nachweis dafür wegen der starken Plättung des Gesteines wohl kaum mehr zu führen. Daß Porphyrmaterial am Aufbau des Gesteines beteiligt ist, machen Quarzaugen wahrscheinlich, die u. d. M. mitunter Korrosionsbuchten zeigen, wie sie für Porphyrquarze typisch sind. Daneben finden sich häufig Kluste von Feldspäten oder feinkörnigem Quarz-Feldspat-Gemenge.

Für das Alter der Porphyrmaterialschiefer gibt es wenig schlüssige Indizien, da vor allem ein Hinweis dafür fehlt, ob sie älter oder jünger als die Zentralgranitgneise sind. Daher kommt für ihre Abkunft sowohl Material des altpaläozoischen als auch des permischen Vulkanismus in Frage. Da sie sich im Felde jedoch recht deutlich von der permotriadisch eingestuften Wustkogelserie (FRASL) unterscheiden, ist das erstere das wahrscheinlichere (vergleiche W. FRISCH, 1968).

1.1.4. Gesteine an der Basis des Hochstegenkalkes

Diese Gesteinsserie, die im folgenden Hochstegenkalk-Basisserie genannt sei, ist an der Ostseite des Wimmertales in einem schmalen Band, das von der Koglerrinne zum Übergangl und von diesem weiter südwärts und schließlich wieder hangabwärts zieht, sowie halbfensterartig östlich des Übergangls im Popbergkar am besten aufgeschlossen, doch tritt sie allenthalben, zumindest in Resten, an der Basis des Hochstegenkalkes auf. Sie besteht aus dunklen, meist graphitischen Phylliten, feimbänderigem Graphitquarzit, Rhätizitschiefer bis Rhätizitquarzit, hellem, meist mittelkörnigen, mitunter turmalinführenden Quarzit sowie hellgelbem bis bläulichgrauen, meist gelbbraun anwitternden Quarzmarmor bis Glimmermarmor. An der Seihenscharte (zwischen Wimmer- und Schwarzachtal) treten auch limonitische Bildungen hinzu.

Die Alterseinstufung der Serie bewegt sich bei verschiedenen Autoren vom Jungpaläozoikum bis zum Jura. SCHMIDEGG (1951) vergleicht sie mit Karbongesteinen des Nöblacher Jochs. DIETIKER (1938), THIELE (1951) und KUPKA (1956) hielten sie für Untertrias bzw. Permotrias. FRISCH (1968) hingegen stuft mit zumindest ebensoguten Gründen die klastischen Bildungen an der Basis des Hochstegenkalkes bei Lanersbach als Lias ein, sodaß auch für unseren Bereich dieses Alter zumindest für Teile dieser Serie in Betracht gezogen werden sollte.

1.1.5. Hochstegenkalk

Der Hochstegenkalk tritt in unserem Gebiet in drei übereinanderliegenden tektonischen Niveaus auf. Am mächtigsten ist der tiefste Hochstegenkalkzug, der den Porphyrganitgneis des Ahornkernes überlagert, mit 300—600 m.

Der Hochstegenkalk ist lithologisch relativ einförmig und schlecht gliederbar. Er beginnt im allgemeinen mit wenigen Metern blauem geschieferten Kalksandstein und eisenschüssigem, braun anwitternden, mehr oder minder sandigen Glimmermarmor.

Die große Masse des Hochstegenkalkes ist ein teils plattiger, teils grob gebankter, massig wirkender, bläulichgrauer, fein- bis mittelkörniger Kalk (-marmor), in dem — mengenmäßig hinter dem Kalk zurücktretend — in Bändern oder Nestern mit mehr oder minder scharfen Grenzen dolomitischer Kalk und Dolomit eingeschaltet sind. Der Dolomit zeigt gewöhnlich helleres Grau (nach FRISCH lediglich verwitterungsbedingt) und feineres Korn. Wie bedeutend die Dolomitanteile im Hochstegenkalk sein können, hat unlängst FRISCH (1968) in seiner Arbeit im Tuxer Tal kartenmäßig dargestellt. — Kennzeichnend für den Hochstegenkalk ist weiters ein mitunter beim Anschlagen auftretender H_2S -Geruch sowie gelegentlich auftretende rekristallisierte, weiße Hornsteinspindeln oder zu Schnüren zerrissene Hornsteinlagen. Mitunter finden sich auch — wohl tektonisch verursacht — Marmorbreccien (Schneggenscharte).

In den höchsten Partien des Hochstegenkalkes ist oft wiederum — in plattig bis tafelig ausgebildeten Kalken — Quarzeinstreuung und Glimmerführung zu bemerken. DIETIKER (1938) beschreibt aus einem solchen Kalkschiefer vom Ihnkarl Lagen von Biotit, Phlogopit, Serizit und Chlorit in einer Grundmasse von Calcit und Quarz.

Altersmäßig ist der Hochstegenkalk das am zuverlässigsten eingestufte Schichtglied der Tauernschieferhülle. In einem Block, der aus dem Steinbruch beim namengebenden Weiler Hochstegen bei Mayrhofen stammt, wurde ein Ammonitenabdruck gefunden, der als *Perisphinctes* sp. bestimmt wurde. „Die Altersbestimmung der Fundschicht . . . kann also mit Sicherheit auf Mittleren Jura bis Untere Kreide und innerhalb dieser weiten Grenze mit großer Wahrscheinlichkeit auf oberen Jura getroffen werden.“ (R. v. KLEBELSBERG, 1940).

Die Zuverlässigkeit dieser Altersbestimmung wurde zunächst wegen der etwas komplizierten Fundgeschichte — der Block war in einer Straßenmauer in Zell am Ziller eingebaut gewesen — nicht von allen Autoren anerkannt (THIELE, 1950; KUPKA, 1956), doch seit dem Eintreten MUTSCHLECHNERS (1956) für die Bedeutung des Perisphinctenfundes und nachdem sich auch noch weitere Geologen von der petrographischen Identität des Ammoniten-Muttergesteines in der Innsbrucker Universitätssammlung mit dem Gestein des Steinbruches bei Hochstegen überzeugt hatten (TOLLMANN, 1963, S. 116), wurde ein oberjurassisches Alter des Hochstegenkalkes zumindest für den locus typicus nicht mehr angezweifelt (E. KRISTAN-TOLLMANN, 1962; W. FRISCH, 1968; O. THIELE, 1970). Falls jedoch noch Bedenken gegen die Verlässlichkeit der KLEBELSBERGSchen Alterseinstufung bestanden haben sollten, können die nun durch neuerliche Fossilfunde aus dem anstehenden Fels desselben Steinbruches endgültig zerstreut werden. W. FRISCH und H. P. SCHÖNLAUB entdeckten hier eine datierbare Mikrofauna, und dem Verfasser glückte an derselben Stelle der Fund eines Belemnitenfragmentes (SCHÖNLAUB, FRISCH & FLAJS, im Druck). Der Hochstegenkalk kann also als gesicherter Fixpunkt in der Stratigraphie der Tauernschieferhülle gelten.

1.1.6. Kasererserie

Die Kasererserie (THIELE) setzt sich in unserem Gebiet überwiegend aus dunklen kalkigen Phylliten bis kalkfreien Schwarzphylliten, licht- bis dunkelgrünen quarzreichen Phylliten und Chlorit-Serizitschiefern, Kalkphylliten, Kalkglimmerschiefern bis Feldspatglimmerschiefern, Karbonatquarziten und Breccien zusammen. Die Breccien zeigen in der Regel kalkphyllitische, karbonatquarzitische oder auch kalkige Grundmasse und Komponenten von meist mittel- bis dunkelgrauem, oft gelblich anwitternden Dolomit, seltener auch Quarzgerölle. Hellgraue, dichte, im ersten Augenblick wie Dolomit anmutende und dunkelblaugraue spätige Kalke nördlich des Hollenzberges (NE Mayrhofen), die auf der Karte von DIETIKER (1938) als Trias, von SCHMIDEGG (KARL & SCHMIDEGG 1964) als Hochstegenkalk gezeichnet sind, gehören ebenfalls der Kasererserie an. In beiden Typen finden sich häufig Einstreuungen von Dolomitbröckchen oder

-brocken. Der dunkelblaugraue Kalk erinnert in seinem Habitus an den crinoiden-führenden sandigen Kalk am oberen Wilden Bach südlich von Gerlos (THIELE, 1950).

Am Hollenzberg und in seinem Gehänge gegen Mayrhofen zu sowie am Torhelm (КУРКА) sind der Kasererserie Serpentinlinsen eingeschaltet, deren größte (bei Mayrhofen) etwa 50 m Mächtigkeit erreicht. Der Serpentin ist stark tektonisch beansprucht. Am Kontakt gegen den liegenden Kalkglimmerschiefer treten Strahlsteinschiefer und Strahlstein-Epidot-Albitfels auf (DIETIKER). Auch im Brennstill-Fenster wurden ENE Zapfen Spuren kleiner Serpentinlinsen gefunden.

Feldspateinstreuung in Karbonatquarziten, Kalkglimmerschiefern und Breccien sind wohl häufig zu beobachten (schon DIETIKER beschreibt sie in Karbonatquarziten des Arbiskogels), doch war die unmittelbare Nahschüttung von Kristallinmaterial offenbar weit geringer, als sie im namensgebenden Bereich der Kasererserie (Blatt Lanersbach) war, wo Metaarkosen mengenmäßig ein wesentlicher Bestandteil der Serie sind. Mächtigere Einschaltungen von Arkosegneisen, Feldspatglimmerschiefern bis Feldspatquarziten innerhalb der Kasererserie sind allerdings in der Gegend um Mayrhofen bekannt (Astegger Tal, Südseite des Hollenzberges, Gaiskopf usw., DIETIKER, SCHMIDEGG), doch möchte der Verfasser aufgrund seiner hier nur kurzen Begehungen bei diesen Vorkommen nicht entscheiden, ob sie den Sedimenten der Kasererserie zugehören oder aber einen tektonisch eingeschuppten Span paläozoischer Gesteine, etwa eine höhere Schuppe des Porphyrmaterialschiefers, darstellen. Sie sind als Arkosegneis bis Quarzit fraglicher Stellung auf meiner Übersichtskarte angedeutet.

Die Kasererserie hat, von einem einzelnen Crinoidenstielglied aus dem oberen Wilden Bach (S Gerlos) abgesehen, bislang keine Fossilien geliefert, deshalb ist man bezüglich ihrer Alterseinstufung auf geologische Argumentation angewiesen.

Die Alterseinstufung der Kasererserie hängt davon ab, ob die Folge Hochstegenkalk-Kasererserie eine normale sedimentäre Abfolge ist. THIELE nahm dies bereits 1950/51 im Gebiet von Gerlos an (obwohl er die jetzige Kasererserie damals noch als Lias-Breccienserie auffaßte), im Gegensatz zu DIETIKER, der eine Deckengrenze zwischen beide Gesteinsserien legte. Die Annahme einer normalen sedimentären Abfolge wurde bei Kartierungen auf Blatt Lanersbach bekräftigt, wo westlich der Lärmstange, im oberen Kaserer Winkel und an der Höllwand die Hangendpartien des Hochstegenkalkes durch Sandigwerden und wiederholte Einschaltung grobsandiger Lagen in die grobklastische Kasererserie übergehen (THIELE, 1967, 1970). Auch HÖCK (1969), der dasselbe Gebiet bearbeitete, kam zu der Überzeugung, „daß die gesamte Schichtfolge von der Basis der Kalke bis ins Hangende der Arkoseserie“ (= Kasererserie) „offenbar als eine nicht durch tektonische Vorgänge unterbrochene Schichtfolge aufzufassen ist“. (Wobei er allerdings die Arkoseserie im Vergleich mit der Brennkogelserie des Glocknerbereiches in Lias bis Dogger einstuft, die unterlagernden Kalke folgerichtig in die Trias. — Vergleiche hiezu THIELE, 1970.)

Der Verfasser möchte also, analog zu den Verhältnissen auf Blatt Lanersbach, die Kasererserie weiterhin als das stratigraphisch Hangende des Hochstegenkalkes ansehen und dementsprechend ein höchst- bis nachjurassisches Alter für sie annehmen. Die letzte Entscheidung können natürlich nur brauchbare Fossilfunde bringen, nach den jüngsten Funden im Hochstegenkalk ist die Hoffnung darauf ja durchaus berechtigt.

1.2. Obere Schieferhülle

1.2.1. Habach-Phyllite und graphitische Paragneise

Im Bereich zwischen Wildgerlostal und Krimml stehen nördlich des Farnbichl (Farnbühel) in bedeutender Mächtigkeit dunkle, mehr oder minder graphitische Arkosegneise an, die mit feldspatführenden Quarziten und Phylliten wechsellagern. Ihre geringe

Widerstandskraft gegen die Erosion und sehr schlechter innerer Zusammenhalt bedingen enorme sich zu Tal bewegende Schuttmassen und Kriechgehänge.

DIETIKER (1938) erwägt für diese Gesteinsserie karbones Alter, FRASL (1958) stellt sie zu seiner Habachserie.

1.2.2. Graue Arkosegneise bis Glimmerschiefer

Diese Gesteinsgruppierung lehnt sich an die Ausscheidung „graue Phyllite mit Konglomeraten“ und „Glimmerschiefer“ auf SCHMIDEGGS Übersichtskärtchen an, zu der im Text noch zusätzlich „mit Arkosen“ vermerkt ist (KARL & SCHMIDEGG, 1964). Es handelt sich dabei zum Teil um Gesteinstypen, die stark an die Gesteinsgesellschaft der südlichen Schönachmulde erinnern. Hier sind neben grünlichgrauen Arkosegneisen bis Quarzphylliten vor allem die grauen glimmerreichen Gneise mit den weißen fischchenförmigen Quarz-Albitkornlinsen zu nennen, die jenen gleichen, die P. RAASE in der Schönachmulde als Tuffit-Abkömmlinge ausgewiesen hat. Weiters sind konglomeratische Arkosegneise bis Glimmerschiefer mit Graphitschieferschmitzen und Kieselschiefer-Einstreuung hervorzuheben.

Die Hauptmasse dieser Gesteinsgesellschaft dürfte also — analog der Argumentation, betreffend die Gesteine der Schönachmulde (siehe oben) — ins Paläozoikum (?Altpaläozoikum) zu stellen sein. Manche auf der Karte unter der gleichen Signatur ausgewiesenen Glimmerschiefer bis Quarzitschiefer — der Verfasser denkt dabei vor allem an jene im Liegenden der Bündnerschieferserie nördlich des Schönbichl — könnten aber auch jünger, möglicherweise triadisch sein.

1.2.3. Grüne Arkosegneise bis Quarzite (Wustkogelserie)

Die Serie setzt sich aus meist hellgrünen, mitunter grobklastischen, meist kalifeldspatreichen Arkosegneisen, (?) Porphyroiden, Feldspatquarzit, Phengitquarzit und mitunter fast reinem Quarzit zusammen. Bezüglich ihrer genauen Petrographie sei auf F. KARL (1951) sowie auf die Arbeiten von W. FRISCH (1968) im Tuxertal, wo die Serie in der gleichen typischen Ausbildung auftritt, verwiesen.

Auf Grund der Kartierungen des Verfassers auf Blatt Lanersbach wurde zur Diskussion gestellt, ob die grüne Arkosegneis-Quarzitserie nicht stratigraphisch über die karbonatische Trias gestellt werden könnte, da sie tatsächlich sehr regelmäßig die Triaskarbonate überlagert und an vielen Orten von der wohl größtenteils jurassischen Bündnerschieferserie überlagert wird (THELE, 1970). SCHMIDEGG (1972) hat sich bereits kurz gegen diese Deutungsmöglichkeit ausgesprochen, wobei er vor allem auf die Verhältnisse in der Gerlos verwies. Die daraufhin angesetzten Vergleichsbegehungen des Verfassers in der Gerlos lieferten zunächst weitere Indizien, die für die von ihm erwogene Möglichkeit zu sprechen schienen.

Auch in der Gerlos liegt die grüne Arkosegneis-Quarzitserie zumeist über den Triaskarbonaten und im Liegenden der Bündnerschieferserie. Dabei sind die Kontakte zwischen der Arkosegneis- und den Bündnerschiefern besonders interessant: Südlich des Plattenkogels folgen auf die grünen Arkosegneise bis Feldspatquarzite Quarz-Serizitschiefer, dunkler feinkörniger Quarzit, Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer und dunkler Glimmermarmor der Bündnerschieferserie. Am Nordostende des Durlasboden-Stausees, südlich der Einmündung des Hollenzer Baches, sind über einem kleinen kuppelförmig auftauchenden Vorkommen von grünen Arkosegneisen helle und stumpf grüngraue Serizitschiefer, Chlorit-Serizitschiefer, Quarz-Serizitschiefer und Quarzite, zum Teil mit kleinen Chloritporphyroblasten, wie sie für die „Keuperschiefer“ der Glocknerstraße typisch sind (FRASL & FRANK, 1964), entwickelt, gefolgt von Schwarzphylliten und dunklen Kalkphylliten der Bündnerschieferserie. Auch im Triebwasserstollen des Funsingau-Kraftwerkes (unterhalb von Durlasboden) sind zwischen den

schwarzen Phylliten, grauen Kalkschiefern und Karbonatquarziten (Bündnerschiefer-
serie) und den lauchgrünen Quarziten (Wustkogelserie) keine Triaskarbonate angefahren
worden, sondern lediglich violette Schiefer (K. MIGNON, 1968, und freundliche mündliche
Mitteilung).

Eine Studie wert sind auch die Aufschlüsse des unteren Krumben Baches, wo die
Grenze zwischen der grünen Arkose- und der Bündnerschiefer- in einem durch-
gehenden Profil erschlossen ist, während im Liegenden der ersteren wie gewöhnlich
Triaskarbonate auftreten:

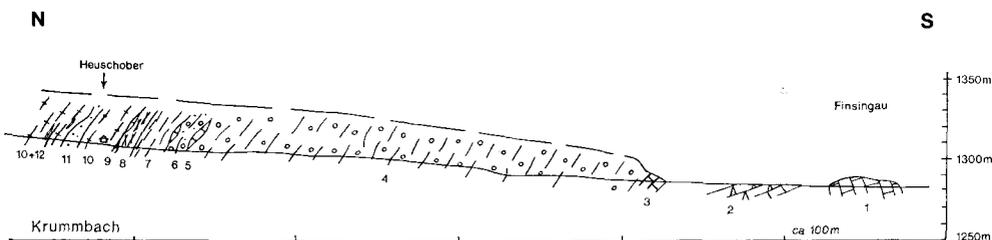


Abb. 1

1. blaugrauer Kalkmarmor;
2. gelblicher Dolomitschiefer, mit tonigen Bestegen;
3. blaugrauer Kalkmarmor mit schwächtigen Dolomit-Einschaltungen;
4. grüne Arkosegneise und Quarzite;
5. weißlich-gelblicher bis hellgrünlicher, selten dunkelgrauer Kalk-Dolomitschiefer, mit Tonhäutchen und Glimmerschuppen auf den Schichtflächen, zum Teil verquarzt;
6. grüner Quarzit bis Feldspatquarzit, partienweise bröselig verwitternd (gipsführend?);
7. grüner Quarz-Serizitschiefer bis Quarzit, im Hangenden etwas dunkler Phyllit;
8. grüne und rötliche quarzreiche Tonschiefer bis Phyllite;
9. heller, mehr oder minder dolomitischer Kalkschiefer mit Glimmerbestegen;
10. dunkle Phyllite, zum Teil kalkig;
11. hellgrauer, grobkörniger, zum Teil konglomeratischer Quarzit;
12. hellgelbe Kalkmarmorlagen in 10.

Die angeführten Beobachtungen wären also dahingehend deutbar, daß die grüne Arkosegneis-Quarzitserie das unmittelbare stratigraphisch Liegende der Bündnerschiefer-
serie wäre und altersmäßig ihren Platz über der karbonatischen (Mittel-)Trias
hätte. Auf der anderen Seite gibt es aber gerade in der Gerlos starke Indizien, daß dies
nicht der Fall ist: hier ist vor allem die räumliche Verknüpfung der grünen Arkosegneis-
Quarzitserie mit den im vorigen Kapitel skizzierten, höchstwahrscheinlich paläozoischen
grauen Arkosegneisen bis Glimmerschiefern hervorzuheben. Diese ist sowohl im weiteren
Bereich der Schönberg-Alm (südlich der Gerlos) als auch der Grasegg Aste (nördlich
der Gerlos) beobachtbar. Die graue Serie bildet hier wie dort eine Art Muldenkern
innerhalb der grünen Serie, der, wie im tektonischen Teil noch näher erläutert wird,
am ehesten als der Kern eines Tauchdeckensystems erklärt werden kann. Die vorzugs-
weise anzutreffende Überlagerung der karbonatischen Trias durch die grüne Serie wäre
demnach — der Ansicht SCHMIDEGGS und anderen folgend — eine tektonisch bedingte
Inversion.

Das oftmalige Fehlen der karbonatischen Trias im Hangenden der grünen Arkose-
gneis-Quarzitserie und deren unmittelbare Überlagerung durch die Bündnerschiefer-
serie kann entweder primär-sedimentär oder aber sekundär-tektonisch erklärt werden (siehe
unten).

1.2.4. Karbonatische Trias

Von der penninischen karbonatischen Trias unseres Gebietes wurden zuletzt — zusammen mit den unterostalpinen Triasvorkommen dieses Bereiches — die Vorkommen von der Sauwand (= Grubenwand) und Gschößwand von KRISTAN-TOLLMANN (1962) genauer beschrieben: geringmächtige Rauhwacke, unreine Bänderkalke, -dolomite und Tonschiefer markieren das Skyth-Anis Grenzniveau, darauf folgt Aniskalk mit dolomitfreiem Kalkmarmor, stellenweise auch mit Anklängen an „Dolomitschlierenkalk“, ein mit Dolomitlagen, -partien und -schnüren durchsetzter Kalk. Die Kalke zeigen mäßige Kristallinität, sind gebankt, geschichtet, auch dünnsschichtig, manchmal auch gebändert und hellgrau, graugelb bis gelbrosa, meist aber blaugrau gefärbt. Am Fuße der Gschößwand wurden von KRISTAN-TOLLMANN in diesen Kalken Crinoiden-Rundstielglieder gefunden.

Die Hauptmasse der Vorkommen wird von mitteltriadischem Dolomit gebildet, der ins Anis-Ladin eingestuft wird. Es sind undeutlich gebankte bis massige hellgraue Dolomite mit Einschaltungen von gebankten bis geschichteten dunkleren Dolomiten, die Serizitbestege und Glimmerhäutchen auf den Schichtflächen haben können.

Die stratigraphische Einstufung der einzelnen Schichtglieder erfolgte auf Grund lithologischer Vergleiche mit der unterostalpinen Trias besonders der Radstädter Tauern und des Semmeringgebietes sowie mit den in unmittelbarer Nachbarschaft auftretenden unterostalpinen Triasvorkommen des Penken-Gschößberg-Gebietes, die stellenweise fossilführend sind.

Bei den übrigen penninischen Triasvorkommen unseres Gebietes gehen die neueren Darstellungen im allgemeinen nicht über die Beschreibungen DIETIKERS (1938) hinaus, auf die hier verwiesen werden kann. Als ein Beispiel sei von diesen nur das im Riederbach aufgeschlossene Profil wiedergegeben:

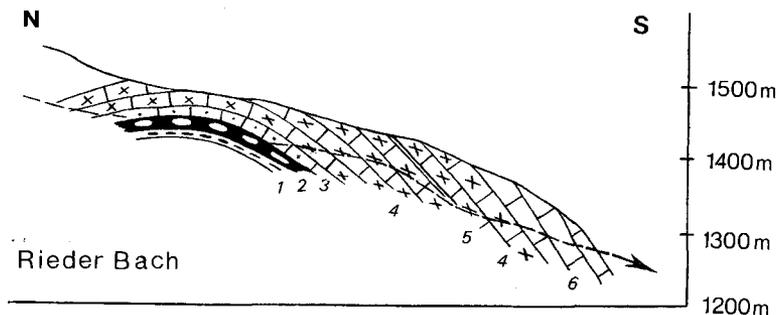


Abb. 2

1. graugrüner schmieriger Tonschiefer;
2. Rauhwacke mit reichlich Tonflatschen;
3. heller plattiger Kalkmarmor mit grünlichen tonigen Bestegen;
4. heller geschieferter Dolomit mit Einschaltungen von Kalkschiefern;
5. dunkle Kalktonschiefer;
6. graublauer, massiger, geschieferter oder gebänderter Kalkmarmor.

Auch bei diesem Profil wurden (DIETIKER, 1938), bei Annahme inverser Lagerung, die Kalke und Dolomite dem Anis-Ladin, der Rauhwacken-Horizont eventuell dem Raibler Niveau zugeordnet.

1.2.5. Bündnerschieferserie

Die für das Penninikum des Tauernfensters typische Bündnerschieferserie setzt sich auch in unserem Gebiet wie üblich aus dunklen, kalkfreien bis kalkarmen Phylliten, blaugrauen, bräunlich anwitternden Kalkphylliten bis Kalkglimmerschiefern, blaugrauen Glimmermarmoren, hellen oder dunklen Karbonatquarziten, Quarz-Serizitschiefern und

Quarziten verschiedener Korngröße zusammen. Dazu kommen häufige Einschaltungen von Prasiniten: Chloritschiefer, Epidot-Chloritschiefer und mitunter Epidot-Amphibolit. Relativ selten (im Vergleich etwa zur Kasererserie) finden sich grobklastische Bildungen: brecciöser Karbonatquarzit (Auerschlag-Alm), heller konglomeratischer Quarzit (Krummbach).

Eine genauere stratigraphische Abfolge innerhalb der Serie müßte für unser Gebiet noch erarbeitet werden, doch scheinen in ihren tieferen Partien kalkfreie bis kalkarme Phyllite mit quarzitischen Einschaltungen vorzuherrschen (Krummbach, Auerschlag-Alm, südlich Plattenkogel usw.), in mittleren bis höheren Bereichen die Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer mit Grünschiefer und schließlich die Glimmermarmore (Filzbach, Plattenkogel) und in den höchsten Bereichen wiederum kalkarme Schiefer mit Karbonatquarziten und Quarziten die Übermacht zu bekommen (nördlich des Gerlosbaches).

Die Alterseinstufung der Bündnerschieferserie kann mit G. FRASL (1958) in ?oberste Trias-Jura-Kreide? vorgenommen werden.

1.3. Unterostalpiner Rahmen

1.3.1. Innsbrucker Quarzphyllit

Der Innsbrucker Quarzphyllit gelangt auf unserer Übersichtskarte nur mit seinem Südrand zur Darstellung. Er ist ein relativ eintöniger, schmutzig grünlichgrauer Phyllit mit reichlich Quarzknuern. Schwächige Einschaltungen (dem Verfasser vor allem von seinen Kartierungen auf Blatt Lanersbach bekannt) sind neben gelegentlichen Prasiniten und Graphitschiefern vor allem die stratigraphisch wichtigen eisenschüssigen Dolomite und Bändermarmore, aus denen bei der Magnesitlagerstätte Tux—Lanersbach von HÖLL & MAUCHER (1967) Conodonten aus dem Zeitabschnitt Gedinne bis Unter-Ems bekanntgemacht worden sind.

