

| | | | | | | | |
|--------------------------------|----------------|--------|---|---------|--------|------------|---------------------------|
| Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck | ISSN 0378-6870 | Bd. 14 | 1 | S. 1-19 | 8 Abb. | 2 Fototaf. | Innsbruck, September 1984 |
|--------------------------------|----------------|--------|---|---------|--------|------------|---------------------------|

ALPNER BUNTSANDSTEIN UND WERFENER SCHICHTEN BEI LEOGANG (SALZBURG)

V. Stingl, Innsbruck

INHALT

Zusammenfassung - Summary

I. Einleitung

II. Methodik

III. Profil Eckersbach: Erläuterungen zur Profildarstellung
Schwermineralführung
Faziesinterpretation

IV. Profil Pernergraben: Profilbeschreibung

Dank

Literatur

Der obere Buntsandstein setzt scharf mit weißen und grauen Konglomerat- und Grobsandschüttungen in fluviatilen Rinnen ein. Diese zeigen zunehmenden Gezeitenfluß gegen das Hangende, so daß man einen Übergang zu Sedimentation in ästuarartigen Rinnen annehmen muß.

Schließlich wird der Buntsandstein von den klastischen Gezeitensedimenten der Werfener Schichten abgelöst, die in den obersten Teilen in dolomitische Mergel eines flachen Subtidals überleiten. Der marine Ablagerungsraum wird durch Foraminiferen, Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Crinoiden belegt.

ZUSAMMENFASSUNG

Die skythische Entwicklung im Raum Leogang wird anhand eines Profils genau dokumentiert. Zusätzlich wurde für den höchsten Teil ein zweites kurzes Profil aufgenommen. Untersucht wurden Korngrößen, Schichtungstyp, Sedimentmarken, Fossilinhalt, Karbonatgehalt, petrographische Zusammensetzung, Grundmassenarten und Farbe. Eine erste Faziesinterpretation auf diesen Grundlagen ermöglicht eine Aufgliederung in die Formationen des Alpen Buntsandsteins und der Werfener Schichten.

Der basale Teil des Alpen Buntsandsteins im Profil Eckersbach kann aufgrund tektonischer Überprägung nicht eindeutig interpretiert werden. Die Dokumentation beginnt in einem fluviatil dominierten Ablagerungsmilieu. Die roten schräggeschichteten Sandsteine werden als Sedimente eines weit verzweigten Flußsystems erachtet. Diese gehen in eine fluviatile Küstenebene mit vereinzelt flachen Rinnen über, die letztlich von gezeitenbeeinflussten Rotsedimenten abgelöst wird. Die roten Sandsteine stellen den Unteren Buntsandstein dar.

SUMMARY

A detailed section of the Scythian in the area of Leogang is documented. Also a second profile of the highest part is described. Analyses of grain size, bedding type, sedimentary structures, fossils, carbonate content, sedimentary petrography, cement types and colour led to a first interpretation of facies, which allowed a division into Alpine Buntsandstein formation and Werfen formation.

Because of tectonics it was not possible to interpret clearly the basal part of the Alpine Buntsandstein in the section of Eckersbach. The documentation starts within fluviatically dominated sediments. The red cross-bedded sandstones are considered to be sediments of a low sinuosity, braided fluvial system. They pass into a fluvial coastal plain with isolated small channels, which finally develops into tidally influenced red beds. The red sandstones are called the Lower Buntsandstein.

The Upper Buntsandstein starts with white and grey conglomerates and coarse sandstones deposited in fluvial channels. They show an increasing tidal influence upwards, so we have to suppose a transition to sedimentation in estuary-like channels.

Finally the Buntsandstein is overlain by clastic tidal sediments of the Werfen formation. The uppermost parts show dolomitic marls interpreted as flat subtidal deposits. The marine environment of the Werfen beds is documented by foraminifers, brachiopods, bivalves and crinoids.

I. EINLEITUNG

Im Zuge der Kartierungstätigkeit des Verfassers für die Geologische Bundesanstalt im Jahr 1983 wurde der Südrand der Leoganger Steinberge aufgenommen. Besonderes Augenmerk wurde auf die Stratigraphie und Tektonik der Werfener Schuppenzone an der Basis der zum Tirolikum gehörenden Staufen-Höllgebirgsdecke gelegt. Das Permoskyth dieser Schuppenzone ist in einigen Gräben hervorragend aufgeschlossen. Die am besten erschlossene Abfolge befindet sich im Eckersbach, einem Seitengraben des Ullachtales nördlich Leogang (Abb. 1).

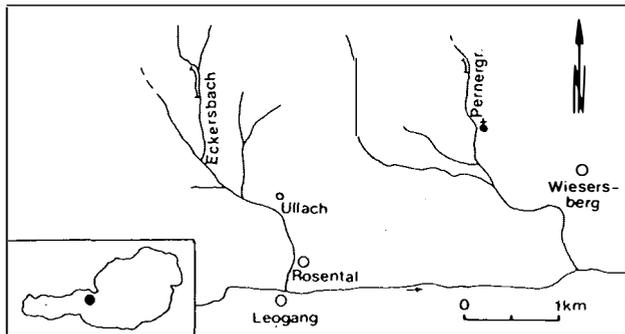


Abb. 1: Lage der bearbeiteten Profile

Dieses Profil wurde im Gelände detailliert aufgenommen, nur der basale Abschnitt konnte aufgrund starker Zerscherungen nicht näher dokumentiert werden. Anhand von Korngrößenanalysen, sedimentpetrographischen und Schwermineraluntersuchungen wurde versucht, eine erste Korrelationsbasis zu dem in Bearbeitung befindlichen Typusprofil des Alpenen Buntsandsteins im Mühlbachgraben bei St. Johann i.T. zu schaffen.

Um auch die höchsten Anteile der skythischen Schichtfolge zu erfassen, wurde zusätzlich das Profil im Pernergraben bei Saalfelden aufgenommen. Dieses

reicht etwa 20 m höher in der Abfolge als das Profil Eckersbach.

Gegenüber den bisherigen, speziell das engere behandelte Gebiet umfassenden, Arbeiten haben sich einige Änderungen ergeben, bzw. kam eine Fülle von sedimentologischen Details hinzu. So hat PROEDROU (1968) die von ihm als "Buntsandstein" bezeichnete Abfolge zweigeteilt: den tieferen Teil bildet der "Magnesit führende Buntsandstein", der eine Folge von Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern mit typischen Magnesitkongkretionen darstellt. Darüber setzt mit scharfer Grenze der "gebankte Buntsandstein" ein, für den Kreuzschichtung, Rippelmarken und Lebensspuren charakteristisch sind. Diese Gliederung übernahm zur Gänze DIMOULAS (1979), der schließlich vom "gebankten Buntsandstein" als jüngstes Schichtglied noch die "Leoganger Formation" ("Leoganger Dolomit") abtrennte. Letztere betrachtete er als zu den Werfener Schichten weiteren Sinnes zugehörig und beschreibt sie als dolomitische Silt-, Ton- und Mergelschiefer mit Hinweisen auf flache Wasserbedeckung und einer oberskythischen Fauna.

Auch MAVRIDIS (1969) bezeichnete die gesamte permoskythische Schichtfolge über der permischen Basalbreccie als "Buntsandstein".

Wie der Verfasser nachweisen konnte (STINGL, 1983; 1984) ist der "Magnesit führende Buntsandstein" von PROEDROU (1968) und DIMOULAS (1979) eindeutig den permischen Prebichlschichten zuzuordnen. Erst der "gebankte Buntsandstein" entspricht dem eigentlichen Alpenen Buntsandstein. Dessen oberster Teil sowie die "Leoganger Formation" von DIMOULAS (1979) wurden vom Verfasser (STINGL, 1984) vorerst mit dem Arbeitsbegriff "Oberer Buntsandstein" belegt, da der Begriff der "Leoganger Formation" nicht definiert ist, und diese klastische Abfolge einige Ähnlichkeiten mit dem tieferen Alpenen Buntsandstein aufweist.

In der vorliegenden Arbeit werden vom Oberen Buntsandstein die Werfener Schichten als randmarine Fazies abgetrennt. Für die, deren Unterlage bildenden, fluviatilen Sedimente wird vorläufig der Begriff Oberer Buntsandstein beibehalten. Diese Abgrenzung der Werfener Schichten entspricht dem Vorschlag von MOSTLER & ROSSNER (1984), die diese als lithostratigraphische Einheit mit einer in der Zeit schräg verlaufenden Unterkante von den Sedimenten in Buntsandstein-Fazies abgliedern.

| | PROEDROU 1968 | MAVRIDIS 1969 | TOLLMANN 1976 | DIMOULAS 1979 | MOSTLER 1972 MOSTLER u. ROSSNER 1984 | STINGL 1983, 1984, diese Arbeit |
|-------|--|-------------------|--|--|--|---|
| U.-P | Basis- breccie | Basis- breccie | Hochfilzener Schichten Basal- br. | Magnetit führender Basis- breccie | Tonsch. Basisbr. | Prebichl-Sch. Tonsch. Basisbr. |
| OBERM | Magnetit führender Buntsandstein | Buntsandstein | Hangendserie | Magnetit führender Buntsandstein | Permoskyth-Sandstein Quarkongl. | Unterer Spielbach-Kgl. Mühlbach-Tsch. |
| SKYTH | gebankter Buntsandstein | Buntsandstein | Alpiner Buntsandstein | gebankter Buntsandstein | schrägggesch. Sandst. | Alpiner Buntsandstein |
| H | | | Werf. Sch. | Leoganger Formation | Werfener Sch. | Werfener Sch. |

Abb. 2: Tabellarische Gegenüberstellung der Schichtbezeichnungen durch die verschiedenen Autoren

Abb. 2 zeigt die tabellarische Gegenüberstellung der Bezeichnung durch die verschiedenen Bearbeiter des Gebietes.

II. METHODIK

Sedimentpetrographie

Die Untersuchungen wurden im Dünnschliff durchgeführt. Um die Grundmasse genauer zu bestimmen, insbesondere die Karbonatarten und ihre Verteilung über das Profil, wurden von jeder Probe mit dem Röntgendiffraktometer Pulveraufnahmen gemacht. Der Karbonatgehalt sowie die quantitative Erfassung der einzelnen Komponenten wurden mittels Integrationsokular aus den Dünnschliffen bestimmt.

Korngrößenverteilung

Die Messungen und Auswertungsschritte wurden mit einem Videoplan-Mikrocomputer der Firma Kontron am Institut für Geologie und Paläontologie in Innsbruck durchgeführt. Über die Zuschaltung von Video-Zusatzgeräten ist es möglich, aus Dünnschliffen die Korngrößen

schnell und exakt zu erfassen. Die Meßdaten werden auf Floppy Discs gespeichert und mit speziellen Auswerteprogrammen für Klassifikation und Berechnung der statistischen Parameter nach FOLK & WARD (1957) weiterverarbeitet.

Pro Dünnschliff wurden mindestens 500 Körner vermessen. Da Korngrößen unter 5ϕ im Dünnschliff nicht mehr erfaßbar waren, v.a. aufgrund der Umkristallisation der Tonmatrix zu einem feinen, gleichkörnigen Serizit-Quarz-Gemenge, wurde der aus der quantitativen petrographischen Analyse ermittelte Wert für die Matrix, die dem Korngrößenbereich unter 5ϕ entspricht, vermindert um einen geschätzten Faktor von 10% für diagenetische Neubildungen (Epimatrix), den gemessenen längsten Durchmesser hinzugefügt. Obwohl diese Methode nicht ganz korrekt ist, zeigte sich eine deutliche Verminderung des Fehlers gegenüber den nur aus den gemessenen Werten ermittelten Parametern.

Das Perzentil 95 konnte in einigen Kurven durch die hohen Matrixanteile nicht eindeutig abgelesen werden, weshalb für die Darstellung der Graphic Mean und die Graphic Standard Deviation (FOLK, 1980) gewählt wurden. Diese Parameter umfassen einen Bereich von 16% bis 84% der Summenkurve.

Von den ermittelten Korngrößen wurden Verteilungskurven auf Wahrscheinlichkeitspapier gezeichnet. Nach VISHNER (1969) kann die Form dieser Kurven einen Hinweis auf das Bildungsmilieu geben.

Schwerminerale

Die Proben wurden in der hydraulischen Presse zerkleinert und daraus die Fraktion 0.063-0.25 mm ausgesiebt. Diese Fraktion wurde mit 10%-iger Essigsäure auf 150°C mehrere Stunden gekocht, bis keine Reaktion mehr sichtbar war. Die so behandelte Probe wurde getrocknet und davon 10 g in einen Glasscheidetrichter mit Tetrabromäthan ($D = 2.96$) gegeben. Die Abtrennzeit pro Probe betrug 24 h, ca. alle 2-3 h wurde mehrmals umgerührt. Nach dem Abtrennen wurde die Probe mit Aceton gewaschen, getrocknet, gewogen und ein Streupräparat mit Canadabalsam hergestellt. Beim Auszählen im Durchlicht wurden von den durchsichtigen Schwermineralen je nach Gehalt 600-800 Körner, mindestens aber 200 Körner, erfaßt. Die Prozentwerte beziehen sich auf die Kornanzahl.

III. PROFIL ECKERSBACH

Der Eckersbach, ein östlicher Seitengraben des Ullachtales nördlich Leogang, schließt vier Schuppen auf, die übereinander liegen und in ihrem stratigraphischen Umfang jeweils vom Perm bzw. Skyth bis ins basale Anis reichen. Das Profil befindet sich in der untersten Schuppe auf einer Höhe von ca. 1000 m bis auf 1120 m. Die Basis des Alpiner Buntsandsteins ist hier leicht tektonisch überarbeitet, ebenso wird der hangendste Teil der Werfener Schichten tektonisch von anisischen Karbonaten überlagert.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils in Buntsandstein und Werfener Schichten beträgt ca. 270 m, wovon die untersten 40 m nur grob erfaßt wurden. Die Abfolge dieses stärker zerscherten Abschnittes beginnt mit dünnbankigen (bis 1 dm mächtigen) roten Quarzsandsteinen, die mit roten Tonschiefern in enger Wechselagerung stehen. Wenige Meter über der Basis folgt eine markante mächtigere Sandsteinbank, die aufgrund eines hohen Magnesitanteils in der Grundmasse gelb bis braun gefärbt ist. Diese Bank läßt sich auch in anderen Profilen des Arbeitsgebietes in ungefähr gleicher Position wiederfinden. Darüber liegen wie vorher rote Quarzsandsteine und Tonschiefer, die allmählich in mächtigere (bis mehrere dm dicke) Schrägschichtungskörper übergehen, welche nur mehr sporadisch von feinkörnigeren, horizontal laminierten Sandsteinen und Tonschiefern unterbrochen werden. In diesen schrägschichteten Sedimenten beginnt die Dokumentation der folgenden, hervorragend aufgeschlossenen 220 m bei einer markanten Bank von groben, trogförmig schrägschichteten Sandsteinen.

Über der letzten dargestellten Schichtabfolge 44 geht das Profil, das tektonisch schräg abgeschnitten wird, in der westlichen, kaum zugänglichen Wand noch ca. 10 m weiter. Dieser im wesentlichen mergelige Abschnitt steht zur Abfolge 44 wahrscheinlich als verschürfter Span in tektonischem Kontakt, daher wurde er in der Profilsäule nicht dargestellt, allerdings als Abfolge 45 im entsprechenden Teil beschrieben. Dieser höchste Teil der Werfener Schichten entspricht den höheren Aufschlüssen im Pernergraben.

Erläuterungen zur Profildarstellung (Abb. 3)

1. Farbe: Die Sedimentfarbe läßt eine deutliche Zweiteilung erkennen. Der Alpine Buntsandstein wird von rosa bis intensiv roten (Rock Colour Chart, 1963: 5R4/2, 10R4/2, 10R8/2), z.T. bräunlichen Sandsteinen und Tonschiefern aufgebaut, lediglich selten sind graue und weiße Sandsteine und grünliche Siltsteine eingeschaltet. Der höhere Abschnitt (Werfener Schichten) zeigt v.a. graue, weiße und grünliche Farben (N9, N5, 5GY6/1, 5G6/1, 5B6/2, 10Y6/2) und vereinzelt geringmächtige rote Einschaltungen. Auffällig ist eine 1,8 m mächtige braune (10YR8/6) Schillbank im obersten Teil.

Der Farbumschwung von den vorwiegend roten Sedimenten zu den grau und weiß dominierten Klastika im oberen Profilabschnitt stellt einen scharfen, auch in allen anderen Buntsandsteinprofilen markanten Schnitt dar.

LEGENDE ZU DEN PROFILLEN

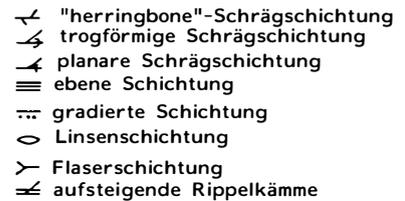
Lithologie und Korngrößen:



Farbe:



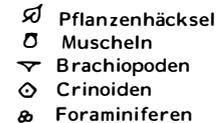
Schichtungstyp:



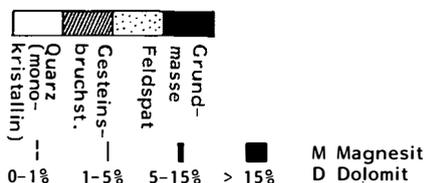
Sedimentmarken:



Fossilien:



Sedimentpetrographie:



Als Verursacher der Rot- bis Braunfärbung fungiert Hämatit (bzw. Limonit), der meist als feinkörniges Pigment in der Grundmasse verteilt ist. Nur selten läßt sich die primäre Herkunft des Hämatits aus dem Liefergebiet in Form von dünnen Rinden um Quarzkörner erkennen. Der Großteil des Pigments geht auf diagenetische Vorgänge zurück, wie z.B. auf die Bleichung von Biotit. Es liegt als feinstverteilte Kriställchen oder in mikrokristallinen Aggregaten in der Grundmasse vor bzw. beim Biotitabbau in dessen Spaltflächen und in kleinen Aureolen um den Glimmer. Einen Teil zur Rotfärbung trägt auch das Vorhandensein von hämatitpigmentierten Vulkanitfragmenten bei.

Der braunfärbende Limonit stammt aus der Verwitterung des Hämatitpigments oder zum größeren Teil von verwitterndem Fe-haltigem Karbonat, das im Sediment fleckig verteilt ist.

Die grauen und grünlichen Farben der Werfener Schichten und des Oberen Buntsandsteins werden z.T. deutlich durch fein verteilten authigenen Pyrit verursacht.

2. Lithologie und Korngrößen: Im Säulenprofil wurden die im Gelände mit freiem Auge oder der Lupe festgestellten Korngrößen (eingeteilt in Ton, Silt, Sand, Konglomerat) dargestellt. Ebenso wurde versucht, die relativen Bankmächtigkeiten sowie den vorherrschenden Schichtungstyp (Horizontal- oder Schrägschichtung) graphisch hervorzuheben.

Als einschneidendstes Element zeigen sich an der Basis der Werfener Schichten, zusammenfallend mit dem markanten Farbumschwung, die einzigen Konglomerate bzw. konglomeratischen Grobsandsteine des gesamten Profils.

3. Schichtabfolgen:

1:

1.30 m: grau-rötlicher, grobkörniger Sandstein, leicht mürb, relativ gut sortiert. Trogförmige Schrägschichtung, Tonresedimente. Dicke (1-2 cm) gradierte Lagen.

2:

6.00 m: roter, fein- bis mittelkörniger Sandstein. Trogförmige Schrägschichtung an der Basis, oben planare Schrägschichtung und ebene Schichtung. Gradierung der Sandsteinbänke von dm-Mächtigkeit auf cm-Dicke gegen oben. Am Top cm-mächtige rote Tonschiefer.

3:

21.00 m: mehrere Sequenzen von trogförmig schrägschichtetem roten Sandstein, die am Top jeweils ebengeschichtet sind oder rote Tonschieferlagen führen. Letztere sind manchmal durchwühlt. Asymmetrische Strömungsrippeln. Z.T. sind cm-mächtige dunkelrote, glimmerreiche Sandsteinlagen eingeschaltet. Bankmächtigkeiten bis max. 0.5 m. Trockenrisse in den feinkörnigen Lagen.

4:

5.50 m: roter, dm-gebankter Sandstein, trogförmige Schrägschichtung, Rippelschichtung. Am Top 0.5 m rote Tonschiefer mit dünnen Sandsteinlagen und grünen Flecken.

5:

10.40 m: rote und graue Sandsteine, quarzitisches Trogförmige Schrägschichtung. Bei 10 m flache, ansteigende Rippelkämme und Grabgänge. Am Top 0.40 m Wechselagerung von dm-mächtigen, planar schrägschichteten Sandsteinen und roten Tonschiefern.