Ein altpaläozoisches Alter des Quarzphyllites, wie es auch schon von früheren Bearbeitern angenommen wurde, kann somit auf Grund der fossilführenden Einschaltungen als gesichert gelten.

1.3.2. Krimmler Trias

DIETIKER gibt für die Krimmler Trias eine insgesamt zirka 800 m mächtige Schichtfolge mit (zuunterst) grauem Quarzit, Plattenkalk in Wechsellagerung mit Dolomitschiefer, gefolgt von buntem Dolomit mit Tonhäuten, grauem und buntem Dolomit und (zuoberst) wieder Plattenkalk an.

Aus den Plattenkalken bei Krimml wurden von DIENER (1901) Wirtelalgen gefunden, welche als *Physoporella pauciforata* GÜMBEL, die mittlere Trias anzeigen, beschrieben wurden (PIA, 1912, nach DIETIKER, 1938). FRASL (1953) fand an der Nesslinger Wand erneut Wirtelalgenreste, die derselben Form gleichen. Ein mitteltriadischer Anteil der Krimmler Trias erscheint somit gesichert. Die geringmächtigen hellen Quarzite an der Basis können als Untertrias gedeutet werden (DIETIKER). Ob auch Obertrias vertreten ist, ist fraglich.

1.3.3. Richbergkogelserie

Der Name Richbergkogelserie wurde von DIETIKER für eine bunte, reichlich Grobklastika führende Serie gewählt, welche den Südrand des Innsbrucker Quarzphyllites begleitet. Sie ist charakterisiert durch lebhaften Wechsel von grünen und grauen tonigen Schiefen bis Phylliten, Chlorit-Serizitphylliten (darunter sehr typische silbriggrau/grün gesprenkelte Serizitphyllite mit Chloritblasten), Kalkphylliten, sandigen Schiefen und Quarziten und verschiedenartig ausgebildeten Breccien. Seltenerer Einschaltungen sind weiß-, rötlich- und blaugrauer Bändermarmor und blaugrauer Sandkalk mit Echinodermengrus.

Die Breccien führen überwiegend Dolomitkomponenten, seltener Quarzgerölle, ausnahmsweise auch Kalk oder Quarzit. Die Grundmasse ist entweder blaugrauer, calcitdurchaderter Kalk, heller Bändermarmor, Kalkphyllit bis Kalkglimmerschiefer, kalkfreier Phyllit oder (seltener) Quarzit.

Es bestehen starke lithologische Ähnlichkeiten mit der Kasererserie der Unteren Schieferhülle, andererseits aber auch mit den nachtriadischen Breccienserien der Tarntaler Berge (Torwandbreccie usw.). Von der ersteren unterscheidet sie etwa das Fehlen von Serpentin und ein stellenweise noch größerer Reichtum an Breccien, von der Torwandbreccie wiederum das Zurücktreten der dort sehr häufigen Arkoseschiefer und Schüttung von Quarzittrümmern.

Altersmäßig kann die Richbergkogelserie, wie schon DIETIKER (1938) betont, in der Hauptsache als nachtriadisch aufgefaßt werden, da die meisten der Dolomitkomponenten in den Breccien wohl triadischen Ursprunges sein dürften (vergleiche hiezu auch die fraglichen Diploporenfunde in solchen Komponenten durch FRASL, 1953). Wieweit die Serie stratigraphisch mit der in ähnlicher tektonischer Position auftretenden Tarntaler Breccie parallelisiert werden kann, die von M. ENZENBERG (1967) in Lias bis Dogger eingestuft wurde, oder aber für sie, wie für die lithologisch weitgehend analoge Kasererserie, eher ein höchst- bis nachjurassisches Alter erwogen werden sollte, bleibt offen. Der Verfasser möchte DIETIKER zustimmen, der schon 1938 auf Grund lithologischer Vergleiche mit zahlreichen Breccienserien der Ost- und Zentralalpen schreibt: „Das Alter der Richbergkogelserie dürfte vom Rhät, eventuell oberen Lias, vielleicht bis hinauf in die Oberkreide reichen. Die Hauptentwicklung könnte vielleicht in den oberen Jura und in die tiefere Kreide fallen.“

2. Tektonik

2.1. Parautochthon und Schuppen der Unteren Schieferhülle

Der parautochthone Bereich und die Schuppen der Unteren Schieferhülle zeichnen sich im Mesozoikum durch eine Faziesentwicklung aus, die starke Anklänge an die helvetische Fazies aufweist und durch das weitgehende Fehlen karbonatischer Trias, dagegen durch das Auftreten relativ mächtiger Kalke des Oberjura charakterisiert ist. Diese Fazies sei nach A. TOLLMANN (1961) Hochstegenfazies genannt.

2.1.1. Ahornkern

Das tiefste tektonische Element des betrachteten Gebietes und der westlichen Hohen Tauern überhaupt ist der Ahornkern (L. KOBER, 1923), bestehend aus porphyrisch struiertem Granitgneis (Ahorngneis), der Hochstegenkalk-Basisserie und dem ersten, mächtigsten Zug des Hochstegenkalkes (mit Fossilführung am locus typicus).

Die Oberflächenform des Ahornkernes ist die eines langgestreckten Tonnengewölbes, das sich vom Übergang zwischen Schönach- und Wimmertal in westsüdwestlicher Richtung in den Bereich des Kartenblattes Lanersbach hineinzieht. Gegen Osten taucht der Ahornkern samt seiner sedimentären Bedeckung mit 25–30° achsialem Gefälle unter die Schönachmulde ab. An seiner Nordseite, gegen die darüberfolgende Kirchsptzschuppe, herrscht mittleres bis steiles Nordfallen; an seiner Südseite, gegen die inneren Bereiche der Schönachmulde, steiles Südfallen bis Saigerstellung.

Die Auflagerung der Sedimente (Hochstegenkalk-Basisserie und Hochstegenkalk) auf dem Ahorngneis ist im Bereich des Wimmertales diskordant, indem das s-Flächengefüge im Gneiskörper saiger bis steil südfallend ist, die s-Flächen in der Hochstegenkalk-Basisserie und den basalen Teilen des Hochstegenkalkes jedoch der Oberflächenform des Gneises parallel verlaufen. Die Diskordanz zwischen dem Ahorngneis und seiner Sedimenthülle verliert sich jedoch vom Schwarzachtal gegen Westen, wo die nördliche Grenzfläche des Gneises seinem s-Gefüge parallel verläuft.

Die Diskordanz zwischen Gneis und Hochstegenkalk an der Koglerrinne im Wimmertal wurde bereits von W. HAMMER (1936) beschrieben, analoge Verhältnisse nahe dem Westende des Ahornkernes im Tuxer Tal (Elskar, Langewandkar, Grierkar) wurden schon vorher von B. SANDER (1911, 1920) bekanntgemacht. THIELE verfolgte die Diskordanz an der Koglerrinne weiter über das Übergangl gegen Süden und argumentierte erstmalig entschieden für den primär sedimentären Charakter der Diskordanzen an der Basis der Hochstegenkalkserie (THIELE, 1950, 1951), und diese Deutung wurde bald allgemein anerkannt.

Freilich ist die Auflagerungsfläche zwischen Hochstegenkalk bzw. Hochstegenkalk-Basisserie und dem Gneiskörper nachträglich erheblich tektonisch überarbeitet worden, was sich auch deutlich am Profil im Wimmertal zeigt: Die Hauptmasse des Hochstegenkalkes setzt südlich der Hauerspitze aus, weiter südlich ist nur mehr eine schwächige Haut der Hochstegenkalk-Basisserie mit einzelnen Kalkschmitzen auf dem Gneisbuckel vorhanden. Der Hochstegenkalk scheint also durch den Anstau der aus dem Süden anrückenden Gesteine der Schönachmulde im Süden von seiner Unterlage abgeschürft und im Norden angeschoppt zu sein.

2.1.2. Schönachmulde und Kirchspitzschuppe

Die Schönachmulde besteht aus einer mächtigen Serie klastischer Gesteine, deren Ablagerungsraum südlich des Ahornkernes gelegen war. Sie wurzelt im Bereich Ahornspitze—Popbergkar (E. KUPKA, 1956; P. RAASE, 1972, zwischen Popbergkar und der Stillup hebt sie nach G. MORTEANI, 1971, entgegen KUPKA, gegen Westen aus). Aus diesem Wurzelbereich zieht sie in breiter Front nach Osten ins Schönachtal und schlingt sich dort östlich um den unter sie abtauchenden Ahornkern, während sie selbst wieder achsial gegen Osten unter die Gneise der Krimmler Gneiswalze abtaucht.

Im Bereich der Iss Alm verbindet sich die Schönachmulde mit der Kirchspitzschuppe DIETIKERS, die einen steil nordfallenden Schubspan zwischen dem dem Ahornkern zugehörigen Hochstegenkalk und der nördlich folgenden Porphyrmaterialschiefer-schuppe darstellt.

Die Grenze der Schönachmulde zum tektonisch tieferen Ahornkern ist scharf zu ziehen. In der Scheitelregion des Ahornkernes, also im Bereich beiderseits des Übergangls, kann sogar eine deutliche tektonische Diskordanz beobachtet werden, indem über dem Band der Hochstegenkalk-Basisserie mit ihren mehr oder minder flach liegenden s-Flächen innerhalb der Schönachmulden-Gesteine eine enge Zickzackfältelung mit steilen bis saigeren s-Flächenscharen entwickelt ist. Die Abgrenzung der Schönachmulde von der im Osten über sie hinwegreifenden Krimmler Gneiswalze ist nicht klar zu ziehen. Auf diese Frage werden wir im folgenden Kapitel noch zurückkommen.

2.1.3. Krimmler Gneiswalze

Die Orthozentralgneise, die im Kammbereich östlich des Schönachtales vom Sichelkopf bis zum Hanger über der mit achsialem Ostfallen unter sie abtauchenden Schönachmulde liegen, gehören zur Krimmler Gneiswalze G. FRASLS (1953). Dieser Gneiskörper steht im Süden mit der Hauptmasse der Tauern-Orthozentralgneise in direkter Verbindung, gegen Norden bildet er im Bereich des Hangers eine keilförmig nach Norden eintauchende Stirn. Er ist an dieser Stelle zumindest 4 km über die Schönachmulde nach Norden bewegt worden, der tatsächliche Überschiebungsbetrag wird aber größer gewesen sein, da eine nachträgliche N—S-Einengung in Betracht gezogen werden muß (siehe FRASL, 1953, Tafel VIII).

Die Oberseite der Gneisstirn wird vom Hochstegenkalk der Schneggenscharte und des Pfannkogels bedeckt. Zwischen der Gneisstirn und der unterlagernden Schönachmulde schaltet sich von der Lacken Alm bis zum Anken Hochkar der Kalkzug des Rötlers ein.

Die Stellung des Kalkzuges vom Rötler ist nicht ganz unproblematisch. DIETIKER (1938) faßte ihn als aufrechten Hochstegenkalk seiner Kirchspitzschuppe auf. Den Hochstegenkalk von der Nordseite der Gneisstirn (von der Schneggenscharte und vom Pfannkogel) faßte er aber als einer höheren Schuppe zugehörig auf und verband ihn mit dem Hochstegenkalk von der Lackenscharte, also mit dem 3. Hochstegenkalkzug. Letzteres widerspricht aber den Kartierungsergebnissen von HAMMER (1936), THIELE (1950, 1951) und SCHMIDEGG (KARL & SCHMIDEGG, 1964). — THIELE (1950) und FRASL (1953) verbanden hingegen den Kalkzug des Rötlers über die eintauchende Gneisstirn des Hangers mit dem Hochstegenkalk des Pfannkogels. Demzufolge wäre er invers liegender Hochstegenkalk und gehörte zur sedimentären Bedeckung der Krimmler Gneiswalze. Der zweite Hochstegenkalkzug in den Profilen westlich des Schönachtales wäre folgerichtig als ein ausgewalzter Stiel von der Stirn der Krimmler Gneiswalze zu denken und müßte tektonisch von der Kirchspitzschuppe abgetrennt werden. Ganz befriedigt aber auch diese Lösung nicht, vor allem nicht im Hinblick auf die Verhältnisse auf Blatt Lanersbach. Möchte man nämlich die Gegebenheiten bei Hintertux in analoger Weise deuten, dann müßte man den Hochstegenkalk vom Schmittenberg, der ein Äquivalent unseres zweiten Hochstegenkalkzuges ist, tektonisch vom Höllensteingneis, der ein Äquivalent der Schönachmulde + Kirchspitzschuppe ist, abtrennen. Dagegen sprechen aber die Hochstegenkalk-Basisbildungen im Liegenden des Schmittenbergmarmors (siehe FRISCH, 1968). — Da also nicht mit Sicherheit entschieden werden kann, wieweit der Kalkzug des Rötlers und der 2. Hochstegenkalkzug zur ursprünglichen Bedeckung der Krimmler Gneiswalze oder aber zu Kirchspitzschuppe und Schönachmulde gehören, wurde auf der Karte hier auf eine tektonische Grenzziehung verzichtet.

2.1.4. Porphyrmaterialschieferschuppe

Das höchste tektonische Element in Hochstegenfaziesentwicklung ist die Porphyrmaterialschieferschuppe. Sie besteht aus dem namengebenden Porphyrmaterialschiefer, schwächtigem Hochstegenkalk und der oft recht mächtigen, häufig grobklastischen Kasererserie.

Der Porphyrmaterialschiefer zieht mit nicht allzusehr schwankender Mächtigkeit durch das betrachtete Gebiet. Der darauf folgende Hochstegenkalk ist oft nur in den Kammregionen aufgeschlossen, dazwischen mag er stellenweise völlig ausdünnen oder ist durch Schutt verhüllt. Das höchste und jüngste Schichtglied, die Kasererserie, setzt westlich des Wildgerlostales an der Brandrinne ein, gewinnt im Bereich des Wimmerstales stärker an Raum und schwillt schließlich im Profil östlich von Mayrhofen zu maximaler Mächtigkeit an. Hier im Westen sind in den tieferen Bereichen der Kasererserie Arkosegneise eingeschaltet, die im Felde vom Porphyrmaterialschiefer oft kaum unterscheidbar sind. Ob dies tektonische Einschuppungen von Porphyrmaterialschiefer oder aber sedimentäre Einlagerungen sind, soll hier nicht entschieden werden.

Die Schichtfolge der Porphyrmaterialschieferschuppe zeigt in ihrer gesamten Erstreckung steiles bis mittleres Nordfallen, abgesehen von einer Spezialstruktur: Im unteren Mühlbachgraben, in der Gerlosschlucht um Brennstell und im Gehänge nördlich des Larchkopfes kommt in einer steilen Aufwölbung die Kasererserie noch einmal fensterförmig zum Vorschein. An der Südseite dieser Struktur, die Brennstellfenster genannt sei, herrscht steiles Südfallen bis Saigerstellung, an ihrem Nordrand wiederum steiles bis mittleres Nordfallen.

Die fazielle Entwicklung der Kasererserie entspricht, wie schon mehrmals betont (HÖCK, 1969; THIELE, 1970), in vieler Beziehung der Brennkogelserie der mittleren Hohen Tauern. Zu den Analogien, die bereits aus dem Gebiet von Hintertux bekanntgemacht wurden, besonders die reiche Arkose- und Breccienschüttung, kommt für unseren Abschnitt noch ein weiteres für die Brennkogelserie typisches Merkmal hinzu:

das Auftreten von Serpentiniten. Trotzdem sollte vermieden werden, Porphyrmaterialschieferschuppe mit Kasererserie, entsprechend der tektonischen Einstufung der Brennkogelserie in den mittleren Hohen Tauern (FRASL & FRANK, 1966), als Decke mit eigenem Faziesbereich von den tieferen tektonischen Einheiten abzutrennen.

Das Ablagerungsgebiet der Sedimente der Porphyrmaterialschieferschuppe mag irgendwo in der Scheitelregion oder im südlichen Abschnitt der Tauernzentralgneise gelegen sein. Ihre fazielle Entwicklung schließt sich eng an die der tieferen tektonischen Einheiten an: Der Porphyrmaterialschiefer läßt sich unschwer mit manchen Schiefern und Gneisen der Schönachmulde vergleichen; der Hochstegenkalk ist, wenn auch schwächtlich entwickelt, noch vorhanden. Und auch das für unser Gebiet erstmalige Auftreten der Kasererserie kann nicht als Argument für die Annahme eines eigenen, abgegrenzten Faziesbereiches gelten, denn im namengebenden Bereich bei Hintertux setzt die Kasererserie bereits in tieferer tektonischer Position, nämlich über dem Hochstegenkalk der Schmitzenberg-Ausläufer, der Lärmstange und des kleinen Kaserers ein, der tektonisch unserem zweiten Hochstegenkalkzug entspricht. In den westlichen Hohen Tauern erstreckt sich also nachweislich die Fazies, die der Brennkogelfazies der mittleren Hohen Tauern entspricht, bis in die tieferen, sicher parautochthonen Einheiten.

Es muß allerdings festgehalten werden, daß der Überschiebungsbetrag der Porphyrmaterialschieferschuppe sicherlich schon in der Größenordnung einer Deckenüberschiebung gelegen ist, wenn man mit H. P. CORNELIUS das Kriterium dafür mit 5 km Schubweite annehmen möchte. Nachdem bereits für die Stirnregion der Krimmler Gneiswalze ein Überschiebungsbetrag von über 4 km angegeben wird und die Mächtigkeit der Krimmler Gneiswalze, die von der Porphyrmaterialschieferschuppe jedenfalls überfahren wurde, mit etwa 7—8 km geschätzt werden kann (vergleiche hierzu die Profile bei FRASL, 1953), kommt für letztere etwa ein Überschiebungsbetrag von größenordnungsmäßig 15 km in Betracht. Es bestünden also keine Bedenken, wenn jemand die Porphyrmaterialschieferschuppe als Decke bezeichnen möchte. Vom Verfasser wurde erstere Bezeichnung gewählt, um die tektonisch-fazielle Zusammengehörigkeit mit den tieferen, parautochthonen Einheiten zu betonen.

2.2. Deckensystem der Oberen Schieferhülle

2.2.1. Die Hauptmasse der Oberen Schieferhülle

Über der Porphyrmaterialschieferschuppe liegen im gesamten betrachteten Gebiet die Einheiten der Oberen Schieferhülle. Sie stammen aus einem südlich der heutigen Tauernkulmination gelegenen Ablagerungsraum, für den klastische Serien des (?) Perms und der (?) Untertrias, karbonatische Mitteltrias in stark schwankender Mächtigkeit und vor allem die Bündnerschieferserie charakteristisch sind, der also echt penninische Fazies aufweist.

Zwischen Krimml und Wildgerlostal treten an der Basis dieser tektonischen Großeinheit dunkle Schiefer und Phyllite auf, die für paläozoisch gehalten werden. Im übrigen Raum ist die Überschiebungsfläche zwischen Unterer und Oberer Schieferhülle durch eine Kette von mehr oder minder mächtigen Schollen und Zügen von karbonatischer Trias gekennzeichnet. Die größte und bekannteste davon ist die Kalk-Dolomitmasse der Gerlossteinwand. Über diesen Triaskarbonaten folgen regelmäßig Arkosegneis-Quarzit- und Gneis-Glimmerschieferserien, deren Alter, wie im stratigraphischen Teil erwähnt, mit Vorbehalt als permotriadisch bzw. paläozoisch angesehen werden. Über den psammitischen Serien folgt schließlich im Ostteil unseres Gebietes, mit spärlichen, äußerst geringmächtigen Linsen oder Lagen von Kalk, Dolomit oder Rauhwanke an oder nahe der Basis, die Bündnerschieferserie.

Diese generelle Abfolge ist mit erstaunlicher Regelmäßigkeit zu beobachten. Die Triaszüge am Südrand der Oberen Schieferhülle fallen steil, mittelsteil oder flach gegen Norden unter die Arkosegneis-Quarzitserien. Die Triaskarbonate von Gerlos (Gmünd—Ried—Innertal) tauchen inmitten der grünen Arkosegneis-Quarzitserie von unten her kuppelförmig auf, was besonders das Profil des Riederbaches deutlich zeigt. Auch die Triaskarbonate in der Umrahmung des Brennstillfensters tauchen, von lokaler Saigerstellung abgesehen, allseits gegen die grünen Arkosegneise ab.

Im Bereich der Grubenwand und Gschößwand ist die Abfolge verdoppelt. Zutiefst liegt ein schwächtiger Karbonatzug, darüber grüne Arkosegneise und Quarzite. Darauf folgt die mächtige Karbonatmasse der Grubenwand bzw. Gschößwand, darüber nochmals grüne Arkosegneise bis Quarzite. Den Komplex der Grubenwand betrachtet der Verfasser dabei als eine an einem Verwurf abgesunkene Scholle gegenüber der Gschößwand (Luftbildinterpretation).

Nach der eingeführten Prostratigraphie müßte also der tiefere Deckenteil der Oberen Schieferhülle inverse Lagerung besitzen, wofür sich auch schon SCHMIDEGG (KARL & SCHMIDEGG, 1964) für die Gerlos und KRISTAN-TOLLMANN (1962) für die Grubenwand (= Sauwand) ausgesprochen haben. Im höheren Deckenteil aber bestünde eine aufrechte Schichtfolge mit erheblichen Schichtlücken, die mit der Bündnerschieferserie endet. Es sind dies im großen und ganzen die gleichen tektonischen Verhältnisse, wie sie auch im Bereich des Kartenblattes Lanersbach herrschen (FRISCH, 1968; HÖCK, 1969; THIELE, 1970). Zu ihrer Erklärung läßt sich im Prinzip das gleiche tektonische Schema anwenden, das HÖCK für die Obere Schieferhülle im Tuxer-Joch-Gebiet entwickelt hat: Die grünen Arkosegneise bis Quarzite bilden — in unserem Gebiet zusammen mit den grauen Gneis-Glimmerschiefern — den Kern einer großen, von Süden über die Tauern her überschobenen Tauchdecke, an deren Unterseite die karbonatische Trias in inverser Lagerung erhalten, auf deren aufrechter Hangenseite jedoch die karbonatische Trias aus irgendwelchem Grunde nur in Spuren vorhanden ist. HÖCK denkt dabei in seinem Gebiet, daß sich die Hauptmasse der Triaskarbonate tektonisch von der Hauptmasse der Oberen Schieferhülle gesondert hätte. Man könnte aber auch als Hilfhypothese die Möglichkeit in Erwägung ziehen, daß der ursprüngliche Ablagerungsraum der Oberen Schieferhülle unseres Tauernabschnittes in zwei Teiltröge gegliedert war. Aus dem nördlichen würden die relativ mächtigen Triaskarbonate stammen; aus dem ausgedehnteren und tieferen südlichen die Bündnerschiefermassen; die dazwischenliegende Schwellenregion aber könnte sich zum Deckenkern entwickelt haben. Das weitgehende Fehlen der Triaskarbonate im südlichen Faziesraum könnte dabei schon primär-sedimentär bedingt sein.

2.2.2. Larmerschuppe

Nördlich der Hauptmasse der Oberen Schieferhülle zieht aus dem Bereich des Gerlospasses über die Nöckental Alm, den Mitterkopf (= Gerlostal Joch) bis zur Kreuzwies Alm eine langgestreckte Schuppe von grünem Arkosegneis bis Quarzit. Im Profil des Larmerbaches (unterhalb der Larmer Hoch-Alm) steckt sie nördlich der Krimmler Trias innerhalb der unterostalpinen Richbergkogelserie, westlich des Falschbaches überlagert sie die Haupteinheit der Oberen Schieferhülle. Stellenweise (Kellner Alm, Gerlostal Alm) finden sich Triasspäne an der Basis, die ihrer Position nach der Krimmler Trias zugerechnet werden könnten, sich faziesmäßig aber auch nicht von der penninischen Mitteltrias unterscheiden lassen. Gegen Westen endet die Schuppe stumpf im Bereich der Kreuzwies Alm, wieder innerhalb der Richbergkogelserie. Sie fällt in ihrem gesamten Verlauf stetig mittel bis steil gegen Norden ein.

Obwohl diese Schuppe positionsmäßig innerhalb der unterostalpinen Rahmenserien steckt, wird sie zufolge ihres Gesteinsbestandes, der völlig dem der penninischen Wustkogelserie entspricht, als ein höherer Schubspan der Oberen Schieferhülle gedeutet.

(Die meist auch grünlichen Quarzite, die im Kartenblattbereich Lanersbach vielerorts im unterostalpinen Rahmen anzutreffen sind — Penken, Schrofen, Rötler, Graue Wand, Hippold usw. —, haben ein deutlich anderes Gepräge. Sie sind dichter, feinkörniger, meist gelblich anwitternd, und vor allem fehlen diesen Vorkommen die für die Wustkogelserie typischen Arkosegneise.)

2.3. Unterostalpinen Rahmen

Dem Unterostalpin zugerechnet werden die Krimmler Trias, die in analoger tektonischer Position auftretenden Karbonatzüge beim Ötschenwirt und südöstlich von Ramsau, die Richbergkogelserie und der im Norden anschließende Innsbrucker Quarzphyllit.

Die Krimmler Trias und ihre Analoga sowie die Richbergkogelserie können ganz allgemein als Bindeglieder zwischen dem Radstädter und Tarntaler Mesozoikum betrachtet werden. Die Richbergkogelserie entspricht dabei in großen Zügen der Serie der Tarntaler Breccie.

Über den unterostalpinen Charakter des Innsbrucker Quarzphyllites gibt es heute auch keine Zweifel mehr, nachdem ENZENBERG (1965, 1966) seine sedimentäre Verknüpfung mit Tarntaler Mesozoikum nachgewiesen hat.

In früheren Arbeiten wurden die Triaszüge von Gmünd—Riederbach—Innertal (THIELE, 1950, 1951), vom Schönbergerbach und der Gerlossteinwand—Rettelwand (KUPKA, 1956) sowie der Sauwand und Gschößwand (KUPKA, 1956; KRISTAN-TOLLMANN, 1962) samt den mit ihnen verbundenen grünen Arkosegneis-Quarzitserien dem Unterostalpin zugerechnet, und diese Einstufung fand auch Eingang in zusammenfassende tektonische Werke (TOLLMANN, 1963). Für den Komplex Gschößwand—Sauwand wurde der unterostalpine Charakter bereits auf Grund der Kartierungen auf Blatt Lanersbach bestritten und die Verknüpfung mit dem Penninikum nachgewiesen (THIELE, 1970). Für die oben genannten permotriadischen Serien in der Gerlos gilt nun das gleiche.

Literaturhinweise

- BESAAG, C., HARRE, W. et al.: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). — *Geol. Jb.*, 86, 835—844, Hannover 1968.
- CLIFF, R. A.: The age of tonalites in the south-east Tauernfenster, Austrian Alps — Rubidium/Strontium whole rock ages on some associated leucogranites. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 11, 655—663, Stuttgart 1968.
- DIENER, C.: Einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der Krimmler Schichten und über den Tauerngraben im Oberpinzgau. — *Jb. Geol. R. A.*, 50, 383—394, Wien 1901.
- DIETIKER, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). — *Diss. ETH. Zürich*, 131 S., Zürich 1938.
- ENZENBERG, M.: Vorbericht über geologische Studien in den Tarntaler Bergen (Tirol). — *Anz. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.*, Nr. 9, 192—194, Wien 1965.
- : Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 17, 1966, 5—50, Wien 1967.
- FRASL, G.: Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). — *Jb. Geol. B. A.*, 96, 143—192, Wien 1953.
- : Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrygranite, Porphyrygranitgneise und Augengneise Österreichs. — *Jb. Geol. B. A.*, 97, 71—131, Wien 1954.
- : Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — *Jb. Geol. B. A.*, 101, 323—472, Wien 1958.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Exkursion I/2: Mittlere Hohe Tauern. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 57, 17—31, Wien 1954.

- : Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster (mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg). — Der Aufschluß, Sonderheft 15, 30—58, Heidelberg 1966.
- FRISCH, W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 287—336, Wien 1968.
- : Die Petrographie des Porphyrgnitgneises am nordöstlichen Tuxer Hauptkamm (Zentralgneis des Tauernfensters, Tirol). — N. Jb. Miner. Abh., 111, 162—183, Stuttgart 1969.
- FUCHS, G.: Zur Altersgliederung des Moldanubikums in Oberösterreich. — Verh. Geol. B. A., 96—117, Wien 1962.
- FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. — Geol. B. A., 96 S., Wien 1968.
- HAMMER, W.: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales (Tirol). — Jb. Geol. B. A., 86, 265—301, Wien 1936.
- HÖCK, V.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). — Jb. Geol. B. A., 112, 153—195, Wien 1969.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux. — Sitzungsber. Bayer. Ak. Wiss., math.-nat. Kl., 1—11, München 1967.
- JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. et al.: Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum (Weinsberger und Mauthausener Granit). — Tscherms. Mitt., 3. F., 10, 528—534, Wien 1965.
- JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Rubidium-Strontium Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). — Tscherms. Mitt., 3. F., 13, 251—272, Wien 1969.
- KARL, F.: Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal (Tirol). — Tscherms. Mitt., 3. F., 3, 198—246, Wien 1951.
- : Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. — Jb. Geol. B. A., 102, 1—192, Wien 1959.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Exkursion I/1: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, 1—15, Wien 1964.
- KLEBELSBERG, R. v.: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 92, 582—586, Berlin 1940.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — 1. Aufl., Gebr. Bornträger, Berlin 1923.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges in Tirol. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, 201—228, Wien 1962.
- KUPKA, E.: Zur Geologie der Umgebung von Mayrhofen im Zillertal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, 1—34, Wien 1956.
- LAMBERT, R. S.: Absolute Altersbestimmungen an Gneisen aus dem Tauernfenster. — Verh. Geol. B. A., 16—27, Wien 1964.
- MIGNON, K.: Zur Geologie im Raume der Oberstufe des Gerloskraftwerkes. — Österr. Zeitschr. f. Elektrizitätswirtschaft, 21, 8, 391—397, Wien 1968.
- MORTEANI, G.: Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stilluptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). — Verh. Geol. B. A., 287—314, Wien 1971.
- MUTSCHLECHNER, G.: Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen (Zillertal). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, 155—165, Wien 1956.
- PIA, J.: Neue Studien über die triadischen *Siphoneae verticillatae*. — Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ungarns u. d. Orients, 25, 25 S., Wien 1912.
- RAASE, P.: Petrographie und Geologie des oberen Zillergrundes und Sondergrundes (Zillertaler Alpen, Österreich). — Diss. Univ. Kiel, Kiel 1972.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Erster Bericht). — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 82, 257—320, Wien 1911.
- : Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Zweiter Bericht). — Jb. Geol. B. A., 70, 273—296, Wien 1920.
- SCHMIDEGG, O.: Aufnahmsberichte ... 1948—1971. — Verh. Geol. B. A. 1949, S. 82—92; 1952, S. 20 bis 22; 1953 S. 42—43; 1954, S. 76—77; 1955, S. 76; 1956, S. 83—84; 1959, S. A 84; 1962, S. A 69 bis 70; 1963, S. A 52—53; 1964, S. A 46—49; 1965, S. A 49—51; 1966, S. A 54—55; 1970, S. A 69 bis 71; 1971, S. A 77—79; 1972, S. A 69—71; Wien 1951—1972.
- SCHÖNLAUB, H. P., FRISCH, W. & FLAJS, G.: Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor (Tauernfenster, Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, Stuttgart (in Druck).
- THIELE, O.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Gmünd. — Diss. Univ. Wien, 85 S., Wien 1950.

- : Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 2, 1—21, Wien 1951.
- : Bericht 1966 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). — Verh. Geol. B. A., A 48—50, Wien 1967.
- : Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. — Verh. Geol. B. A., 230—244, Wien 1970.
- : Bericht 1972 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). — Verh. Geol. B. A., Wien 1973.
- TOLLMANN, A.: Vom Bau der Alpen. — Universum, 16, 439—445, Wien 1961.
- : Ostalpensynthese. — 256 S., Verl. Deutike, Wien 1963.

Nachtrag: Nach Abschluß des Manuskriptes erschien die Arbeit von H. MOSTLER: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). — Veröff. d. Univers. Innsbruck, 86, Festschr. Heißel, 237—266, Innsbruck 1973, die wertvolle Beiträge zur Stratigraphie des Innsbrucker Quarzphyllites bringt und überdies die unterostalpine Stellung des Quarzphyllites bekräftigt.

Geologische Übersichtskarte des Tauern-Nordrandes zwischen Krimml und Mayrhofen

nach H. Dietiker (1938), G. Frasl (1953), E. Kristian-Tollmann (1961), P. Raase (1972), O. Schmidegg (1964) und eigenen Aufnahmen, zusammengestellt von O. Thiele, 1973.

Legende

Unterstalpin:

- Richbergkogelserie
- Krimmler Trias und Äquivalente
- Innsbrucker Quarzphyllit

Deckensystem der Oberen Schieferhülle

- Bündnerschieferserie
- Karbonatische Trias
- grüne Arkosegneise und Quarzite
- graue Arkosegneise bis Glimmerschiefer
- Habach-Phyllite

Parautochthon und Schuppen der Unteren Schieferhülle

- Kasererserie
- Kalke der Kasererserie
- Serpentin der Kasererserie
- Arkosegneis bis Quarzit fraglicher Stellung
- Hochstegenkalk
- Hochstegenkalk-Basisserie
- Porphyrmaterialschiefer

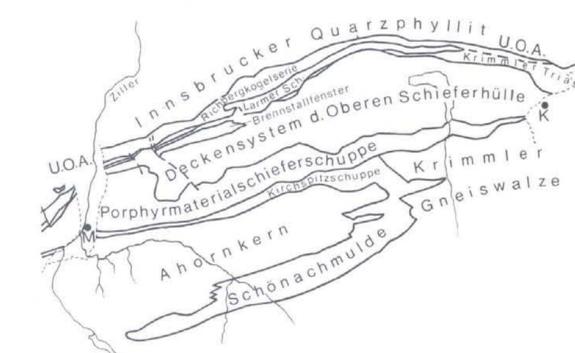
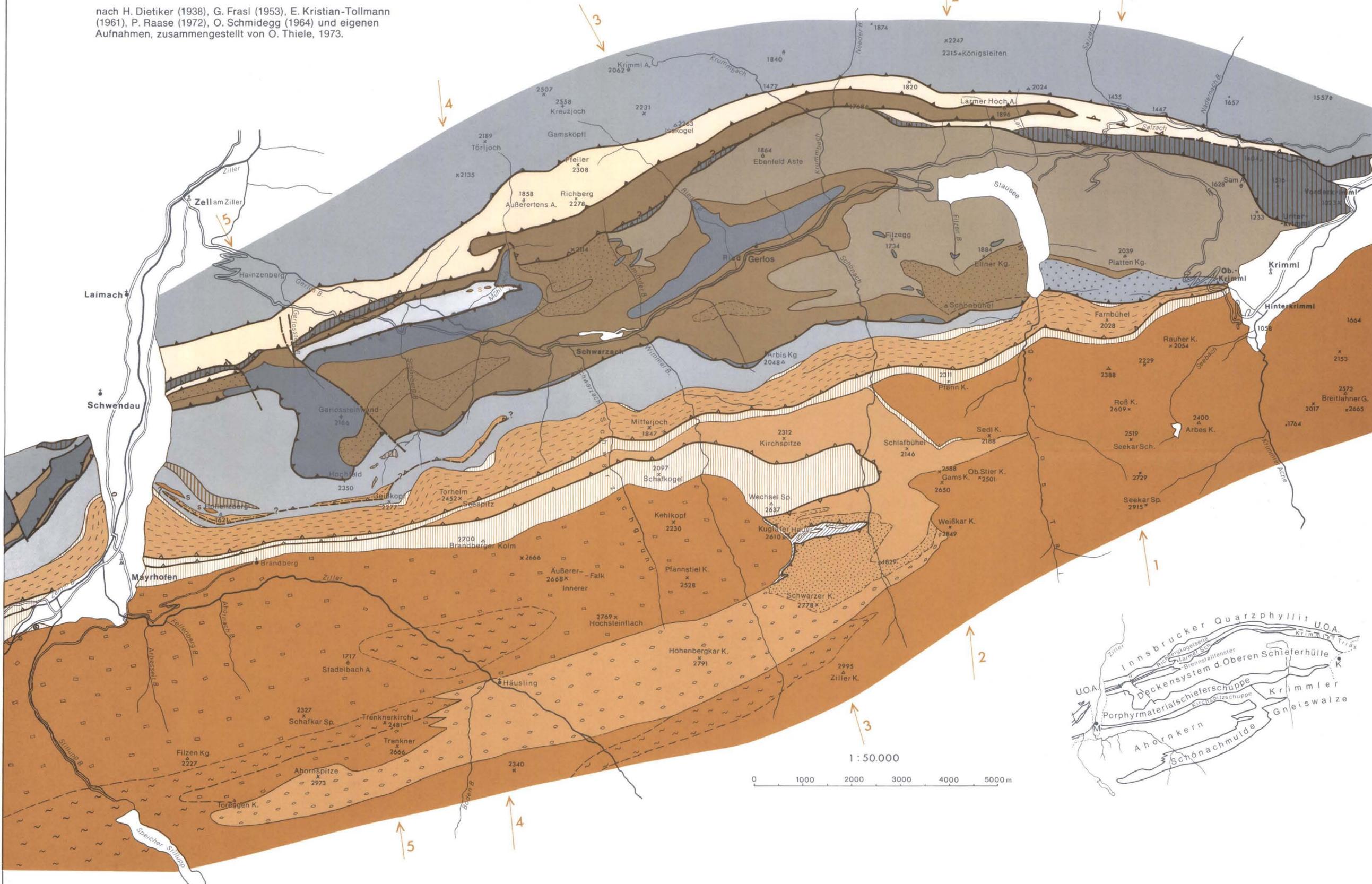
Gesteine der Schönachmulde

- überwiegend Phyllite und Phyllonite
- überwiegend Epidot-Albitgneise
- überwiegend quarzitische bis saure tuffitische Gesteine

Zentralgneise

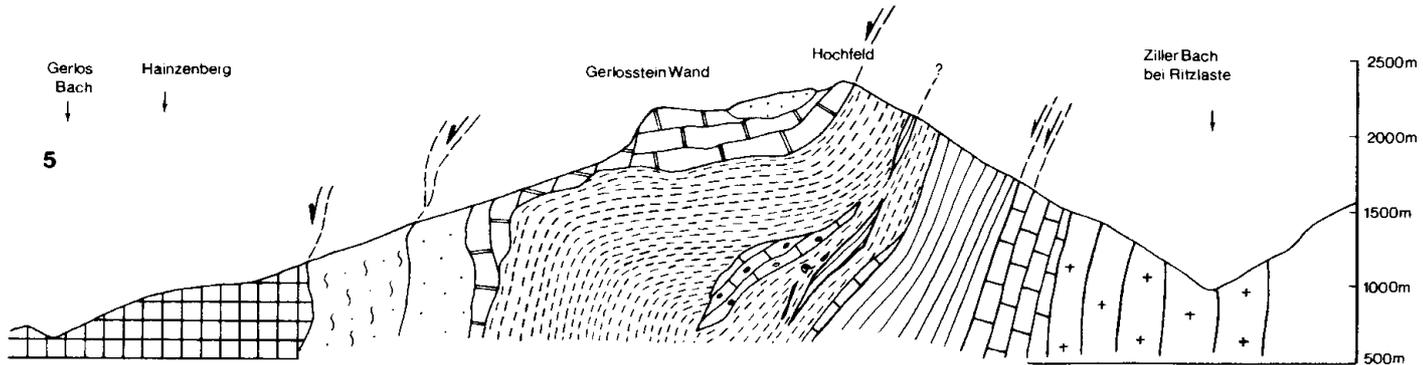
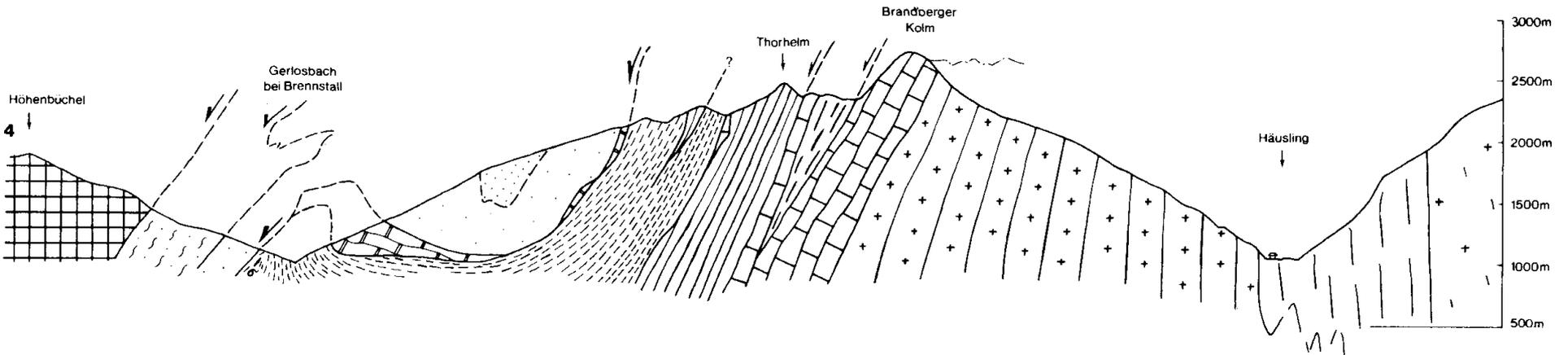
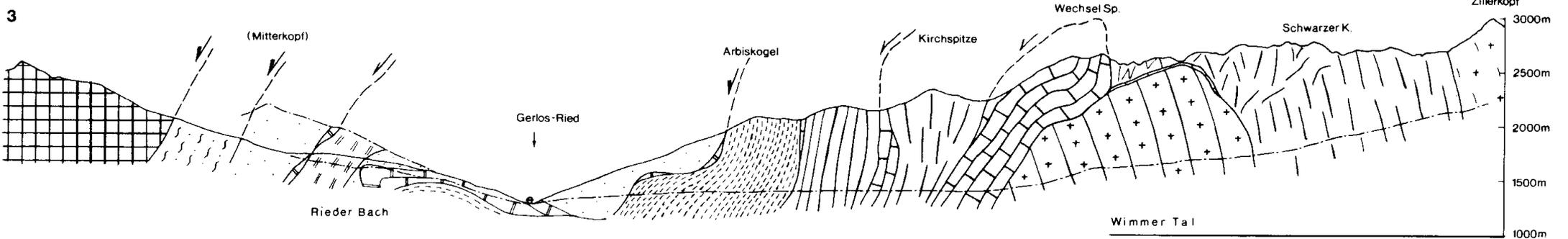
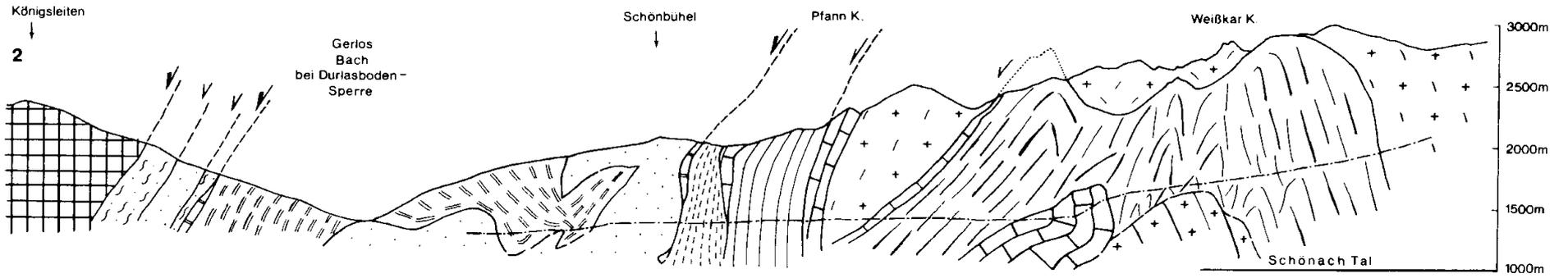
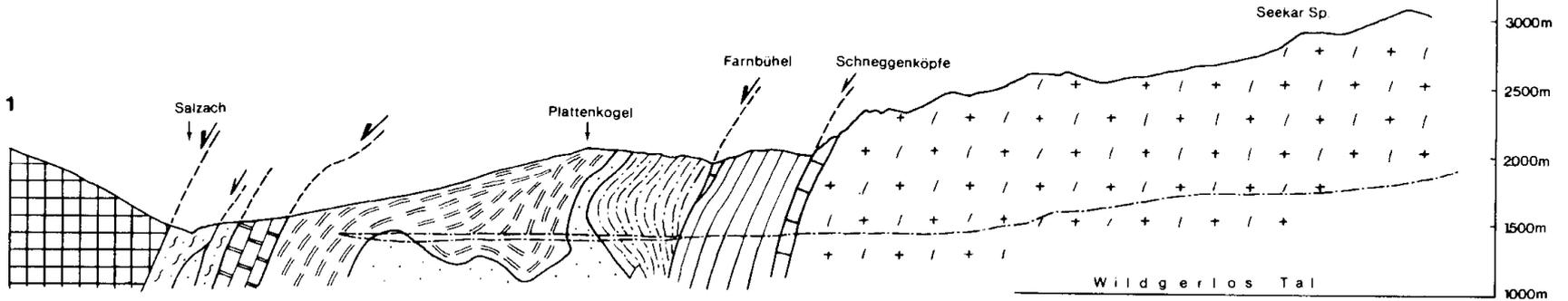
- Augen- und Fiasergneise, feinkörnige Metagranite u. tonalitische Gneise
- porphyrischer Metagranit („Porphyrgnitgneis“)
- migmatische Gneise

- Deckengrenzen I. Ordnung
- Schuppen- und Deckengrenzen II. Ordnung
- Vertikal-Störungen (Brüche)
- Fossil-Fundpunkt



N

S



Legende

Unterstalpin:

- Riechbergkogelserie
- Krimmler Trias und Äquivalente
- Innsbrucker Quarzphyllit

Deckensystem der Oberen Schieferhülle

- Bündnerschieferserie
- Karbonatische Trias
- grüne Arkosegneise und Quarzite
- graue Arkosegneise bis Glimmerschiefer
- Habach-Phyllite

Parautochthon und Schuppen der Unteren Schieferhülle

- Kasererserie
- Kalke der Kasererserie
- Serpentin
- Hochstegenkalk
- Porphyrmaterialschiefer
- Gesteine der Schönachmulde
- Augen- und Flasegneis und Zentralgneise i. A.
- porphyrischer Metagranit („Porphyrganitgneis“)
- Deckengrenzen I. Ordnung
- Schuppen- und Deckengrenzen II. Ordnung
- topographische Hilfslinien

Iranische Fusuliniden

von Franz KAHLER

mit 1 Abbildung und 2 Phototafeln

Schlüsselwörter

Iran
Permstratigraphie
Fusuliniden

Zusammenfassung

Aus dem Elburz, im Bereich der Transiranischen Bahn, werden zwei Faunen beschrieben, die in den oberen bzw. mittleren Teil der Rattendorfer Stufe (= Assel-Stufe, Unterperm) zu stellen sind.

Im Ostiran werden aus der Jamal-Formation drei Fusuliniden-Faunen beschrieben. Sie sind in die Praeparafusulina lutugini- bzw. in die Pseudofusulina vulgaris-Zone bis in den unteren Teil der Misellina-Zone einzustufen, also in die mittlere Darvas-Stufe. Die mir vorliegenden Fusuliniden-Faunen der Jamal-Formation erreichen die Untergrenze des Mittelperms nicht.

Vom Kuh-e-Shesh-Angosht (Ostiran) wird eine *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *ruttneri* n. sp. mit sehr interessanten Bauelementen beschrieben.

Abstract

Two lower Permian (Asselian; upper or middle part of the Rattendorfer Stufe) faunas are described from the Elburz area near the Transiranian railway.

Three other fusulinid faunas are described from the Jamal Formation of Eastern Iran. These faunas come from the Praeparafusulina lutugini resp. Pseudofusulina vulgaris to lower Misellina Zone (middle part of Darvas stage). There is no hint for lowermost Middle Permian age.

Pseudofusulina ruttneri n. sp. has been found in the Kuh-e-Shesh-Angosht area (Eastern Iran). The species shows very interesting structural elements.

Inhalt

	Seite
1. Einzelfunde aus dem Elburz	76
1.1. Aufsammlung Dr. Anton RUTNER: Unterperm aus dem Talartal, Bergrücken SW von Dougal, orographisch rechts von P 318 a, 1990 m, an der Transiranischen Bahn	76
1.2. Aufsammlung Dr. Hermann SCHMIDT: Unterperm südlich von Zirab an der Transiranischen Bahn	78
2. Ostiranische Fusuliniden	80
2.1. Aufsammlung Dr. Helmut FLÜGEL: Kuh-e-Saludu, Jamal-Formation im Liegenden vermutlich triassischer Dolomite, Unterperm	80
2.2. Aufsammlung Dr. Helmut FLÜGEL: Kuh-e-Bagh-e-Vang, Jamal-Formation, vermutlich aus der Bank 3 des Profils RUTNER	84
2.3. Aufsammlung Dr. Anton RUTNER (lose Fusuliniden) kombiniert mit Aufsammlung Dr. Helmut FLÜGEL aus dem Anstehenden: Kuh-e-Shesh-Angosht, Jamal-Formation, Unterperm	85

1. Einzelfunde aus dem Elburz

1.1. Aufsammlung Dr. Anton Ruttner

Unterperm aus dem Talartal, Bergrücken SW von Dougal, orographisch rechts von P 318 a, 1990 m, an der Transiranischen Bahn.

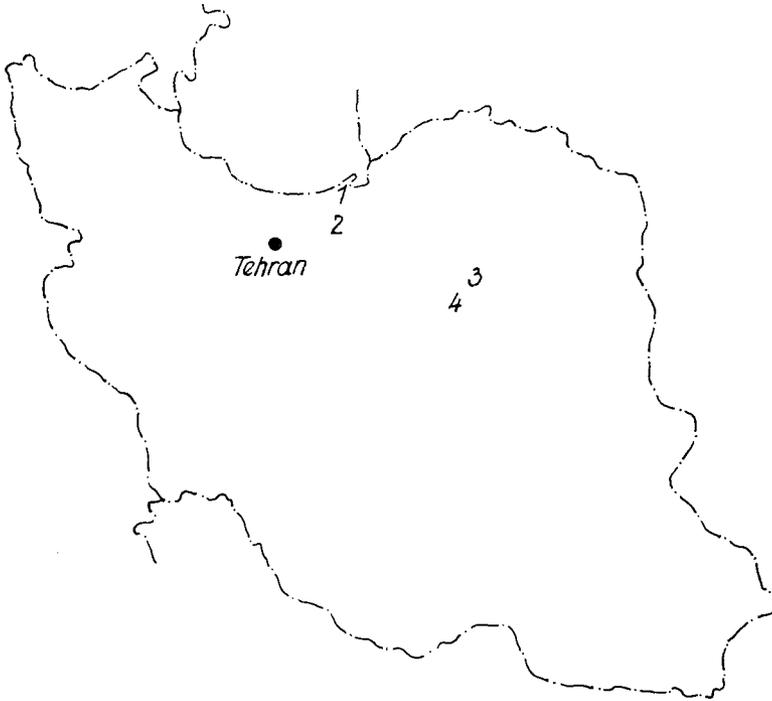


Abb. 1

- Fundort 1: Aufsammlung Dr. H. SCHMIDT südlich Zirab
 2: Aufsammlung Dr. A. RUTTNER SW Dougal
 3: Aufsammlung Dr. FLÜGEL Kuh-e-Saludu
 4: Aufsammlung Dr. FLÜGEL Kuh-e-Bagh-e-Vang und
 Aufsammlungen Dr. FLÜGEL und Dr. RUTTNER Kuh-e-Shesh-Angosht

Pseudoschwagerina (= *Schwagerina* im sowjetischen Sinne) *fusiformis elongata* BENSCH, 1962

(Taf. 1, Fig. 1)

- 1962 *Schwagerina* (im sowjetischen Sinne) *fusiformis* var. *elongata* BENSCH, S. 216—217, Taf. 12, Fig. 3—4.
 1964 *Schwagerina* (im sowjetischen Sinne) *fusiformis* var. *elongata* BENSCH — ANOSOVA et al., S. 61.
 1966 *Schwagerina* (im sowjetischen Sinne) *fusiformis elongata* BENSCH — F. & G. KAHLER, S. 724.

Eine sehr auffallende *Pseudoschwagerina*, die hochgebläht ist, aber spitze Pole besitzt. Die Schale ist 7·20 mm lang und hat einen Durchmesser von 3·47 mm. L/D daher 2·1 : 1. In den einzelnen Windungen:

179	435	998	2281 μ
102	179	410	1229

Die Zahl der Windungen 5·5, wobei 2·5 Windungen des Jugendstadiums eng gerollt sind. Die Septenfältelung ist auch innen sehr schwach. In den Polgebieten ist sie reichlich, doch laufen gegen die Mitte nur einzelne Bogen.

Septenbogen sind vom 3. Umgang an deutlich, häufig und groß. Die nur gestreifte Anfangskammer dürfte 126 μ haben. Die Wandstärke wächst ab dem 5. Umgang auffallend: 21 21 31 31 115! 147! μ . Schwache Chomata vom 1. bis 4. Umgang, dann fehlend. Dadurch ist die Mündung nur bis zum 3. Umgang gut erkennbar.