6:

2.70 m: rote, trogförmig schrägschichtete Sandsteine, am Top Tonschiefer.

7:

7.00 m: roter, teilweise graue oder weiß gefleckter Sandstein, schöne trogförmige Schrägschichtung. Nach oben abnehmende Bankmächtigkeiten und Verflachung der Rinnen.

8:

4.00 m: roter, dünnbankiger (10-15 cm), feinkörniger Sandstein mit cm-mächtigen roten Tonschieferlagen. Vereinzelt Wühlspuren. Vorwiegend planare Schrägschichtung und Horizontalschichtung. Rippeln, Trockenrisse und Tonresedimente.

9:

5.00 m: wie Abfolge 8, die Tonschieferlagen werden seltener.

10:

12.50 m: roter, dünnbankiger Sandstein in Wechsellagerung mit Tonschiefern. Bankmächtigkeiten bis 15 cm. Vereinzelt dunkelrote, glimmerreiche Sandsteine. Rippeln, Trockenrisse und Wühlspuren selten. Einzelne Bänke mit flachen Großrippeln (große Wellenlängen, niedrige Kammhöhen).

11:

3.10 m: dm-mächtiger roter Sandstein, trogförmig schrägschichtet, dünne Sandsteinzwischenlagen (1.80 m), roter dünnbankiger Sandstein (1.00 m), roter schrägschichteter Sandstein, dm-Bankung (0.30 m).

- 12:
26.00 m: rote Sandsteine, cm-Bankung. Vorwiegend planare Schrägschichtung, seltener Horizontalschichtung und Großrippeln. Dünne Tonschieferlagen. Bei 13 m dunkelrote, glimmerreiche Sandsteine (0.10 m). Ab 14 m Klüftchen mit Gips. Stark verfault und zerschert.
- 13:
0.40 m: weiß-roter, grober Sandstein, rot laminiert. Planare Schrägschichtung. Gipsführung.
- 14:
14.80 m: graue und rote Sandsteine mit Tonschieferlagen. Klüfte gipsführend. Zwischen 7.50 und 8.00 m grauer, feinkörniger Sandstein. Bei 12.0 m weißer, gipszementierter Sandstein. Am Top grüne Siltsteine und Feinsandsteine (0.30 m). Z.T. Großrippeln. Selten "herringbone"-Schrägschichtung.
- 15:
2.00 m: grauer, schräggeschichteter Sandstein, mit roten Tonschieferlagen wechsellagernd. Dm-Bankung. Klüfte (auch ss-parallel) mit Gips. Grüne Tonresedimente. "Herringbone"-Schrägschichtung.
- 16:
0.15 m: weißer Grobsandstein mit grünen Tonresedimenten und rosa Gipsknollen. Gipsführender Sandstein keilt lateral aus und geht in schräggeschichteten (Großrippeln?) Sandstein über.
- 17:
2.50 m: rote und graue Sandsteine (Bankung 15-20 cm) und rote Tonschieferlagen (bis 10 cm). Kluftgips. Grüne und violette Siltsteinlage. Trockenrisse.
- 18:
1.80 m: grauer, z.T. braun gesprenkelter Grobsandstein mit roten und weißen Quarzkiesgeröllen bis 1 cm Größe. Vor allem an der Basis rote Tongallen bis über 10 cm Größe. Teilweise eingekieselt. Trogförmige Schrägschichtung (1.00 m). Obere 0.80 m weiß-grauer quarzitischer Sandstein, planar schräggeschichtet.
- 19:
1.80 m roter Grobsandstein mit Feinkiesgeröllen. Tonschiefer- und Feinsandlagen. Trogförmig schräggeschichtet. Tonresedimente. Z.T. karbonatisch (braun gesprenkelt), z.T. quarzitisches (0.60 m), grauer quarzitischer Sandstein, planare Schrägschichtung (0.20 m), Wechsellagerung rote Tonschiefer mit grauroten quarzitischen Sandsteinen (0.70 m), roter Mittel- bis Grobsandstein, unten Horizontalschichtung, oben schräggeschichtet (0.30 m).
- 20:
1.05 m: grauer quarzitischer Grobsandstein bis Feinkonglomerat mit roten Tongallen. Trogförmige Schrägschichtung: lateral auskeilende, flache Rinne (max. 10 m laterale Erstreckung) (0.15 m), weißer quarzitischer Feinsandstein, planar schräggeschichtet (0.40 m), Wechsellagerung von roten (2) und grünen (1) Tonschiefern mit grauen quarzitischen Sandsteinen (0.50 m).
- 21:
2.00 m: weißer, sigmoidal schräggeschichteter Sandstein.
- 22:
1.40 m: roter Sandstein (0.15 m), grauer feinkörniger Sandstein (0.25 m), roter, eben geschichteter Sandstein (1.00 m).
- 23:
0.60 m: grauer Sandstein, braun gefleckt. Trogförmige Schrägschichtung (laterale Mächtigkeitsabnahme gut zu beobachten).
- 24:
0.70 m: rote, siltig-sandige Tonschiefer, lateral auskeilend.
- 25:
2.05 m: hellgrauer, gelblich anwitternder, glimmerführender quarzitischer Sandstein (0.25 m), dunkelgrauer quarzitischer Sandstein mit Siltsteinlagen am Top. Horizontalschichtung (1.20 m), grüne Tonschiefer mit grauen Quarzitlagen bis 5 cm Mächtigkeit (0.60 m).
- 26:
2.10 m: weiß-grauer quarzitischer Sandstein, trogförmige, z.T. sigmoidale Schrägschichtung (1.90 m), grüne Tonschiefer (0.20 m).
- 27:
1.15 m: weiß-grauer quarzitischer Sandstein, trogförmige, z.T. sigmoidale Schrägschichtung (0.60 m), dunkelgraue Silt- und Tonschiefer mit Lagen und lagig angeordneten Linsen von quarzitischem Sandstein (Rippeln) (0.55 m).
- 28:
5.50 m: weißer quarzitischer Sandstein, trogförmig, z.T. sigmoidal schräggeschichtet (4.60 m), graue bioturbate Sandsteine mit wenigen Tonschieferlagen (0.30 m), schwarze Tonschiefer mit Sandsteinlage, Durchwühlung (0.20 m), graue quarzitisches Sandsteine und Tonschiefer, leicht durchwühlt (0.40 m).
- 29:
1.85 m: graue quarzitisches Sandsteine, trogförmig, z.T. sigmoidal schräggeschichtet (1.50 m), dunkelgraue Silt- und Feinsandsteine, bioturbat (0.35 m).

30:

1.00 m: grauer quarzitischer Sandstein (0.30 m), grauer Tonschiefer mit in zwei Lagen angeordneten, grauen, mikrokristallinen Magnesitkonkretionen (0.70 m).

31:

3.80 m: weißer bis grauer quarzitischer Sandstein, trogförmig, sigmoidal geschichtet (3.40 m), rote Tonschiefer und Sandsteinlagen (0.40 m).

32:

3.35 m graue quarzitisches Sandsteine mit Siltsteinlagen, z.T. schräggeschichtet (? planar) (1.40 m), grauer Sandstein mit Aufarbeitungshorizont (Tongallen) (0.15 m), Wechsellagerung von grünen, durchwühlten Siltsteinen mit grauen Sandsteinen in cm- bis mm-Lagen, Sandstein eben geschichtet (1.40 m), grauer Sandstein, eben geschichtet, entlang den Bankungsfugen (Bankung bis 5 cm) und Klüften auffallend braun verfärbt (0.40 m).

33:

9.00 m: grauer quarzitischer Sandstein in Wechsellagerung mit grauen Tonschiefern und Siltsteinen. Vorwiegend horizontal geschichtet. Gestört und schlecht aufgeschlossen.

34:

4.60 m: roter Sandstein, Kluftgips, Trockenrisse, gestört (2.00 m), roter feinkörniger Sandstein, Kluftgips, ebene Schichtung, Großrippeln mit niedriger Kammhöhe und großer Wellenlänge (2.60 m).

35:

4.70 m: weißer, eben geschichteter quarzitischer Sandstein, Kluftgips (1.30 m), Wechsellagerung grüne Siltsteine mit grauen quarzitischen Sandsteinen, Flaserschichtung, Bioturbation, Siltsteinzwischenlagen (1.20 m), graue bis weiße, eben geschichtete Feinsandsteine bis Siltsteine, Kluftgips (0.70 m), graue, am Top rote Sandsteine, Flaserschichtung, oben horizontal geschichtet. Kluftgips (0.20 m).

36:

5.00 m: Wechsellagerung von grauen Siltsteinen mit Feinsandsteinen (eben geschichtet). Cm-Bankung. Vereinzelte Wellenrippellagen, Aufarbeitung (Schlamm-scherben, gradiert), Bioturbation. An der Basis Gipsknollen.

37:

2.60 m: graue Siltsteine mit bis 10 cm mächtigen Bänken von quarzitischem Sandstein. Horizontalschichtung, bei 0.60 m dünne Lage mit Wickelschichtung (subaquatische Rutschung) (2.50 m), grauer Siltstein, Wickelschichtung (0.10 m).

38:

13.10 m: grauer durchwühlter Siltstein, basal mit eben geschichteten quarzitischen Feinsandsteinlagen, Kluftgips (5.00 m), grauer Siltstein mit quarzitischen Feinsandsteineinschaltungen, am Top durchwühlt (2.00 m) Aufschlußlücke (2.00 m), grauer Siltstein mit quarzitischen Sandsteinlagen (1.00 m), roter quarzitischer Sandstein (0.20 m), Wechsellagerung von grauen quarzitischen Sandsteinen mit grauen Siltsteinen und grünen Tonschiefern (0.30 m), rote siltige Feinsandsteine (1.00 m), Wechsellagerung von grauen Siltsteinen mit grauen, einmal hellroten quarzitischen Feinsandsteinen (1.60 m).

39:

2.00 m weißer quarzitischer Sandstein, Schrägschichtung (? planar).

40:

10.45 m: Wechsellagerung von grauen und grünen Siltsteinen, grauen, selten roten quarzitischen Sandsteinen (meist feinkörnig) und untergeordnet grünen Tonschiefern. Basal Kluftgips. Flaserschichtung, Horizontalschichtung, selten planare Schrägschichtung. Starke Durchwühlung. Am Top fragliche Lösungshohlräume von Muschelschalen. Brachiopodenschalenfragmente (*Lingula* sp.) bei ca. 6 m.

41:

1.80 m: brauner, stark karbonatischer Sandstein mit dünnen Siltzwischenlagen. Mehrere gradierte Lagen mit Muschelschill, chaotische Lagerung der Schalen im tieferen Teil der Abfolgen. Linsen- und Flaserschichtung im feinerkörnigen Anteil.

42:

3.90 m: grüner Siltstein (0.10 m), graugrüne quarzitisches Siltsteine. Bioturbation, Horizontalschichtung und flache Großrippeln (1.80 m), Wechsellagerung von grauen Siltsteinen und Tonschiefern mit quarzitischen Feinsandsteinen. Gestört (2.00 m).

43:

0.70 m: grüner bioturbater Siltstein mit quarzitischer Sandsteinlage. Vor allem im Sandstein auffallende schwarze Komponenten von mm-Größe: Bruchstücke von Brachiopodenschalen (*Lingula* sp.). Kluftgips.

44:

9.60 m: z.T. enge Wechsellagerung von grauen und grünen, meist quarzitischen Sandsteinen mit grünlichen Siltsteinen und wenigen Tonlagen. Bioturbation, selten Horizontalschichtung, häufig Flaserschichtung. Vereinzelt quarzitisches Sandsteinlagen mit *Lingula*-Bruchstücken, in den Siltsteinen und Tonschiefern Muschelpflaster.

45 (in der Profilsäule nicht dargestellt, da der Kontakt zur Abfolge 44 wahrscheinlich gestört ist):

Ca. 10 m graue bis bräunliche Dolomitmergel mit Lösungshohlräumen (Muscheln), *Rhizocorallium*, Feinlaminierung; in den obersten 2-3 m mehrere gradierte Lagen mit Crinoidenschutt an der Basis, darüber feinelaminierte, eben und rippelgeschichtete Mergel. Dünnbankig.

4. Schichtungstyp: In dieser Spalte ist der für den betreffenden Abschnitt charakteristische Schichtungstyp dargestellt (genauer bei der Beschreibung der Schichtabfolgen). Über dem trogförmig schräggeschichteten Teil folgt ein Abschnitt, der von Horizontal- und planarer Schrägschichtung sowie Rippelschichtung beherrscht wird. Dieser wird wieder von einem scharf einsetzenden Komplex trogförmiger Schrägschichtungskörper abgelöst, aus dem sich vorwiegend ebengeschichtete Feinklastika entwickeln. Gegen das Hangende des Profils nimmt der Anteil an Flaserschichtung auffallend zu.

5. Sedimentmarken: Während in den trogförmig schräggeschichteten Sandsteinen nur selten kleindimensionale asymmetrische Strömungsrippeln beobachtet werden können, findet man in der dünnbankigen Rotfazies häufiger Rippelmarken mit niedrigem Rippelindex (mehrere cm Wellenlänge, wenige cm Amplitude) und nur schwach ausgeprägter Asymmetrie. Vereinzelt sind auf den Schichtflächen sandig verfüllte Wühlspuren zu sehen.

Die Bioturbation erreicht ihr volles Ausmaß erst im höheren Profilabschnitt. Es handelt sich einerseits um bis zu einige mm Durchmesser erreichende, sandig verfüllte Gänge, die schräg und senkrecht zur Schichtung stehen, andererseits um U-förmige Spreitenbauten, die am ehesten mit *Diplocraterion* vergleichbar sind.

Trockenrisse treten nicht selten deutlich hervor, auch sind resedimentierte Tonscherben nicht selten.

Subaquatische Rutschungen (slumping) finden sich nur einmal in den Werfener Schichten.

In einem grauen Tonschieferhorizont zwischen den weißen Schrägschichtungskörpern konzentrieren sich in zwei Lagen auffällige bräunlich-graue Magnesitkongkretionen von mm- bis cm-Größe.

Erosionsmarken sind in den Schrägschichtungskomplexen sehr häufig, wurden aber in der Profildarstellung nicht berücksichtigt.

6. Fossilien: Nur der hangendste Abschnitt der Werfener Schichten ist fossilführend. Die markante braune karbonatische Sandsteinbank beinhaltet mehrere Schilllagen. Im Gelände sieht man hauptsächlich nur mehr längliche Lösungshohlräume, die von weißem Kalzit ausgekleidet werden. Manchmal trifft man noch auf schlecht erhaltene Steinkerne von Lamellibranchiaten. Im Dünnschliff bemerkt man eine leichte Deformation der gänzlich zu mikrokristallinem Karbonat umkristallisierten Muschelschalen. Die Lagerung der Schalen ist z.T. chaotisch, z.T. läßt sich eine Einregelung in die Schichtung beobachten.

In den grünen Siltsteinen und Tonschiefern über der Lumachelle lassen sich vereinzelt Muschelpflaster mit z.T. berippten Schalenabdrücken beobachten.

In diesem höchsten Abschnitt fallen winzige schwarze, längliche Komponenten in groben Sandsteinen auf, die sich im Dünnschliff als phosphatische Brachiopodenschalen zu erkennen geben (Taf. II, Fig. 4). Deutlich ist eine Prismenschicht und eine lamellare Schicht erhalten, manchmal führen sie Einschlüsse von Pyrit. Die Schalenbruchstücke sind nicht punctat und lassen am ehesten an *Lingula* sp. denken. (Herrn Doz. Dr. W. Resch sei für die Mithilfe bei der Bestimmung gedankt).

In den stratigraphisch höchsten Aufschlüssen (Schichtabfolge 45, im Profil nicht dargestellt) treten lagenweise massenhaft Crinoidenstielglieder auf.

7. Karbonatgehalt: An den entnommenen Proben wurde der Gesamtkarbonatgehalt aus Dünnschliffen mittels Integrationsokular bestimmt. Da in den Proben nie detritisches Material gefunden werden konnte, ist der ganze Karbonatgehalt als diagenetisch gebildet aufzufassen. Es handelt sich nach den XRD-Bestimmungen vorwiegend um Magnesit und weniger Dolomit (leicht Fe-schüssig).

Während der rotgefärbte Buntsandstein sehr wenig Karbonat führt, ist in den Werfener Schichten eine rasche Zunahme zu Gehalten, die teilweise über 50% liegen, ausgeprägt.

8. Sedimentpetrographie: In der Darstellung wurden als die vier Hauptbestandteile Quarz, Gesteinsbruchstücke, Feldspat und Grundmasse anteilmäßig dargestellt.

Quarz:

Als Quarz wurden entweder nur monokristalline Körner erfaßt, oder Körner aus höchstens zwei Internindividuen, wobei das zweite Individuum nicht mehr als ca. 10% der Gesamtkornfläche beanspruchen darf.

Der Großteil der monokristallinen Quarze löscht mehr oder weniger undulös aus und zeigt teilweise schwache Deformationslamellen. Selten sind starke, sich kreuzende Systeme von Böhm'schen Lamellen an einem Korn zu beobachten. Aufgrund der stark unterschiedlichen Intensität der Undulosität sowie der von Korn zu Korn divergierenden Richtungen der Deformationslamellen ist die tektonische Beanspruchung der Quarze als voralpidisch anzusehen. Teilweise zeigen die Quarzpartikel deutliche Bahnen von Flüssigkeitseinschlüssen oder Einschlüsse von nicht näher bestimmbar Mikrokristalliten.

Nicht undulöse Körner lassen öfters deutliche Korrosionsbuchten und -schlänche erkennen. Ihre Deutung als aufgearbeitete Quarzporphyre des unterpermischen sauren Vulkanismus wird gestützt durch die Beobachtung, daß ihnen manchmal noch Reste der Porphyrgrundmasse in Form von mikrokristallinem Quarz (Chert) anhaften.

Der Überlagerungsdruck der Sedimente hat manchmal dazu geführt, daß sich von den Kontaktstellen aus Risse im Korn bilden.

Kleine Quarzkörner können vom Serizit-Quarz-Zement z.T. korrodiert bzw. verdrängt werden.

Gesteinsbruchstücke:

Als lithische Fragmente wurden polykristalline Quarzkörner (mindestens zwei Internindividuen, ein Individuum hat mindestens 10% der Gesamtkornfläche), Resedimente, Vulkanitkomponenten, Chert und die seltenen Bruchstücke von Fossilien zusammengefaßt.

Polykristalliner Quarz besteht im wesentlichen aus zwei Hauptgruppen. Die erste beinhaltet jene Körner, deren Internindividuen stark gestreckt und undu-

lös sind. Häufig sind auch die internen Korngrenzen suturiert oder körnig. Bei diesen Typen handelt es sich um sog. "stretched metamorphic quartz" (FOLK, 1980), der durch tektonische Beanspruchung von älteren quarzführenden Gesteinen ohne Rekristallisation entsteht. Die zweite Gruppe umfaßt den "recrystallized metamorphic quartz" (FOLK, 1980). Hier bilden die Internbausteine ein ungefähr gleichkörniges Mosaik, die Korngrenzen sind nicht suturiert, sondern gerade. Die Auslöschung ist nicht so extrem undulös wie bei den gelängten Typen. Diese Art entsteht durch Rekristallisation des Quarzes während oder nach einer Beanspruchung des Ausgangsgesteins. Unter den polykristallinen Quarzkörnern überwiegen die gelängten metamorphen Quarze bei weitem die rekristallisierten.

Bei den Resedimenten dominieren vor allem Tonscherben. Sie treten häufig an der Basis von Sandsteinbänken auf, besonders im tiefsten Teil der großen Schrägschichtungskomplexe. Selten sind Sandsteinresedimente, z.T. mit einer Grundmasse von mikrokristallinem Quarz oder toniger Matrix.

Die Grundmasse der Quarzporphyrfragmente besteht aus einem Gemenge von mikrokristallinem Quarz und feinsten Serizitleisten oder nur aus Mikroquarz. Manchmal ist er zu einem Mosaik von etwa gleich großen Quarzkristallen rekristallisiert, das aber die charakteristische Pigmentierung durch Hämatit, die die rote Färbung der Komponenten bewirkt, übernimmt. Dadurch unterscheiden sich diese Aggregate deutlich von jenen der rekristallisierten Metamorphitquarze. Typisch sind natürlich Einsprenglinge von korrodierten Quarzeinkristallen und Feldspäten, die alle in serizitisierter Form vorliegen. Einzelne Komponenten lassen durch ein ausgeprägtes Scherben- und Fließgefüge, hervorgehoben durch eine starke Pigmentierung der ehemaligen Glasscherbenränder, ihre Entstehung als Ignimbrite erkennen.