Ein schräger Sagittalschnitt gehört anscheinend zu dieser seltenen Art, die ANOSOVA et al. 1964, zu einer eigenen Gruppe stellten. Dieser Sagittalschnitt zeigt eine sehr schöne geoptale Ablagerung von Fremdsediment auf den Septen.

Pseudoschwagerina muongthensis (DEPRAT, 1915)

- 1915 „*Fusulina*“ *muongthensis* DEPRAT, S. 5—7, Taf. 2, Fig. 1—6, Textabb. 2 a—d.
 1960 *Parazellia muongthensis* (DEPRAT) — RAUSER-CERNOUSSOVA, S. 9.
 1966 *Parazellia muongthensis* (DEPRAT) — F. & G. KAHLER, S. 765—766, hier weitere 13 Zitate, dazu:
 1967 *Pseudoschwagerina* aff. *muongthensis* (DEPRAT) — KALMYKOVA, S. 201, Taf. 23, Fig. 1.

Zwei Axialschnitte gestatten die Identifizierung mit dieser Art, die von RAUSER-CERNOUSSOVA als Typusart von *Parazellia* bestimmt wurde. 1969 hat ROSOVSKAYA die neue Gattung als Synonym zu *Pseudoschwagerina* im sowjetischen Sinne betrachtet, und ich möchte ihr heute darin folgen. Die Unterschiede scheinen für eine Gattungsabtrennung nicht zu reichen.

Pseudoschwagerina muongthensis ist höher gebläht als die in derselben Probe vorkommenden *P. aequalis* und *velebitica*. Ihre Septenfältelung ist geringer als bei *P. velebitica*, aber deutlich größer als bei *P. aequalis*. Die Anfangswindungen sind etwa gleich eng. Das konstatierte Zusammenleben spricht für die Notwendigkeit des Studiums der einzelnen Formenkreise an einem so geeigneten Fundort wie jener der Probe 1150. Man sollte versuchen festzustellen, wieweit es Zwischenglieder gibt oder ob die Formenkreise doch so weit getrennt sind, daß man ihnen mit Nutzen eigene Namen gibt.

Alpinoschwagerina LEVEN, 1972

Typusart: *Alpinoschwagerina turkestanica* BENSCH, 1972.

Zu einem späteren Zeitpunkt werde ich auf die Probleme der Gliederung der Arten um *Pseudoschwagerina* zurückkommen. Hier verwende ich zunächst diese neue Gattung nur als Untergattung.

Pseudoschwagerina (Alpinoschwagerina) aequalis F. & G. KAHLER, 1937

Synonymie: Siehe S. 79.

Ein nicht ganz zentrierter Axialschnitt, zwei Schrägschnitte und ein jugendliches Stück kann man zu dieser Art stellen. Die länglich-elliptische Schalenform paßt gut, auch die Art der Septenfältelung. Bei IRu 34 dürfte die Anfangskammer sehr klein sein und damit der Mikrosphäre des Holotypus entsprechen. Bei IRu 26 ist die Anfangskammer wesentlich größer, und es ist bedauerlich, daß dieser Schliff nicht in der Achse liegt.

Pseudoschwagerina (auch im engeren sowjetischen Sinne) *velebitica* KOCHANSKY-DEVIDÉ, 1959

- 1959 *Pseudoschwagerina velebitica* KOCHANSKY-DEVIDÉ, S. 32—33 kroat., S. 55—56 dt., Taf. 6, Fig. 2—8.
 1964 *Pseudoschwagerina velebitica* KOCHANSKY-DEVIDÉ — ANOSOVA et al., S. 67.
 1966 *Pseudoschwagerina velebitica* KOCHANSKY-DEVIDÉ — F. & G. KAHLER, S. 751.

Der vorliegende Schnitt stimmt gut mit der gestreckten Form überein, die KOCHANSKY-DEVIDÉ in Taf. 6, Fig. 8 von Stanište (Velebit, Kroatien, Jugoslawien) abbildet. Leider ist bei näherem Zusehen der Schnitt doch eine Spirale, aber das Bild ist nicht allzusehr von jenem des Axialschnittes entfernt.

Die Septenfältelung ist im wesentlichen auf die Polregion beschränkt. Die Chomata sind im 3. und 4. Umgang sehr stark, die Mündung ist bis zum vorletzten Umgang gut begrenzt, im 5. Umgang ist sie noch schmal und hoch.

Die Art war bisher nur aus dem Velebit bekannt, kommt aber auch in einem Material aus dem Elburz vor, das ich von Prof. ASSERETO erhielt.

Triticites cf. contractus ellipsoidalis MIKLUCHO-MACLAY, 1949

1949 *Triticites contractus* var. *ellipsoidalis* MIKLUCHO-MACLAY, S. 67—68, Taf. 2, Fig. 8.

1959 *Darvasites ellipsoidalis* (MIKLUCHO-MACLAY) — MIKLUCHO-MACLAY, S. 17.

1966 *Triticites contractus ellipsoidalis* MIKLUCHO-MACLAY — F. & G. KAHLER, S. 480, siehe auch S. 484!

In der Probe 1150 findet sich ein Axialschnitt durch eine sehr stark korrodierte Schale. Es handelt sich beim genaueren Zusehen um eine in der Jugend gekrümmte Schale, die einseitig bis zum 4. Umgang gut getroffen ist. Danach ist auch diese Seite außerhalb der a/c-Ebene, aber weniger als auf der anderen Seite. Die Aufrollung nimmt gegen außen zu. Man kann trotz der schlechten Schlifflage mit dieser Subspezies vergleichen.

Einstufung

Für die biostratigraphische Beurteilung ziehe ich zunächst heran:

Pseudoschwagerina aequalis, aus den Grenzlandbänken der Karnischen Alpen beschrieben = mittlere Rattendorfer Stufe = Zone der *Pseudoschwagerina confinii*.

Pseudoschwagerina velebitica, in den Dinariden durch KOCHANSKY-DEVIDÉ sowohl im mittleren als auch im oberen Teil der Rattendorfer Schichten nachgewiesen.

Wegen der Anwesenheit der *Pseudoschwagerina (Parazellia) muongthensis* ist die Fauna eher in den oberen Teil der Rattendorfer Stufe zu stellen.

Sie ist durch die Faunenelemente aus Alpen und Dinariden bemerkenswert, die sich mit einer mittelasiatischen Art und einer aus Ostasien beschriebenen Art im Elburz verbinden.

1.2. Aufsammlung Prof. Dr. Hermann Schmidt

Unterperm südlich von Zirab an der Transiranischen Bahn:

Von Herrn Professor Dr. Hermann SCHMIDT, Bad Godesberg, erhielt ich Proben, die eine Präparation gestatteten. Sie wurde von Präparator ZIESER am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz durchgeführt. Herr Prof. Dr. SCHMIDT schrieb mir erläuternd:

„Der wichtigste Fundpunkt“ gegenüber Jangian „ist zu erreichen mit Fahrzeug von Zirab (an der Transiranischen Bahn, Abbau von Jura-Kohlen) durch das Tal des Delilam-Flüßchens über Lalaban (noch Kohlenabbau), weiter etwa 10 km durch Schiefer und Sandsteine (? Rhät) bis zu einem Felsriegel (= Fundschichte), der das Tal quert und mit etwa 30 m Höhe weithin sichtbar ist. Die Auflagerung von ? Rhät konnten wir nicht eindeutig klären. Störungen fehlen nicht. Etwas anderes ist das Profil der sehr tiefen Apun-Schlucht, die wir auf Pferden erreichten. Hier liegt über dem Perm mit kleinen Brachiopoden etwas wie Muschelkalk. Ähnliches zeigt das Haupttal, wo die Aufschlüsse im Perm ungünstiger sind. In diesem Tal oberhalb der großen Bahnbrücke von Vresk ist Unterkarbon mit schöner cf. Tournai-Fauna aufgeschlossen.“

Pseudoschwagerina cf. muongthensis volgensis SCHERBOVICH, 1958

- 1958 *Pseudoschwagerina muongthensis volgensis* SCHERBOVICH in RAUSER-CERNOUSSOVA & SCHERBOVICH, S. 44—45, Taf. 5, Fig. 1—2.
 1966 *Pseudoschwagerina muongthensis volgensis* SCHERBOVICH — F. & G. KAHLER, S. 754, hier zwei weitere Zitate, dazu:
 1966 *Pseudoschwagerina volgensis* SCHERBOVICH — F. & G. KAHLER, S. 758.

ANOSOVA et al., 1964, haben die Subspezies zur Art erhoben. Das vorliegende Stück ähnelt ihr recht gut. Es ist höher gewölbt. Leider ist der Schriff nicht in der Axialebene, d. h. es liegen nur die Jugendwindungen darin. Demnach wirkt sich eine Achsenverstellung ungünstig aus: das Stück sieht kürzer und stumpfpolig aus.

Länge: 5·11 mm; Durchmesser 3·86; L/D daher 1·33 : 1. Zahl der Windungen: 7. In der Aufrollung ist mein Stück sehr verschieden von jener des Holotypus, aber unter der Voraussetzung, daß zwei Umgänge meines Stückes der B-Generation den „Ahnenrest“ dokumentieren, die dem Holotypus der A-Generation fehlen, lassen sich die Umgangshöhen ganz gut einordnen:

(102)	193	295	468	928	2156	3129	3923	
Holotypus:	(283)	450	690	980	1620	2960	4210	5220 μ

Der Schönheitsfehler der Bestimmung liegt im 5. Umgang, der wesentlich breiter als beim Holotypus ist. In der reichen Auswahl ähnlicher Arten scheint mir aber doch diese Subspezies am nächsten zu stehen.

Ein Sagittalschnitt liegt prachtvoll. 3·25 Umgänge sind eng, bis 5·5 Umgänge ist die Aufrollung weiter als beim Holotypus. Sie gibt dann nach. Auch hier handelt es sich um eine Mikrosphäre:

(74)	147	241	367	661	1591	2638	3173
Holotypus	(383)	450	690	980	1620	2960	4210 μ

Wieder liegt beim Holotypus ein Umgang mehr in dem Zwischenraum von 4. und 5. Umgang meines Stückes. Danach paßt die Aufrollung gut. Diese merkwürdige Tatsache sei betont.

Pseudoschwagerina (Alpinoschwagerina) aequalis F. & G. KAHLER, 1937

- 1937 *Pseudoschwagerina aequalis* F. & G. KAHLER, S. 19—20, Taf. 1, Fig. 9—10.
 1966 *Schwagerina* (im sowjetischen Sinne) = *Pseudoschwagerina aequalis* F. & G. KAHLER, S. 723, hier weitere 9 Zitate, dazu:
 1972 *Alpinoschwagerina aequalis* (F. & G. KAHLER) — BENSE, S. 106—107, Fig. 2.

Eine hochgeblähte Schale, die Pole etwas vorgezogen. Vor einem schwachen Algenbewuchs etwas korrodiert. Länge geschätzt 4·10 mm, Durchmesser: 2·75 mm; L/D 1·5 : 1. Zahl der Windungen 5; ein enger Kern von zwei Windungen, dann recht hoch gewunden, im letzten Umgang etwas niedriger.

Das karnische Originalmaterial hat wesentlich größere Schalen: Längen: 4·83; 5·90; 6·87 mm; L/D 1·5 : 1 wie bei obigem Stück. Die Zahl der Windungen liegt hier zwischen 5 und 7·5, wobei die ersten drei Windungen bei der beschriebenen mikrosphärischen Generation enger gerollt sind.

Die Septenfältelung ist auch an den Polen gering, aber es ziehen niedrige Septenbogen bis gegen die Mündung. Septenporen ab dem 3. Umgang deutlich. Die Anfangskammer ist nicht getroffen, wahrscheinlich hat sie einen Durchmesser von 180 μ . Die Schalendicke ist beträchtlich. Sie steigt bis 115 μ . Chomata sind bis zum 3·5. Umgang deutlich. Die Mündung ist recht gut erkennbar:

x	388	304	104	x ()	31	63	178	368	x μ
	84	42	21		21	11	x	63	

Bei einem Sagittalschnitt lauten die Septenzahlen: 12?, 15, 11, 18+22, demnach etwa 80 Lebensrhythmen nach der Anfangskammer.

Jugendwindungen von *Pseudoschwagerina* sp.

Im Schliff 1 liegen zwei Axialschnitte einer *Pseudoschwagerina* sp. juv. vor. Der eine hat bei 4·5 Umgängen eine Länge von 1046 μ und einen Durchmesser von 714 μ . Er ist stark gewölbt schon von der 2. Windung an. Ab dem 2. Umgang ist auch die Mündung klar zu sehen, da die Chomata deutlich sind. Im 4. Umgang fehlen sie — vielleicht sind sie noch nicht erbaut. Die Fältelung ist sehr schwach und auf wenige Septenschnitte, die etwas gebogen sind, beschränkt. Die Wand ist relativ dick, aber unscharf und daher nicht meßbar.

Der zweite Axialschnitt hat eine Länge von 739 μ , einen Durchmesser von 467 μ . Die Zahl der Umgänge 3·5. Bei ihm ist die Anfangskammer gut getroffen: 116 μ . Auch hier ist die schwache Fältelung auf die Pole beschränkt; die Mündung ist durch Chomata gut begrenzt, daher sehr schön zu sehen. Sie ändert ihre Lage im letzten Umgang, ebenso wie beim vorher beschriebenen Stück.

Es ist bemerkenswert, daß die Tiere am Ende des Jugendstadiums und am Beginn der hohen Aufrollung starben, also im Zeitpunkt völliger Umkonstruktion der Schale und damit völlig geänderter Lebensfunktionen.

Triticites sp.

Ein gut zentrierter Sagittalschnitt, zu dem kein Axialschnitt vorhanden ist. Ein sehr engerolltes Jugendstadium, dann recht lockere Aufrollung. Starke Wand, Septenfurchen recht kräftig. Von der vorletzten Kammer aus gemessen: Durchmesser 1·071 mm, quer dazu 0·966 mm. Aufrollung (115) 209 313 491 774 1073 μ . Die Wand erreicht im 5. Umgang 74 μ . Die Zahl der Septen: 10 14 15 16 22 = 78 Lebensrhythmen nach der Anfangskammer. Sie sind dick, nach vorn geneigt und abgestumpft. Außen ist die Mündung etwa 1/3 der Kammerhöhe groß. Eine Artbestimmung ist nicht möglich.

Einstufung

Pseudoschwagerina aequalis ist aus den Grenzlandbänken der Karnischen Alpen beschrieben worden. *Pseudoschwagerina muongthensis volgensis* stammt aus dem mittleren Teil des Schwagerinen-Horizontes, demnach aus der Mitte der Assel-Stufe.

Man kann die Grenzlandbänke (Zone der *Pseudoschwagerina confinii*) der Schwagerina (im sowjetischen Sinne) *moelleri* + *Pseudofusulina fecunda*-Zone der Asselstufe gleichstellen, wobei ich annehme, daß die Assel-Stufe ungefähr der Rattendorfer Stufe entspricht.

Es handelt sich demnach um ein tiefes Unterperm, wenn man die Schichten mit *Pseudoschwagerina* als Perm betrachtet.

2. Ostiranische Fusuliniden

2.1. Kuh-e-Saludu

Nach H. FLÜGEL folgen auf Sadar II-Schichten, vermutlich mit Störungskontakt, etwa 60 m Jamal-Schichten, über denen triassische? Dolomite liegen. Mir stand eine Probe 66 HF 82 D, in a und b gegliedert, zur Verfügung, die anscheinend dieselbe Fauna zeigen.

Praeparafusulina lutugini (SCHELLWIEN, 1908)

(Taf. 1, Fig. 5)

1908 „*Fusulina*“ *lutugini* SCHELLWIEN, S. 177—178, Taf. 17, Fig. 2, 3, 7, 8, 12—14.

1966 *Praeparafusulina lutugini* (SCHELLWIEN) — F. & G. KÄHLER, S. 677—678, mit bedeutender Synonymie.

1974 *Praeparafusulina lutugini* (SCHELLWIEN) — F. KÄHLER, S. 23—24, Taf. 2, Fig. 5—7

Die sehr oft zitierte, aber selten voll beschriebene Art habe ich 1974 genauer beschrieben. Hier gebe ich nur einige Werte:

	IF 8	IF 10	IF 12
Länge	8·63	11·35	10·41 mm
Durchmesser	2·14	2·40	2·28 mm
L/D	4·1	4·7	4·6
Windungszahl	6	6	5·5
Aufrollung	328	424	381 μ
	529	689	710
	837	1018	1081
	1240	1379	1494
	1717	1835	2024
Anfangskammer	> 1961	2375	2257
	212	244	233 μ

LEVEN hat 1967 eine *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *kalmykovae* beschrieben, die in manchem unseren Stücken sehr ähnlich ist. Diese Art ist aber 40—100% größer und erreicht 20 mm Länge bei 6 Umgängen und hat recht große Anfangskammern. Diese Art ist der Misellina-Zone eigen und steht daher stratigraphisch höher. LEVEN stellt sie zu *Pseudofusulina* im sowjetischen Sinne. Es wäre sehr interessant, wenn sich diese Art als eine Fortentwicklung von *P. lutugini* herausstellen sollte. Nach der Art der Septenfältelung möchte ich auch bei *Ps. kalmykovae* den Beginn von cuniculi annehmen. Nur dann ist eine Fortentwicklung möglich, weil *P. lutugini* bereits cuniculi hat.

Pseudoschwagerina (*Occidentoschwagerina*) *fusulinoides* (SCHELLWIEN, 1898)

(Taf. 1, Fig. 4)

1898 *Schwagerina fusulinoides* SCHELLWIEN, S. 259—260, Taf. 21, Fig. 1, 1 a 2—4, 8.

1966 *Occidentoschwagerina fusulinoides* (SCHELLWIEN) — F. & G. KAHLER, S. 761—762. Hier Erörterung und lange Synonymie-Liste.

Wir haben 1966 Bedenken geäußert, ob die Gattung *Occidentoschwagerina* gerechtfertigt ist, weil die Typusart nicht gut definiert ist. An anderer Stelle will ich darauf zurückkommen.

Mir steht ein nicht ganz einwandfreier Axialschnitt zur Verfügung, der gut erhalten ist. Nur die Mitte des letzten Umganges, der deutlich von den Polen her gebaut wurde, ist zusammengebrochen und zerstört.

Länge 9·94 mm, Durchmesser 4·28 mm, daher L/D 2·3 : 1; 5 Windungen. Die Aufrollung ist im 1. Umgang eng. Dieser ist fast kugelig. Dann ist die Aufrollung locker. Schon im 4. Umgang beginnt die Kammerhöhe wieder abzusinken. Die Durchmesser der einzelnen Windungen: (307) 530 1114 2208 3417 4355 μ .

Die Anfangskammer sieht klein aus, hat aber 307 μ Durchmesser. Die Wand der Umgänge ist innen sehr dünn, erreicht aber im 5. Umgang doch 95 μ ; sie hat Dachblatt und anscheinend einen Einfeilerbau. Ab dem 3. Umgang sind es sicher Pseudochomata, die die Mündung begrenzen. Sie sind klein. Im Mündungsgebiet des 2. Umganges hat die Mündung über dem Dachblatt einen Bodenbelag.

Das Stück paßt gut zur photographischen Wiedergabe des Lectotypus, die STAFF 1909, geboten hat. Sie ist seitenverkehrt zur Originalabbildung, was man beachten muß.

Der stratigraphische Horizont des Lectotypus ist unbekannt. Er wurde in rotem Kalkgeröll der Uggowitzer Breccie (Anis) gefunden. Rote Kalke gibt es ab dem Oberen Pseudoschwagerinenkalk in den Karnischen Alpen.

Mit einiger Vorsicht gehört zur gleichen Art ein Sagittalschnitt, der leider die ersten beiden engen Umgänge schlecht trifft. Er hat gewisse Ähnlichkeiten mit dem Schliff SCHELLWIENS, den STAFF, 1909, ebenfalls photographisch abbildete.

Pseudoschwagerina (Occidentoschwagerina) postgallowayi sarykolensis LEVEN, 1967
1967 *Occidentoschwagerina galloway sarykolensis* LEVEN, S. 143—144, Taf. 9, Fig. 2, 4.

Die Art ist von CHEN, 1934, als *Pseudofusulina* beschrieben worden. KOCHANSKY-DEVIDÉ & MILANOVIĆ, 1962, stellten sie ebenfalls zu dieser Gattung; BENSCH, 1962, zu *Daixina* (S. 212 bei der Beschreibung der *postgallowayi*; 1967, versetzt sie LEVEN zu *Occidentoschwagerina* (er schreibt irrtümlich und konsequent den Artnamen als *galloway*). Diese Zuteilung kann richtig sein, doch sollte die Grenzfläche gegen die *Pseudofusulina vulgaris*-Gruppe bestimmt werden. Für die Subspezies scheint mir die Zuteilung richtig zu sein.

Die Subspezies hat eine Septenfältelung auffälliger Art und anscheinend keine Phrenothek. Wenn dies konsequent zutrifft, kann man sie mit Sicherheit von der *vulgaris*-Gruppe trennen.

Leider ist der vorliegende einzige Schnitt schräg und unvollständig. Ich glaube aber, daß die Bestimmung richtig ist, auch wenn ich keine Maßangaben liefern kann.

Die Subspezies ist aus der Kubergand-Schichtgruppe der Kubergand-Unterstufe im Südost-Pamir beschrieben worden.

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne)
Pseudofusulina im Sinne THOMPSON, 1948, bzw. SKINNER & WILDE, 1966
Schwagerina im Sinne DUNBAR & SKINNER, 1936

Ich verweise auf unsere (F. & G. KAHLER, 1966) Erörterungen im Fossilium Catalogus: S. 539 (*Schwagerina* sensu DUNBAR & SKINNER, 1936, abgekürzt zur Verdeutlichung: (im amerikanischen Sinne), S. 572—574 (*Pseudofusulina*), S. 577—578 (*Pseudofusulina* im sowjetischen Sinne), S. 633—634 *Pseudofusulina* DUNBAR & SKINNER, 1931, sensu THOMPSON, 1948. Ich habe hinzuzufügen, daß SKINNER & WILDE, 1966, die Gattung *Rugosofusulina* RAUSER, 1937, zu dieser *Pseudofusulina* einziehen. Das ist für den eurasiatischen Kontinent nicht zweckmäßig, wie ich an anderer Stelle zeigen will. In dieser Arbeit verwendete ich *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) erweitert um *Schwagerina* (im amerikanischen Sinne) — ohne *Rugosofusulina* —, halte aber *Schwagerina* (im amerikanischen Sinne) für Arten aufrecht, die in dieser Gattung errichtet wurden. Auf diese Weise ist der Überblick auf dem euroasiatischen Kontinent erleichtert.

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) *tsharymdaraensis* KALMYKOVA, 1968
1967 *Pseudofusulina tsharymdaraensis* KALMYKOVA, S. 177, Taf. 7, Fig. 8 (ohne Beschreibung, daher noch nomen nudum).
1968 *Pseudofusulina tsharymdaraensis* KALMYKOVA — KALMYKOVA, S. 129, Taf. 32, Fig. 3.

Eine sehr eigenartige Form! Sie hat eine sehr kleine Anfangskammer, die in meinen vier Schliffen nicht getroffen wurde. Die ersten Umgänge sind sehr eng gerollt — das entspricht der Vorstellung von einer mikrosphärischen Generation.

Dann wird die Aufrollung beträchtlich; das charakteristische ist die relativ dichte Füllung mit Falten, wobei im äußeren Umgang hohe schmale Falten auf niedrigen Bogen stehen; nicht alle, aber eine beträchtliche Anzahl; dadurch fallen sie auf. Sie neigen sich dabei gegen die Mitte der Windung; das sieht man beim Holotypus — übrigens die einzige Abbildung der Art und man sieht dasselbe sehr schön beim Schliff IF 4 b; dazu ist allerdings anscheinend eine ganz bestimmte Schlißlage zu den Septenfalten notwendig. Im Anschnitt IF 42 b sieht man wohl das Aufsitzen auf den kleineren älteren Bogen, aber die jüngeren Bogen spannen sich über den Raum zwischen zwei älteren Bogen. Das ist ja ein normales Bild. Der Schrägschnitt zeigt hiebei eine so unruhige Fältelung, daß ich zunächst an eine andere Art dachte.

Die Schale ist spitz spindelförmig. In IF 4 ist sie 5.22 mm lang, hat 1.52 mm Durchmesser, sodaß das Achsenverhältnis 3.4 : 1 beträgt. Die Umgangshöhen: 318 265 159 (276) 106 159 233 μ . Die Wandstärke steigt: (x+..) 42 42 53 63 μ .

Die angetroffenen Schalen waren wohl nicht ausgewachsen. Beim Schliff IF 2 b ist die Schale 4.28 mm lang, hat einen Durchmesser von 1.39 mm und damit ein Achsenverhältnis von 3 : 1. Das Tier ist eindeutig im vollen Wachstum gestorben.

Der Sagittalschnitt IF 4 a zeigt ein älteres Tier. Hier kann man folgende Windungshöhen messen:

im Radius vector	als Durchmesser
63 μ	264
95	476
159	815
244	1303
318	1960 μ

Die Septenfurchen sind teilweise deutlich. Sie wurden nicht ausgeglichen. Die Anfangskammer ist etwas schräg getroffen, Durchmesser 138/159 μ . Der erste Umgang hat eine kleine, aber sehr deutliche Abweichung. Chomata sind im 3. Umgang noch vorhanden, sodaß die Mündung teilweise gut begrenzt wird.

Die Art wurde in Darvas im Bereich der *Pseudofusulina krafftii* und *vulgaris* gefunden.

Einstufung

In den Proben 82 D/a und b fanden sich:

Praeparafusulina lutugini (SCHELLWIEN, 1908)

Occidentoschwagerina fusulinoides (SCHELLWIEN, 1898)

Occidentoschwagerina postgallowayi sarykolensis LEVEN, 1967

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) *tscharymdaraensis* KALMYKOVA, 1967.

In der Standard-Zonengliederung entspricht *Praeparafusulina lutugini* dem oberen Teil der *Pseudofusulina vulgaris*-Zone.

Occidentoschwagerina fusulinoides ist in den Karnischen Alpen unklar. Ich habe sie bisher noch nicht aus anstehendem Trogkofelkalk erhalten. SCHELLWIEN, 1898, fand sie in einem roten Kalkgeröll, das im anisischen Muschelkalk (Uggowitzter Brekzie) eingeschlossen war.

Pseudofusulina tscharymdaraensis wird von KALMYKOVA aus der 2. Zone mit *Parafusulina*, *Robustoschwagerina*, *Pseudofusulina krafftii* und *Ps. vulgaris* beschrieben.

Hier deutet sich an, daß in Darvas über den ostiranischen Fundort die Verbindung der uralischen mit der mittelasiatischen Zonengliederung gelingen könnte!