Die Chertfragmente können fast zur Gänze durch ihre Pigmentierung als entglaste Porphyrgrundmasse angesprochen werden, nur bei wenigen Körnern könnte es sich um sedimentären Chert handeln.

Glimmer:

Auf eine Darstellung der Glimmer wurde wegen der geringen Gehalte verzichtet. Den Großteil stellen Biotite, die in einem wechselnden Maß gebleicht sind. Muskowit ist nur untergeordnet vorhanden.

Feldspat:

Die vorherrschend am Sedimentaufbau beteiligten Kalifeldspäte werden durch Orthoklas und Mikroklin vertreten. Der Orthoklas ist meistens vollständig serizitisiert, v.a. im Alpinen Buntsandstein. Lediglich die Kornform und kleine Relikte lassen auf präexistente Orthoklase schließen. Äußerst selten sind schöne Flammenperthite, die relativ gut erhalten sind. Fast immer frisch ist dagegen der Mikroklin.

Im höchsten Profilteil kommt zu den Kalifeldspäten ein geringer Anteil von Plagioklasen.

Die Serizitisierung der Kalifeldspäte ist in allen Stadien zu beobachten, von beginnendem Abbau mit feinen Serizitleisten an den Spaltflächen bis zu vollständiger Umsetzung. Seltener werden die Feldspäte durch Karbonat pseudomorphosiert.

Grundmasse:

Sie besteht vorwiegend aus einem Serizit-Quarz-Gemenge, Karbonat, relativ wenig homoaxialem Quarzement und seltener Gips. Die Grundmassearten werden bei der Besprechung der nächsten Spalte eingehend behandelt. Hier sei nur der Trend zu höherem Grundmasseanteil in hangenderen Profilteilen vermerkt, der durch die Zunahme des Karbonatgehaltes verursacht wird.

Die Schwerminerale sind bei der Behandlung der Sedimentpetrographie nicht berücksichtigt, ihnen ist ein eigenes Kapitel gewidmet.

9. Grundmasse: Ein Gemenge von feinen Serizitleisten und mikrokristallinem Quarz (dieser kann auch nur ganz untergeordnet beteiligt sein), als Serizit-Quarz-Matrix bezeichnet, stellt den Hauptanteil an der Grundmasse, v.a. im Alpinen Buntsandstein. Dieses Gemenge ist in texturell unreiferen Sandsteinen in der Hauptsache als Rekrystallit einer ursprünglichen Tonmatrix aufzufassen (Orthomatrix im Sinne von DICKINSON, 1970). Der geringere Teil geht wahrscheinlich auf den Abbau gerüstbildender Komponenten (z.B. Serizitisierung der Feldspäte) zurück (Epimatrix: DICKINSON, 1970). V.a. in einem sonst gut sortierten Korngerüst muß mit einem Anteil von Epimatrix an der Grundmasse gerechnet werden. Als echten Phyllosilikat-Zement kann man nur die äußerst seltenen Rinden von klaren, radialstrahlig angeordneten, winzigen Serizitkriställchen um detritäre Körper bezeichnen.

Als Quarz-Zement wurden nur die homoaxial weiterwachsenden Anwachssäume um Quarzdetritus zusammengefaßt. Der mikrokristalline Quarz-Zement, der fast immer mit Serizit verwachsen ist, wurde als Serizit-Quarz-Matrix berücksichtigt, da zwischen den Hellglimmern und dem Mikroquarz sicher ein genetischer Zusammenhang besteht. Die Anwachssäume treten auch in der Regel nur in Bereichen ohne Serizit-Quarz-Matrix, also in gut ausgewaschenen, tonfreien Sandsteinen auf.

Die Mineralogie des Karbonatanteils wurde röntgen-diffraktometrisch bestimmt. Dabei zeigte sich eine deutliche Vorherrschaft von Magnesit (z.T. Fe-schüssig), Dolomit ist erst in den höchsten Profilteilen das dominierende Karbonat. Kalzit konnte nur selten und in Spuren nachgewiesen werden. Das Karbonat ist in den Sandsteinen meist fleckig verteilt, wobei es sowohl die Serizit-Quarz-Matrix als auch die Quarzkomponenten korrodiert und verdrängt (spät-diagenetische Bildung). Manchmal umschließen große Magnesitkristalloblasten poikilitisch einige detritäre Körner, d.h. es wurde die Grundmasse hier völlig verdrängt.

Gips tritt in zwei Horizonten in Form von mehreren großen Knollen im Sediment auf, als Füllung von schmalen Klüften bzw. als schichtparalleler, mm-dicker Belag ist er im ganzen Profil (außer im roten, schrägschichteten Abschnitt) relativ oft vertreten. Im Dünnschliff konnte in einigen Sandsteinen ein nicht unbeachtlicher Anteil von faserigem Gips in der Grundmasse festgestellt werden. Diffraktometeraufnahmen zeigten selbst Spuren von Gips in manchen Proben, in denen auch mikroskopisch keiner bestimmt werden konnte. Er korrodiert stellenweise Quarzdetritus.

Als jüngster Anteil an der Grundmasse sind sicherlich die seltenen büscheligen Aggregate von feinen Hellglimmern, die in das Karbonat hineinwachsen, anzusehen. Ihre Kristallisation dürfte mit der alpidischen anchizonalen Metamorphose der Sedimente zusammenhängen (SCHRAMM, 1980).

10. Mean: Die an Dünnschliffen durchgeführten Korngrößenmessungen mittels Videoplan erbrachten eine deutliche Abhängigkeit der mittleren Korngröße (Graphic Mean: FOLK, 1980) der Sandsteine von den einzelnen, lithofaziell unterschiedlichen Abschnitten. In den trogförmig schrägschichteten Sandsteinen liegt der Mean

um ca. 1 Φ -Klasse höher als in den dünnbankigen, eben und flaserig geschichteten Teilen. Größere Einschüttungen in der letztgenannten Fazies sind seltener und wurden nur in zwei Proben erfaßt. Ein markanter Korngrößenschnitt ist natürlich mit der schon erwähnten Konglomeratschüttung verbunden.

11. Standard Deviation: Die Standardabweichung (Graphic Standard Deviation: FOLK, 1980) zeigt einen ähnlichen Trend wie der Mean, allerdings nicht so stark ausgeprägt. Die schräggeschichteten Sandsteine sind demnach etwas schlechter sortiert als die dünnbankigen.

Schwermineralführung (Abb. 4)

Das Schwermineralspektrum wird von den Mineralen Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit geprägt. Nur in Einzelkörnern findet man Titanit, Disthen, Zoisit, Granat und ? Hornblende.

Zirkon:

Über 90% der Zirkone sind stark gerundet und lassen keine Kristallflächen mehr erkennen. Der geringe Anteil an idiomorphen Zirkonen zeigt langgestreckte Prismen mit einfachen Endflächen, selten sind kurze, gedrungene Prismen mit steilen, komplexen Pyramidenflächen. Meistens sind die Körner farblos, manchmal sind sehr gutgerundete Zirkone ziemlich intensiv rosarot gefärbt. Einschlüsse in Form von Bläschen oder Schläuchen sind recht häufig, einzelne Körner lassen einen Kern und/oder einen Zonarbau erkennen. Einige Zirkone haben durch Metamiktisierung eine bräunliche Farbe angenommen bzw. eine Trübung erfahren.

Turmalin:

Er ist neben Zirkon das dominierende Schwermineral. Der Turmalin liegt entweder in gut gerundeter Form oder als eckige Fragmente vor. Die Bruchstücke lassen sich zum Großteil darauf zurückführen, daß der Turmalin schon im Sediment deutliche Risse zeigt, und auch z.T. schon von Serizit oder Quarz verdrängt wird. An diesen Flächen bricht das Korn bei der Aufbereitung und täuscht so einen höheren Turmalingehalt vor (Kornprozent). Die wahren Turmalinwerte dürften also wenige Prozent niedriger liegen, was aber nichts daran ändert, daß er mit dem Zirkon das wichtigste Schwermineral ist. Allerdings ist ein geringer Teil der ungerundeten Bruchstücke sicherlich schon primär im Sediment so vorgelegen.

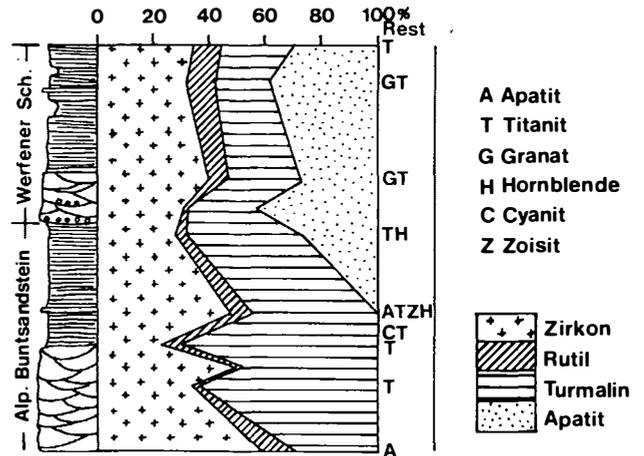


Abb. 4: Schwermineralverteilung im Profil Eckersbach

Die Turmaline wurden getrennt nach den Farben grün, braun und blau ausgezählt, da nach KRYNINE (1946) die Farbe eine Aussage über die Herkunft der Turmaline erlaubt. Körner mit sehr guter Zurundung lassen zudem noch eine mehrfache Wiederaufbereitung erkennen, was beim Großteil der Fall ist. Immer in kantigen Fragmenten liegt blauer Turmalin vor, der typisch für Pegmatite ist. Der Anteil am Gesamt-Turmalin ist sehr gering. Die meisten Turmaline sind grün bis olivgrün gefärbt (Schörl), zeigen nicht selten opake Einschlüsse, Zonarbau und sind gut gerundet. Braune Farben besitzt nur ein kleiner Teil runder Turmaline von relativ großer Korngröße. Diese braunen und grünen Typen wurden mehrfach umgelagert, kommen aber primär aus einem metamorphen Liefergebiet.

Rutil:

Der Rutil liegt zur Gänze in Form von annähernd isometrischen bis gestreckten, aber immer gut gerundeten Körnern vor. Oft ist noch deutlich eine Längsstreifung parallel zur c-Achse zu erkennen. Die Färbung schwankt zwischen gelbbraun, rotbraun, braun und fast opak. Feinkristalline Leukoxenaggregate, in denen eindeutig Rutil nachgewiesen werden konnte, wurden ebenfalls als Rutil gezählt.

Apatit:

Die Apatitkörnchen sind unterschiedlich gerundet und besitzen oft unregelmäßige Bruchflächen. Sie sind farblos, viele Körner haben einen grau bis bräunlich pigmentierten Kern. Einschlüsse, wie Flüssigkeitsbläschen, opake Körner oder kleine Zirkonkristalle sind häufig. Selten treten völlig farblose und einschlussfreie Apatite

mit schönen, glatten Prismenflächen auf, die aber immer an den Enden abgebrochen sind. Aufgrund der Größe und langprismatischen Form und des seltenen Auftretens kann aber auch für diese Körner eine Authigenese ausgeschlossen werden.

Interpretation der Schwermineralanalyse:

Während Zirkon, Turmalin und Rutil in der gesamten Abfolge vertreten sind, tritt der Apatit erstmals mit den groben, weißen Sandsteinlagen in der dünnbankigen Rotfazies, noch im Unteren Buntsandstein, als Hauptkomponente hervor (Abb. 4). Vereinzelt Körner wurden auch schon tiefer festgestellt. Mit dem Einsetzen des Apatits fällt auch eine Zunahme des Gehaltes an frischen Feldspäten zusammen.

Da innerhalb des Unteren Buntsandsteins anhand der Sedimentpetrographie und -gefüge eine Änderung des Liefergebietes bzw. eine Klimaänderung nicht nachweisbar ist, muß hier vielmehr an eine Hebung des Grundwasserspiegels, einhergehend mit der Transgression, gedacht werden, die die Eliminierung des Apatits durch Verwitterungseinflüsse verhindert. Nach WIESENEDER (1953) reagiert Apatit auf Oberflächenverwitterung sehr empfindlich, ist aber gegenüber Diagenesebedingungen stabil.

Das schuttliefernde Hinterland muß aufgrund des hohen Anteils von gerundeten ultrastabilen Schwermineralen im Permoskyth zu einem Teil aus älteren Klastika bestanden haben, in denen schon eine Vorauslese der Schwerminerale stattgefunden hat (mehrfache Aufarbeitung). Die wenigen langprismatischen Zirkone mit einfachen Flächenkombinationen stammen wahrscheinlich aus den aufgearbeiteten permischen Quarzporphyren. Während der blaue Turmalin Pegmatite im Liefergebiet anzeigt, kann mit dem Apatit keine sichere Aussage gemacht werden, da er in allen magmatischen Gesteinen als Übergemengteil vertreten ist. Eine untergeordnete direkte Beteiligung von Metamorphiten beweisen die einzelnen Körner von Disthen, Granat und Zoisit.

Faziesinterpretation:

Die roten, trogförmig schräggeschichteten Sandsteine des unteren Profilabschnittes lassen sich aufgrund ihrer Sedimentgefüge als fluviatile Sedimente ansprechen (Taf. I, Fig. 1). Die Deutung des fluviatilen Ablagerungsmilieus wird zusätzlich durch den Vergleich

der Form der Kornsummenkurven auf Wahrscheinlichkeitskala mit denen von VISHAR (1969) gestützt (Abb. 5 A).

Über einer unregelmäßigen, bis dm-tief reichenden Erosionsbasis folgen an der Basis der Sequenzen größere schräggeschichtete Sandsteine, die manchmal rote Tonscherben eingelagert haben. Der gesamte Rinnenkörper wird durch einen Komplex von dm-dicken Schrägschichtungseinheiten aufgebaut, die der "Picross-stratification" von ALLEN (1963) entsprechen und auf das Wandern von großen gekrümmten Strömungsrippeln zurückgehen (ALLEN, 1963; PLINT, 1983). Gegen das Hangende der Sequenzen ist manchmal eine undeutliche Abnahme der Mächtigkeit der einzelnen Schrägschichtungskörper und eine meist kaum ausgeprägte Korngrößenverringering zu erkennen.

Sehr gering ist der Anteil von feinkörnigen, meist eben laminierten Sandsteinen und geringmächtigen Tonschiefern am Top der Sequenzen. Kleinrippelschichtung, z.T. mit aufsteigenden Rippelkämmen ("Nu-cross-stratification", ALLEN, 1963) läßt sich selten beobachten, ebenso schwache Bioturbation der Feinklastika oder Trockenrisse.

Eine Aussage über die Art des Rinnensystems ist nur mit Vorbehalt zu treffen, da keine großen lateralen Einblicke möglich sind. Auffallend ist das Fehlen von Epsilon-Schrägschichtung (ALLEN, 1963), die eine seitliche Verlagerung der Rinnen anzeigt und v.a. für mäandrierende Systeme typisch wäre. Ebenso spricht der äußerst geringe Feinanteil der Sequenzen (Verhältnis Tonschiefer:Sandstein ca. 1:60!) sowie die Konstanz der Schüttungsrichtungen (s.u. und Abb. 6) gegen ein Mäandrieren der Rinnen. Nach PLINT (1983) weist ein geringes Streuen der Paläoströmungsrichtungen zwischen verschiedenen Sequenzen eher auf schwach gekrümmten Rinnenverlauf hin. Allerdings konnte JACKSON (1978) nachweisen, daß es durchaus möglich ist, daß mäandrierende Flüsse Sedimentgefüge zeigen, die bisher als typisch für verzweigte Gerinne erachtet wurden. FRIEND (1983) weist darauf hin, daß der Anteil von Feinklastika an einer Sequenz für sich allein ebenfalls keine Aussage über die Art des Rinnensystems erlaubt.

Im gesamten ergibt sich allerdings doch ein Bild, das eher für verzweigte Gerinne spricht. Als wesent-

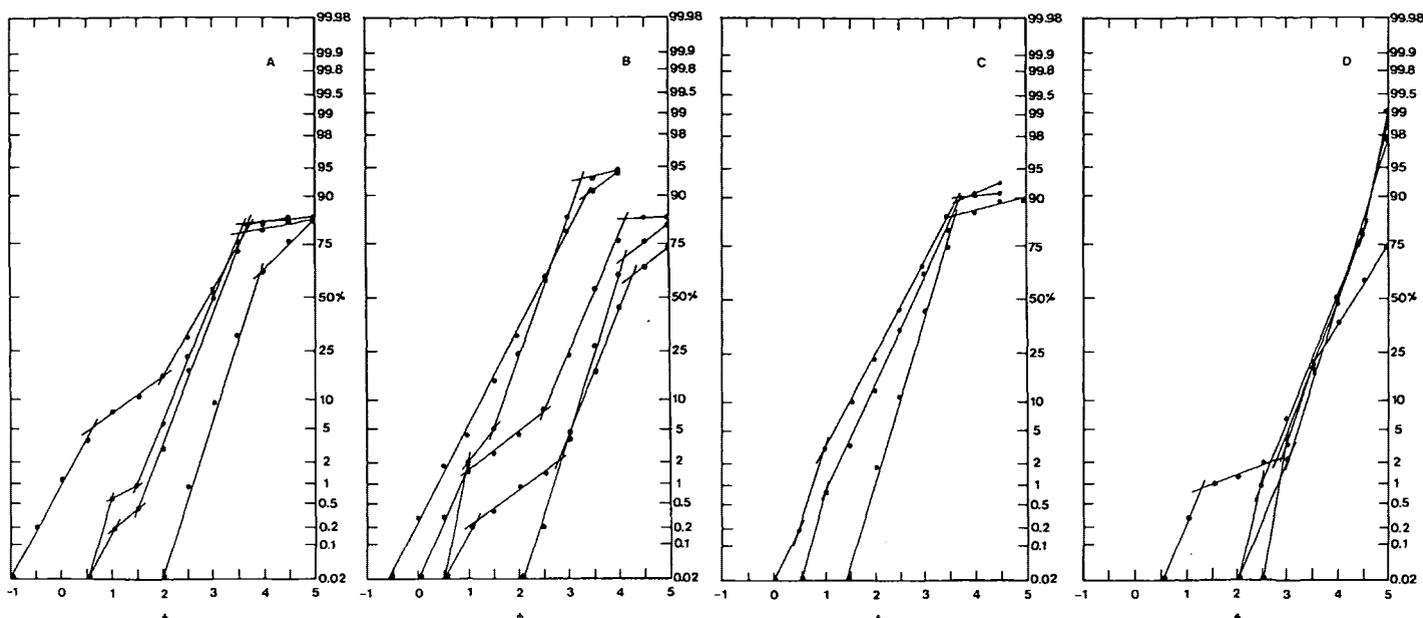


Abb. 5 A - D: Kornsummenkurven Profil Eckersbach (Wahrscheinlichkeitskala). A: Unterer Buntsandstein, fluviatile Fazies; B: Unterer Buntsandstein, Küstenfazies; C: Oberer Buntsandstein, fluviatile Fazies; D: Werfener Schichten, randmarine Fazies

liche Kriterien können die schon oben kurz angeführten herangezogen werden. Der erste Punkt wäre das Fehlen einer ausgeprägten "oben-fein"-Zyklizität. Die Rinnensedimente werden aus grob- bis mittelsandigen Großrippeln aufgebaut, die die trogförmigen Schichtungskörper bilden. Der äußerst geringe Feinanteil am Top sowie das Fehlen von Hinweisen auf laterales Wandern der Rinnen kennzeichnen zusätzlich die Fazies. Und schließlich ergaben Messungen an Schrägschichtungsblättern eine Schüttungsrichtung von N nach S mit einem arithmetischen Mittel von 182° und einer Standardabweichung von 41° (siehe Abb. 6).

Dieser fluviatile Abschnitt entspricht aufgrund der Korngrößen und Lithofaziestypen (Vorherrschen der trogförmigen Schrägschichtung, geringe Beteiligung von planarer Schrägschichtung, Rippelschichtung sowie wenig Silt- und Tonlagen) recht gut dem "South Saskatchewan"-Typ von MIALL (1978), einem verzweigten System, das durch das Vorwiegen von Sandkorngrößen und Pi-Schrägschichtung gekennzeichnet ist (CANT & WALKER, 1978).

Die fluviatile Fazies entwickelt sich in eine durch geringe Bankmächtigkeiten und enge Sand-Ton-Wechselagerung gekennzeichnete Fazies (Taf. 1, Fig. 2). Die häufigste Schichtungsart dieses Abschnitts ist ebene Lamination, seltener sind planare Schrägschichtung und gradierte Schichtung ausgeprägt. Trogförmige

Schrägschichtung bleibt auf eine kurze fluviatile Rekurrenz und auf wenige kleindimensionale Rinnen im oberen Teil beschränkt. Die dünngebankten Sandsteine tragen manchmal Strömungsrippeln mit kurzer Wellenlänge am Top. Ins Hangende dieser Fazies nimmt das Auftreten von Großrippeln mit großer Wellenlänge und kleiner Amplitude zu, welche häufig noch über einem eben geschichteten Sandstein aufsitzen. In diesem höchsten Teil ist auch schon Gezeiteneinfluß in Form von gegenläufigen planaren Schrägschichtungskörpern ("herringbone"-Schrägschichtung) abzulesen. Im selben Niveau sind in einem Profil im Ullachgraben neben unregelmäßigen Grabgängen U-förmige Spreitenbauten (cf. *Diplocraterion*) zu finden, welche für den Gezeitenbereich typisch sind (IRELAND et al., 1978). Diese Bauten sind im Eckersbach nur sehr selten zu sehen.

Schüttungsrichtungen konnten nur in den trogförmigen Schrägschichtungskörpern von Schichtabfolge 11 sowie in den höchsten Teilen der dünnbankigen Rotfazies ermittelt werden. Erstere zeichnen sich durch die dominierende N-S-Schüttung des fluviatilen Abschnittes aus, gegen den Top der Fazies nimmt die Streuung der Werte stark zu, was auf den tidalen Einfluß zurückgeht. Die wenigen möglichen Messungen ergaben hier zwei Trends: eine Richtung von SW nach NE und eine zweite von N-NE nach S-SW.

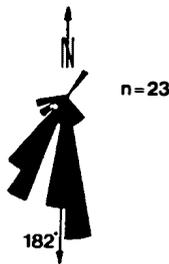


Abb. 6: Schüttungsrichtungen des Unteren Buntsandsteins (fluviatile Fazies), gemessen an Schrägschichtungsblättern. Vektor-Mean: 182°

Aufgrund der Sedimentstrukturen und der Spurenfossilien wird eine Entwicklung über eine flache fluviatile Küstenebene in einen randmarinen, gezeitenbeeinflussten klastischen Ablagerungsbereich mit Evaporiten (örtlich Gipsknollen) angenommen. Die relativ häufigen Großrippelbänke und eben geschichteten Sandsteine dieses Abschnittes wurden möglicherweise durch Sturmereignisse oder durch hochenergetische Überflutungen gebildet, eindeutige Belege fehlen. Die Kornsummenkurven zeigen für diesen Teil ein unterschiedliches Muster. Sie sind zum einen mit Kurven von fluviatilen Sanden, zum anderen mit Verteilungen in Küstensanden vergleichbar (Abb. 5 B).

Der folgende, an der Basis noch konglomeratische weiße Sandsteinkomplex (Oberer Buntsandstein) setzt mit einem scharfen Schnitt ein, der vielleicht eine tektonische Wiederbelebung des Hinterlandes anzeigen könnte oder aber eher auf eine Klimaverschlechterung zurückgeht (Taf. I, Fig. 3). Die drei basalen fluviatilen Sequenzen zeigen eine ausgeprägte Korngrößenabnahme nach oben (Taf. II, Fig. 1). Die Rinnenfüllung bilden trogförmig schräggeschichtete Konglomerate bis Sandsteine. Diese werden von planar schräggeschichteten Sandsteinen überlagert, die die dazugehörigen Sandbankablagerungen darstellen. Den Top bilden feinsandig-siltige und tonige Überflutungssedimente mit planarer Schräg- und ebener Schichtung.

In den höheren fluviatilen Zyklen herrschen nur mehr Sandkorngrößen vor. Die weißen und grauen Sandsteine zeigen trogförmige und planare Schrägschichtung, z.T. sigmoidal mit dünnen grünen Tonbelägen zwischen den einzelnen Körpern (Taf. II, Fig. 2). Die Schrägschichtungsmessungen ergaben, daß v.a. in den höheren Sequenzen neben der weiterhin vorherrschenden N-S-Richtung eine markante, mehr oder weniger

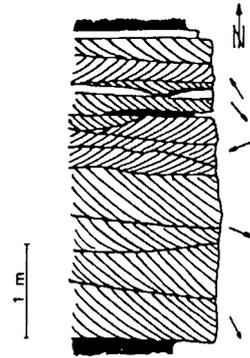


Abb. 7: Schichtabfolge 31 (Oberer Buntsandstein) mit bimodaler Schrägschichtung, Reaktivierungs- bzw. Erosionsflächen und Tonbelägen.

ger gegenläufige (gegen N bis W gerichtete) Schüttung vorhanden ist. Manchmal trennen Erosionsflächen oder dünne Tonbeläge (die selbst wieder erodiert werden) diese verschieden orientierten Komplexe.

Die hellen Sandsteinkörper werden im Hangenden jeweils von grauen, seltener grünen Feinklastika überlagert, die neben ebener und Schrägschichtung noch Linsenschichtung (geschlossene Dicklinsenschichtung: REINECK & WUNDERLICH, 1968), Rippelschichtung, starke Bioturbation, sowie in einem Tonschieferhorizont lagig angeordnete Magnesitkonkretionen beinhalten.

Die Summenkurven von Proben des Oberen Buntsandsteins besitzen im Vergleich mit den Kurven von VISHER (1969) eine eindeutig fluviatile Form (Abb. 5 C).

Die Sedimentgefüge belegen ebenfalls ein fluviatiles System mit Rinnen- und Sandbankablagerungen, anfänglich auch noch mit Sedimenten von Überflutungsschwemflächen. Über die Geometrie des Systems kann keine sichere Aussage getroffen werden.

In den etwas höheren Zyklen zeigt sich schließlich eine zunehmend ausgeprägte Bimodalität der Schüttungsrichtungen (Abb. 7), sowie sigmoidale Schrägschichtung und ein auffälliges Fehlen von Überflutungssedimenten. An deren Stelle treten Feinklastika, die eher als Wattsedimente anzusprechen sind. Die bimodalen Schrägschichtungen, verbunden mit Erosionsflächen, können als tidal umgelagerte fluviatile Ablagerungen gesehen werden (FENIES et al., 1984). Beim Wechsel der Gezeiten kommt es während der kurzen Stillwasserperiode zur Sedimentation der Tonbeläge (VISSER et al., 1984). Das Fehlen von Überbanksequenzen erklärt ALLEN (1984) mit dem Abdämpfen von alluvialen Flutwellen durch die Gezeitenströmungen, deren Bedeutung

bei der Beeinflussung von Ästuaren sehr groß sein kann.

Man kann also insgesamt für den Oberen Buntsandstein im Eckersbach eine Entwicklung von rein fluvialen zu gezeitenbeeinflussten, wahrscheinlich in Ästuaren abgelagerten Sedimenten annehmen, bis diese schließlich von Wattablagerungen abgelöst werden.

Eine deutliche Änderung des Milieus, möglicherweise durch einen Umschwung zu feuchterem Klima oder auch nur durch die verstärkte marine Beeinflussung, deutet die nunmehrige Vorherrschaft von weissen und grauen Farben an. Ebenso muß wohl die merkbare Zunahme von frischem Feldspatdetritus und der hohe Anteil von Apatit im Schwermineralspektrum der weißen Sandsteine in dieser Richtung gedeutet werden.

Der folgende oberste Profilteil (Werfener Schichten) läßt sich aufgrund der immer häufiger werdenden Flaserschichtung, der starken Durchwühlung (auch cf. *Diplocraterion*) und des hohen Karbonatgehaltes als Watt ansprechen (Taf. II, Fig. 3). Die dünngebankten Silt- bis maximal Feinsandsteine zeigen außerdem noch Horizontalschichtung, häufig Rippelschichtung, Schichtdeformationen durch subaquatische Rutschungen und vereinzelt flache Großrippeln (? Sturmlagen). Durch geringmächtige rotgefärbte Einschaltungen, die manchmal sandgefüllte Trockenrisse und Gipsführung aufweisen, werden kurzfristige Trockenlegungen bzw. eine Rückkehr in den supratidalen Bereich dokumentiert. Die hangendsten Partien der Werfener Schichten sind schon in einen subtidalen Rahmen zu stellen (MOSTLER & ROSSNER, 1984). Diese Dolomitmergel führen in einzelnen Lagen angereichert Crinoidenschutt, welcher nach oben in eben geschichtete Mergel übergeht, der manchmal am Top Rippeln trägt. Diese gradierten Lagen sind aufgrund der Sedimentgefüge als Tempestite zu deuten (AIGNER, 1982). Die feingeschichteten Mergel zwischen den Sturmlagen führen Spreitenbauten vom Typ *Rhizocorallium*.

Den eindeutigen Nachweis des marinen Ablagerungsraumes bilden die Schillage (Schichtabfolge 41, s.o.), die man als Strandlumachelle interpretieren kann, vereinzelte Muschelpflaster sowie die Crinoiden des höchsten Teils. Die Fragmente von Brachiopodenschalen (*Lingula* sp.) weisen ebenfalls auf marines bzw. zumindest brackisches Milieu hin.

Die Summenkurven der Korngrößenanalysen sind am ehesten mit den Kurven von rezenten randmarinen Sanden (Küstensande) vergleichbar, wenngleich auch nicht eindeutig (Abb. 5 D). Eine Rolle können aber, wie schon VISHNER (1969) erwähnt, die nachträgliche Durchmischung durch Bioturbation oder andere sekundäre (z.B. diagenetische) Prozesse spielen, welche die Kurvenform sehr verändern können.

Eine Interpretation der mächtigen weißen Sandsteinbank (Schichtabfolge 39) ist wegen der fehlenden lateralen Einsicht in die Fortsetzung des Körpers nicht möglich. Die Bank zeigt fragliche planare Schrägschichtung. Aufgrund des als intertidal gedeuteten Rahmens kann man möglicherweise an eine Sandbarre oder eine Gezeitenrinne denken.

IV. PROFIL PERNERGRABEN (Abb. 8)

Das Profil in den Werfener Schichten befindet sich im Pernergraben ca. 400 m nördlich der Pernerwinkelkapelle bei Wiesersberg (nordwestlich Saalfelden). Mit der Aufnahme wurde bei der braunen bis roten, karbonatischen siltigen Lumachelle, die auch im Eckersbach angetroffen wurde (Schichtabfolge 41, s.o.) begonnen. Von hier sind noch 45 m bis zur tektonisch auflagernden Mitteltrias gut erschlossen. Die Abfolge reicht unter der Lumachelle noch ca. 70 m tiefer, ist aber nicht gut einzusehen. Die Entwicklung ist feinsandig-siltig mit Horizontalschichtung, Schrägschichtung, Bioturbation, seltener Flaserschichtung. Vereinzelt findet man undeutliche Muschelabdrücke. Faziell gleicht also dieser untere Teil dem Eckersbach-Profil.

Profilbeschreibung:

Von der Schillage weg stehen ca. 20 m von grauen bis grünlichen Quarzfeinsandsteinen und -siltsteinen (z.T. karbonatisch) an. Die cm- bis dm-gebankten Klastika sind meist stark durchwühlt und dadurch entschichtet. Örtlich sind planare Schrägschichtung und Flaserschichtung zu beobachten. Vereinzelt zeigen stark verdrückte, schwer erkennbare Muschelpflaster. Selten ist im Dünnschliff Pflanzenhäcksel in den Sandsteinen zu finden.

Darüber folgen 5 m eines etwas dicker gebankten Quarzsandsteins mit Tonschieferzwischenlagen. Er ist teilweise karbonatisch gebunden. Durch Feinlaminierung

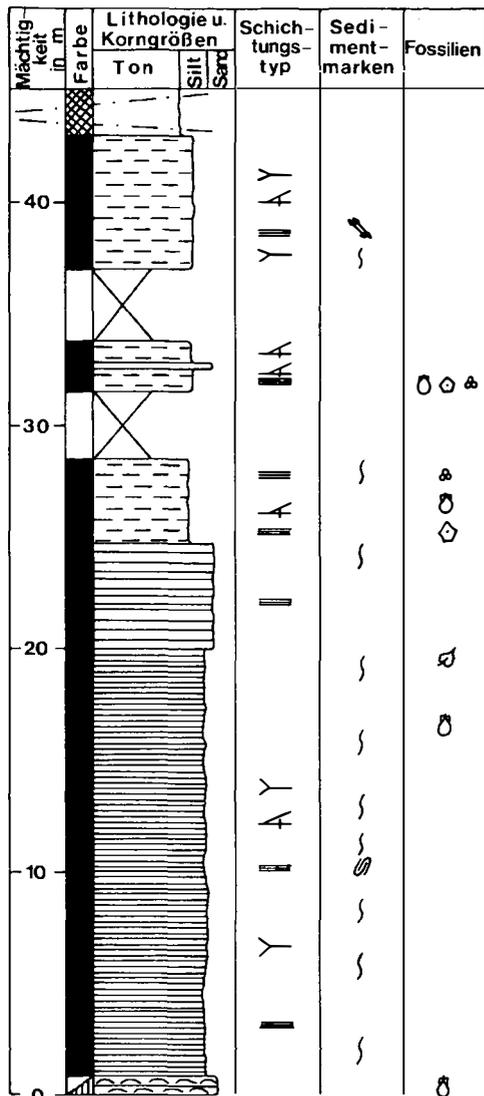


Abb. 8: Profil Pernergraben

wird undeutlich eine ebene Schichtung angezeigt. Auch dieser Abschnitt führt viele Grabgänge.

Nun setzt eine 18 m mächtige Abfolge von grauen siltigen Mergeln und mergeligen Siltsteinen ein. Die Bankmächtigkeiten der Mergel überschreiten selten 5 cm. Horizontal-, Flaser- und planare Schrägschichtung wird durch feinste dunkle Laminierung hervorgehoben. Manche der häufig glimmerbestreuten Schichtflächen zeigen Strömungslaminationen. Bioturbation ist nicht selten. Mit Beginn der mergeligen Abfolge treten erstmals Crinoiden auf. Vereinzelt schlecht erhaltene Muschelpflaster lassen nur äußerst undeutlich glatte (? "Myacites") und radial gerippte Schalenabdrücke erkennen. Manchmal führen die Mergel längliche,

schichtparallele Hohlräume, die auf das Herauslösen von Muschelschalen zurückgehen. In diesem Abschnitt trifft man, wenn auch selten, schon die ersten Foraminiferen an. Außer *Ammodiscus* sp. und anderen unbestimmten einkammerigen Sandschalern findet man noch stark umkristallisierte ? *Cornuspira* (z.T. in Pyrit-Steinkernerhaltung), die aber keinen Leitwert besitzen (Bestimmung Doz. Dr. W. Resch).

Den Abschluß des Profils bilden 2 m von schwarzen, extrem tektonisierten Mergeln und Tonschiefern.

Faziell ist dieses Profil in einen inter- bis subtidalen Bereich zu stellen. Es gleicht fast völlig den oberen Teilen des Profils im Eckersbach.

Dank

Die Geländeuntersuchungen und Laborarbeiten wurden in dankenswerter Weise vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich (Projekt 4453) finanziert. Herrn Doz. Dr. W. Resch bin ich für die Bestimmung der Foraminiferen zu Dank verpflichtet. Der Fortgang der Arbeit wurde durch kritische Diskussionen und Ratschläge von den Herren Prof. Dr. H. Mostler, Doz. Dr. W. Resch, Doz. Dr. R. Brandner und Dr. K. Krainer wesentlich gefördert, wofür ihnen ebenfalls gedankt sei.

LITERATUR

- AIGNER, T. (1982): Calcareous tempestites: Storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). - In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (ed.): Cyclic and Event Stratification, 180-198, 10 Fig., Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New York.
- ALLEN, G.P. (1984): Tidal processes in estuaries: A key to interpreting fluvial-tidal facies transitions. - 5th Europ. Reg. Meet. of Sedimentology (IAS), Marseille, 9.-11.4.1984, Abstract, 23-24.
- ALLEN, J.R.L. (1963): The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. - Sedimentology 2 (1963), 93-114, 4 Fig., 1 Tab.
- BRANDNER, R., DONOFRIO, D.A., KRAINER, K., MOSTLER, H., RESCH, W. & STINGL, V. (1984): Correlation of transgression and regression in the Lower Triassic of the Northern and Southern Alps (Buntsandstein-, Servino-, Werfen Formation). - 5th Europ. Reg. Meet. of Sedimentology (IAS), Marseille, 9.-11.4.1984, Poster presentation, Abstract (2 pp.).
- CANT, D.J. & WALKER, R.G. (1978): Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. - Sedimentology 25 (1978), 625-648, 15 Fig.

- DICKINSON, W.R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. sed. petrol.*, 40, 2, 695-707, 2 Fig.
- DIMOULAS, A. (1979). Geologische Untersuchungen im Bereich um Leogang, Land Salzburg (Österreich). - Unveröff. Diss., Univ. Salzburg, 123 S., 37 Abb.
- FENIES, H., FAUGERES, J.C., GAYET, J. & ALLEN, G.P. (1984): Facies, sequences and geometry of sandy tidal channel deposits in Arcachon Bay, France. - 5th Europ. Reg. Meet. of Sedimentology (IAS), Marseille, 9.-11.4.1984, Abstract, 168-169.
- FOLK, R.L. (1980): Petrology of Sedimentary Rocks. - Hemphill Publ. Comp., 182 S., Austin, Texas.
- FOLK, R.L. & WARD, W. (1957): Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. - *J. sed. petrol.*, 27, 1, 3-26.
- FRIEND, P.F. (1983): Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. - In: COLLINSON, J.D. & LEWIN, J. (eds): Modern and Ancient Fluvial Systems. - Spec. Publ. IAS (1983) 6, 345-354, 7 Fig., 1 Tab., Blackwell. Sci. Publ., Oxford.
- GODDARD, E.N. et al. (1963): Rock-Colour Chart. - *Geol. Soc. Am.*, New York.
- IRELAND, R.J., POLLARD, J.E., STEEL, R.J. & THOMPSON, D.B. (1978): Intertidal sediments and trace fossils from the Waterstones (Scythian-Anisian?) at Daresbury, Cheshire. - *Proc. Yorksh. Geol. Soc.*, 41, Part 4, 31, 399-436, 5 Fig., 2 Tab., 5 pl.
- JACKSON, R.G. (1978): Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. In: MIALI, A.D. (ed.): Fluvial Sedimentology. - *Can. Soc. Pet. Geol.*, Mem. 5, 543-576, 3 Fig., 8 Tab., Calgary.
- KRYNINE, P.D. (1946): The tourmaline group in sediments. - *J. Geol.*, 54, 2, 65-87, 17 Fig., 3 Tab.
- MAVRIDIS, A. (1969): Geologie der Umgebung des Spielberghorns (Nördliche Grauwackenzone, Tirol-Salzburg). - Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 70 S., 13 Abb., 3 Beil.
- MIALI, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. - In MIALI, A.D. (ed.): Fluvial Sedimentology. - *Can. Soc. Pet. Geol.*, Mem. 5, 597-604, 1 Fig., 2 Tab.
- MOSTLER, H. (1972): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). - *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1972, 155-162, 1 Abb., Wien.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1984): Mikrofazies und Palökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. - *Facies*, 10, 87-144, 16 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Erlangen.
- PLINT, A.G. (1983): Sandy fluvial point-bar sediments from the Middle Eocene of Dorset, England. - In: COLLINSON, J.D. & LEWIN, J. (eds): Modern and Ancient Fluvial Systems. - Spec. Publ. IAS (1983) 6, 355-368, 12 Fig., Blackwell Sci. Publ., Oxford.
- PROEDROU, P. (1968): Die Grenze Grauwackenzone-Kalkalpen in der Umgebung von Leogang (Salzburg). - Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 95 S., 4 Abb., 4 Beil.
- REINECK, H.-E. & WUNDERLICH, F. (1968): Classification and origin of flaser- and lenticular bedding. - *Sedimentology* 11 (1968), 99-104, 5 Fig.
- SCHRAMM, J.-M. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. - *Mitt. österr. geol. Ges.*, 71/72, Jg. 1978/1979, 379-384, 2 Abb., Wien.
- STINGL, V. (1983): Ein Beitrag zur Fazies der Prebichlschichten zwischen St. Johann i.T. und Leogang (Tirol/Salzburg). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 12, 10, 207-233, 9 Abb., 1 Fototaf., Innsbruck.
- STINGL, V. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123, Zell am See. - *Jb. Geol. B.-A.*, Bd. 127, 2, 230-232, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II. - 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Deuticke Verl., Wien.
- VISHER, G.S. (1969): Grain size distributions and depositional processes. - *J. sed. petrol.*, 39, 3, 1074-1106, 21 Fig.
- VISSER, R., ALLEN, G.P., COADOU, A. & SUJATMIKO (1984): The effects of tides on deltaic distributary channel facies in the subsurface Miocene Mahakam delta, Indonesia. - 5th Europ. Reg. Meet. of Sedimentology (IAS), Marseille, 9.-11.4.1984, Abstract, 454-455.
- WIESENEDER, H. (1953): Über die Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. - *Erdöl u. Kohle*, 6. Jg., 7, 369-372, 1 Abb.