Immerhin kann man sagen: Kuh-e-Saludu gehört in die *vulgaris*-Zone = unterer Teil der Darvas-Stufe = unterer Teil des Artinsk = oberer Teil der Trogkofelstufe. Damit ist die Jamal-Formation dieses Fundortes eingestuft. Leider liegen keine Korallen vor.

Nicht dazu paßt *Occidentoschwagerina postgallowayi sarykolensis* LEVEN, 1967, die er aus dem Kubergand angibt. Das entspricht der *Cancellina*-Zone und daher dem obersten Abschnitt der Darvas-Stufe. LEVEN, 1967, hat im Pamir seine *Occidentoschwagerina*-Arten: *gallowayi*, *pamirica*, sp. A., sp. B, aus der Schichtfolge vom Sulum-Art angegeben, nur die obige Varietät aus der Kubergand-Schichtfolge und dem unteren Teil der gleichnamigen Unterstufe. Das bedeutet aber, daß eine *Occidentoschwagerina* noch die *Cancellina*-Zone erreicht! Für die Einstufung der Probe aus dem Kuh-e-Saludu möchte ich diese Varietät noch nicht verwenden.

Südwestlich von Shirgesht

Südwestlich von Shirgesht haben A. RUTTNER und Mitarbeiter Profile in der Jamal-Formation aufgenommen, wobei auf der Westseite des Kuh-e-Bagh-e-Vang und am Nordwestfuß des Kuh-e-Sesh-Angosht auch die Basis aufgeschlossen ist: grünlichgraue, siltige Schiefer und Sandsteine, oder feinsandige Siltsteine bilden die obersten Lagen der Sardar-Formation.

H. FLÜGEL hat in beiden Profilen gesammelt und insbesondere aus dem zweiten Profil horizontierte Proben für die Untersuchung der Fusuliniden-Fauna mitgebracht, die A. RUTTNER ausgewittert am Fuße des Profils gefunden hatte.

Über die Schichtfolge in der Jamal-Formation dieses Gebietes orientieren A. RUTTNER, M. H. NABAVI & J. HAJIAN, 1968, S. 66—71 sowie H. W. FLÜGEL, S. 50—54.

2.2. Kuh-e-Bagh-e-Vang

Jamal-Formation, Aufsammlung H. FLÜGEL, 1966.

Die Aufsammlung dürfte in Schichte 3 des Profils bei RUTTNER, 1968, S. 69, erfolgt sein. Diese Schichte brachte eine sehr reiche Korallenfauna, die durchwegs aus Arten der unteren Jamal-Formation (eine „*Cyathoxonia*“-Fauna) besteht (H. W. FLÜGEL, 1972).

O. WALLISER fand eine Reihe von Ammonoideen, die er vorläufig in das Sakmar einstuft.

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) cf. *norikurensis kraftiformis* LEVEN, 1967

(Taf. 1, Fig. 7)

1967 *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *norikurensis kraftiformis* LEVEN, S. 148, Taf. 11, Fig. 2.

Die Subspezies ist auf zwei Axialschnitte begründet. Ihr Gesamtumfang ist daher noch nicht bekannt.

Ein Axialschnitt ähnelt dieser Subspezies sehr, doch sind einige Unterschiede zu bemerken:

	Schliff IF 26	LEVEN 1967
Umgänge	9	7 —7.5
Länge	9.3 mm	13 —14 mm
Durchmesser	4.62 mm	5 —5.5 mm
L/D	2 : 1	2.3—2.8 : 1
Anfangskammer	357/383 μ	

Das vorliegende Stück ist demnach wesentlich gedrungener als die Abbildung des Holotypus. Es kann aber sein, daß bei meinem Schliff die Pole stärker vorgezogen waren, so wie dies LEVENS Taf. 11, Fig. 2 zeigt.

In der Medianregion ist die Septenfreiheit größer als beim Holotypus. Die Art der Septenfältelung ist aber vergleichbar, ebenso Form und Größe des biologischen Sedimentes. Hingegen scheint die Wandstärke der inneren Windungen bei meinem Stück geringer zu sein.

Diese Subspezies wird von KALMYKOVA, 1967, zur Formengruppe *Ps. norikurensis* und zur Art *krafti* gezogen.

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) *norikurensis kraftiformis* LEVEN, 1967, juv. 1967 *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *norikurensis kraftiformis* LEVEN, S. 148, Taf. 11, Fig. 2.

Der Axialschnitt hat nur 5.75 Umgänge, ist 8.07 mm lang, hat einen Durchmesser von 3.56 mm, sodaß sich das L/D-Verhältnis auf 2.3 : 1 stellt. Die Anfangskammer hat einen Durchmesser von 329 μ .

Windungshöhen: (329) 699 1176 1784 2331 2977 3401 μ

Schalendicke: 53 53 63 106 170 137 μ , also außen sehr kräftig.

Ich fasse das vorliegende Exemplar als nicht voll erwachsen auf. Es paßt zu dieser Subspezies recht gut. *Pseudofusulina krafftii*, die sonst gut passen würde, ist doch recht wesentlich langgestreckter.

Parafusulina vulgarisiformis MORIKAWA, 1952, sensu LEVEN, 1967

Die Beschreibung des Schlifses IF 27 erfolgt gleichzeitig mit jenem des Fundortes Kuh-e-Shesh-Angosht.

Parafusulina tchussovensis (RAUSER, 1935)

Ein schönes Exemplar dieser Art, bei der mir die eine flache Seite immer wieder Rätsel über die Lebensweise aufgibt. Es sei auf die Beschreibung im Profil Kuh-e-Shesh-Angosht hingewiesen.

Einstufung

Es fanden sich folgende Arten:

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) *norikurensis krafftiformis* (juv. und cf.) LEVEN, 1967. Die Art stammt aus der Sulum-Art-Schichtfolge des nördlichen Pamirs und zwar aus deren unterem Teil, LEVEN, S. 57 (aus Riffkalken).

Parafusulina vulgarisiformis MORIKAWA, 1952, sensu LEVEN, 1967. Die Art ist aus der Misellina-Zone bekannt.

Parafusulina tchussovensis ist aus der Praeparafusulina lutugini-Zone in den Vorbergen des Urals beschrieben worden.

Man kann damit sagen, daß der Fundort Kuh-e-Bagh-e-Vang in den Bereich um die Untergrenze der Misellina-Zone zu stellen ist. Die gefundenen Fusuliniden genügen für einen entscheidenden Vergleich mit der Orthostratigraphie der Ammonoideen noch nicht. Es wäre ein größeres Material notwendig.

2.3. Kuh-e-Shesh-Angosht

Lose am Fuße eines Hanges gefundene Fusuliniden, gesammelt 1965 von Dr. A. RUTTNER.

Eine Anzahl von Gesteinsproben, aus dem Anstehenden gesammelt von H. FLÜGEL, 1966, und in seinem Profil 1972 verzeichnet.

Pamirina darvasica LEVEN, 1970

1970 *Pamirina darvasica* LEVEN, S. 23—24, Taf. 1, Fig. 1—12, 23, 24.

Ein sichtlich megalosphärisches Stück stelle ich zu dieser Gattung, die aus den oberen Safet-Daron-Schichten des Artinsk von Darvas beschrieben wurde und die ich auch aus den Ostalpen kenne (Goggau bei Tarvis: Kalke von Goggau; höchste erhaltene Kalke der Trogkofel-Stufe).

Die Schale ist rund und sehr klein. Der letzte Umgang ist um 90° gedreht; die ersten 1·5 Windungen haben Spitzbogen von geringer Schärfe; sie sind primitiv und als „Ahnrest“ aufzufassen. Länge: 0·556 mm; Durchmesser: 0·567 mm; Zahl der Windungen 4·5. Die Aufrollung ist relativ hoch (74) 158 242 347 473 568 µ. Die Anfangskammer ist etwas höher als breit: 74/63 µ. In der Wand läßt sich außen ein Dachblatt und eine hellere Schichte darunter erkennen. Schwere Chomata begrenzen die Mündung.

Infolge der Drehung des Gehäuses im letzten Umgang ist die Bestimmung zwar nicht ganz einwandfrei; sie ist aber, mit diesem geringen Vorbehalt, für diese bisher einzige Art der Gattung als gesichert zu betrachten.

Paratriticites jesenicensis KOCHANSKY-DEVIDÉ, 1969

- 1969 *Paratriticites jesenicensis* KOCHANSKY-DEVIDÉ, S. 298, Textabb. 1.
 1970 *Paratriticites jesenicensis* KOCHANSKY-DEVIDÉ — KOCHANSKY-DEVIDÉ, S. 197—199 slowen., S. 233—234 dt., Taf. 6, Fig. 1—7; Taf. 8, Fig. 1—3.
 1973 *Paratriticites jesenicensis* KOCHANSKY-DEVIDÉ — F. KAHLER, S. 149—150, Taf. 14, Fig. 10.

Leicht gebläht, lang, spitz ausgezogen, leicht gebogen; linke Seite daher im Schriff verkürzt. Geschätzte Länge 8.4 mm, Durchmesser 2.49 mm; L/D daher 3.4 : 1. Zahl der Windungen: 6. Aufrollung zuerst eng, dann recht locker: (179) 281 486 768 1234 1746 2437 μ .

Fältelung schlecht geordnet, gegen die Mitte absinkend, Septenporen im letzten Umgang am Pol recht schlecht erkennbar. Anfangskammer mäßig gut getroffen, klein: 147/189 μ . Wandstärke (21 ?), dann 16 21 32 53 74 95 μ , also recht kräftig werdend. Phrenothek im letzten Umgang. Chomata im 1. und 2. Umgang. Mündung vorhanden, aber schlecht kenntlich, am besten im 5. Umgang unten. Große freie Räume in der Medianregion, besonders im letzten Umgang. Kein biologisches Sediment.

Der Schriff enthält Schrägschnitte, die für *Boultonia* sprechen. Den Beweis der Cuniculi kann ich nicht führen, doch ist der vorliegende Axialschnitt außerordentlich einem Axialschnitt aus den Westkarawanken gleich: KOCHANSKY-DEVIDÉ, 1970, Taf. 6, Fig. 3.

Eine gewisse Ähnlichkeit führt in den Bereich von *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *ischimbajevi* KORZHENEVSKY, 1940, in Taf. 2, Fig. 4, doch ist hier die Fältelung wesentlich dichter und auch — in Richtung auf *Parafusulina*! — mit Reiterbildung geordneter.

Paratriticites jesenicensis ist bisher nur im kleinen Raum der Ostalpen bekannt, gehört dort zu den höchsten erhaltenen Fusuliniden-Faunen der Trogkofelstufe (Kalke von Goggau und Tressdorf).

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) *bactriana* DUTKEVICH, 1934

- 1934 *Pseudofusulina bactriana* DUTKEVICH, S. 76.
 1966 *Pseudofusulina bactriana* DUTKEVICH — F. & G. KAHLER, S. 584. Dazu
 1967 *Pseudofusulina bactriana* DUTKEVICH — KALMYKOVA, S. 185—186, Taf. 11, Fig. 3—5.

Der Vergleich der Maßangaben von KALMYKOVA, 1967, die allein mir zur Verfügung stehen, mit meinem Schriff:

Länge:	6.94 mm	6.6—7 mm bei KALMYKOVA
Durchmesser:	3.14	3.22—3.28
L/D daher:	2.2 : 1	2.0 : 1
Anfangskammer:	307/357 μ	140—220 μ
Durchmesser in den einzelnen Windungen:		
Mein Schriff:	(307) 563 870 1382 1920 2687 x μ	
KALMYKOVA:	0.52—42; 0.53—90; 1.09—1.51; 1.76—2.07; 2.49—2.76 mm	

Die Zahlen passen recht gut, mit Ausnahme der Anfangskammer, die wesentlich größer ist. Ich betrachte aber die Größe der Anfangskammer nicht als entscheidendes Artmerkmal.

Die Septenfältelung ist recht regelmäßig; niedrige einzelne Bogen, nur im Polgebiet auch reitende Bogen. Die Wandstärke ist beträchtlich: sie steigt von 31 bis zu 178 μ . Phrenotheken sind im vorletzten Umgang vorhanden. Nur an der Anfangskammer scheinen Chomata zu sein; dann sind es Pseudochomata. Die Mündung ist recht gut definiert, fällt aber nicht auf.

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) *khabakovi* LEVEN, 1967

- 1967 *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *khabakovi* LEVEN, S. 148—149, Taf. 11, Fig. 3—4.

Eine recht charakteristische Art: in der Mitte zylindrisch, dann mit breiten Bogen zu relativ spitzen Polen absinkend. Nicht sehr großes, aber deutliches biologisches Sediment.

Die vorliegende Schale ist vor der Einbettung stark korrodiert worden. Rotbraunes Fremdmaterial dringt bis zum 4. Umgang vor. Die Wände sind gelblich, die Septen grau, das Dachblatt tritt stark hervor. Die Differenzierung der Baustoffe durch die Färbung ist bemerkenswert!

	Mein Exemplar:	LEVEN 1967
Länge rekonstruiert:	8·5 mm	7·5—10 mm
Durchmesser:	3·21 mm	3·5—4·3 mm
L/D daher:	2·7 : 1	2·0—2·3 : 1!
Aufrollung:		
mein Stück:	(294) 514 787 1207 1660 2132 2677 2931 μ	
LEVEN:	0·5 0·9 1·3 1·8 2·3 2·9 3·6 mm	
Zahl der Windungen:	7·5	7—8
Anfangskammer:		
groß	294/347 μ	250—400 μ
deren Wandstärke:	31 μ	

Die Septenfältelung ist an den Polen dicht, gegen die Mitte absinkend, teilweise verschwindend. Keine Phrenothek! Die Schalendicke nimmt nach außen wieder ab: (31) 21 31 74 95 74 74 μ . Die Mündung ist kaum erkennbar.

Die Differenz gegenüber den Angaben LEVENS liegt hauptsächlich im Achsenverhältnis. Sie ist wahrscheinlich durch die Rekonstruktion verursacht, die ich vornehmen muß. Dadurch wird ein schlankeres Exemplar erzeugt. Nimmt man nämlich die halbe Länge des gut erhaltenen Teiles und einen Radius, dann gelangt man auch zu einem Achsenverhältnis 2·3 : 1.

Pseudofusulina khabakovi wird aus der Misellina-Zone des nördlichen Pamirs vom Flusse Sulum-Art angegeben.

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) *krotowi* (SCHELLWIEN, 1908)

(Taf. 1, Fig. 2)

1908 „*Fusulina*“ *krotowi* SCHELLWIEN (& STAFF), S. 190—192, Taf. 20, Fig. 1—7, 10.

1966 *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *krotowi* (SCHELLWIEN) — F. & G. KAHLER, S. 599—600, hier weitere 10 Zitate.

Die Art ist von SCHELLWIEN in zwei Typen dargestellt worden:

- a) eine hochgewölbte Form, Taf. 20, Fig. 1, „KROTOWS *Fusulina verneuili*“. Man sieht deutlich, daß es sich um eine hochgewölbte Form mit vorgezogenen Polen handelt, wobei die Flanken konkav sein können,
- b) eine länglich rundliche Form, Taf. 20, Fig. 5 „KROTOWS *Fusulina montipara*“ von gebläht linsenförmiger Gestalt.

Bei der Type a) ist deutlich biologisches Sediment, wenn auch nur in Spuren, im Umkreis der Mündungen eingelagert. Betrachtet man die Bestimmungen der nachfolgenden Autoren, so identifizieren ihre Stücke mit der Type a): OZAWA, 1925; MORIKAWA, 1955; TORIYAMA, 1958; MORIKAWA & ISOMI, 1961; ROSS & DUNBAR, 1962; mit der Type b): HUZIMOTO, 1936; RAUSER, 1938, 1940; SAURIN, 1950; KANMERA, 1958; TORIYAMA, 1958 (die kleinere Form); GROZDILOVA & LEBEDEVA, 1960; KAWANO, 1961; ROSS & DUNBAR, 1962; ISHIZAKI, 1962; GROZDILOVA, 1966.

Es scheint also, daß der Typus b) häufiger anzutreffen ist. 1936 hatten DUNBAR & SKINNER vorgeschlagen, die Art als Synonym von *Schwagerina princeps* em. DUNBAR & SKINNER, 1936, zu betrachten. Dieser Vorschlag blieb unbeachtet und 1962 haben ROSS & DUNBAR den Namen *Schwagerina krotowi* wieder verwendet.

Die Formengruppe ist recht variabel. Es gibt Formen, die länglicher sind mit vorgezogenen Polen: *krotowi caudata* RAUSER, 1940; Formen, bei denen dies unvollkommen ist: *krotowi elata* ISHIZAKI, 1962; elliptische Formen: *krotowi elliptica* VOLOSHANINA, 1962 [sehr schwer von der b) Gruppe zu unterscheiden]; länglich-cylindrische Formen: *krotowi nakaoensis* HUZIMOTO, 1936, die MORIKAWA, 1955, als selbständige Art betrachtet;

sehr hochgeblähte Formen: *krotowi globulus* RAUSER, 1940; fast kugelige Formen: *krotowi sphaeroidea* RAUSER, 1938; elliptische Formen mit vorgezogenen Polen und konkaver Flanke: *krotowi nux* (SCHELLWIEN, 1908).

Betrachtet man alle bisher gebotenen Abbildungen, dann hat man den Eindruck eines Formenschwarmes mit Übergängen in die jeweiligen Extreme.

Die sowjetischen Fachkollegen werden sicher über genügend Material verfügen, um festzustellen, ob phylogenetische oder stratigraphische Aufgaben einen Nutzen aus der bestehenden Zerteilung ziehen. Eine Revision wäre nach meiner Auffassung erwünscht, da sich unsere Übersicht nun doch schon sehr erweitert hat.

Als Lectotypus der Art designiere ich SCHELLWIENS Taf. 20, Fig. 1; damit wird der Formentypus a) zugleich die typische Subspezies: *krotowi krotowi*.

Der vorliegende Axialschnitt kann mit dem Lectotypus verglichen werden, wenn man dies mit dessen rechten oberen Quadranten tut. Wenn man auch den letzten halben Umgang ausschaltet, der eine sehr scharfe Polspitze vortäuscht, dann ist die Ähnlichkeit groß.

Länge: 7.70 mm; Durchmesser: 4.78 mm; L/D daher 1.60 : 1. Zahl der Windungen 7. Die Aufrollung etwa: (233) 463 1026 1515 2104 2974 4137 4572 μ ; man sieht daraus, daß die engen inneren Windungen außen recht hoch werden.

Die Septenfältelung ist nur an den Polen dicht. Im vorletzten Umgang rechts oben sieht man schon, daß die Fältelung den unteren Teil des Septums im Bogen vorwirft, aber höher oben schon zurückweicht.

Die Anfangskammer mag 230 μ groß sein. Merkwürdig ist der Wandbau. Das Detail des Pfeilerbaus ist nicht eindeutig zu erkennen. Über dem Dachblatt liegt eine Masse, unregelmäßig dick, zwischen den Septenbogen. Die Wandstärke ist ohne diese Verstärkung nicht groß: sie erreicht 53 μ . Die Mündungen bilden eine schmale Zone; sie sind wahrscheinlich ausgeätzt und schließen dabei Zugänge zu benachbarten Hohlräumen auf. Dies ist ein biologisch interessantes Teilmotiv. Das biologische Sediment lagert entlang der b/c-Fläche beiderseits der Mündung, möglicherweise nur in den inneren Windungen. Außen kann das gleiche Bild durch Septenschnitte entstehen!

Der dazu gestellte Sagittalschnitt ist leider etwas schief und nicht zentral. Sehr schön ist bei ihm die Phrenothek zu sehen, wobei im Hohlraum zwischen zwei Septen zwei Phrenotheken einen kleineren Hohlraum bilden können, meist aber eine Phrenothek hoch unter dem Dach des Umganges verläuft. Die Zahl der Septen ist beträchtlich, aber nicht exakt zählbar. Eine Schätzung liefert sehr hohe Zahlen: 19, 37 43, 39, 46, 44, also 228! Lebensrhythmen nach der Bildung der Anfangskammer. Septenfurchen sind nicht oder fast nicht ausgebildet, sodaß der Schnitt der Abb. 4, nicht aber der Abb. 7 bei SCHELLWIEN, 1908, entspricht.

Vergleich: An benachbarten Arten ist *Ps. krotowi sphaeroidea* RAUSER, 1938, insbesondere Taf. 9, Fig. 5, anzuführen, die anscheinend auch das seitlich der Mündungen angeordnete biologische Sediment zeigt, aber auch dem Lectotypus der *Ps. krotowi krotowi* stark ähnelt. Weniger ähneln die von RAUSER-CERNOUSSOVA & SCHERBOVICH, 1958, beschriebenen Taf. 3, Fig. 9, 10.

In Betracht zu ziehen war auch *Ps. portentosa* SHAMOV, 1958, die bei großer Ähnlichkeit in Septenfältelung, Mündung und biologischem Sediment doch eine wesentlich schlankere Form zeigt.

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) *krotowi globulus* RAUSER, 1940

1940 *Pseudofusulina krotowi* var. *globulus* RAUSER-CERNOUSSOVA, S. 79 russ., S. 93 engl., Taf. 1, Fig. 8—11.

1966 *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *krotowi globula* RAUSER — F. & G. KAHLER, S. 601.
Die Subspezies hat *globulus* zu heißen; es ist kein Eigenschaftswort. Der Name kommt von *globulus* = der kleine Globus. Daher gleich sich der Subspeciesname nicht im Geschlecht an (freundliche Mitteilung der Autorin).

Hochgebläht, die Pole etwas vorgezogen; ziemlich abgerollter letzter Umgang; es kam aber wenig Sediment in das Gehäuse.

Länge: 6.42 mm; Durchmesser geschätzt: 4.91 mm; L/D daher 1.3 : 1. Aufrollung stetig, aber beträchtlich: (233) 530 1144 2015 3065 4130 4514 μ .

Septenfältelung unregelmäßig, dicht. Die Anfangskammer nur gestreift, vermutlich 233 μ im Durchmesser. Die Wandstärke ist außen bedeutend, sie steigt bis 136 μ , die Textur ist kaum zu erkennen. Chomata fehlen. Phrenotheken ab dem 3. Umgang. Biologisches Sediment fehlt. In den Mündungen ist die Öffnung zu seitlichen Räumen durch Freiätzen bemerkenswert, im allgemeinen sind sie schwer erkennbar.

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) *vulgaris vulgaris* (SCHELLWIEN, 1908)

(Taf. 1, Fig. 3)

- 1908 „*Fusulina*“ *vulgaris* STAFF, S. 223 (SCHELLWIEN manuscr.).
 1909 „*Fusulina*“ *vulgaris* SCHELLWIEN — SCHELLWIEN & DYHRENFURTH, S. 163—164, Taf. 14, Fig. 1—2.
 1966 *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne, aber auch im Sinne THOMPSONS, 1949) *vulgaris* SCHELLWIEN — F. & G. KAHLER, S. 629—630. Hier die große Synonymieliste, dazu ferner:
 1965 *Pseudofusulina vulgaris vulgaris* SCHELLWIEN — KANMERA & MIKAMI, S. 295—297, Taf. 51, Fig. 1—3.
 1965 *Pseudofusulina* aff. *vulgaris* SCHELLWIEN — IGO, S. 219, Taf. 29, Fig. 7.
 1965 *Pseudofusulina vulgaris* SCHELLWIEN — IGO ohne Beschreibung, Taf. 31, Fig. 4.
 1965 *Pseudofusulina vulgaris* SCHELLWIEN — KALMYKOVA, S. 117—118, 120—122, Taf. 2, Fig. 1—6; sie zieht die ssp. *gornii* und *olgae* zur Art ein.

Der vorliegende Axialschnitt paßt gut zum Lectotypus Taf. 14, Fig. 1 (TORIYAMA, 1958; F. & G. KAHLER, Bemerkungen im Foss. Cat. 1966; NOGAMI, 1961), und es ist wenig dazu zu bemerken. Auffällig ist in dem vorliegenden Stück, daß die Phrenothek, die im Lectotypus im 3. Umgang deutlich beginnt, nur im vorletzten Umgang vorhanden ist, hier aber gut entwickelt ist. Länge 6.6 mm; Durchmesser: 4.35 mm; L/D daher 1.5 : 1; Zahl der Windungen 7. Septenporen sind für den letzten und vorletzten Umgang gesichert. Sie sind recht groß, aber nicht dicht. Die Anfangskammer hat 225 μ Durchmesser und ist rund. Die Aufrollung: (Anfangskammer + 1. Kammer = 255 + 102) 638 1097 1658 2346 3289 4258 μ .

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) *tshernyschewi* (SCHELLWIEN, 1908) forma *oblonga* (von GROZDILOVA & LEBEDEVA, 1961)

- 1961 *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *tshernyschewi* forma *oblonga* GROZDILOVA & LEBEDEVA, S. 221—222, Taf. 13, Fig. 7; Taf. 14, Fig. 1.
 1966 *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *tshernyschewi* forma *oblonga* GROZDILOVA & LEBEDEVA — F. & G. KAHLER, S. 621—622, dazu:
 1967 *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *tshernyschewi* forma *oblonga* GROZDILOVA & LEBEDEVA — KUSKOVA, MIKHAILOVA & CHERMNIKE, S. 24, Taf. 3, Fig. 5.

Länge: 8.58 mm, Durchmesser: 2.55 mm, daher L/D 3.3 : 1. Zahl der Windungen: 6. Mit Ausnahme des letzten Umganges liegt die Aufrollung in den angegebenen Maßen. Sie ist stetig: (179) 383 564 846 1256 1821 2537 μ . Die Schale wird mit 105 μ etwas stärker (gegen 95 μ).

Die Mündung ist teilweise sicher ausgeätzt. Im letzten Umgang kleben Septenreste unter der Wand. Die Fältelung ist regelmäßig. Die Faltenbogen sinken gegen die Mitte ab. Etwas biologisches Sediment im Polbereich, keine geschlossenen Körper. Phrenotheken im vorletzten Umgang schwach vorhanden.

Als forma außerhalb der „Regeln“. Durch ihre Unterscheidung wird in diesem Falle die Bestimmung erleichtert. Die Form ist im Nordtitan im oberen Abschnitt des mittleren Sakmar und im Petschoragebiet gefunden worden.

Gruppe um *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *krafftii* (SCHELLWIEN & DYHRENFURTH, 1908)

Taf. 1, Fig. 9)

1965 hat KALMYKOVA eine sehr wertvolle Revision der *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *vulgaris*- und *krafftii*-Gruppe gegeben. 1967 stellt sie *Pseudofusulina, parakrafftii* MIKLUCHO-MACLAY, 1949, und *Pseudofusulina krafftii* var. *magna* TORIYAMA 1958, zu *Ps. krafftii*.