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN FOTOS

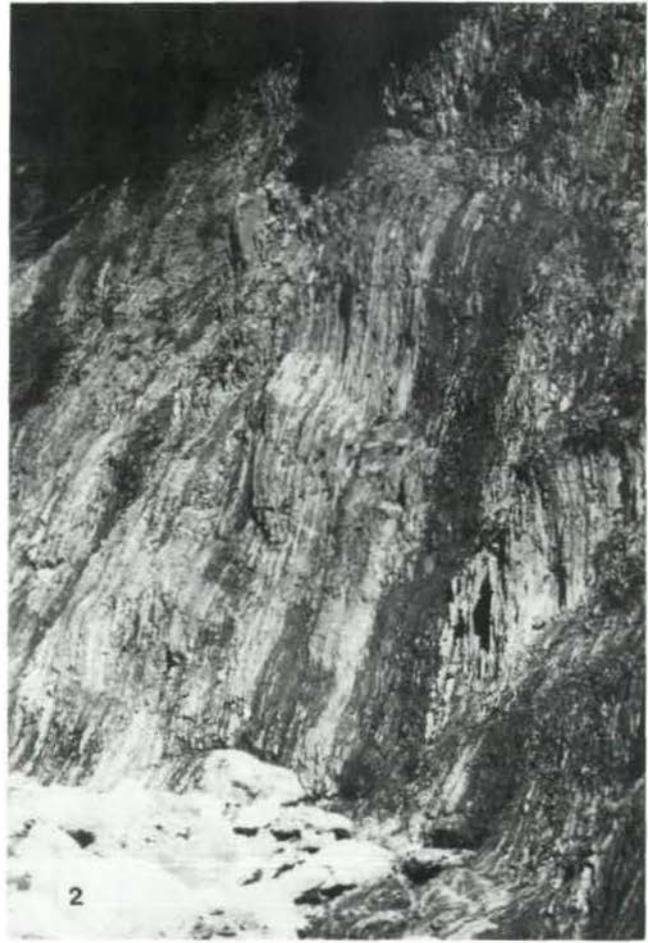
Tafel I

- Fig. 1: Lateral auskeilende, sandige fluviatile Rinnensedimente, überlagert von Sandbankablagerungen. Unterer Alpiner Buntsandstein, Eckersbach.
- Fig. 2: Wechsellagerung von dünn gebankten Sandsteinen und Tonschiefern der Küstenebene. Unterer Alpiner Buntsandstein, Eckersbach.
- Fig. 3: Grobklastische Rinnenfüllung mit überlagernden, schräggeschichteten Sandbankablagerungen. Große Tonresedimente. Oberer Alpiner Buntsandstein, Eckersbach.

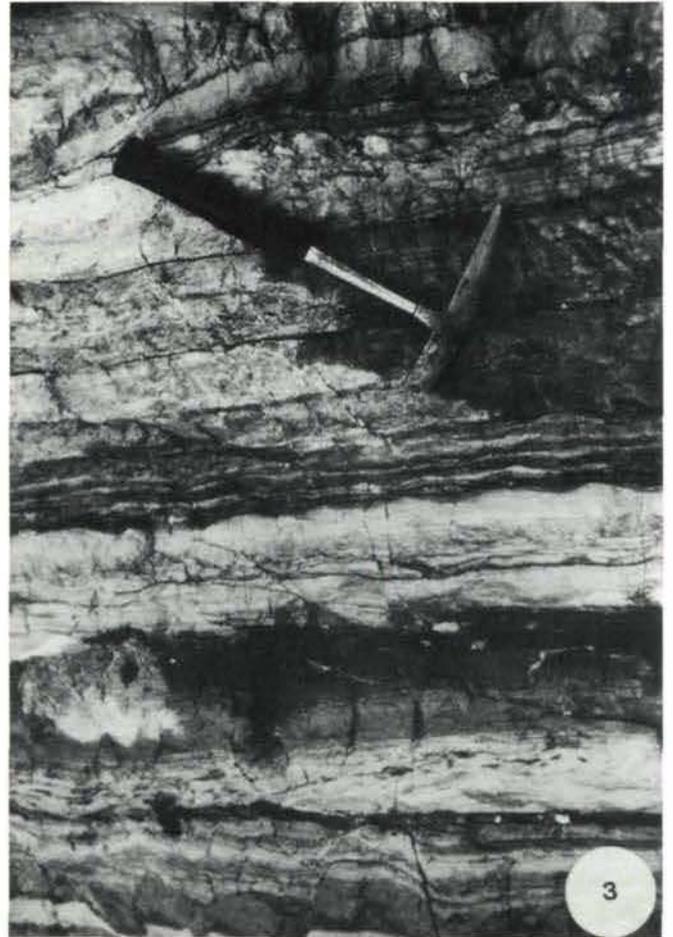
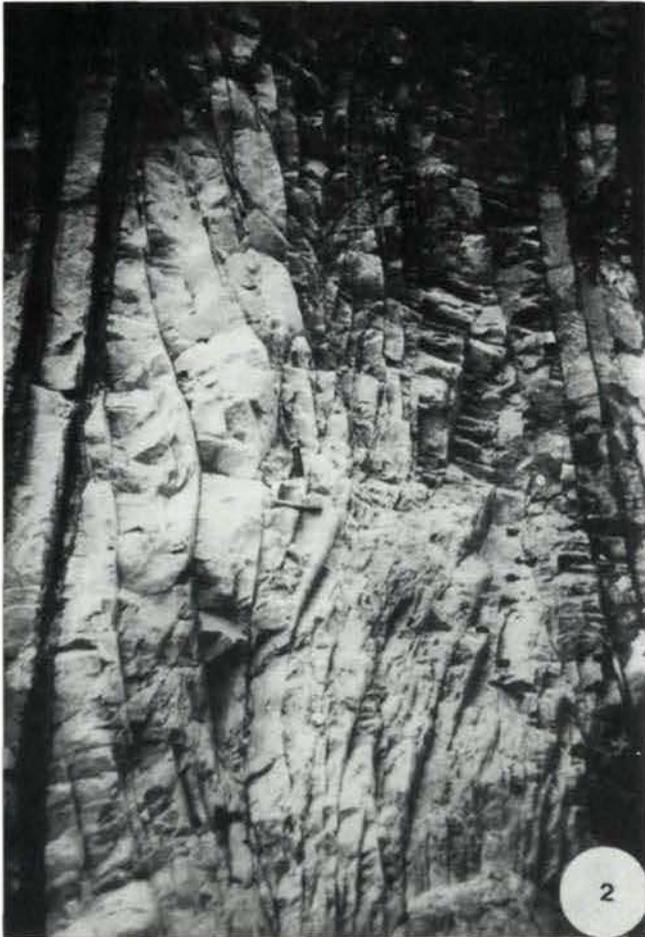
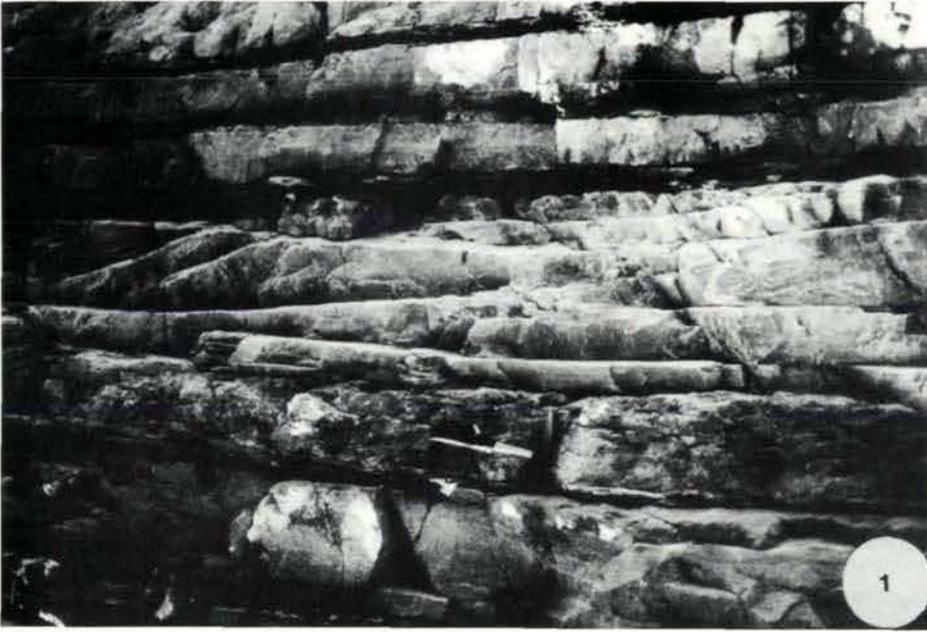
Tafel II

- Fig. 1: Fluviatile Sequenz des Oberen Alpiner Buntsandsteins. Konglomeratisch-grobsandige Rinnenfüllung (Hammer), darüber weiße sandige Barren- (schräggeschichtet) und Überflutungssedimente (Wechsellagerung von roten Tonschiefern und hellen Feinsandsteinen). Eckersbach.
- Fig. 2: Tidal beeinflusste fluviatile Rinnen- und Sandbankablagerungen des Oberen Alpiner Buntsandstein, bimodale Schräggeschichtung. Eckersbach.
- Fig. 3: Wattfazies mit Flaserschichtung, Rippelmarken, gradiert geschichteten Intraklasten, Horizontalaminierung, flacher Schräggeschichtung und Gipsknollen. Werfener Schichten, Eckersbach.
- Fig. 4: Brachiopodenschalen-Fragment in karbonatischer Subarkose der Werfener Schichten. Eckersbach. X Nic., Balken = 0.15 mm.

Tafel I



Tafel 2



ZUR SEDIMENTOLOGIE DES ALPINEN BUNTSANDSTEINS UND DER WERFENER SCHICHTEN (SKYTH) KÄRNTENS

K. Krainer, Innsbruck

INHALT

Zusammenfassung - Summary - Riassunto

1. Einleitung
2. Zu den Begriffen "Alpiner Buntsandstein" und "Werfener Schichten"
3. Untersuchungsmethodik
4. Alpiner Buntsandstein
 - 4.1. Einleitung
 - 4.2. Mineralbestand
 - 4.3. Faziesinterpretation
5. Werfener Schichten
 - 5.1. Einleitung
 - 5.2. Lithofaziestypen
 - 5.3. Fazielle Ausbildung der einzelnen Profile
 - 5.3.1. Riedgraben
 - 5.3.2. Kranzwandgraben
 - 5.3.3. Ulrichsberg
 - 5.3.4. St. Pauler Berge
 - 5.3.5. Karawanken (nordalpine Fazies)
 - 5.4. Faziesinterpretation
 - 5.5. Mikrofossilführung
 - 5.6. Makrofossilführung

Literatur

Legende zu den Beilagen 1-5

Dank

ZUSAMMENFASSUNG

Nordalpine, untertriadische (skythische) Sedimente (Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten) Kärntens, im Bereich zwischen östlichem Drauzug und den St. Pauler Bergen, werden einer sedimentologischen Analyse unterzogen.

Im Untersuchungsbereich konnte der Alpine Buntsandstein von den permischen Klastika ("Grödener Schichten" sensu NIEDERMAYR et al., 1982) lithologisch abgetrennt werden. Das Einsetzen des Alpiner Buntsandsteins ist mit einem deutlichen Sedimentationsumschwung verbunden, was vermutlich mit einer Klimaänderung zu erklären ist.

Insgesamt läßt sich das Skyth aufgrund von Trans- und Regressionsereignissen untergliedern, wobei eine dem südalpinen Skyth (südalpine Werfener Schichten) und dem Skyth der Nördlichen Kalkalpen (Bereich Wörgl-Saalfelden) vergleichbare Transgressions- und Regressionsabfolge zu erkennen ist und sich die einzelnen Ereignisse auch zeitlich einigermaßen korrelieren lassen.

Innerhalb der Gurktaler Decke (Ulrichsberg - St. Pauler Berge) unterscheiden sich die Klastika des Alpiner Buntsandsteins von den permischen Sandsteinen durch ihre hellere Farbe, einen höheren Quarzgehalt, höheren Feldspatgehalt, weniger Gesteinsbruchstücke (v.a. weniger vulkanische Aufarbeitungsprodukte), geringeren Matrixgehalt, das Vorherrschen von Apatit neben Zirkon im Schwermineralspektrum, sowie durch einen besseren Sortierungs- und Rundungsgrad.

Im nördlichen Drauzug (Riedgrabenprofil) läßt sich der Alpine Buntsandstein in einen Unteren Alpiner Buntsandstein mit fluviatilen Bildungen an der Basis und einer marinen Fazies am Top gliedern. Darüber folgt mit einer Regression der Obere Alpine Buntsandstein in Form unreifer fluviatiler Sandsteine.

Diese Regression innerhalb des Alpenen Buntsandsteins, die bis in die Lienzer Dolomiten deutlich erkennbar ist, innerhalb der Gurktaler Decke bisher jedoch nicht nachgewiesen werden konnte, kann im Profil der Simmerlacher Klamm durch Sporen zeitlich eingengt werden und ist mit dem "Campiller Ereignis" der Südalpen vergleichbar.

Innerhalb des Alpenen Buntsandsteins lassen sich generell zwei Faziesbereiche unterscheiden. Die Sedimente des fluviatilen Faziesbereiches sind charakterisiert durch "Fining Upward"-Sequenzen distaler, fein- und grobklastischer verzweigter Flußsysteme.

Die Sedimente des marinen Faziesbereiches (Gezeitenfazies) sind generell besser sortiert und gerundet, die Feldspäte sind frischer und häufig authigen weitergewachsen. Unterstrichen wird der marine Sedimentationscharakter durch typische Sedimentstrukturen sowie durch das Auftreten von Muschelabdrücken, *Diplocraterion* und *Rhizocorallium*.

Erstmals konnten im Alpenen Buntsandstein Hinweise auf äolische Sedimente in Form bimodaler, gut gerundeter, quarzreicher Sandsteine gefunden werden.

Die zeitliche Unter- und Obergrenze des Alpenen Buntsandsteins konnte bisher nicht genau präzisiert werden.

Bemerkenswert ist der Fund von Tetrapodenfährten in roten Tonschiefern des hangenden Alpenen Buntsandsteins im Riedgrabenprofil.

Mit einer scharfen Grenze (plötzliche Transgression) setzen über dem Alpenen Buntsandstein die Werfener Schichten ein, verbunden mit einem plötzlichen Farbumschlag der Sedimente von roten zu grünlich-grauen Farbtönen, einer plötzlichen Korngrößenabnahme und einer starken Zunahme des Feldspatgehaltes, wobei die Feldspäte eine größere Variationsbreite in ihrer chemischen Zusammensetzung zeigen als im fluviatilen Alpenen Buntsandstein.

Allgemein ist die fazielle Ausbildung der untersuchten Werfener Profile abhängig von der paläogeographischen Situation im tieferen Skyth. Während im N und NW des untersuchten Bereiches rein klastische Sedi-

mentation zu beobachten ist, sind im S und SE zunehmend dünne, auch noch leicht klastisch beeinflusste Karbonatbänke in Form von Schillagen, und vor allem Echinodermenschuttlagen (z.T. in Form von Sturm-lagen bzw. "Tempestiten"), in die Normalsedimentation (meist siltige Tonschiefer) eingeschaltet.

Bei den Werfener Schichten handelt es sich um Sedimente eines stark klastisch beeinflussten, flachen, epikontinentalen Schelfmeeres mit vereinzelt Anzeichen von Gezeiten.

Neben einigen Makrofossilien konnte in den Werfener Schichten vor allem eine Reihe von Mikrofossilien (Foraminiferen, Spirorben, Echinodermenreste, Conodonten und Fischreste) erstmals nachgewiesen werden.

Aufgrund der Makro- und Mikrofossilvergesellschaftung können die Werfener Schichten des untersuchten Raumes zeitlich mit dem Val-Badia- und Cencenighe-Member (oberstes Skyth) der Südalpen gleichgesetzt werden.

SUMMARY

Lower Triassic (Scythian) sediments (Alpine Buntsandstein and Werfen Beds) of the Northalpine Facies (Eastern Alps) in Carinthia, Austria, are described in detail.

In the investigated area for the first time the Alpine Buntsandstein is lithologically separated from the Permian sediments. The set in of the Alpine Buntsandstein is closely connected with a distinct and sudden change of sedimentation, which can possibly be explained by a climatic change.

Based on transgressional and regressional events a subdivision of the Scythian is possible. The transgressional and regressional sequence is comparable with the Scythian of the Southern Alps (southalpine Werfen Beds) and the Northern Limestone Alps. To some extent a stratigraphic correlation of the events is possible.

Within the Gurktaler Decke (Nappe) (Ulrichsberg - St. Pauler Berge) the clastic sediments of the Alpine

Buntsandstein can be distinguished from the Permian sandstones considering the following criteria: their clearer colour, higher quartz content, high feldspar content, less rock fragments (especially volcanic rock fragments), less matrix content, the dominance of apatite besides zircon in the heavy mineral suite, and a better degree of sorting and rounding.

In the northern Drauzug (Riedgraben section) the Alpine Buntsandstein can be subdivided in a Lower Alpine Buntsandstein with fluvial sediments at the base and a marine environment at the top, overlain by the Upper Alpine Buntsandstein which is built up by immature fluvial sandstones, caused by a regression.

This regression within the Alpine Buntsandstein, distinctly recognizable within the whole Drauzug and the Lienzer Dolomiten, but not within the Gurktaler Decke, can be classified approximately and is comparable with the "Campill Event" of the Southern Alps.

Within the Alpine Buntsandstein two depositional environments can be distinguished. The sediments of the fluvial environment are characterized by fining upward sequences of distally, fine- and coarse-grained braided river systems.

The deposits of the marine environment (tidal facies) show a higher degree of sorting and rounding. The feldspars are fresher and frequently show authigenic overgrowths (pure K-feldspar end-members). The marine facies character is emphasized by shell-imprints, *Diplocraterion*, *Rhizocorallium*, and distinct sedimentary structures.

For the first time indications of eolian sediments in form of bimodal, well rounded, quartz-rich sandstones were found within the Alpine Buntsandstein.

The discovery of some tetrapod footprints within red shales of the uppermost Buntsandstein of the Riedgraben section is remarkable.

Till now the stratigraphic boundaries of the Alpine Buntsandstein could not be defined exactly.

With a sudden transgression the Werfen Beds overlay the Alpine Buntsandstein. The sharp boundary is caused by a sudden decrease in grain size, a change of colour of the sediments from red to greenish-grey, and a considerable increase in the feldspar content, whereby the feldspars show a broader variation of their chemical composition than the feldspars of the fluvial Alpine Buntsandstein.

Generally the evolution of the Werfen Beds in the investigated area is controlled by the paleogeographic situation in the Lower Scythian.

Whereas in the north and northwest of the area only clastic sedimentation took place, in the south and southeast thin carbonate beds with small clastic influence, coquina layers and, most of all, layers of echinoid fragments (storm layers, "tempestites") are increasingly interbedded in the standard sedimentation (mostly silty shales).

The Werfen Beds are deposits of a shallow marine, epicontinental shelf with few indications of tidal influence.

Besides some macrofossils for the first time a lot of microfossils (foraminifers, spirorbs, echinoid fragments, conodonts and fish remainders) could be identified.

Due to the macro- and microfossil assemblages the Werfen Beds of Carinthia are stratigraphically compared with the Val Badia Member and the Cencenighe Member (Upper Scythian) of the Southern Alps.

RIASSUNTO

Un'analisi sedimentologica è stata eseguita per i sedimenti nordalpini (Buntsandstein Alpino e Strati di Werfen) del Trias inferiore (scitico) della Carinzia nella zona compresa fra il versante orientale del Drauzug e St. Pauler Berge (Carinzia Orientale).

Per l'area esaminata è stato possibile separare litologicamente il Buntsandstein Alpino dai sedimenti clastici del Perm ("Grödener Schichten" sensu

NIEDERMAYR et al., 1982). L'inizio del Buntsandstein Alpino è legato ad un intensificarsi della sedimentazione, spiegabile forse con un cambiamento climatico.

Una globale suddivisione dello Scitico è possibile sulla base di eventi trasgressivi e regressivi, la cui sequenza è comparabile a quella dello Scitico delle Alpi Meridionali (Formazione di Werfen) e delle Alpi Calcaree Settentrionali (area compresa tra Wörgl e Saalfelden). I singoli eventi si possono, inoltre, più o meno correlare cronologicamente.

Nell'ambito dei Bacini di Gurktal (Ulrichsberg - St. Pauler Berge) le componenti clastiche del Buntsandstein Alpino si distinguono da quelle dell'Arenaria Permiana per il loro colore più chiaro, un contenuto di quarzo e feldspato più alto, minor numero di frammenti (meno resti vulcanici), una matrice più povera. Inoltre l'apatite accanto al zircone domina il quadro dei minerali pesanti. Infine è stato osservato un grado di arrotondamento più elevato ed un miglior assortimento.