Im gleichen Jahr hat LEVEN aus dem Pamir *Parafusulina postkrafftii* neu beschrieben. In der Gestalt praktisch mit *Ps. parakrafftii* gleich, doch reicht nach den Abbildungen der Holotypen bei *Ps. postkrafftii* die Septenfältelung stärker in die Mündungsregion herein. Seine Taf. 15, Fig. 5 zeigt dies schlechter und ist daher nach meiner Auffassung von *Ps. parakrafftii* kaum unterscheidbar.

Mein geringes Material gestattet es nicht, Konkretes auszusagen. Wenn sich nicht sehr beträchtliche stratigraphische Argumente ergeben, halte ich die Zusammenfassung eines wahrscheinlich großen Variationsbereiches in einer Art für besser. Ich neige daher zur Auffassung von KALMYKOVA, 1965, 1967.

Folgende Schiffe, die mir zur Verfügung stehen, kann man hier einordnen:

IRu 42, 45, 56, 62, 64 kann man mit *Ps. krafftii* bei KALMYKOVA, 1967, vergleichen:

IRu 56: Ein dickerer Typus mit einer Septenfältelung, die die Mündungsregion erreicht. 8·5 Umgänge mit starkem biologischem Sediment.

IRu 42: ist durch das Zurückbleiben der Septenfältelung in der Mündungsregion gekennzeichnet.

IRu 45, 62, 64: schlanker und gut mit dem Lectotypus Taf. 16, Fig. 1 ex 1909 vergleichbar.

IRu 7, 41 a, 58 kann man mit *Parafusulina postkrafftii* LEVEN, 1967, vergleichen, ebenso IF 30 aus der Schichte 104, ebenso IF 14 a, 14 b, 17 und 47 b aus der Schichte 103a dazu im einzelnen:

IRu 7: zeigt ein nicht charakteristisches, eher fusiformes Exemplar, das stark beschädigt ist.

IRu 41 a: ist hingegen sehr gut mit dem Holotypus der Art vergleichbar.

IRu 58: ist nicht so typisch und ist vielleicht in der Form besser mit Taf. 10, Fig. 3 bei KALMYKOVA vergleichbar. Es geht aber die Septenfältelung viel stärker zur Mündungsregion.

IF 30: ist etwas schlanker als *Parafusulina postkrafftii*. Die Septenfältelung ist sehr charakteristisch. Hieher gehört auch IF 14 a.

IF 17: scheint mir sehr gut mit *Parafusulina postkrafftii* übereinzustimmen.

IF 47 b: ist ein Schrägschnitt, der die gleichen Merkmale zeigt.

IF 14 b: ist ein Schrägschnitt, der die Tendenz zu cuniculi zeigt. Leider ist der Schnitt nicht sehr überzeugend. LEVEN hat die Art zu *Parafusulina* gestellt, daher wäre der Nachweis von cuniculi sehr interessant gewesen.

Bei der nicht typischen IF 14 a habe ich Phrenotheken, die in den Abbildungen von LEVEN nicht zu sehen sind. Leider hat LEVEN den Beweis der cuniculi nicht mit einer Abbildung geführt. Wenn LEVEN recht hat, könnte man folgendes annehmen:

- a) in der Entwicklung der *Ps. krafftii* beginnen sich bei *Ps. postkrafftii* zusätzlich cuniculi auszubilden. Man sieht also auch bei dieser Gruppe, fast zur selben Zeit wie bei anderen Gruppen, die wie eine Mode auftretende Ausbildung von cuniculi oder wenigstens die Tendenz dazu.

- b) Die merkwürdige Ausbildung von Phrenotheken hört auf. Es gibt vielleicht eine hypothetische Erklärung: wenn cuniculi bestehen, kann das Cytoplasma in ihnen geschützt zirkulieren ohne die Kammern voll zu erfüllen. Die Abtrennung des Cytoplasmas vom nicht erfüllten Kammerhohlraum ist daher nicht mehr notwendig.

IF 15 und IF 18 kann man mit *Ps. parakraftti* MIKLUCHO-MACLAY, 1949, vergleichen. Die ziemlich zylindrischen Schalen haben stumpfe Pole. Ihr biologisches Sediment ist etwas weniger entwickelt als beim Holotypus. Die Medianregion ist frei von Septenbogen. Beide Schiffe stammen aus der Schichte 103 a; dieser Formtypus kommt also zugleich mit *Parafusulina postkraftti* vor.

IRu 37 und IRu 38 zeigen eine auffallend gut geordnete Septenfältelung. IRu 37 ist sehr kurz; das Exemplar ist in der Form der Abbildung Taf. 10, Fig. 5 bei KALMYKOVA, 1967, sehr ähnlich, hat aber ein stärkeres biologisches Sediment. IRu 38 ist schlanker, in der Medianregion wie IRu 37 beträchtlich eingedellt. Beide Axialschnitte zeigen Phrenotheken:

Die kurze IRu 37 ähnelt in der Form der *Ps. kraftti magna* TORIYAMA, 1958, diese zeigt aber eine recht wenig geordnete Septenfältelung.

IRu 57: ist eine kurze Form, die ebenfalls in diese Nähe der *Ps. kraftti magna* bzw. *Ps. magna* gehört, ohne voll typisch zu sein.

Bei dieser Formengruppe bin ich nicht überzeugt, ob man sie wirklich, wie es KALMYKOVA tut, mit der Art vereinigen kann.

Hier ist es notwendig, etwas anzumerken: DOUGLASS, 1967, hat aus Kalifornien eine *Parafusulina impensa* beschrieben. Der Nachweis der cuniculi ist nicht voll gelungen (Taf. 5, Fig. 5, 10), wie dies bei Übergangsformen häufig der Fall ist. Phrenotheken sind vorhanden. Die Ähnlichkeit von IRu 38 mit *Parafusulina impensa*, und zwar mit Taf. 5, Fig. 7 bei DOUGLASS, ist sehr groß. Diese Art kommt gemeinsam mit *Misellina californica* n. sp. vor, die in die Gruppe der *Misellina aliciae* gehören dürfte. Auch *Nagatoella orientalis* OZAWA, 1925, ist vorhanden. Die Faunenbeziehung zu Japan ist damit evident.

Auch die Ähnlichkeit der kurzen IRu 37 mit LEVENS *Ps. norikurensis krafttiiformis*, 1967, ist beträchtlich. Diese kommt in der Karakul-Zone am Flusse Sulum-Art vor und gehört ins Sakmar. Mit ihr gemeinsam: *Staffella sphaerica*, *Quasifusulina nimia*, *Darvasites ordinatus*, *Occidentoschwagerina gallowayi* und *pamirica*, *Pseudofusulina atetsensis* und *Parafusulina pamirica*. Etwa 100 m Kalkmächtigkeit darüber ist die Fauna noch ähnlich, aber *Ps. kraftti* tritt dazu. Nach diesem Profil, LEVEN, 1967, S. 59, ist *Ps. norikurensis krafttiiformis* älter als *Ps. kraftti*.

IF 16: hat ein sehr geringes biologisches Sediment, weicht also von den bisherigen Formen ab. Der Axialschnitt ähnelt sehr der *Ps. kurtekensis*, die in der Misellina-Zone des Pamirs von LEVEN, 1967, beschrieben wurde.

Die Wichtigkeit der Arbeit von KALMYKOVA, 1967, wird durch die Bemerkung nicht verkleinert, daß weitere geologische Untersuchungen für den Paläontologen gemacht werden sollten, um das Übereinander der einzelnen Formen und ihre Fortentwicklung zu definieren. Das könnte zugleich zu einer Entlastung der Nomenklatur führen. Auch die merkwürdigen Beziehungen zwischen Phrenothek und cuniculi sind weitere Untersuchungen wert.

Der rein paläontologische Weg der Nomenklaturvereinfachung ist bereits von CHOI, 1970, beschrrieben worden. Er zieht folgende Arten zugunsten von *Pseudofusulina krafftii* ein:

- Pseudofusulina aganoensis* HUZIMOTO, 1936
Schwagerina (amerikanisch) *motohashii* MORIKAWA, 1955
Pseudofusulina krafftii magna TORIYAMA, 1958
Pseudofusulina magna TORIYAMA, 1958 (zur Art durch LEVEN, 1967)
Pseudofusulina krafftii norikuriensis IGO, 1959
Pseudofusulina arataniensis KAWANO, 1960
Pseudofusulina paramotohashii MORIKAWA, 1960
Pseudofusulina norikurensis krafftiformis LEVEN, 1967.

Ich vermute, daß auch *Schwagerina* (amerikanisch) *missionensis* MILLS & DAVIS, 1962, aus dem Staate Washington beschrieben, dazu gehört, deren Holotypus Taf. 8, Fig. 1 nach meiner Meinung von *Schwagerina* (amerikanisch) *motohashii* MORIKAWA, 1955, Taf. 12, Fig. 6 nicht zu unterscheiden ist. Natürlich ist dieser Hinweis einer eurasiatischen Art auf dem amerikanischen Kontinent von sehr großer Bedeutung; er muß aber auch noch sehr überprüft werden. Der Raum von NW—USA ist ja später im Mittelperm reich an der sogenannten Thetis-Fauna der amerikanischen Forscher, und der Hinweis, daß hier die Meeresverbindungen sich schon im höheren Unterperm dokumentieren, ist reizvoll.

Einige Schiffe dieser Gruppe beschreibe ich im Detail, auch unter alten Namen und bemerke, daß CHOI, 1970, Formengruppen, die *magna*-Gruppe und die *norikuriensis*-Gruppe anerkennt, aber nur die Art *krafftii*.

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) *nalivkini* LEVEN, 1967

1967 *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *nalivkini* LEVEN, S. 151, Taf. 12, Fig. 5—6.

Eine cylindrische Form mit zugespitzten Enden und kräftigem biologischem Sediment.

	Mein Exemplar		LEVEN, 1967					
Länge:	9·17		7·2—8·5					
Durchmesser:	3·28 geschätzt		2·7—3·1					
L/D:	2·8 : 1		2·6—2·7 : 1					
Zahl der Windungen:	7		6—6·5					
Aufrollung:								
mein Exemplar:	494	724	1032	1521	2084	2826	3133 μ	
Angabe LEVEN:	0·65	0·95	1·4	1·8	2·4	3·1 mm		
Anfangskammer:	315 μ		0·3—0·35 mm					

Wenn man die Angaben LEVENS über die Durchmesser der einzelnen Umgänge jeweils in die Mitte meiner Messungen setzt, passen sie sich sehr gut ein. Nach dem Achsenverhältnis ist mein Exemplar etwas dicker, doch ist der Durchmesser nicht genau zu messen und die Differenz kann davon rühren. Mein Stück ist etwas größer. Die Anfangskammer ist ungefähr gleich groß. Die Wandstärke ist mit 157 μ im 7. Umgang größer als beim Holotypus. Die Septenfältelung ist im Polbereich beträchtlich. Die Bogen stehen gegen die Mitte zu einzeln und werden immer kleiner, doch ist der freie Raum im Mündungsgebiet nicht groß.

Phrenotheken sind im vorletzten Umgang gut zu sehen, im 4. Umgang wird von ihnen eine neue Mündungsbegrenzung erzeugt. Das biologische Sediment reicht bis zum vorletzten Umgang und ist reichlich abgeschieden. Die Mündung zeigt Achsenverschiebungen an, sie stehen aber nicht spiegelbildlich gegenüber.

Die Art wird vom Autor mit *Pseudofusulina exigua* SCHELLWIEN & DYHRENFURTH, 1909, und mit *Ps. khabakovi* LEVEN, 1967, verglichen. Von ersterer ist sie durch die zylindrische Gestalt sehr leicht zu unterscheiden. Auch *Ps. khabakovi* zeigt eine gewölbtere Gestalt.

Pseudofusulina nalivkini ist vom Sulum-Art aus den Sulum-Art-Schichten des Pamirs beschrieben worden.

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne = *Schwagerina* amerikanische Auffassung)
muraii MORIKAWA, 1955

1955 *Schwagerina muraii* MORIKAWA, S. 104—105, Taf. 14, Fig. 1—4.

1965 *Schwagerina muraii* MORIKAWA — IGO, S. 218, Taf. 29, Fig. 1; Taf. 31, Fig. 5; fraglich dazu
Taf. 31, Fig. 1.

1966 *Schwagerina muraii* MORIKAWA — F. & G. KAHLER, S. 560.

Auch diese Art gehört in den Bereich der *Pseudofusulina krafti*. Sie kann dann verwendet werden, wenn die Schalen etwas gebogen sind. Ihr Wert ist kritisch zu betrachten. Ich wäre eher dafür, sie mit der Hauptart zu vereinigen oder nur als Formen-
gruppe anzuschließen.

Mein Exemplar IRu 10 ist sehr bemerkenswert, weil es sich um eine Mikrosphäre mit 8! Umgänge handelt. Der 1. Umgang ist um 90° gedreht. Man kann in ihm sehr schön die Septen zählen, die im Sagittalschnitt getroffen sind. Erst der 2. Umgang baut schwache Pole. Beachtenswert ist auch, daß die kräftige biologische Sedimentation bereits die letzte Windung zu erfüllen beginnt, wie dies auch im Holotypus und bei IGO, 1965, Taf. 29, Fig. 1 gut zu sehen ist. Bei IRu 52 ist dies nicht der Fall, so wie bei Taf. 31, Fig. 5 von Igo. Diese Schale ist etwas stärker gebogen.

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) *norikurensis kraftiformis* LEVEN, 1967

1967 *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *norikurensis kraftiformis* LEVEN, S. 148, Taf. 11, Fig. 2.

CHOI, 1970, stellt, wie schon erwähnt, eine *norikurensis*-Gruppe innerhalb der *Pseudofusulina krafti* auf.

Bei dieser Gelegenheit soll noch einmal auf *Parafusulina impensa* DOUGLASS, 1967, verwiesen werden. Diese Art hat deutliche cuniculi, wie es die Abbildung auf Taf. 5, Fig. 10 gut nachweist. Der Autor hat keine eurasiatische aus der *krafti*-Gruppe, wohl aber *P. edoensis* genannt. Bei der Wichtigkeit dieser Gruppe für einen stratigraphischen Vergleich wäre es wünschenswert, wenn er unternommen werden würde!

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) *ruttneri* n. sp.

(Taf. 2, Fig. 1, 5)

Derivatio nominis: Dem Leiter der Geologischen Bundesanstalt, Wien, Dr. Anton RUTTNER gewidmet, der ausgedehnte geologische Studien im Iran betrieb und dabei mit seiner Frau die losen Fusuliniden des Kuh-e-Shesh-Angosht in ihrer Bedeutung erkannte.

Holotypus: Taf. 2, Fig. 1.

Aufbewahrung: Geologische Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0490.

Locus typicus: Kuh-e-Shesh-Angosht, Shirgesht-Gebiet, Ostiran; lose am Hangfuß gefunden.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) DUNBAR & SKINNER, 1931, mit folgenden Besonderheiten: Die Septenbildung greift in der Art einer *Alaskanella* über den Pol, wobei große septenfreie Räume entstehen. Die Septen eilen weit vor, und in den letzten Umgängen entstehen an den Polen Septenpakete mit langen, niedrigen Septenräumen, die anscheinend quergeteilt sind.

Beschreibung: Es gibt anscheinend keine bestehende Art, die eine so eigenartige Septenfältelung besitzt. Sie ist so eigenartig, daß ich mich nach langer Überlegung entschloß, eine neue Art zu errichten, obwohl mir nur ein einziges typisches Exemplar zur Verfügung steht.

Die Schale ist zylindrisch, leicht gebogen, die Pole sind recht stumpf. Der linke Pol ist stark beschädigt, der letzte Umgang beiderseits eingedrückt.

Länge um 13·10 mm; Durchmesser um 2·88 mm; die Schale ist also groß und schlank. Die Zahl der Windungen 6·5. Die Aufrollung ist stetig, es betragen die Windungshöhen: 384 233 128 179 77 (282) x 233 205 205 307 332 x μ . Septenporen deutlich und zahlreich. Die Anfangskammer ist etwas unregelmäßig: 294/315 μ . Die Wandstruktur zeigt auch außen vorwiegend Einpfeiler. Im vorletzten Umgang eine lichte Mittelzone (Duplikthek). Die Schalendicke steigt beträchtlich an: (11) 11 21 53 63 74 105 x μ . Biologisches Sediment fehlt. Keine Phrenothek!

Die Septenfältelung ist höchst eigenartig. Das Juvenarium hat eine dichte, wirre Septenfältelung, wobei die Anfangskammer stark umklammert wird, danach beginnen ungewöhnliche Bilder: zunächst fällt auf, daß ab dem 4. Umgang die Septen über den Pol so übergreifen, wie wir dies bei *Alaskanella* am typischsten kennen. Es entstehen dabei große septenfreie Räume, vermutlich deshalb, weil durch den Septenbau von den Polen her weit ausgreifende Septen im Axialschnitt quer getroffen werden.

Im 5. und 6. Umgang sieht man sehr schön, daß die Septen anscheinend in ihrem untersten Teil sehr weit voreilen, sodaß sich eine niedrige Kette von Bogen an Bogen ergibt, die manchmal ziemlich breit sind. Auf ihnen sitzen die höheren Teile eines anderen Septums, auch in Bogen, jedoch nicht so gut geordnet, vom Pol her gebaut, teilweise quer getroffen und gegen das Mediangebiet absinkend. Leider ist der letzte Umgang auf beiden Seiten eingedrückt und läßt die Septenfältelung nicht mehr erkennen.

An den Polen gibt es vom drittletzten Umgang an sehr flach geschichtete Septenpakete, wobei die einzelnen langen und niedrigen Septenräume anscheinend quergeteilt sind.

Solche Bilder an den Polen sind bei *Schwagerina setum* DUNBAR & SKINNER, 1937, zu sehen, aber nur in geringerem Maße und in dünneren Paketen.

In sehr beschränktem Maße sind solche Septenpakete auch bei *Parafusulina kingorum* DUNBAR & SKINNER, 1936, in deren Abbildung Taf. 3, Fig. 3 ex 1936 = Taf. 79, Fig. 6 ex 1937 zu sehen. Auch *Parafusulina klamathensis* SKINNER & WILDE, 1965, zeigt in Taf. 63, Fig. 6 und 7 teilweise einen solchen Polausbau.

Man kann annehmen, daß es sich hierbei um einen neuen, allerdings kurzfristigen Organisationstypus handelt, auf den ich aufmerksam mache, weil er in seinen biologischen Ursachen und Funktionen völlig unklar ist. Sollte es an einem anderen Fundort gelingen, die Art in größeren Stückzahlen zu finden, sollte man versuchen, durch enggestellte Serienschritte eine Vorstellung von dieser Bauart zu erhalten. Es müßte aber auch geklärt werden, wie das Cytoplasma in diesem Baustil eine Verbindung von Kammer zu Kammer hatte.

Ein zweites Exemplar (Taf. 2, Fig. 5) ist nicht gebogen, hat eine zylindrische Form mit ziemlich stumpfen Polen. Auch bei ihm ist die Septenfältelung an den Polen extrem dicht, aber zugleich eigenartig geordnet. Sie ist auch mit ihren dichten niedrigen Bogenreihen, die gegen die Mitte laufen, dem Holotypus sehr ähnlich. Ich versuche daher, auch dieses Exemplar zu der neuen Art zu stellen, auch wenn die im Holotypus so bezeichnende Krümmung der Schale fehlt.

Die Meßwerte: Länge 13·5 mm, Durchmesser 3·07 mm. L/D daher 4·4 : 1. Zahl der Windungen 5·5. Die Aufrollung stetig: (240) 600, 957, 1423, 1988, 2679, 3089 μ . Anfangskammer 240/262 μ . Wandstärke beträchtlich: (?) 21 53 74 95 95 x μ . Keine Phrenothek! Keine Chomata.

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) sp.

In der Schichte 103 a, Profil H. FLÜGEL, vom Kuh-e-Shesh-Angosht findet sich ein Axialschnitt, der lediglich zwei Windungen, aber eine sehr große Anfangskammer besitzt: sie hat einen Durchmesser von 530/551 μ , wobei ihre Wandstärke auffällig nur 21 μ beträgt. In derselben Schichte kommt *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *krotowi globulus* vor, die keine so große Anfangskammer besitzt. Möglicherweise gehört aber die Gigantosphäre doch auch zu dieser Art.

In der Schichte 106 a desselben Profils fand sich ein Sagittalschnitt mit vier Umgängen, der eine Anfangskammer von 541/530 μ zeigt. Auch hier ist Wandstärke nur 21 μ .

Diese beiden Vorkommen werden deshalb erwähnt, weil es immer wieder Exemplare mit sehr großen Anfangskammern gibt, die nur sehr wenige Umgänge bauen. Sie werden teilweise als eigene Arten beschrieben (z. B. *Parafusulina funafusensis* MATSUMARU, 1966). Ich hoffe über diese Erscheinung zusammenfassend berichten zu können.

Schwagerina (im amerikanischen Sinne) *hyperborea* (SALTER, 1855)

(Taf. 1, Fig. 10)

1855 „*Fusulina*“ *hyperborea* SALTER, S. 380—381, Taf. 36, Fig. 1, 1 a, b, 2, 3.

1960 *Schwagerina hyperborea* (SALTER) — THORSTEINSSON, S. 26—28, Taf. 6, Fig. 1—6.

1966 *Schwagerina hyperborea* (SALTER) — F. & G. KAHLER, S. 554, dazu:

1967 *Schwagerina hyperborea* (SALTER) — ROSS, S. 721—722, Taf. 84, Fig. 15—18.

Die große, schlanke, zylindrische Schale fällt flach zu ziemlich spitzen Polen ab. Länge fast 20 mm, Durchmesser 4.56 mm, L/D daher 4.4 : 1. 6.5 Umgänge.

Die Septenfältelung ist unruhig, oft stehen die Bogen einzeln, Reiter sind häufig, An den Polen ist sie dicht, aber unregelmäßig. Die Aufrollung ist innen sehr eng, außen ist sie locker: (435) 589 871 1358 2151 3124 4072 4558 μ .

Septenporen sind in den letzten vier Windungen vorhanden, aber schwer erkennbar. Im letzten Umgang sind sie jedoch groß (bis 10 μ). Die Wandstärke nimmt nach außen beträchtlich zu: (42) 21 31 31 42 53 63 95 μ . Die Anfangskammer ist groß, rund, 435 μ . Die Wand zeigt einen Einpfeilerbau, der anscheinend außen dicht gestellt ist, d. h. die Maschen müssen eng stehen. Chomata nur in der 1. und 2. Windung. Daher ist die Mündung im 3. Umgang schon fraglich. Sie ist sicher klein. Im vorletzten Umgang ist die Phrenothek schwach vorhanden. Dies könnte für eine Zuteilung zu *Pseudofusulina* im Sinne von THOMPSON sprechen. Man sollte dies untersuchen.

Ich vergleiche mein Exemplar mit Taf. 6, Fig. 4 bei THORSTEINSSON aus dem SALTERschen Material. Die Abbildungen bei ROSS, 1967, passen wesentlich schlechter. Man muß aber bedenken, das bei der eigenartig steil gestellten und schmalen Septenfältelung die Schnitte sehr variieren müssen.

Auch gegenüber der Beschreibung von THORSTEINSSON ergeben sich Differenzen: zunächst sind seine Exemplare kleiner: 12.1—15 mm. Ihr Durchmesser 2.6—3.5 mm. Das L/D-Verhältnis daher 3.8 : 1 bis 5 : 1; in diesen Spielraum fällt mein Exemplar gut herein. Es hat aber eine wesentlich größere Anfangskammer als bei THORSTEINSSON, der nur bis 273 μ maß. Am ähnlichsten scheinen mir jene Schiffe zu sein, die aus dem Originalmaterial SALTERS angefertigt wurden.

THORSTEINSSON gibt an, daß die Schalen in der Mitte eine Eindellung besitzen. Wenn man seine Abbildung Taf. 7, Fig. 2 betrachtet, sieht man, das das Tier seine Schale von den Polen her baute. Bei diesem Schliff sind gerade die unteren Teile der gefältelten Septen mit ihren voreilenden Bogen getroffen worden, während die Wand noch außerhalb der Schliffebene liegt.

THORSTEINSSON weist auf die Ähnlichkeit der Art mit *Schwagerina setum* hin. Diesen Hinweis haben auch schon DUNBAR & SKINNER, 1937, S. 655, bei der Errichtung dieser Art gemacht. Er ist zweifellos richtig. Es ist aber bei dieser Art die Septenfältelung intensiver und zugleich ruhiger, und ich ziehe daher *Schwagerina hyperborea* für mein Stück vor. Die nahe Beziehung beider Arten, besonders von Taf. 69, Fig. 10 bei DUNBAR & SKINNER mit Taf. 7, Fig. 2 bei THORSTEINSSON, ist paläogeographisch sehr bemerkenswert. *Schwagerina setum* ist aus dem Bone Spring limestone der Guadalupe Berge bekannt geworden.

Pseudoschwagerina sp.

In Schichte 106 des H. FLÜGEL-Profiles am Kuh-e-Shesh-Angosht ist die Spur einer *Pseudoschwagerina* vorhanden. Sie ist wegen der hohen stratigraphischen Lage interessant. Es handelt sich aber außerdem um eine B-Generation mit einer Anfangskammer von nur 42 μ Durchmesser und mit einer Achsenverstellung von etwa 1,5 Umgängen um 90°. Dann entwickelt sich ein flach elliptisches, rasch aufrollendes Gehäuse, das nur 3·5 Umgänge erreicht und dadurch unbestimmbar ist.

Achsenverstellungen bei *Pseudoschwagerina* sind äußerst selten. KALMYKOVA, 1967, hat z. B. eine solche bei *Schwagerina* (im sowjetischen Sinne) *sphaerica* in Tafel 18, fig. 2 abgebildet.

Leider ergaben sich keine weiteren Anhaltspunkte, die zu einer Artbestimmung führen können. Wir wissen, daß im vorderasiatischen Raum, besonders auch in Iran, die Gattung *Pseudoschwagerina* sehr hoch hinauf geht, aber leider hat sich bisher noch keine Möglichkeit ergeben, die so hoch vorkommenden Arten genau zu beschreiben.

Parafusulina postkrafftii LEVEN, 1967

1967 *Parafusulina postkrafftii* LEVEN, S. 157—158, Taf. 15, Fig. 4—5.

Die zylindrische Schale ist in der Mitte beiderseitig in den beiden letzten Umgängen leicht eingedellt. Steil zu den Polen abfallend.

Länge 10·01 mm; Durchmesser 4·28 mm; L/D daher 2·3 : 1. Zahl der Windungen 6·5. Die Aufrollung ist stetig: (596) 826 1184 1694 2331 3097 3863 4194 μ . Die Septenbogen stehen unregelmäßig einzeln. Das biologische Sediment ist sehr stark entwickelt. Septenporen fehlen. Die Anfangskammer ist auffallend groß, 596/612 μ , ihre Wandstärke ist gering: 21 μ ; auch im 1. Umgang ist sie gering, erreicht aber im 6. Umgang 159 μ . Im 5. und 6. Umgang ist eine duplitheke Wand zu beobachten. Die deutliche Mündung ist anscheinend schon vom 1. Umgang an durch Parachomata begrenzt.