Nella parte nord del Drauzug (Riedgraben) si può distinguere un Buntsandstein Alpino inferiore (con inizio fluviale passante poi a marino) sormontato, con una regressione, da un Buntsandstein superiore (arenarie fluviali poco mature).

La regressione in parole è chiaramente riconoscibile fin nelle Dolomie di Lienz, tuttavia finora non è stata riscontrata nella Coltre di Gurktal. La sezione di Simmerlacher Klamm, invece, con il suo contenuto di Spore, permette inoltre una delimitazione cronologica di questo evento, che è paragonabile a quella di Campill.

Per il Buntsandstein Alpino si distinguono due facies. I sedimenti della facies fluvio-terrestre sono caratterizzati da sequenze "fining upward" di sistemi fluviali ramificati e distali, con elementi clastici fini e grossolani.

I sedimenti della facies marina (facies di marea) mostrano generalmente un miglior grado di assortimento ed arrotondamento. I feldspati presentano un miglior stato di conservazione e mostrano un ulteriore accrescimento autigeno. Il carattere marino della sedimentazione è sottolineato da strutture sedimentarie caratteristiche e dalla comparsa di impronte di Bivalvi, *Diplocraterion* e *Rhizocorallium*.

Per la prima volta è stato possibile trovar tracce di una sedimentazione eolica sotto forma di arenarie ricche di quarzi bimodali con un buon grado di arrotondamento.

Una datazione al letto ed al tetto del Buntsandstein Alpino, per ora, non si può stabilire con precisione.

Degno di nota è il ritrovamento di impronte di Tetrapodi negli argilloscisti della parte superiore del Buntsandstein Alpino nella sezione Riedgraben.

Una netta delimitazione (trasgressione improvvisa) segna il confine tra il sottostante Buntsandstein Alpino ed i soprastanti Strati di Werfen. Questo limite è legato ad un improvviso cambiamento di colore dei sedimenti da rosso a grigio-verde, una improvvisa diminuzione della grandezza dei granuli ed un consistente aumento del contenuto di feldspato. Quest'ultimo mostra, inoltre, una maggiore variazione nella sua composizione chimica nei confronti del Buntsandstein Alpino di origine fluviale.

In generale, la composizione delle facies dei profili esaminati, dipende dalla situazione paleogeografica dello scitico inferiore. Mentre a N e NW della zona esaminata si osserva esclusivamente una sedimentazione clastica, a S e SE compaiono banchi carbonatici con un lieve apporto clastico, sotto forma di strati a lumachelle e soprattutto apporti di strati ad Echinodermi (sotto forma di stormlayers, "Tempestite") intercalati alla sedimentazione normale (generalmente argilloscisti siltosi).

Gli Strati di Werfen rappresentano sedimenti di un mare epicontinentale poco profondo, con un rilevante apporto clastico e sporadici episodi di marea.

Oltre ad alcuni megafossili, negli Strati di Werfen, si son potuti individuare per la prima volta diversi gruppi di microfossili (Foraminiferi, Spirorbi, resti di Echinodermi, frammenti di Conodonti e resti di Pesci).

Gli Strati di Werfen dell'area esaminata, sulla base delle associazioni di Megafossili e Microfossili, corrisponderebbero, cronologicamente ai Membri di Val Badia e Cencenighe (Scitico superiore) delle Alpi Meridionali.

1. EINLEITUNG

Untertriadische Sedimente, insbesondere die Werfener Schichten und auch der Alpine Buntsandstein, sind im Mittelkärntner Raum und in den östlichen Gailtaler Alpen bisher keiner ausführlichen sedimentologischen Untersuchung unterzogen worden.

Die vorliegenden Untersuchungen sind auf eine detaillierte sedimentologische Bearbeitung und Analyse der Werfener Schichten und des Alpenen Buntsandsteins, der im Hangenden des "Permoskythsandsteins" abgetrennt werden konnte, ausgerichtet, und sollen Grundlagen zur sedimentologischen Charakterisierung und Abgrenzung dieser beiden Schichtglieder sowie zur Erarbeitung eines faziellen und paläogeographischen Modells schaffen.

Zu diesem Zweck wurden in folgenden Gebieten Profile aufgenommen und beprobt:

- in den nordöstlichen Gailtaler Alpen (Riedgraben SW Paternion),
- in den südöstlichen Gailtaler Alpen (Kranzwandgraben, Dobratsch-Südseite),
- am Ulrichsberg (N Klagenfurt),
- in den St. Pauler Bergen zwischen Ruden und der Rabensteiner Greuth (Rottensteiner),
- in der Simmerlacher Klamm (bei Oberdrauburg, dieses Profil ist derzeit in Bearbeitung).

Weiters wurden Untersuchungen an skythischen Sedimenten

- im Bereich des Christophberges (NE Klagenfurt) und
- in den Nordkarawanken durchgeführt, doch sind hier die Aufschlußverhältnisse relativ schlecht und vollständige Profile nicht erhalten.

Eine vereinfachte geologische Übersicht des untersuchten Bereiches mit der Lage der einzelnen Untersuchungspunkte gibt Abb. 1.

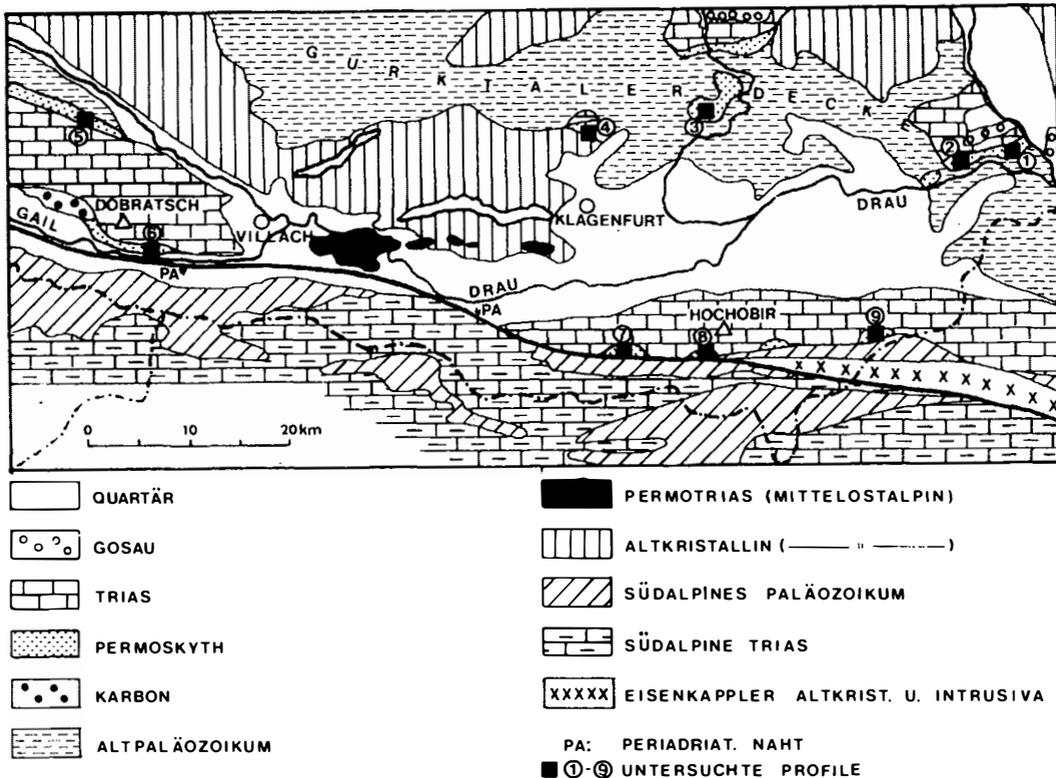


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte, nach TOLLMANN (1977), geändert, mit der Lage der untersuchten Profile (1 Rottensteiner, 2 Untermitteldorf, St. Pauler Berge; 3 Christophberg, 4 Ulrichsberg; 5 Riedgraben, 6 Kranzwandgraben, östliche Gailtaler Alpen; 7 S Waidisch, 8 Schaidasattel, 9 Koprein, Karawanken)

2. ZU DEN BEGRIFFEN "ALPNER BUNTSANDSTEIN" UND "WERFENER SCHICHTEN"

Da eine allgemeine Definition der Begriffe "Alpiner Buntsandstein" und "Werfener Schichten" der nordalpinen Fazies bis heute nicht vorliegt, erscheint es notwendig, die Verwendung dieser beiden Begriffe im Laufe der geologischen Erforschungsgeschichte der Alpen kurz zusammenzufassen.

Schon sehr früh (z.B. GÜMBEL, 1861) hat man, vor allem an der Basis der Nördlichen Kalkalpen, versucht, die permoskythische Transgressionsabfolge zu untergliedern und die einzelnen Schichtglieder zu benennen.

LILL von LILIENBACH (1830) beschrieb diese im Liegenden der "Unteren Gruppe des Alpenkalkes" (= Alp. Muschelkalk) auftretende klastische Abfolge, einschließlich Konglomerate und Sandsteine, als "rothe Schiefer von Werfen".

Von HAUER (1853) und PETERS (1854) trennten die basalen roten Konglomerate und Sandsteine als "Verrucano" von den darüberfolgenden "Schichten von Werfen", "Werfener Schiefen" bzw. dem "bunten Sandstein" ab. Auch PICHLER (1856) beschreibt an der Triasbasis zwischen Innsbruck und dem Pinzgau "bunte Sandsteine", mit der Bemerkung, daß das Liegende nicht aufgeschlossen sei. GÜMBEL (1861) verglich die roten Klastika an der Triasbasis mit dem Germanischen Buntsandstein, stellte eine "Buntsandsteinformation" auf und untergliederte den "Alpenbuntsandstein" bzw. "rothen Sandstein der Alpen" in eine untere Abteilung (Verrucano) mit Konglomeraten, Breccien, roten Sandsteinen und Tonschiefern, in eine mittlere Abteilung (Hauptbuntsandstein) aus "schiefrigen, roten, buntgefleckten und gestreiften Sandsteinen", sowie eine obere Abteilung (Röth) aus roten, graugrünen, gelblichen Tonschiefern bis tonigen Sandsteinen mit Dolomitlagen am Top (entspricht etwa den heutigen Werfener Schichten), auch mit Gips, Anhydrit und Steinsalz (Haselgebirge).

CATHREIN (1886) gliederte diese Abfolge in folgende 4 Einheiten: a) dolomitische Konglomeratbreccie, b) feinschiefrige dunkelrote Sandsteine, c) Quarz-Konglomeratbreccie und d) normale körnige Sandsteine.

Begriffe wie Verrucano, Buntsandstein oder Werfener Schichten werden von CATHREIN nicht erwähnt.

In Westtirol und Vorarlberg gliederten HAMMER (1918, 1920) und AMPFERER (1930, 1932) die postvariszische Transgressionsserie in Verrucano und Buntsandstein, die Werfener Schichten fehlen in diesem Bereich aus faziellen Gründen.

Weiter im Osten (Bereich Kaisergebirge-Salzachtal) bereitete eine Aufgliederung große Schwierigkeiten. BARNICK (1962) trennt den ganzen Permoskythkomplex in eine liegende turmalinarme bis turmalinfreie Breccienserie und eine hangende turmalinreiche Sandsteinserie, überlagert von anisischen Rauhwacken. EISBACHER (1963) faßt den gesamten Komplex als "Alpinen Buntsandstein" zusammen und stellt den schräggeschichteten Sandsteinkomplex als "eigentlichen Buntsandstein" heraus. Auch W. HEISSEL (1972) faßt die gesamte Serie einschließlich der Basalbreccie als Buntsandstein auf.

Im Drauzug (Gailtaler Alpen) und im Mittelkärntner Raum wurde die postvariszische Abfolge als "Grödener Sandstein", überlagert von den "Werfener Schichten", bezeichnet (z.B. GEYER, 1897, 1899, 1901, 1903; HÖFER, 1894; KAHLER & WOLSEGGGER, 1934; FRITSCH, 1961; van BEMMELEN, 1957, 1961; SCHLAGER, 1963; SEELMEIER, 1940, 1961). Für die Grödener Schichten im Bereich der St. Pauler und Griffener Berge verwendete BECK-MANNAGETTA (1953, 1955, 1963) die Lokalbezeichnung "Griffener Schichten".

ANGER (1964) untergliederte die postvariszische Transgressionsabfolge der Gailtaler Alpen in oberkarbone bis unterpermische Konglomerate und Sandsteine, permischen Quarzporphyr, permisch-skythische Basisserie und mergelige, geschieferte Sandsteine des Skyth.

MOSTLER (1972 a, 1972 b, 1972 c) konnte trotz des Fehlens genauer sedimentologischer Studien die postvariszische Serie der Gailtaler Alpen und der Nördlichen Kalkalpen (Montafon, Bereich St. Johann - Hochfilzen) erstmals einer brauchbaren lithologischen und zeitlichen Gliederung unterziehen.

Im Mittelkärntner Raum (Christophberg) konnten RIEHL-HERWIRSCH (1965, 1966) und RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER (1972) erstmals eine erfolgreiche Gliederung

der postvariszischen Transgressionsserie durchführen (Oberkarbon, Unterrotliegend, Vulkanite der Saalischen Phase, Permoskythsandstein und Werfener Schichten), die auch vom Ulrichsberg durch KAISER (1971), Krappfeld durch WASCHER (1969) und den St. Pauler und Griffener Bergen durch die Hamburger Arbeitsgruppe unter THIEDIG (THIEDIG & CHAIR, 1974; THIEDIG et al., 1975; WOLTER et al., 1982) bestätigt wurde.

In den Nördlichen Kalkalpen befaßt sich seit einigen Jahren die Innsbrucker Arbeitsgruppe unter MOSTLER mit sedimentologischen Studien der postvariszischen Transgressionsserie. Ergebnisse liegen vor: aus dem Montafon (MOSTLER, 1972 c; ANGERER, 1978; LEICHTFRIED, 1978; ANGERER et al., 1976; HADITSCH et al., 1978), aus Westtirol (Stanzertal) (KRAINER, 1981, 1982; STINGL, 1981, 1982; MOSTLER, 1982), Bereich Wörgl-Saalfelden (MOSTLER, 1972 b; STINGL, 1983, 1984; STINGL & POSCHER, in Vorb.; STINGL & RIML, in Vorb.).

Im Drauzug (Gailtaler Alpen) haben sich zuletzt NIEDERMAYR (1975), NIEDERMAYR et al. (1978), eingehend mit der postvariszischen Transgressionsserie befaßt und für den westlichen Drauzug eine Gliederung dieser Serie vorgestellt (NIEDERMAYR et al., 1982), wobei die einzelnen Schichtglieder definiert und beschrieben werden (Laaser Schichten + Vulkanite, Grödener Schichten, Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten).

Diese Gliederung findet sich zwar schon bei TOLLMANN (1977), sowohl für den Drauzug als auch für den Mittelkärntner Raum und die Nordkarawanken, nur sind die einzelnen Schichtglieder (TOLLMANN bezeichnet die Unterrotliegendesedimente als "Werchzirmschichten", diese entsprechen den "Laaser Schichten" von NIEDERMAYR et al., 1982) nicht klar definiert und abgegrenzt.

Im Stratigraphischen Lexikon (KUEHN, 1962) findet man für den Begriff "Alpiner Buntsandstein" folgende, heute völlig unbrauchbare Definition: "Alte Bezeichnung für Werfener Schichten, manchmal mit Einschluß der Grödener Schichten".

Nach TOLLMANN (1972) unterscheidet sich die über dem "Alpinen Verrucano" folgende "aquatische,

wohlgeschichtete Bildung des Buntsandsteins und seiner metamorphen Abkömmlinge klar vom Alpinen Verrucano". Dieser markante Sedimentationsumschwung wird von TOLLMANN (1972) mit der Pfälzischen Phase an der Perm-Trias-Grenze in Verbindung gebracht.

Bei TOLLMANN (1976) findet man für den Alpinen Buntsandstein folgende Definition: "Als Bezeichnung für den im Westteil der Kalkalpen die Werfener Schiefer vertretenden Buntsandstein sollte zur Charakterisierung des lithologisch vom Germanischen Buntsandstein abweichenden Typus der Begriff "Alpiner Buntsandstein" verwendet werden...". Nach TOLLMANN (1976) ist die Untergrenze zum Alpinen Verrucano "meist nicht scharf" ausgeprägt.

Eine allgemein gültige Definition und Abgrenzung der nordalpinen Werfener Schichten gegenüber den liegenden und hangenden Einheiten (Alpiner Buntsandstein, unteranische Serien) fehlt bisher. So werden die Werfener Schichten im Stratigraphischen Lexikon (KUEHN, 1962) folgendermaßen beschrieben: "Die Werfener Schichten beginnen je nach Unterlage mit groben Basalkonglomeraten (oft als Verrucano bezeichnet) von Quarz oder Phylliten, wo sie an Bellerophonkalk anschließen, wie in den Gailtaler Alpen sowie in den Karnischen Alpen und südlichen Karawanken auch kalkig. Glimmerreichtum ist für die meisten Vorkommen bezeichnend".

Nach TOLLMANN (1976) setzen in den Nördlichen Kalkalpen, etwa ab Wörgl Richtung Osten, über dem Alpinen Buntsandstein die Werfener Schichten ein, bestehend aus "Werfener Quarziten" an der Basis, darüber "Werfener Schiefen" und am Top "Werfener Kalken".

Jüngste Untersuchungen von POSCHER, RIML und STINGL in den Nördlichen Kalkalpen (Bereich Wörgl-Saalfelden) sowie eigene Untersuchungen im Kärntner Raum haben gezeigt, daß innerhalb der postvariszischen Transgressionsserien in beiden Bereichen prinzipiell dieselben Serien abgegrenzt werden können, wie NIEDERMAYR et al. (1982) es für den westlichen Drauzug angeben. Eine etwas abweichende Entwicklung zeigt das Permoskyth in den östlichen Nördlichen Kalkalpen (im Oberperm Haselgebirge weitverbreitet) und im Bereich des Präbichl südl. Eisenerz (KRAINER & STINGL, in Vorb.).

Nach den bisher vorliegenden Ergebnissen läßt sich die postvariszische Transgressionsserie sowohl in den westlichen Nördlichen Kalkalpen (Bereich Saalfelden - Wörgl) als auch im Drauzug und im Mittelkärntner Raum aufgrund folgender überregional wirksamer Leitereignisse gliedern:

a) Markante Änderung in der Sedimentation infolge Klimaänderung an der Grenze Oberkarbon-Unterperm. Diese Grenze ist durch Pflanzenfunde auch zeitlich belegt (z.B. van AMEROM et al., 1982).

b) Das nächste Leitereignis bilden die vulkanischen Äußerungen der "Saalischen Phase" an der Grenze Unter- zu Oberrotliegend. Äußerungen dieses Vulkanismus findet man in den gesamten westlichen Nördlichen Kalkalpen, im Drauzug und im Mittelkärntner Raum entweder in Form von anstehenden sauren Vulkaniten (Quarzporphyr, Ignimbrit, meist Tuffe und Tuffite), oder in Form von vulkanischen Aufarbeitungsprodukten (Porphyrquarze, vulk. Chertkomponenten, vulk. Gesteinsbruchstücke) in den Konglomeraten und Sandsteinen der darüberfolgenden Serien.

c) Ein weiteres, ziemlich deutlich ausgebildetes Leitereignis ist das plötzliche Einsetzen des "Alpinen Buntsandsteins" in Form eines plötzlichen Sedimentationsumschwunges. Der Alpine Buntsandstein kann, basierend auf einer Regression, die ungefähr mit dem "Campiller Ereignis" der Südalpen gleichgesetzt werden kann, in einen Unteren und Oberen Alpinen Buntsandstein aufgliedert werden.

Der Alpine Buntsandstein weist mit wenigen Ausnahmen eine deutlich bessere kompositionelle und texturale Reife auf als das darunterliegende Perm.

d) Über dem Alpinen Buntsandstein, der durchwegs in "Rotfazies" ausgebildet ist und teils fluviatiler, teils mariner Entstehung ist, folgen die (nordalpinen) Werfener Schichten, teilweise mit einer scharfen Grenze (Kärntner Raum), teilweise ist diese Grenze etwas schwieriger zu fassen (STINGL, 1984).

In den westlichsten Nördlichen Kalkalpen (Stanzerthal, Montafon) fehlt die Fazies der Werfener Schichten, sie ist dort durch die Fazies des Alpinen Buntsandsteins (Hangendquarzite) vertreten.