Im 3. und 4. Umgang ist Rugosität der Wand zu beobachten. Es sind Kleinbogen, die zumeist vom nächsten Umgang ausgeglättet werden. Die Aufrollungsgrößen: (596) 826 1184 1694 2331 3097 3863 4194 μ . Die Wandstärken (21) x 53 64 95 95 159 148 μ .

Die Maßangaben von LEVEN, 1967, stimmen gut mit denen meines Stückes überein. Für die Definition als *Parafusulina* habe ich jedoch keine Beweise.

Erst im 3. Umgang beginnt die Septenfältelung. Im Gegensatz zu *Chusenella* sind die beiden ersten Umgänge ziemlich gebläht (erinnern wir uns an den „Ahnenrest“ bei *Chusenella* mit seiner länglichen Form, die an gewisse Boultonien gemahnt.) Sie stimmen damit gar nicht mit der späteren Gestalt der Schale überein. Im 3. Umgang wird die Schale aber flacher und im 5. Umgang ist sie bereits zylindrisch. Die Verfolgung dieses ontogenetischen Details wäre sehr interessant, setzt aber ein reiches Material voraus.

Parafusulina constricta CHEN, 1934

(Taf. 2, Fig. 4)

1934 *Parafusulina constricta* CHEN, S. 88—89, Taf. 11, Fig. 1.

1966 *Parafusulina constricta* CHEN — F. & G. KAHLER, S. 684.

Von dieser sehr interessanten Art existiert erst eine einzige Abbildung, sodaß es schwierig ist, ihren tatsächlichen Umfang abzuschätzen.

Mir steht auch nur ein Axialschnitt zur Verfügung. Es ist eine Doppelkeule, die recht gut ausgewittert ist. Länge: 11·33 mm; Durchmesser in der Mitte 2·88, im größten Durchmesser 3·34 bzw. 3·47 mm. Zahl der Windungen 6. (CHEN gibt eine Länge von 9·35 mm und einen Durchmesser von 2·60 mm an.) Zahl der Windungen: 6. Die Aufrollung ist stetig: (307) 512 691 972 1433 1919 2558 2942 μ ; die Werte von CHEN: 0·35 0·50 0·76 1·09 1·45 1·92 2·42 mm. Die Maße stimmen also sehr gut. Die ersten beiden Windungen sind sehr eng.

Die Septenfältelung zeigt in den Keulen dichtes Wabenwerk, sinkt aber im letzten Umgang zu niedrigen, gedrängten Bogenreihen ab und vereinzelt die Bogen gegen die Mitte.

Septenporen sind in den letzten zwei Umgängen wahrscheinlich vorhanden. Die Anfangskammer ist groß und rund: 307μ . Pseudochomata sind möglich, Chomata fehlen. Phrenotheken sind in Spuren erkennbar. Die Wandstärke ist wesentlich größer als beim Exemplar von CHEN und erreicht 126μ . Die Mündung ist im 1. und 2. Umgang deutlich; im dritten Umgang nur eine Zone ohne Bogen, im 4. Umgang jedoch wieder begrenzt. Im 6. Umgang kann man das spätere Herausätzen annehmen.

Vergleich: Unser Exemplar gleicht jenem von CHEN. Es hat die gleiche Form, auch die Anfangswindungen haben die gleiche zylindrische Gestalt. Erst die beiden letzten Umgänge dellen sich bei beiden Stücken ein. Mein Exemplar hat weniger geordnete Falten, aber dies ist teilweise die Funktion der zufälligen Schnittebene. So sieht man die reitenden Bogen rechts unten in meinem Exemplar oder die Häufung der Septenbogen links unten und kann sie mit CHENS Exemplar vergleichen.

Pseudofusulina kianguensis CHEN, 1934, ist in der Septenfältelung zwar locker, aber nicht so fortschrittlich. Die Jugendwindung ist gebläht, und es entsteht keine Keulenform der Schale.

Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) *juresanensis* RAUSER, 1940: hier ist die Ordnung der Septenbogen schon sehr gut und in den Jugendwindungen bestehen, insbesondere bei Taf. 6, Fig. 4, deutliche Ähnlichkeiten. Diese wichtige Art hat aber im Holotypus abfallende Flanken, in Taf. 6, Fig. 4 bleibt sie zylindrisch und endet in stumpfen Polen. Es entsteht keine Keulenform.

Parafusulina cf. *formosa* SKINNER, 1971

(Taf. 2, Fig. 8)

1971 *Parafusulina* (*Skinnerella*) *formosa* SKINNER S. 5, Taf. 8, Fig. 1—3; Taf. 9, Fig. 1—5.

Der Schliff IRu 16 zeigt eine lose, bei der Auswitterung etwas beschädigte Schale. Das vorliegende Exemplar ist trotz einer sehr großen Ähnlichkeit doch etwas schlanker als der Holotypus, und auch in der Septenfältelung sind gewisse, nicht sehr große Unterschiede. Diese sind natürlich auch vom zufälligen Schnitt beeinflusst, und es wäre notwendig, mehrere Schiffe dieser Art zur Verfügung zu haben.

Länge 15.72 mm , Durchmesser 5.04 mm , L/D daher $3.1 : 1$. Zahl der Windungen: 8. Die Aufrollung ist stetig: (233) 589 1001 1615 2204 3023 3817 4662 5072 μ . Die Septenfältelung ist dicht, in hohen Bogen, wobei im Scheitel Schräganschnitte des Septenbogens nicht selten sind. Anscheinend keine Septenporen. Die Anfangskammer ist nur angeschliffen, sie dürfte 233μ Durchmesser haben. Die Wandstärke ist für das große Tier nicht bedeutend, nimmt aber gegen außen doch sehr zu: () 42 42 42 63 73 95 136 μ . Merkwürdig ist eine teilweise Verstärkung der Wand durch eine Art Außentektorium: es legt sich ein Bodenteppich auf. Chomata fehlen auch innen. Die Mündung ist kaum kenntlich. Bemerkenswert ist, daß bei meinem Stück Phrenotheken wohl vom zweiten bis fünften Umgang vorhanden sind, dann aber fehlen, als würde die Entwicklung über dieses biologische Element schon hinausgehen. Biologisches Sediment ist in Spuren in der Polachse vorhanden.

Eine recht bedeutende Ähnlichkeit besteht mit einer anderen texanischen Form, mit *Schwagerina* (amerikanisch) *diversiformis* DUNBAR & SKINNER, 1937. Diese Autoren haben sehr großen Wert auf die Tatsache gelegt, daß die Jugendwindungen höher gebläht sind und die flache Mitte erst in den letzten Windungen gebaut wird. Aus diesem Unterschied stammt die Namengebung.

Auf dem eurasiatischen Kontinent haben wir einige wenige vergleichbare Arten: *Parafusulina parva* PITAKPAIVAN, 1965; *Parafusulina yabei hanzawae* IGO, 1964. Wir werden versuchen müssen, die Beziehungen dieser Formengruppe zu klären, wodurch wahrscheinlich Teile der texanischen Fauna ihren endemischen Charakter verlieren werden.

Leider gestattet das einzige vorhandene Exemplar nicht, die Unterschiede in der Fältelung aufzuklären und sie genauer zu definieren. Ich kann dadurch keine eindeutige Bestimmung liefern.

Parafusulina formosa stammt aus der Bone Spring-Formation von Culberson County, Texas, die unkonform — also mit verschiedenen großen Dokumentationslücken — auf der Hueco-Formation liegt, jedenfalls aber zum unteren Leonardian gehört.

Parafusulina cf. globosaeformis LEVEN, 1967

(Taf. 2, Fig. 2)

1967 *Parafusulina globosaeformis* LEVEN, S. 176—177, Taf. 27, Fig. 2, 3, 5.

Eine sehr hochgewölbte Form, die in spitze Pole ausläuft, mit stark konkaven Flanken, ja sogar fast geknickt, doch hängt die Form entschieden sehr von der Schnittlage ab, die anscheinend nur schwer exakt zu gewinnen ist.

LEVEN, 1967, hatte sichtlich nur ein bescheidenes und schwieriges Material vor sich. Er spricht zwar von neun axialen und paraaxialen Schnitten, ist aber genötigt, einen leicht spiralförmigen Schnitt als Holotypus zu fixieren. Dies erschwert die Bestimmung sehr.

Ich stelle den Schliff IRu 39 mit Vorbehalt zu dieser Art, die durch ihre wirre, ungeordnete Septenfältelung in den mittleren Windungen auffällt.

Länge 12·18 mm, Durchmesser größer als 6·88 mm. Das Achsenverhältnis schwankt in den einzelnen Quadranten zwischen 1·9 und 1·6 : 1; letzterer Wert ist der höchste, den LEVEN angibt: 1·4—1·6 : 1. Zahl der Windungen 6·5; bei LEVEN nur 5·5; ich glaube aber, daß sein Stück nicht voll ausgewachsen ist.

Die Aufrollung: (307) 512 1023 2124 3865 5580 6971 μ . Werte von LEVEN: 0·25 0·55 1·- 2·- 3·25 4·3 4·8 mm. Sie ist im 3. bis 5. Umgang stark, jedenfalls stärker als bei LEVEN, weshalb man an *Paraschwagerina* denken kann, doch hat LEVEN cuniculi abgebildet. Nehmen wir an, daß diese bei *Paraschwagerina* wirklich fehlen.

Die Septenfältelung ist auffallend unregelmäßig, geht aber im vorletzten und letzten Umgang auf hohe und fast regelmäßige Einzelbogen über; es treten seitlich auch reitende Bogen auf, so wie man dies auch bei LEVEN'S Holotypus sieht.

Kleine Septenporen im 5. Umgang sichtbar. Die Anfangskammer ist gut getroffen, fast rund: 315/347 μ . Sie ist damit größer als bei LEVEN (250 μ). Die Schalenstärke nimmt nach außen beträchtlich zu: (42) 31 42 63 42 105 105. Die Mündung ist bei meinem Stück nur bis zum 3. Umgang erkennbar. Ihre Begrenzung dürfte durch Pseudochomata gebildet sein. Kein biologisches Sediment. Phrenotheken sehr schwach im 5. und 6. Umgang entwickelt.

LEVEN hat die Art aus dem südöstlichen Pamir aus der Misellina-Zone beschrieben. Sie stammt also aus einer Schichte, die etwas höher steht als die von Kuh-e-Shesh-Angosht. Dies wäre kein Grund eines Vorbehaltes der Bestimmung. Mein Exemplar ist wesentlich größer und seine Aufrollung stimmt nicht recht mit der Art überein. Die Differenz im Achsenverhältnis halte ich bei dieser Form des Tieres für nicht so wichtig, weil ja schon die Messung in den Quadranten des Axialschnittes zeigt, wie groß die Schwankung ist. Für besonders bemerkenswert halte ich die Übereinstimmung der Entwicklung der Septenfältelung, die recht charakteristisch ist.

Parafusulina granumavenae (ROEMER, 1880), sensu VERBEEK & FENNEMA, 1896

(Taf. 2, Fig. 6)

1880 „*Fusulina*“ *granum-avenae* ROEMER, S. 4, Taf. 1, Fig. 2 a—c.

1896 „*Fusulina*“ *granum-avenae* ROEMER — VERBEEK & FENNEMA, S. 1131—1132, Taf. 1, Fig. 1—10.

1966 *Parafusulina granumavenae* (ROEMER) — F. & G. KAHLER, S. 688—689 mit langer Synonymieliste.

Die große Schale sinkt stetig zu ziemlich spitzen Polen ab. Hochentwickelte Septenfältelung.

Mein Stück ist in der Mitte eher etwas eingedellt, doch möchte ich eine nachträgliche Beanspruchung der Schale annehmen. Das Exemplar, das gut ausgewittert ist, hat eine Länge von 8.38 mm, einen Durchmesser von 3.93 mm (der größte ist 4.13 mm). Die Zahl der Windungen über 8; die Aufrollung ist stetig: (157) 259 412 745 1211 1723 2287 2951 x x μ .

Die Septenfältelung ist im größten Teil der Schale sehr intensiv, wenn auch nicht voll geordnet. Sie läßt das Gebiet der Mündung in den äußeren Umgängen frei, wobei die Septenbogen, einzeln stehend, gegen die Mitte kleiner werden.

Die oberen Teile der Septenbogen sind, da diese aus der Schnittebene zurückweichen, nur gestreift. Reitende Bogen sind besonders im letzten Umgang deutlich. Die Anfangskammer ist nicht voll getroffen. Sie dürfte 157 μ Durchmesser haben. Die Wandstärke nimmt nach außen stark zu: () 21 31 42 53 63 84 126 105 μ . Die Wand ist deutlich bräunlich gefärbt, die Septen sind grau, sodaß sich nicht bloß die Dichte, sondern auch ein Substanzunterschied hervorhebt. Bemerkenswert ist, daß das Dachblatt örtlich durch Septensubstanz verstärkt wird.

Keine Chomata. Das Mündungsgebiet zeigt Ausätzungen, besonders im 7. Umgang. Biologisches Sediment vom 2. bis 4. Umgang, besonders an den Polen, dann nur mehr in Spuren.

Mit Ausnahme der Eindellung auf einer Seite gleicht der Schliff außerordentlich dem Axialschnitt, den VERBEEK & FENNEMA auf Taf. 1, Fig. 8 abbildeten.

Die Art gehört in ihrer Septenfältelung zu einer Gruppe, die anscheinend auch auf dem amerikanischen Kontinent vorkommt. Ich weise auf *Parafusulina rothi* DUNBAR & SKINNER, 1937, Taf. 76, Fig. 10 hin. Diese Art hat CHANG, 1957, aus der Inneren Mongolei bestimmt; natürlich ist die Möglichkeit einer Beziehung zum Perm von Texas umso interessanter, als sich ja die Fauna von Texas als eine Sonderentwicklung herausstellt (KAHLER, 1974) und es natürlich besonders wichtig ist, ihre Beziehungen und damit ihre Biostratigraphie zu klären.

Wie wir im Fossilium Catalogus, 1966, begründeten, haben wir die Art zu *Parafusulina* gestellt. Aus den Originalabbildungen läßt sich ein Lectotypus nur dann sinnvoll bestimmen, wenn das Originalmaterial neu bearbeitet werden könnte. Man kann sich aber darauf einigen, den ausgezeichneten Axialschnitt von VERBEEK & FENNEMA, 1896, als Leitbild zu verwenden. Wenn man dies tut, paßt allerdings eine Reihe von Bestimmungen nicht zum Artbegriff. Wenn man es tut, muß man aber auch prüfen, ob nicht *Parafusulina nakamigawai* MORIKAWA & HORIGUCHI, 1956, dazugehört. Um hier klarer zu sehen, designiere ich bei dieser Gelegenheit deren Tafel 35, Fig. 1 und 2 zum Lectotypus.

Nimmt man meinen Vorschlag mit VERBEEK & FENNEMAS Tafel 1, Fig. 8 als Leitbild nicht an, dann kann man Schliff IRu 36 auch als *Parafusulina sakamigawai* MORIKAWA & HORIGUCHI, 1956, bestimmen.

Parafusulina shaksgamensis REICHEL, 1940

(Taf. 2, Fig. 7)

- 1940 *Parafusulina shaksgamensis* REICHEL, S. 109—111, Taf. 21, Fig. 1—2; Taf. 23, Fig. 3—9.
 1960 *Parafusulina (Skinnerella) shaksgamensis* REICHEL — COOGAN, S. 262.
 1966 *Parafusulina shaksgamensis* REICHEL — F. & G. KAHLER, S. 701; dazu:
 1965 *Parafusulina shaksgamensis* REICHEL — SHENG, S. 573—575 chin., Taf. 1, Fig. 17—18.
 1967 *Parafusulina shaksgamensis* REICHEL — LEVEN, S. 159—160, Taf. 16, Fig. 6; Taf. 17, Fig. 1.

Die großen stark zylindrischen Schalen fallen in flachen Bogen zu den Polen. Die Aufstellung der Art erfolgte durch REICHEL, weil der Innenbau von *P. granumavenae* unbekannt war. Ich zeige (1974 S. 21), daß *P. shaksgamensis* bestimmte Unterschiede aufweist, sodaß sie nützlich ist. Die folgenden Angaben stützen sich auf den Schliff IRu 54. Länge: 12·0 mm; Durchmesser: 3·63 mm; L/D daher 3·3 : 1. Zahl der Windungen: 6. Aufrollung schrittweise: (331) 663 1097 1557 2118 2806 3570 μ . In den Polgebieten ist die Septenfältelung wohlgeordnet; reitende Bogen sind außen schon zu sehen; gegen die fast bogenfreie Mitte sinken sie ab; sie werden im vorletzten so klein, daß sie eine Rugosität vortäuschen können.

Die Anfangskammer ist mit 331 μ relativ groß, fast quadratisch. Auffallend ist die geringe Stärke der inneren Schalenwände: (11) 11 21 21 32 53 53 μ . Die Mündung dürfte ab dem 3. Umgang ausgeätzt sein. Sie ist außen relativ breit, aber niedrig. Das biologische Sediment ist in zwei Rauten ab dem 2. bis zum 5. Umgang eingelagert. Im 6. Umgang beginnt gerade die biologische Sedimentation im Polgebiet.

LEVEN, 1967, hat im Pamir eine in den Abbildungen sehr ähnliche *Parafusulina dzamartalensis* errichtet. Die angegebenen Maße unterscheiden sie aber von seiner *P. shaksgamensis* deutlich:

	<i>dzamartalensis</i>	<i>shaksgamensis</i>
Umgänge:	5—6	6·5—7
Länge:	8—13 mm	13—14 mm
Durchmesser:	2·5—3·5 mm	2·7—3·9 mm
L/D daher:	3—4 : 1	3·3—4·3 : 1
Anfangskammer:	150—200 μ	250—300 μ

Die vorliegenden Schiffe, die auf *P. dzamartalensis* zu prüfen waren, ergaben:

Schliff	Umgänge	Länge	Durchmesser	L/D	Anfangskammer
11	7	12·84 mm	3·41 mm	3·76	105/220 μ
12	8	11·79 mm	3·27 mm	3·5	
13	5+	9·83 mm	2·69 mm	3·7	
14	6·5	13·3 mm	3·47 mm	3·8	282 μ

Nach diesen Zahlen ist es besser, die Stücke zu *Parafusulina shaksgamensis* zu stellen. Es scheint mir aber, daß es vorteilhaft wäre, in diesem Artenbereich mit zahlreichen Schriffen festzustellen, wie groß der Umfang der einzelnen Arten gezogen werden soll. Derzeit ist die Unterscheidung schwierig.

In der Schichte 106 a fanden sich zwei vor der Einbettung beträchtlich geschädigte Schalen: IF 25 a: 10·88 mm lang, Durchmesser 2·97 mm; L/D: 3·7 : 1; IF 22 a: 9·48 mm lang, Durchmesser ungefähr 2·47 mm.

Beide Schalen liegen mit einem feinen Kristallrasen im Sediment, der sich erst nach der Beschädigung der Schalen gebildet hat. Es ist damit gesichert, daß die in der Aufsammlung RUTTNER gefundenen Exemplare nicht aus dieser Schichte stammen können, doch erhalten wir damit den Anhaltspunkt, daß die Art bis in die obersten Schichten dieses Permprofils reicht; nur wissen wir nicht, wann sie das erstmalig auftritt.

Die Zahl der erhaltenen Windungen: 4·5. Im Exemplar 25 a ist die Anfangskammer groß: 433 μ , in 22 a ist sie nur gestreift worden. Im Gegensatz zu den früher beschriebenen Stücken haben die inneren Umgänge eine recht kräftige Wand. Hier liegt vielleicht ein ontogenetischer Unterschied, auf den man achten kann, wenn ein größeres Material zur

Verfügung steht. Die Ähnlichkeit der doch recht fragmentär erhaltenen Exemplare ist in den übrigen Merkmalen mit jenen aus dem losen Material RUTTNERs so groß, daß ich auch diese Stücke zu *Parafusulina shaksgamensis* stellen möchte.

Parafusulina skinneri pamirica LEVEN, 1967

(Taf. 1, Fig. 8)

1967 *Parafusulina skinneri pamirica* LEVEN, S. 160—161, Taf. 17, Fig. 3, 4.

Nomenklatorisch ist zu bemerken: LEVEN, 1967, hat S. 160—161 eine *Parafusulina skinneri pamirica* und S. 169—170 eine *Parafusulina pamirica* neu beschrieben, sodaß gemäß Art. 57 primäre Homonymie besteht. Ich überlasse dem Autor die Änderung der Benennung.

Von der Subspezies sind leider nur zwei unvollständige Exemplare abgebildet worden. Auch mein Exemplar ist an den Polen unvollständig, sodaß die Bestimmung des Achsenverhältnisses schwierig und unsicher ist. In dieser Formengruppe: zylindrische Parafusulinen mit spitzen Polen und relativ hochentwickelter Septenfältelung ist die Unterteilung in Arten schon sehr eng, und es ist schwierig, ein einzelnes Exemplar in eine Art oder Unterart einzuordnen. Ich entschieße mich dazu, weil mein Exemplar eine recht gut geordnete Septenfältelung zeigt. Die Vergleichswerte sind:

	LEVEN:	mein Exemplar:
Umgänge:	7—8	7
Länge:	14—15 mm	11,14
Durchmesser:	4·0—4·2	3·93
L/D:	3·5—3·7	3 : 1
Anfangskammer:	350—450 μ	368/410 μ

Daraus ergibt sich, daß LEVENs Taf. 17, Fig. 3 schlanker ist als mein Exemplar, aber auch etwas größer.

Parafusulina tchussovensis (RAUSER, 1935)

(Taf. 2, Fig. 3)

1935 *Pseudofusulina tchussovensis* RAUSER-CERNOUSSOVA, S. 146—147 russ., S. 151, 153 engl., Taf. 2, Fig. 1—5.

1939 *Parafusulina tchussovensis* RAUSER-CERNOUSSOVA — Permatlas, S. 40, Taf. 3, Fig. 8.

1966 *Parafusulina tchussovensis* RAUSER-CERNOUSSOVA — F. & G. KAHLER, S. 704.

Die Art gehört im Holotypus zu den Formen, deren eine Seite stark abgeflacht ist, die andere daher ziemlich steil gegen die Pole abfällt. Diese liegen nahe der Unterfläche. Die Mittelachse der Schale bildet daher einen Bogen. In der Mitte ist die Schale leicht eingedellt.

Der Axialschnitt IRu 9 ist auch ausgewittert gut erhalten, primär war er sicher vollständig. Länge um 11·14 mm (in Klammer jeweils die Werte von RAUSER-CERNOUSSOVA: mittel 12 mm, maximal 15 mm), Durchmesser geschätzt 3·27 mm (maximal 3·58, mittel 3) L/D-Verhältnis daher 3·4 : 1 (außen 4—4·1 : 1). Zahl der Windungen 6·5 (5·5 bei megalosphärischen, 7—8 bei mikrosphärischen Exemplaren). Anfangskammer: 307 μ (230 bis 260 μ in der mikrosphärischen, bis 400 μ in der megalosphärischen Generation). Aufrollung: (307) 665 1024 1459 1971 2511 3049 x μ ; die Wandstärke verdoppelt sich ungefähr: (21) 42 42 53 74 63 84 x. Man sieht auch außen nur einen kräftigen Einpfeilerbau. Das biologische Sediment liegt in der Polgegend und macht die Schale schwer. Die Fältelung ist eng: Bogen an Bogen, am Bogenscheitel noch der dunkle Anschnitt des Septums.

Im Schliff IF 28: Das Exemplar ist sehr schön abgeflacht. Im Axialschnitt machen die Pole einen flachen Bogen. Länge 12·8 mm, Durchmesser 3·88 mm, Verhältnis L/D 3·3 : 1; Zahl der Umgänge 6·5. Aufrollungsgrößen: (357) 561 944 1403 1964 2652 3490 3898 μ . RAUSER-CERNOUSSOVA hat 1935 auf den Dimorphismus hingewiesen, der

sich leider auch beim zweiten iranischen Fundort nicht nachweisen läßt. Ihre Exemplare sind etwas schlanker. Das vorliegende Stück ist etwas größer als das vorhergehend beschriebene, die Menge seines biologischen Sediments ist etwas geringer. Im 5. und 6. Umgang ist die Phrenothek deutlich zu sehen.

Zur Gattung ist zu bemerken, daß der Nachweis einer Phrenothek gegen die Zuordnung zu *Parafusulina* spricht. Vermutlich befindet sich die Art im Grenzbereich zu *Pseudofusulina*. Zur Biologie ist zu bemerken, daß im 6. Umgang an der darunter liegenden Wand eine Öffnung zum vorhergehendem Umgang entstand, die von der Phrenothek wellig verklebt wurde. Sie baute aber auch eine elliptische Mündung auf. Dieses neue Septum läßt anschließend, auf sehr niedrigen Bogen aufsitzend, den Raum zwischen den Bogen frei, sodaß hier eine Verbindung offen blieb.

RAUSER-CERNOUSSOVA, 1935, hat die Art aus der *Pseudofusulina lutugini*-Zone im Ural beschrieben. Ein Bild brachte der Permatlas, 1939; weitere Beschreibungen fehlen.

Parafusulina vulgarisiformis MORIKAWA, 1952, sensu LEVEN, 1967

(Taf. 1, Fig. 6; Taf. 2, Fig. 9)

1952 *Parafusulina? vulgarisiformis* MORIKAWA, S. 31—32, Taf. 1, Fig. 1—4.

1966 *Parafusulina? vulgarisiformis* MORIKAWA — F. & G. KAHLER, S. 706, dazu:

1967 *Parafusulina vulgarisiformis* MORIKAWA — LEVEN, S. 176, Taf. 28, Fig. 3,5.

Die Bestimmung der Schiffe IRu 2 und 60 sowie IF 27 macht Schwierigkeiten. Zunächst die Meßdaten:

	IRu 2	IRu 60	IF 27
Länge:	10·41 mm	10·16 mm	10·34 mm
Durchmesser:	5·55 mm	5·76 mm	6·13 mm
L/D daher:	1·8 : 1	1·8 : 1	1·65 : 1
Zahl der Windungen:	8	6·5	8
Septenfältelung:	IRu 2 nicht sehr regelmäßig, hoch, die Schale füllend		
Aufrollung IRu 2:	(254) 435 822 1337 2002 2847 3908 4907 5342 μ		

Septenporen an den Polen von IRu 2 im 6. Umgang gut kenntlich. Anfangskammer: bei IRu 2: 256 μ , vollkommen rund. Biologisches Sediment: bei IRu 2: schwach bis zum 4. Umgang; bei IF 27: schwach im Bereich der Mündung bis zum 6. Umgang. Chomata fehlen, Mündung fast nicht erkennbar. Phrenothek ab dem 3. Umgang und außen recht wild.

Vergleich: die hochgeblähten Formen mit konkaven Flanken und ziemlich spitzen Bogen sind nicht selten, und es gibt eine Reihe von Arten, die man vergleichen muß. Zunächst sind Ähnlichkeiten mit hochgeblähten Paraschwagerinen vom Typus der *Paraschwagerina gigantea* (WHITE, 1932) durchaus gegeben. Man sieht aber, daß *Paraschwagerina* durchwegs flache Jugendwindungen besitzt und daß ihr Phrenotheken fehlen, Auch *Chalaroschwagerina* kommt zunächst in Betracht. So hat *Chalaroschwagerina globularis* SKINNER & WILDE, 1966, mit *Paraschwagerina pachkovi* LEVEN, 1972, große Ähnlichkeit, sowohl in der Form, wie auch im Fältelungstypus, und auch *Paraschwagerina tinvenkiangi elongata* LEVEN, 1972, steht in großer Nähe. Die beiden Paraschwagerinen sind B-Formen, die *Chalaroschwagerina* ist eine A-Form.

Die hochgeblähte *Chusenella* (*Sosioella*) ist durch das typische *Chusenella*-Juvenarium deutlich unterschieden.

Vergleichbar sind ferner: *Schwagerina* (amerikanisch) *oregonensis* SKINNER & WILDE, 1966; *Schwagerina* (amerikanisch) *neolata* THOMPSON, 1954, die anscheinend eine große Variabilität der Schalenform zeigt. Die Formengruppe *Schwagerina* (amerikanisch) *royandersoni* THOMPSON, WHEELER & DANNER, 1953, und *Schwagerina* (amerikanisch) *chiapasensis* THOMPSON & MILLER, 1944, ist zu flach, *Schwagerina* (amerikanisch) *soluta* SKINNER & WILDE, 1965, zu länglich.

Pseudofusulina (sensu THOMPSON) *hawkinsi* (DUNBAR & SKINNER, 1937) hingegen ist im Lectotypus a, Tf. 59, Fig. 5 sehr ähnlich.

ROSS, 1963, S. 133, hat die Abbildung von Taf. 59, Fig. 5 bei DUNBAR & SKINNER, 1937 als Lectotypus von *Schwagerina hawkinsi* bestimmt. Er hat damit aus der Formen-Gruppe der Originalbeschreibung ein hochgeblähtes Stück gewählt, das leider unvollständig ist und das von beiden Autoren mit schwach konkaven Flanken zu recht spitzen Polen ergänzt wurde.

THOMPSON, 1948, hat die Art zu seiner wiedererweckten *Pseudofusulina* gestellt. KOBAYASHI, 1957, hat ein sehr gut dazu passendes Exemplar aus Japan beschrieben. IGO, 1965, hat jedoch eine *Schwagerina hawkinsiformis* aus Japan aufgestellt und ihr die Abbildung von KOBAYASHI, 1957, beigegeben.

ROSS, 1962, hat die Art, so wie es DUNBAR & SKINNER, 1937, taten, breit aufgefaßt; 1963 sind seine Exemplare aus den Glass Mountains jedoch wieder dem Lectotypus in der Form sehr genähert, wenn auch die Septenfältelung deutlich steiler und enger ist.

Es stellt sich die Frage, ob nicht *Schwagerina hawkinsiformis* IGO, 1965, mit *Schwagerina hawkinsi* DUNBAR & SKINNER, 1937, vereinigt werden kann, wenn durch die Wahl des Lectotypus ein vorwiegend hochgeblähter Typus die Art bezeichnet. Die nächste Frage ist, ob *Parafusulina vulgarisiformis* MORIKAWA, 1955, in der Fassung von LEVEN, 1967, nicht in denselben Bereich gehört.

So wäre es sehr interessant, wenn sich aus der zweifellos engen Formbeziehung von *hawkinsi*, *vulgarisiformis* und *hawkinsiformis* wichtige paläogeographische Schlüsse ziehen ließen. Vielleicht könnte ein japanischer Forscher, wenn er in den USA arbeitet, das Problem aufgreifen.

Von amerikanischen Arten waren noch *Schwagerina* (amerikanisch) *knighti* DUNBAR & SKINNER, 1932, *Schwagerina* (amerikanisch) *pinguis* SKINNER & WILDE, 1966, *Schwagerina* (amerikanisch) *turgida* SKINNER & WILDE, 1965, vergleichbar. Von japanischen Arten: die früher genannte *Schwagerina* (amerikanisch) *hawkinsiformis* IGO, 1965, mit einer in der Polregion ausgedehnten Zone eines lockeren Maschenwerkes der Septen; *Pseudofusulina* (sensu THOMPSON) *tambens* SAKAGUCHI, 1963: sie ähnelt der erwähnten *Schwagerina* (amerikanisch) *turgida*!; *Pseudofusulina hexagonaria* IGO, 1964, die im Holotypus etwas flacher ist, und schließlich *Parafusulina vulgarisiformis* MORIKAWA, 1952.

Die Abbildungen lassen kaum erkennen, was gemeint ist, aber LEVEN, 1967, stellt dazu zwei gute Axialschnitte und daher möchte ich den Artnamen sensu LEVEN, 1967, verwenden. Er wird vielleicht einmal für diese Typen geändert werden müssen.

In dieser Definition glaube ich meine drei Exemplare bestimmen zu können. Ich kann allerdings nicht das Vorhandensein von cuniculi beweisen. Ich glaube, daß es sich um eine Fortentwicklung aus dem Formenkreis der *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *vulgaris*-Gruppe handelt. Das allerdings seltene Vorhandensein von reitenden Septenbogen läßt auf primitive cuniculi schließen, wie sie MORIKAWA, 1952, Taf. 1, Fig. 4 abbildet.

Es ist ein Umkreis, in den wahrscheinlich auch KALMYKOWAS *Pseudofusulina neolata* THOMPSON, 1954, fällt (Taf. 13, Fig. 1 zeigt eine etwas andere Art der biologischen Sedimentation).

LEVEN hat die Art aus der Misellina-Zone des Artinsk beschrieben. Seine Exemplare sind deutlich etwas kleiner und etwas gedrungener. Mich veranlaßt die sehr ähnliche Septenfältelung und die sehr ähnliche Art der biologischen Sedimentation, meine Exemplare mit der Art, jedoch im Sinne von LEVEN, 1967, gleichzustellen.

Misellina sp.

H. FLÜGEL hat aus der Schichte 106 a eine Probe mitgebracht, die einen schiefen Sagittalschnitt ergab, der an und für sich unbestimmbar ist. Er zeigt nur ganz deutlich, daß wir ganz knapp im Bereich der *Misellina*-Zone stehen, wenn wir in den obersten Bänken des Profils sammeln.

Damit läßt sich die Lücke gegen die Trias definieren.

Fusuliniden im Profil Kuh-e-Shesh-Angosht

Horizontierte Proben Aufsammlung H. FLÜGEL 1966

Schichte 8	}	<i>Misellina</i> sp.
Probe 106 a		<i>Parafusulina shaksgamensis</i>
Schichte 8	}	<i>Pseudoschwagerina</i> sp., B-Gen.
Probe 106		
Schichte 7	}	keine Fusuliniden
Schichte 6		
Schichte 5	}	<i>Parafusulina postkrafftii</i>
Schichte 4		
Probe 104	}	<i>Parafusulina shaksgamensis</i>
Schichte 3		<i>Pseudofusulina krotowi</i>
Probe 103	}	<i>Pamirina darvasica</i>
Schichte 2		<i>Paratriticites jesenicensis</i>
Probe 103 a	}	<i>Pseudofusulina krotowi globulus</i>
		<i>Pseudofusulina parakrafftii</i>
		<i>Pseudofusulina curtekensis</i>
		<i>Parafusulina postkrafftii</i>

lose, ausgewitterte Fusuliniden: Aufsammlung A. RUTTNER 1965

Pseudofusulina bactriana
Pseudofusulina khabakovi
Pseudofusulina tschernyschewi forma *oblonga*
Pseudofusulina vulgaris
Pseudofusulina krafftii
Pseudofusulina muraii
Pseudofusulina nalivkini
Pseudofusulina norikurensis krafftiformis
Pseudofusulina ruttneri
Parafusulina constricta
Parafusulina formosa
Parafusulina shaksgamensis
Parafusulina cf. *globosaeformis*
Parafusulina granumavenae
Parafusulina skinneri pamirica
Parafusulina tchussovensis
Parafusulina vulgarisiformis
Parafusulina postkrafftii

Einstufung

Durch die Fusuliniden der Aufsammlung H. FLÜGEL ist erwiesen, daß das Profil nur einen geringen Zeitabschnitt des Perms deckt.

Die tiefste Schichte 2 mit Probe 103 a enthält u. a. *Pamirina darvasica* und *Paratriticites jesenicensis*. Beide sind aus den höchsten erhaltenen Fusulinidenkalken der Karnischen Alpen bekannt. In der Schichte 2 kommt schon *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *parakrafftii* und *Ps. curtekensis* vor.

Die höchste Probe 106 a enthält neben *Parafusulina shaksgamensis* auch einen Schnitt von *Misellina* sp., *Misellina olgae* erscheint in Schichte 6 des Profils 25 bei LEVEN, Pamir, das erstmal, d. h. im obersten Teil der Sulum-Art-Schichtfolge und damit im oberen Teil des Artinsk.

Diese Einstufung paßt gut zu den Erfahrungen in den Karnischen Alpen, d. h. beide Enden einer überlieferten Schichtfolge sind zeitgleich. Im Pamir geht sie mit Fusuliniden belegt weiter. Auch im Iran, aber nur in anderen Gebieten, dokumentiert.

In der Standard-Zonenfolge dürfte das Profil nur einen Teil der *Ps. vulgaris*-Zone decken und ganz knapp die *Misellina*-Zone erreichen.

Das Profil ist durch das Auftreten der *Ps. kraftti-vulgaris*-Gruppe gekennzeichnet. Sie tritt aber schon in der Schichte 2 in Probe 103 a auf.

In der von H. FLÜGEL angegebenen Korallen-Fauna handelt es sich durchwegs um jene der Unteren Jamal-Formation mit Ausnahme des *Pavastehphyllum* (*Pseudocarniaphyllum*) *undaformis* n. sp., das in die Obere Jamal-Formation gehört. Wir befinden uns auch nach dieser Indikation im Bereich eines Faunenwechsels, der bei den Fusuliniden mit dem Auftreten der *Misellina* beginnt.

Zusammenfassung

Die ostiranischen Fusuliniden haben ausgezeichnete Beziehungen zu Darvas und Pamir. Vereinzelte Einflüsse aus dem Fernen Osten und aus Texas sind bemerkenswert.

Die Faunen gehören durchwegs in den relativ kurzen Zeitabschnitt der Praeparafusulina lutugini-Zone bzw. des oberen Abschnittes der Pseudofusulina (im sowjetischen Sinne) vulgaris-Zone und die *Misellina*-Zone wird nur knapp erreicht.

Damit sind die mit Fusuliniden belegten Teile der Jamal-Stufe eingeordnet. Mit dieser Einstufung stimmt die Korallenfauna der unteren Jamal-Formation — „*Cyathoxonia*“-Fauna von H. FLÜGEL (von ihm mit der Pseudofusulina/Parafusulina-Zone verglichen) überein.

Einige wenige Fusuliniden-Arten würden, allein für sich, eine höhere Einstufung gestatten. Vom Kuh-e-Jamal stammen die meisten Korallenarten, die H. FLÜGEL der oberen Jamal-Formation zuordnet. Von diesem Fundort habe ich keine Fusuliniden.

Die typische *Pseudofusulina* (im sowjetischen Sinne) *vulgaris-kraftti*-Fauna, wie sie sehr schön im Kuh-e-Shesh-Angosht vorkommt, fehlt nach meiner bisherigen Kenntnis im übrigen Iran.

Die sehr typische *Praeparafusulina lutugini*-Fauna des Kuh-e-Saludu-Profiles ist hingegen im Ural leitend, kommt aber auch in Tibet (KAHLER, 1974) vor.

Es wäre überaus interessant, beide Faunen in einem Profil zu finden, weil damit in diesem Zeitbereich der exakte Vergleich der uralischen mit dem mittelasiatischen Zonen-Schema erfolgen könnte, was anscheinend bisher nicht gelungen ist.

Literatur

1966—1967 haben wir im Fossilium Catalogus I: Animalia, editus a F. WESTPHAL, Pars 111—114 eine Übersicht über die Taxonomie der Fusuliniden geboten: KAHLER, F. & G.: Fusulinida (Foraminiferida) Teil 1—4. Hierin befindet sich auch ein Literaturverzeichnis auf S. 873—898, wobei die Literatur in cyrillischer Schrift auf S. 898—908 verzeichnet ist. Während des Druckes erschienene Literatur ist auf S. 913—927 (cyrillische von 927—928) verzeichnet.

Ich bitte diese Arbeit zu verwenden. Im nachfolgenden sind außer den geologischen Arbeiten nur solche paläontologische Arbeiten angeführt, die im Foss. Cat. noch nicht enthalten sind. Dasselbe gilt auch für die Synonymie-Listen.

СНОИ, Д. Р.: Permian fusulinids from Imo, Southern Kitakami Mountains, N. E. Japan. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV, Geol. Min. 14, Nr. 3, S. 327—354, Taf. 9—15, 3 Textabb., Sapporo 1970.
—: On some permian fusulinids from Iwaizaki, N. E. Japan. — wie vorhin, S. 313—325, Taf. 5—8, 1 Textabb., Sapporo 1970.

- DOUGLASS, R. C.: Permian Thetyan fusulinids from California. — (Faunal evidence for the existence of a shallow Seaway from Japan to California during Early Permian time). — Geol. Surv. Prof. Paper, 593-A, S. A 3—A 13, Taf. 1—6, Washington 1967.
- FLÜGEL, H. W.: Die paläozoischen Korallenfaunen Ost-Irans, 2. Rugosa und Tabulata der Jamal-Formation (Darwasian?, Perm). — Jahrb. Geol. B. A., 115, S. 49—102, Taf. 1—6, 17 Textabb., Wien 1972.
- IGO, H.: Permian fusulinids of Nyukawa, Central Japan, Pt. 2.: Some fusulinids from the lower part of the Sote Formation. — J. Paleont., 39, Nr. 2, S. 210—223, Taf. 29—32, 4 Textabb., Tulsa 1965.
- ISHIZAKI, K.: Stratigraphical and paleontological studies of the Onogahara and its neighbouring area, Kochi and Ehime Prefectures Southwest Japan. — Sci. Rep. Tohoku Univ. Sendai, Ser. 2 (Geol.), 34, Nr. 2, S. 95—196, Taf. 7—12, Sendai 1962.
- KAHLER, F.: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Ein Kalkgeröll mit permischen Fusuliniden aus der Oberkreide der Weststeiermark. Mit einer geologischen Einleitung von W. GRÄF. — Palaeontographica, Abt. A, 141, Lfg. 5—6, S. 143—153, Taf. 14, Stuttgart 1973.
- : Fusuliniden aus T'ien-schan und Tibet. Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere im Perm. Rep. scient. Exped. to the North-Western provinces of China under the leadership of Dr. Sven Hedin — The Sino-swedish expedition-Publ. 52, V. Invertebrate Palaeontology 4, X + 147 S., 2 Taf., 2 Textabb., Tabellen, Stockholm 1974.
- KANMERA, K. & MIKAMI, T.: Fusuline zonation of the lower Permian Sakamotozawa Series. — Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geology 16, Nr. 3, S. 275—320, Taf. 44—53, 1 Textabb., Fukuoka 1965.
- KOCHANSKY-DEVIDÉ, V.: *Paratriticites*, eine neue Fusulinidengattung aus dem Trogkofelkalk. — Bull. scient., Sect. A, 14, Nr. 9—10, S. 297—298, 1 Textabb., Zagreb 1969.
- : Mikrofossilien und Biostratigraphie des oberen Karbons in den Westkarawanken. — Slov. Akad. Znan. i umetn., Classis IV: Hist. Nat. et Med., Razprave XIV/6, S. 207—221 slow., S. 210—211 dt., 3 Taf., Ljubljana 1971.
- KROTOW, P.: Geologische Forschungen in den Gebieten von Tscherdyn und Solikamsk. — Mem. Com. Géol., 6, S. 551—553, Taf. 2, St. Petersburg 1888.
- MATSUMARU, K.: Fusulinids from the Funaseyama limestone in Yamagata-Gun, Gifu prefecture, Japan. — Palaeont. Soc. Japan, Trans. & Proc. N. S., Nr. 64, S. 338—350, Taf. 37, 1 Textabb., Tokyo 1966.
- MILLS, J. W. & DAVIS, J. R.: Permian fossils of the Kettle Falls area, Stevens County, Washington. — Contr. Cushman Found. Foram. Res., 13, Nr. 2, S. 41—51, Taf. 7—11, 2 Textabb., Bridgewater 1962.
- ROEMER, F. in ROEMER F. & FRECH, F.: *Lethaea geognostica* I, *Lethaea palaeozoica* 1, S. 273—278, Schweizerbart, Stuttgart 1880.
- ROSS, Ch. A.: Late paleozoic fusulinacea from Northern Yukon territory. — J. Paleont., 41, Nr. 3, S. 709—725, Taf. 79—86, 2 Textabb., Tulsa 1967.
- RUTNER, A., NABAVI, M. H. & HAJIAN, J.: Geology of the Shirgesht area (Tabas area, East Iran). — Geol. Surv. of Iran, Rep. Nr. 4, 133 S., 5 Karten, 37 Textabb., Teheran 1968.
- SAKAGUCHI, S.: Stratigraphy and paleontology of the South Tamba District, Pt. 2: Paleontology. — Mem. Osaka Univ., Liberal Arts & Educ. B, Nat. Sci. Nr. 12, S. 89—132, Taf. 1—11, Osaka 1963.
- SHENG, J. C.: Fusulinids from the western part of Hainan Island, Kwantung Province. — Acta Palaeont. Sinica, 1965, Nr. 11, 13, Nr. 4, S. 563—578 chin., S. 579—583 engl., Taf. 1—7 mit chin. Tafelerklärungen, Peking 1965.
- SKINNER, J. W.: New lower permian fusulinids from Culbertson County, Texas. — Univ. Kansas Paleont. Contr., H. 53, 10, S., 20 Taf., Lawrence 1971.
- SKINNER, J. W. & WILDE, G. L.: Type species of *Pseudofusulina* DUNBAR & SKINNER. — daselbst, H. 13, 7 S., 4 Taf., Lawrence 1966.

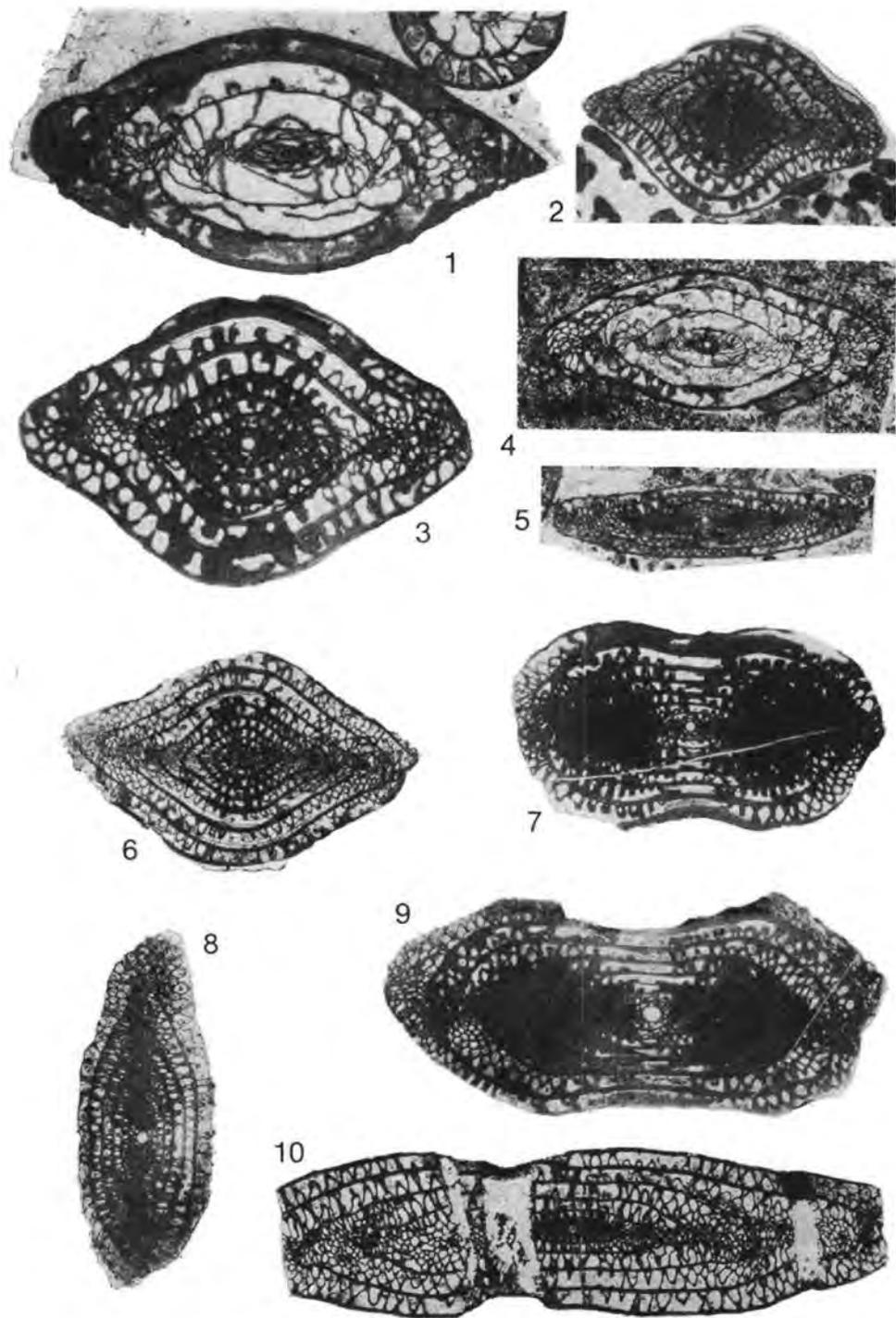
Arbeiten in cyrillischer Schrift

- GROZDILOVA, L. P.: Foraminiferi verkhnego karbona severnogo Timana. — Mikrofauna SSSR, 14, S. 254—331, Taf. 1—15, Leningrad 1966.
- KALMYKOVA, M. A.: Revisia grup *Pseudofusulina vulgaris* i *Pseudofusulina krafftii* (po topotipicheskim materialam). Voprosi Mikropaleont., 9, S. 111—128, Taf. 1—4, Moskau 1965.
- : Permskie fusulinidi Darvasa. — Biostrat. Sbornik 2, S. 116—287, darin 32 Taf., 13 Textabb., Leningrad 1967.

- : Novie rannepermskie pseudofusulinidi i parafusulinidi Darvasa. — Novie vidi drevnikh rastenii i besposvonochnikh SSSR, S. 128—136, Taf. 32—33, Moskau 1968.
- KUSKOKOVA, N. N., MIKHAILOVA, E. P. & CHERMNIKH, V. L.: K stratigrafii sakmarskogo jaruza pravo bereshja srednei Pechori. — Fauna i flora paleozoja severovostoka europeiskoi chasti SSSR. — Akad. Nauk SSSR, Komi Filial, Institut geol., S. 15—29, Taf. 1—6, 2 Textabb. — Leningrad 1970.
- LEVEN, E. Ja.: Stratigrafia i fusulinidi permskikh otloshenii Pamira. — Akad. Nauk SSSR, Geol. Inst., Trudi, 167, 216 S., 31 Taf., 32 Textabb., Moskau 1967.
- : Oproizchoshdenii vischikh fusulinid. — Paleont. Shurn., 1970, Nr. 3, S. 18—25, Taf. 1, Moskau 1970.
- RAUSER-CERNOUSSOVA, D.: Stratigraphy of the upper-carboniferous and artinskian stage on the western slope of the Urals and materials concerning the fauna of Fusulinids. — Akad. Nauk Sojusa SSSR, Trudi Inst. Geol. Nauk, 7, Geol. Ser. (Nr. 2) 1940, S. 38—92 russ., 92—96 engl., 96—97 Lit., S. 99 bis 101 russ./engl. Tafelerkl., Taf. 1—6, 6 Textabb., Moskau—Leningrad 1940.
- VOLOSHANINA, P. P.: Fusulinidi verkhnego karbona Timano-Pechorskoj oblasti. — Voprosi Mikro-paleont., 6, S. 116—146, Taf. 1—8, Moskau 1962.

Tafel 1

- Fig. 1: *Pseudoschwagerina* (*Schwagerina* im sowjetischen Sinne) *fusiformis elongata* BENSCH, 1962
Fig. 2: *Pseudofusulina krotowi* (SCHELLWIEN, 1908)
Fig. 3: *Pseudofusulina vulgaris* (SCHELLWIEN, 1908)
Fig. 4: *Pseudoschwagerina* (*Occidentoschwagerina*) *fusulinoidea* (SCHELLWIEN, 1898)
Fig. 5: *Praeparafusulina lutugini* (SCHELLWIEN, 1908)
Fig. 6: *Parafusulina vulgarisiformis* MORIKAWA, 1952, sensu LEVEN, 1967
Fig. 7: *Pseudofusulina* cf. *norikurensis kraftiformis* LEVEN, 1967
Fig. 8: *Parafusulina skinneri pamirica* LEVEN, 1967
Fig. 9: *Pseudofusulina kraftii* (SCHELLWIEN & DYHRENFURTH, 1909)
Fig. 10: *Schwagerina* (amerikanisch) *hyperborea* (SALTER, 1855)
 Fig. 1 und 3 10 fach, sonst 5 fach
 Fig. 1 von Dogal im Talartal, Elburz
 Fig. 4, 5 vom Kuh-e-Saludu
 Fig. 6 vom Kuh-e-Bagh-e-Vang
 die übrigen vom Kuh-e-Shesh-Angosht



Tafel 2

- Fig. 1: *Pseudofusulina* (im sowjet. Sinne) *ruttneri* n. sp., Holotypus
Fig. 2: *Parafusulina* cf. *globosaeformis* LEVEN, 1967
Fig. 3: *Parafusulina* *tchussovensis* (RAUSER, 1935)
Fig. 4: *Parafusulina* *constricta* CHEN, 1934
Fig. 5: *Pseudofusulina* (im sowjet. Sinne) *ruttneri* n. sp.
Fig. 6: *Parafusulina* *granumavenae* ROEMER, 1880, sensu VERBEEK & FENNEMA, 1896
Fig. 7: *Parafusulina* *shaksgamensis* REICHEL, 1940
Fig. 8: *Parafusulina* cf. *formosa* SKINNER, 1971
Fig. 9: *Parafusulina* *vulgarisiformis* MORIKAWA, 1952, sensu LEVEN, 1967

Fig. 1 10fach

sonst 5fach

Alle Abbildungen vom Kuh-e-Shesh-Angosht