Aufgrund dieser Leitereignisse läßt sich die postvariszische Schichtfolge sowohl der westlichen Nördlichen Kalkalpen als auch des Drauzuges und der Gurktaler Decke in folgende Schichtglieder unterteilen:

Oberkarbon, meist geringmächtig und lokal in kleinen Senken (z.B. Gurktaler Decke, Montafon-"Kristbergschichten"), teilweise recht mächtig (z.B. Gainfeldkonglomerat, Stangalmkarbon);

"Unterrotliegend"* (Werchzirmschichten, Christophbergschichten, Freudenbergschichten, Laaser Schichten); Vulkanite der "Saalischen Phase", etwa an der Grenze Unter- zu Oberrotliegend (Drauzug, Gurktaler Decke, Montafon);

"Oberrotliegend-Zechstein"* (Alpiner Verrucano, Grödener Schichten, Griffener Schichten, Prebichlschichten, Hochfilzener Schichten);

tiefere und mittleres Skyth (Unterer und Oberer Alpiner Buntsandstein);

höheres Skyth (nordalpine Werfener Schichten).

In den folgenden Abschnitten soll nun der Versuch unternommen werden, den Alpinen Buntsandstein und die (nordalpinen) Werfener Schichten des Untersuchungsbereiches sedimentologisch zu charakterisieren, beide Schichtglieder gegen das Liegende und Hangende abzugrenzen und mit anderen Vorkommen (Nördliche Kalkalpen) zu vergleichen.

3. UNTERSUCHUNGSMETHODIK

Für eine genaue sedimentologische Untersuchung des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten war es zunächst Voraussetzung, möglichst vollständige und gut aufgeschlossene Profile durch diese beiden Serien zu finden. Dies war bisher aufgrund der teilweise sehr schlechten Aufschlußverhältnisse vor allem bezüglich des Alpinen Buntsandsteins nur bedingt möglich.

Sowohl aus dem Anstehenden als auch in Form von Lesesteinen wurde eine Reihe von Makrofossilien aufgesammelt.

Das Probenmaterial wurde zunächst anhand von über 200 petrographischen Dünnschliffen und ca. 100 Karbonatdünnschliffen unter dem Mikroskop untersucht.

*) Die Begriffe "Unterrotliegend" und "Oberrotliegend-Zechstein" sind nur als vorläufige Arbeitsbegriffe für jeweils charakteristische Sedimentabfolgen zu verstehen.

Von einigen ausgewählten Proben (Ulrichsberg, Kranzwandgraben) wurden 20 Sondenschliffe angefertigt und mit der Mikrosonde Feldspäte, detritische Glimmer sowie Zement- und Matrixtypen studiert.

Die detritischen Komponenten, Zementtypen und die Matrix der Sandsteine wurden im Dünnschliff bestimmt und deren prozentueller Anteil mit einem Zählkular ermittelt. Pro Schliff wurden 1000 Punkte ausgezählt. Die Sandsteine wurden nach dem Klassifikationsschema von DOTT (1964), modifiziert von PETTIJOHN et al. (1972), PETTIJOHN (1975), benannt.

Das Probenmaterial wurde auch hinsichtlich der Schwermineralführung untersucht, wobei die ersten Ergebnisse bereits vorliegen.

Die Proben wurden vorsichtig zerkleinert, anschließend die Kornfraktion 0.063-0.25 mm abgesiebt und vorhandenes Karbonat mit verdünnter Essigsäure entfernt. Als Schwereflüssigkeit wurde Tetrabromethan verwendet, abgetrennt wurde in Scheidetrichtern, die Abtrennzeit betrug bei jeder Probe 24 Stunden. Von der gesamten anfallenden Schwermineralmenge wurden Streupräparate angefertigt und jedes davon ausgezählt, um einen möglichst genauen Überblick über das Schwermineralspektrum zu erhalten. War ein sehr hoher Opakanteil zu verzeichnen, so wurde dieser durch Abtrennen mit dem Magnetscheider bei 0.4 Ampere auf ein erträgliches Maß verringert.

Verdächtige Karbonatproben wurden auf Conodontenführung getestet und zu diesem Zweck mit verdünnter Essigsäure behandelt.

4. ALPNER BUNTSANDSTEIN

4.1. Einleitung

Im Drauzug und im Mittelkärntner Raum wird die zwischen den Vulkaniten der Saalischen Phase im Liegenden und den Werfener Schichten im Hangenden auftretende klastische Sedimentabfolge als "Permoskythsandstein" zusammengefaßt (z.B. RIEHL-HERWIRSCH, 1965, 1966; WASCHER, 1969; KAISER, 1971, RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER, 1972; THIEDIG & CHAIR, 1974; THIEDIG et al., 1975; MOSTLER, 1972 a;

WOLTER et al., 1982). NIEDERMAYR (1975) verwendet für diese Abfolge im westlichen Drauzug den Begriff "Hangende Serie".

Im Mittelkärntner Raum gliedert erstmals TOLLMANN (1977) diesen Komplex in Griffener Schichten (Grödener Schichten) und in eine darüberfolgende skythische Serie, die im tieferen Teil durch Buntsandstein repräsentiert wird, überlagert von Werfener Schichten.

Erste Hinweise auf eine tatsächliche Gliederungsmöglichkeit des "Permoskythsandsteines" bzw. der "Hangenden Serie" des Drauzuges gibt NIEDERMAYR (1975), indem er im Hangenden dieser Serie eine charakteristische Abfolge von dünngebankten Sandsteinen beschreibt, die sich von der darunterliegenden Abfolge durch ein anderes Schwermineralspektrum unterscheidet.

In dieser charakteristischen Abfolge im hangenden Permoskythsandstein sieht TOLLMANN (1977, p. 601) den Alpenen Buntsandstein und bringt die von NIEDERMAYR et al. (1978) angenommene schwache Bewegungsphase mit der Pfälzischen Phase an der Wende Perm-Trias in Verbindung.

Durch weitere sedimentologische, vor allem sedimentpetrographische Untersuchungen (Schwerminerale) konnten NIEDERMAYR et al. (1978) die Aufgliederung des Permoskythsandsteins klar herausarbeiten. NIEDERMAYR et al. (1982) haben schließlich die permoskythische Transgressionsserie des westlichen Drauzuges in vier Serien untergliedert und die einzelnen Serien sedimentologisch charakterisiert.

Eigene Untersuchungen haben gezeigt, daß zumindest am Ulrichsberg und im Riedgraben ebenfalls eine klare Aufgliederung des Permoskythsandsteins möglich ist. In den St. Pauler und Griffener Bergen sowie am Christophberg konnte eine solche Aufgliederung ebenfalls sehr wahrscheinlich gemacht, aber aufgrund der gerade in diesen Profilabschnitten schlechten Aufschlußverhältnisse im Gelände noch nicht eindeutig bestätigt werden. Ebenso schwierig ist eine Abtrennung in der nordalpinen Fazies der Karawanken, da hier in unmittelbarer Nähe zur Periadriatischen Naht das Permoskyth tektonisch stark beansprucht, nur in kleineren Schuppen erhalten ist und zusammenhängende Permoskythprofile vollkommen fehlen.

Abschließend soll noch darauf hingewiesen werden, daß der von NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982, für die zwischen den Vulkaniten der Saalischen Phase und dem Einsetzen des Alpinen Buntsandsteins liegende Serie neu definierte Begriff "Grödener Schichten" nach Meinung des Autors nicht auf die nordalpine Fazies übertragen werden sollte, da zwischen den südalpinen Grödener Schichten und den in der nordalpinen Fazies über den intrapermischen Vulkaniten folgenden Serien doch gewisse fazielle Unterschiede bestehen (siehe z.B. BUGGISCH et al., 1976, BUGGISCH, 1978).

Während die Grödener Schichten der Südalpen, ausgenommen ganz im Westen, von marinem Oberperm (Bellerophon-schichten) überlagert werden, geht in der nordalpinen Fazies die fluviatile Sedimentation ins Oberperm durch, der Sedimentationsumschwung erfolgt erst mit dem Einsetzen des Alpinen Buntsandsteins. Somit ist die Annahme einer Schichtlücke, die den gesamten Zechstein umfassen soll (NIEDERMAYR et al., 1982) nicht notwendig.

Vielmehr sollte ein Begriff gefunden werden, der für alle innerhalb der nordalpinen Fazies ähnlich ausgebildeten permischen Serien (Drauzug, Gurktaler Decke, Nördliche Kalkalpen) anwendbar ist.

Vor einer eingehenden Beschreibung des Alpinen Buntsandsteins soll zunächst anhand des Riedgrabenprofils die fazielle Entwicklung und Gliederung des gesamten Permoskyths kurz dargestellt werden.

Eine ausführliche Beschreibung und Darstellung dieses Profils, vor allem des permischen Anteils, erfolgt in einer gesonderten Arbeit.

Das Perm kann zunächst gegliedert werden in ein Unterrotliegend und in Oberrotliegend + Zechstein (Oberperm).

Das Unterrotliegend ist eine fluviatile Abfolge, an der Basis mit wildbachartigen Konglomeratschüttungen aus Geröllen des unterlagernden Kristallins, nach oben übergehend in fluviatile Sequenzen, bestehend aus im wesentlichen konglomeratischen Rinnenfüllungen, grobkörnigen unreifen, schräggeschichteten Sandsteinen (Taf. 1, Abb. 1) und am Top der Sequenzen roten, teilweise durchwühlten Silten.

Im oberen Teil des Unterrotliegend kommt es noch einmal zu einer geringmächtigen Konglomeratschüttung aus dm-großen Kristallingeröllen, was auf tektonische Äußerungen der "Saalischen Phase" hindeutet. Zu dieser Zeit kommt es im Mittelkärntner Raum (Gurktaler Decke) und im westlichen Drauzug zur Förderung von vulkanischem Material in Form von Quarzporphyren, Ignimbriten, Tuffen und Tuffiten.

Anstehende intrapermische Vulkanite, die allgemein nicht über das Unterrotliegend hinaufreichen, fehlen im Riedgrabenprofil. Hier wird die ungefähre Grenze Unter- zu Oberrotliegend durch das plötzliche und massive Einsetzen von vulkanischen Aufarbeitungsprodukten dieser intrapermischen Vulkanite angezeigt.

Das Oberrotliegend-Oberperm ist im Riedgraben charakterisiert durch eine fluviatile Abfolge. Im basalen Abschnitt sind grobe Schüttungen, fast ausschließlich aus Quarzporphyrgeröllen bis zu 20 cm Durchmesser ("Porphyrkonglomerate"), häufig und deuten auf ein stärkeres Relief hin. Auch die meist grobkörnigen Sandsteine bestehen zum überwiegenden Teil aus vulkanischen Aufarbeitungsprodukten und können durchaus als "vulkanoklastische Sandsteine" bezeichnet werden (Taf. 1, Abb. 3-5).

Über diesen proximalen Grobschüttungen folgen Grobsandsteine-Feinkonglomerate mit locker eingestreuten Kiesgeröllen. Darin eingeschnitten sind häufig kleine, bis zu 30 cm tiefe und lateral rasch auskeilende Rinnen mit Geröllen, die häufig eine Einregelung zeigen und bis zu 10 cm, meist jedoch unter 5 cm Durchmesser aufweisen.

Der Anteil an Quarzporphyrgeröllen ist immer noch sehr hoch, doch treten auch zunehmend Quarzgerölle in Erscheinung. Die Abnahme in der Korngröße zeigt eine zunehmende Einebnung des Reliefs an, die Sedimente können als Ablagerungen arider, alluvialer Schwemmebenen mit einem verzweigten Flußsystem gedeutet werden.

Bei der Gliederung des Skyth wird von der Vorstellung ausgegangen, daß sich Transgressionen und Regressionen, wie sie heute in den südalpinen skythischen Werfener Schichten deutlich ablesbar sind und zusätzlich zur Gliederung in einzelne Members herangezogen werden, auch im nordalpinen Skyth (Alpiner

Buntsandstein und Werfener Schichten) abzeichnen, vor allem dann, wenn man als Ursache Meeresspiegelschwankungen oder Klimaänderungen in Erwägung zieht.

Jüngste Untersuchungen in den Nördlichen Kalkalpen haben gezeigt, daß sich sowohl im Alpinen Buntsandstein (STINGL, 1984) als auch in den Werfener Schichten (BRANDNER et al., 1984) prinzipiell ähnliche Trans- und Regressionsfolgen abzeichnen wie in den Südalpen, und daß sich diese Ereignisse, zumindest innerhalb der Werfener Schichten, auch einigermaßen korrelieren lassen.

Mit dem Einsetzen des Alpinen Buntsandsteins (Skyth) ist generell ein Sedimentationsumschwung verbunden, der vermutlich auf eine leichte Klimaänderung von arid zu mehr semiarid zurückzuführen ist.

Dies äußert sich im Riedgrabenprofil in einer plötzlichen Korngrößenabnahme, einer gleichzeitigen Abnahme an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten und Zunahme von Quarz sowie einer Umgestaltung des Ablagerungsmilieus. Die Sedimentation ist gekennzeichnet durch fluviatile Sequenzen, bestehend aus untergeordnet konglomeratischen, meist grobsandigen und trogförmig schräggeschichteten Rinnensedimenten, selten horizontalgeschichteten Sandsteinen und Überflutungssedimenten in Form von roten Silten und Ton-schiefern. Die Sedimentation erfolgte bei einer kontinuierlicheren Wasserführung der Gerinne als im Perm.

Diese fluviatile Fazies geht zum Hangenden hin allmählich in einen marinen Faziesbereich über, was sich durch eine allmähliche Korngrößenabnahme und einen zunehmenden Reifegrad der Sedimente (zunehmend bessere Rundung und Sortierung, starke Abnahme von vulkanischen Aufarbeitungsprodukten) äußert. Diese Entwicklung, der der Charakter einer Transgression zukommt, gipfelt in einer Wattfazies mit *Diplocraterion* und anderen Lebensspuren.

Auf diese Transgression folgt eine plötzliche Regression, über der marinen Wattfazies folgen mit einer scharfen Grenze zunächst fluviatile, feinkonglomeratische Schüttungen, die in eine mächtige Abfolge aus unreifen fluviatilen Sandsteinen mit einem hohen Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten übergehen.

Diese Regression, die genauso auch im Alpinen Buntsandstein der Nördlichen Kalkalpen (Bereich Hochfilzen-Saalfelden) klar zum Ausdruck kommt (STINGL, 1984), stellt ein intraskythisches Ereignis dar und ist vergleichbar mit dem "Campiller Ereignis" der Südalpen. Daß es in der nordalpinen Fazies tatsächlich ein dem "Campiller Ereignis" bzw. der Campiller Regression der Südalpen vergleichbares Ereignis gibt, geht aus dem Buntsandsteinprofil der Simmerlacher Klamm (bei Oberdrauburg) hervor. Von diesem Profil sind im Buntsandstein schon lange zwei Kohleflözchen bekannt (ANGER, 1964) und auch datiert, wobei das tiefere Flöz aufgrund von Sporen "am ehesten Seiser Alter" besitzt, während das ca. 25 m höher liegende Flöz in das Campill eingestuft werden konnte (MOSTLER, 1972 a).

Zwischen diesen beiden Flözen setzt mit einer scharfen Grenze plötzlich eine starke Quarzporphyrgeröllschüttung (Gerölle bis über 10 cm) ein, die erst im Hangenden des zweiten Flözes allmählich nachläßt.

Im Liegenden dieser Grobschüttungen sind Quarzporphyrgerölle äußerst selten, hier finden sich fast ausschließlich Quarzgerölle, die selten größer als 5 cm werden. Die Sandsteine führen jedoch einen sehr hohen Gehalt an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten.

Das Einsetzen dieser Quarzporphyrgeröllschüttung ist nun durch die beiden Flöze im Liegenden und im Hangenden zeitlich einigermaßen fixiert, intraskythisches, und zwar tieferes Skyth auf alle Fälle gesichert und ein Vergleich mit dem Campiller Ereignis durchaus zulässig. Das Profil der Simmerlacher Klamm ist zur Zeit in Bearbeitung; dabei soll auch versucht werden, das Alter der beiden Flöze zeitlich noch besser in den Griff zu bekommen.

Dieses Ereignis im Alpinen Buntsandstein der Simmerlacher Klamm läßt sich mit den im Riedgrabenprofil über der Wattfazies einsetzenden Feinkonglomeratschüttungen (Regression) korrelieren (Abb. 2).

Damit läßt sich der Alpine Buntsandstein, genau wie in den Nördlichen Kalkalpen, in einen Unteren und einen Oberen Alpinen Buntsandstein gliedern.

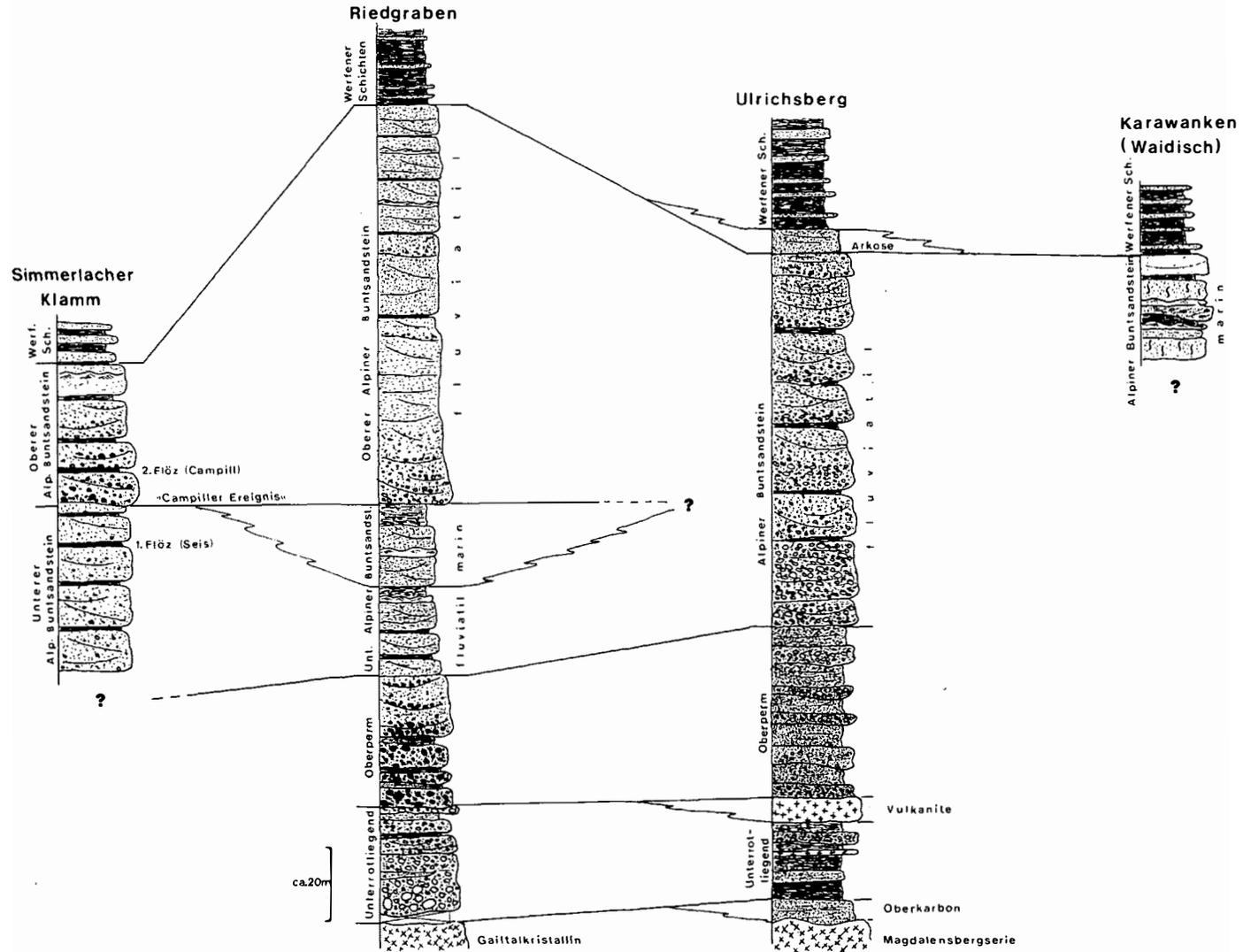


Abb. 2: Gliederung und Korrelation untersuchter Permoskythprofile

Allerdings konnte innerhalb des Alpenen Buntsandsteins der Gurktaler Decke eine Regression bisher nicht nachgewiesen werden. Ebenso scheint hier die marine Ingression, wie sie im Riedgrabenprofil zu beobachten ist, zu fehlen.

Der Grund dafür mag einmal in der gegenüber dem Riedgrabenprofil ursprünglich sicher weiter im N gelegenen Position der Gurktaler Decke liegen, so daß sich hier die marine Ingression nicht auswirkte und der Alpine Buntsandstein durchwegs fluviatil und gröberklastisch ausgebildet ist. Möglicherweise haben auch die schlechten Aufschlußverhältnisse in diesem Raum das Erkennen eines Sedimentationsumschwunges, der sich in einer fluviatilen Abfolge ohnehin nicht deutlich abzeichnen muß, bisher verhindert.

Am Ulrichsberg (N Klagenfurt) setzt der Alpine Buntsandstein mit Konglomeratschüttungen (Komponenten bis über 10 cm) ein, wobei hier Konglomeratlagen bis in den hangendsten Buntsandstein hinaufreichen (Korngröße bis 3 cm).

Auch in den St. Pauler Bergen, zwischen Ruden und der Rabensteiner Greuth, treten etwa im mittleren Abschnitt des "Permoskythsandsteines" vermehrt Konglomeratlagen auf, was bereits von THIEDIG & CHAIR (1974) vermerkt wurde. Das Einsetzen dieser grobklastischen Schüttungen (Komponenten bis max. rund 10 cm) wird hier ebenfalls als Untergrenze des Alpenen Buntsandsteins aufgefaßt. Im hangendsten Buntsandstein treten auch hier noch vereinzelt Konglomeratlagen auf (Komponenten max. 3 cm).

Die Klastika des Alpenen Buntsandsteins der Gurktaler Decke unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung schon makroskopisch recht deutlich von den permischen Abfolgen.

Auffallend ist zunächst die etwas hellere Farbe, hervorgerufen durch den hohen Gehalt an Quarzgeröllen und die sandige, ebenfalls quarzreiche Matrix der Konglomeratlagen. Die permischen Konglomerate sind dagegen intensiv rot gefärbt, was auf den hohen Tongehalt der Matrix und das darin enthaltene Hämatitpigment zurückzuführen ist.

Außerdem führen die Konglomerate der permischen Serien einen beträchtlichen Anteil an Kristallinen und vor allem Vulkanitgeröllen.

In den Konglomeraten des Alpenen Buntsandsteins ist der Gehalt an Vulkanitgeröllen durchwegs geringer, Kristallingerölle fehlen mehr oder minder gänzlich. Auch die Sandsteine sind durch einen geringeren Gehalt an rotfärbender Matrix und Vulkanitkomponenten ausgezeichnet.

Diese Kriterien ermöglichen es meist schon im Gelände, permische Serien und Alpenen Buntsandstein auseinanderzuhalten.

Über dem Alpenen Buntsandstein setzen mit einer scharfen Grenze in Form einer Transgression die Werfener Schichten ein. Wie später noch ausführlich dargestellt wird, läßt sich diese Transgression eventuell mit der "Val Badia"-Transgression der Südalpen vergleichen.

4.2. Mineralbestand (siehe auch Tab. 1)

Untersucht wurden folgende Punkte:

Detritische Komponenten : diese wurden in drei Gruppen gegliedert (Quarz, Feldspat, Gesteinsbruchstücke), innerhalb jeder Gruppe wurden verschiedene Typen unterschieden.

Schwermineralspektrum (durchsichtige Schwerminerale)
Matrix
Diageneseprozesse

Detritische Komponenten

QUARZ

Mit Ausnahme des Alpenen Buntsandsteins im Riedgraben ist Quarz immer die häufigste detritische Komponente. Im Riedgraben überwiegen Gesteinsbruchstücke und Feldspäte, lediglich an der Basis mit den quarzreichen Feinkonglomeraten ist auch in den Sandsteinen Quarz die häufigste Komponente.

Monokristalliner Quarz überwiegt meist gegenüber polykristallinem Quarz, nur im basalen Alpenen Buntsandstein im Riedgraben überwiegt polykristalliner Quarz, ebenso im marinen Buntsandstein von Waidisch.

Typisch bei den monokristallinen Quarzen ist ein stets vorhandener Anteil an Porphy Quarzen in Form meist größerer, einschlußarmer bis einschlußfreier, gleichmäßig auslöschender Körner mit teilweise

typischen Korrosionserscheinungen. Besonders im Riedgraben ist der Anteil an Porphy Quarzen sehr hoch, am geringsten im Buntsandstein von Waidisch.

Polykristalline Quarze zeigen durchwegs Eigenschaften, die nach Untersuchungen von BLATT (1967) für metamorphe Ausgangsgesteine sprechen (z. B. viele "stretched metamorphic quartz grains", FOLK, 1974) und auch eindeutig aus dem kristallinen Untergrund (Gaitalkristallin) zu beziehen sind. Aufgrund der Definition von FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977) sowie nach BLATT (1982) werden polykristalline Quarze zu den Gesteinsbruchstücken gerechnet.

GESTEINSBRUCHSTÜCKE

Der Alpine Buntsandstein führt in meist beträchtlicher Menge vulkanische und auch metamorphe Gesteinsbruchstücke, vereinzelt sind auch sedimentäre Gesteinsbruchstücke in Form aufgearbeiteter roter Tonschieferscherben zu beobachten.

An metamorphen Gesteinsbruchstücken finden sich neben den polykristallinen Quarzen leicht bis stark geschieferte Quarz-Feldspat-, Quarz-Feldspat-Glimmer- und Quarz-Glimmer-Aggregate, alle aus dem kristallinen Untergrund (diverse Glimmerschiefer des Gaitalkristallins) stammend.

Im Profil Riedgraben treten vereinzelt auch Gesteinsbruchstücke aus großen Feldspäten und Quarzindividuen auf, die große Ähnlichkeit mit den Augengneisgeröllen aufweisen, die im Unterrotliegend häufig auftreten, und auch aus dem Unterrotliegend von Stockenboi als vergneiste Granitgerölle beschrieben wurden (EXNER, 1974). Diese Augengneisgerölle ähneln sehr den zuletzt von HEINISCH & SCHMIDT (1982) und HEINISCH et al. (1984) beschriebenen Augengneiszügen im Gaitalkristallin und sind wohl auch von diesen zu beziehen.

Typisch für den Alpenen Buntsandstein ist ein stets vorhandener Gehalt an vulkanischen Gesteinsbruchstücken aus dem intrapermischen Vulkanismus in Form der schon erwähnten Porphy Quarze sowie "vulkanischer Chertkomponenten" (= felsitische Quarz-Feldspataggregate aus rekristallisiertem vulkanischen Glas, durch Hämatitpigment rötlichbraun gefärbt, Taf. 1, Abb. 4) und vulkanischer Gesteinsbruchstücke aus felsitischer, rötlich gefärbter vulkanischer Grund-

masse mit Einsprenglingen aus häufig korrodierten Porphy Quarzen, meist schon gänzlich zersetzten und nur selten erhaltenen Feldspäten, entmischten Biotiten und Zirkonen (Taf. 1, Abb. 3, 5). Die vulkanischen Gesteinsbruchstücke und Chertkomponenten zeigen häufig auch typische Strukturen (Pseudofluidal-Glasscherben- und sphärolithische Strukturen), die besonders bei parallelen Nicols sehr schön zu beobachten sind. Aufgearbeitet wurden Quarzporphyre, Ignimbrite (Glasscherbengefüge) sowie Tuffe und Tuffite, allerdings ist bei den meisten vulkanischen Komponenten nicht mehr genau zu entscheiden, von welchem der genannten Vulkanite sie stammen.

FELDSPÄTE

Feldspäte sind im Alpenen Buntsandstein stets vorhanden, z.T. in recht hohen Gehalten (z.B. Riedgraben). Bei den bisher mit der Mikrosonde untersuchten Feldspäten (Ulrichsberg) handelt es sich ausschließlich um Kalifeldspat mit einem sehr hohen Or-Anteil von durchwegs über 90%, einem Ab-Anteil von 4-8% und einem An- und Ce- (Celsian) Anteil von jeweils unter 1% (siehe Tab. 2).

Die Feldspäte sind teilweise schon mehr oder weniger stark zersetzt (kaolinitisiert, vacuolisiert), vereinzelt findet man bereits Kaolinitpseudomorphosen nach Feldspat, vor allem im fluviatilen Faziesbereich. Im marinen Faziesbereich sind die Feldspäte durchwegs besser erhalten.

Über 98% der Feldspäte sind nicht verzwillingt. Dies ist darauf zurückzuführen, daß die Feldspäte nicht nur entlang von Spaltbarkeitsflächen, sondern auch entlang von Zwillingssebenen zerbrechen und auf diese Weise aus ursprünglich verzwillingten Feldspäten durch mechanische Abrasion unverzwillingte Feldspatbruchstücke entstehen können (PITTMAN, 1969).

Die Korngröße der Feldspäte liegt etwas unter jener des Quarz (vgl. Taf. 4, Abb. 2, 3). Authigene Anwachsäume treten vereinzelt (Riedgraben, fluviatile Fazies) bis sehr häufig auf (Riedgraben, marine Fazies, Dobratsch-Südseite, St. Pauler Berge, Waidisch, Taf. 2, Abb. 2, 5; Taf. 4, Abb. 2, 3). Es sind reine Kalifeldspat-Endglieder mit einem Or-Anteil von über 99%.

| | Qm | Qp | Chert | vGBR | GBR | F | Gl | ZQz | ZKb | M | V |
|--------------------------------------|----|----|-------|------|-----|----|----|-----|-----|----|-------|
| <u>Werfener Schichten</u> | | | | | | | | | | | |
| Ulrichsberg (12) | 27 | 13 | 7 | 1 | 1 | 23 | 3 | 2 | 23 | 1 | 30 |
| Kranzwandgraben (11) | 27 | 11 | 2 | 1 | 1 | 20 | 4 | 3 | 30 | 1 | 20 |
| Christophberg (3) | 23 | 8 | 6 | 1 | 1 | 39 | 10 | 5 | 1 | 6 | 30 |
| St. Pauler Berge (14) | 26 | 10 | 7 | 1 | 3 | 22 | 4 | 2 | 21 | 4 | 30 |
| Waidisch, feinkörnig (9) | 29 | 20 | 4 | 1 | 8 | 7 | 7 | 5 | 17 | 2 | 20 |
| Waidisch, Grobsandstein (2) | 25 | 27 | 4 | 6 | 6 | 7 | 1 | - | 24 | - | 20 |
| <u>Alpiner Buntsandstein</u> | | | | | | | | | | | |
| Kranzwandgraben (9) | 30 | 19 | 3 | 1 | 10 | 23 | 1 | 3 | 9 | 1 | 30 |
| Ulrichsberg (19) | 33 | 30 | 11 | 4 | 4 | 5 | 1 | 6 | 2 | 4 | 35 |
| St. Pauler Berge (7) | 23 | 23 | 9 | 6 | 18 | 15 | 1 | 4 | - | 1 | 35 |
| Waidisch (14) | 31 | 34 | 4 | 1 | 4 | 5 | 3 | 2 | 9 | 7 | 20 |
| <u>Oberperm</u> | | | | | | | | | | | |
| Ulrichsberg (4) | 21 | 21 | 27 | 6 | 4 | 2 | 1 | 1 | 2 | 15 | 55 |
| Christophberg (6) | 20 | 15 | 22 | 15 | 6 | 3 | 2 | 3 | - | 14 | 60 |
| St. Pauler Berge (4) | 10 | 23 | 21 | 12 | 13 | 4 | 2 | - | 6 | 9 | 50 |
| <u>Unterrotliegend</u> | | | | | | | | | | | |
| Christophberg (9) | 8 | 20 | 10* | 4 | 35 | 6 | 1 | 1 | - | 15 | - |
| Werchzirmalpe (10) | 10 | 12 | 16* | - | 37 | 2 | - | 2 | 13 | 8 | - |
| Stockenboi (15) | 6 | 27 | - | - | 42 | 4 | 2 | - | 3 | 16 | - |
| <u>Riedgrabenprofil</u> | | | | | | | | | | | |
| Werfener Schichten (6) | 13 | 9 | 17 | 6 | 8 | 32 | 6 | 1 | 2 | 7 | 50 |
| Oberer Buntsandstein, hangend (15) | 15 | 9 | 21 | 10 | 10 | 26 | 2 | 2 | 3 | 2 | 60 |
| Oberer Buntsandstein, Basis (4) | 18 | 27 | 21 | 7 | 10 | 9 | 1 | 1 | - | 6 | 50 |
| Unterer Buntsandstein, marin (9) | 24 | 33 | 7 | 3 | 9 | 11 | 1 | 4 | - | 8 | 25-30 |
| Unterer Buntsandstein, fluviatil (5) | 30 | 31 | 9 | 3 | 6 | 13 | - | 6 | - | 2 | 30 |
| Oberperm, fluviatil (4) | 16 | 21 | 24 | 20 | 6 | 4 | 5 | - | 5 | 8 | 70 |
| Unterrotliegend (6) | 6 | 30 | - | - | 38 | 11 | 2 | - | - | 13 | - |

Qm = monokristalliner Quarz
 Qp = polykristalliner Quarz
 Chert = "vulkanischer Chert"
 vGBR = vulkanische Gesteinsbruchstücke
 GBR = metamorphe und sedimentäre Gesteinsbruchstücke
 F = Feldspat
 Gl = detritische Glimmer

ZQz = Quarzzement
 ZKb = Karbonatzement
 M = Matrix
 V = ungefährender Anteil der vulkanischen Komponenten (Porphy Quarze, vulk. GBR, Vulk. Chert und Feldspäte) am Gesamtmineralbestand
 * = sedimentärer Chert (Kieselschiefer, Lydit)

| | Or | Ab | An | Ce |
|--|--------------------|------------------|-----------------|---------------|
| Alpiner Buntsandstein (126) | 93.64 (88-98.4) | 5.74 (1.1-11.6) | 0.24 (0-1.4) | 0.38 (0-1.5) |
| Basale Werfener Schichten (126) (Arkosen) | 92.12 (77.61-98.1) | 7.29 (0.2-20.4) | 0.30 (0-1.85) | 0.29 (0-1.2) |
| Werfener Schichten (85) | 91.39 (86-96.7) | 7.71 (2.8-13.2) | 0.28 (0-2.72) | 0.62 (0-1.76) |
| Werfener Schichten Kranz- wandgraben (53) | 89.8 (79.2-93.8) | 9.2 (6.0-18.8) | 0.40 (0-1.10) | 0.70 (0-1.80) |
| wandgraben (5) | 1.9 (0.5-5.8) | 93.2 (88.6-97.5) | 4.90 (1.9-10.4) | bis 0.1 |
| Anwachssäume (authigen) (35) | 99.55 (97.92-100) | 0.39 (0-2.02) | 0.05 (0-0.52) | bis 0.3 |

Tab. 2:
Durchschnittliche Zusammensetzung detritischer und neugebildeter Feldspäte (Ulrichsberg und Kranzwandgraben)

| | Kalifeldspat mit Anwachssaum (Ulrichsberg) | | Plagioklas (Kranzwandgraben) |
|--------------------------------|---|------------|---------------------------------|
| | Kern | Saum | |
| SiO ₂ | 64.37 | 65.53 | 66.72 |
| TiO ₂ | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Al ₂ O ₃ | 19.32 | 19.75 | 20.48 |
| FeO | 0.24 | 0.01 | 0.08 |
| MnO | 0.10 | 0.0 | 0.0 |
| MgO | 0.14 | 0.02 | 0.04 |
| CaO | 0.09 | 0.0 | 0.71 |
| K ₂ O | 15.47 | 14.90 | 0.11 |
| Na ₂ O | 0.42 | 0.1 | 11.67 |
| BaO | <u>0.14</u> | <u>0.0</u> | <u>0.07</u> |
| | 100.29 | 100.22 | 99.88 |
| Or | 95.34 | 99.9 | 0.63 |
| Ab | 3.93 | 0.1 | 95.80 |
| An | 0.47 | 0.0 | 3.41 |
| Ce | 0.27 | 0.0 | 0.16 |

Tab. 3:
Feldspatanalysen aus den Werfener Schichten

An Zwillingen ist Mikroklingitterung am häufigsten vertreten, untergeordnet sind polysynthetische Zwillinge und Karlsbader Zwillinge zu beobachten. Nur im Riedgraben überwiegen polysynthetische Zwillinge, während Mikroklingitterung und Karlsbader Gesetz selten sind. Im Riedgraben sind auch häufig perthitische Feldspäte zu beobachten (Aderperthite, Fleckenperthite, Flammenperthite, Mikroklin-Aderperthite, Schachbrettalbite), sowie schriffgranitische Quarz-Feldspat-Verwachsungen und "gefüllte Feldspäte" (Perthite z.T. aus den Augengneisen stammend). Diese zuletzt genannten Feldspattypen (Perthite usw.) sind in den übrigen untersuchten Profilen selten bis vollkommen fehlend.

Mikrosondenuntersuchungen haben gezeigt, daß die detritischen Feldspäte der Werfener Schichten eine größere Variationsbreite in ihrer chemischen Zusammensetzung aufweisen als jene des Alpenen Buntsandsteins (siehe Tab. 2 und Abb. 3).

Vereinzelt treten in den Werfener Sandsteinen auch Plagioklase (Albite, siehe Tab. 2 und Tab. 3) auf, die in den darunterliegenden Serien, soweit sie untersucht wurden, mehr oder weniger vollkommen fehlen (ausgenommen im Unterrotliegend). Dieser geringe aber doch deutliche Unterschied im Chemismus ist auf unterschiedliche Verwitterungseinflüsse zurückzuführen.

Vorausgeschickt sei noch, daß der Hauptanteil der Feldspäte aus den intrapermischen Vulkaniten zu beziehen ist. Diese, sowohl die Quarzporphyre als auch die Tuffe (Quarz-Feldspat-Kristalltuffe) sind teilweise sehr feldspatreich, wobei Kalifeldspäte überwiegen, aber auch Plagioklase häufig sind. Der Großteil der Feldspäte in den Vulkaniten ist verzwillingt.

Die nachfolgende Aufarbeitung der Vulkanite, verbunden mit einer mechanischen Zerkleinerung (die Korngröße der Feldspäte liegt hauptsächlich im Feinsandbereich), und vor allem eine starke chemische Verwitterung während der Sedimentation der fluviatilen permischen Serien und teilweise auch des Alpenen Buntsandsteins (fluviatile Fazies) führte mehr oder weniger zur vollständigen Zersetzung der Plagioklase, bei den Alkalifeldspäten überlebten nur die stabilsten Körner mit einem hohen Or-Anteil (über 90%).

Aus diesem Grund ist der Feldspatanteil im fluviatilen Perm und teilweise auch im Alpenen Buntsandstein (Ulrichsberg, fluviatile Fazies) sehr gering und besteht ausschließlich aus Kalifeldspat mit einem sehr hohen Or-Anteil.

Der Sedimentationsumschwung mit dem Einsetzen des Alpenen Buntsandsteins, und vor allem die marine Transgression mit dem Einsetzen der Werfener Schichten (teilweise schon im Alpenen Buntsandstein, z.B. Riedgraben, Waidisch), begünstigen wieder die Erhaltung der Feldspäte, was durch den höheren Feldspatgehalt, vor allem aber durch den besseren Erhaltungszustand (frischer), die größere Variationsbreite im Chemismus, einen geringen Anteil an Plagioklas (Albit) und besonders durch das weitverbreitete Auftreten von Anwachssäumen (fehlen im fluviatilen Bereich fast vollkommen) hinreichend belegt ist.

Bei den authigenen Anwachssäumen handelt es sich um sehr reine Kalifeldspatendglieder mit einem durchschnittlichen Or-Anteil von 99.55% (siehe Tab. 3), Ba fehlt meist oder tritt in wesentlich geringeren Gehalten auf als in den detritischen Feldspäten, dasselbe gilt für Fe und Mg, Mn ist in den Anwachssäumen fast nie eingebaut.

STABLEIN & DAPPLES (1977) geben für Kalifeldspatanwachssäume kambrischer Sandsteine (Tunnel City Group, Wisconsin) eine durchschnittliche Zusammensetzung von Or 99.8% und Ab 0.2% an. Nach BASKIN (1965) führen Kalifeldspatanwachssäume max. 2% Albitkomponente.

Nach KASTNER & SIEVER (1979) treten in Sandsteinen mit detritischen Kalifeldspäten (Arkosen) fast ausschließlich Kalifeldspatanwachssäume auf, während in den Grauwacken, die an detritischen Feldspäten hauptsächlich Albit führen, auch hauptsächlich Albitanwachssäume auftreten.

FÜCHTBAUER (1967) machte den Einfluß des Ablagerungsmilieus für die chemische Zusammensetzung der Feldspatanwachssäume verantwortlich: im terrestrisch-fluviatilen Bereich kommt es durch die Verwitterung von K-Feldspäten und Glimmern bevorzugt zur Bildung von Kalifeldspatanwachssäumen, während es im lagunären Bereich durch das Eindampfen zur Anreicherung von Na und damit zur Bildung von Albitanwachssäumen kommt.

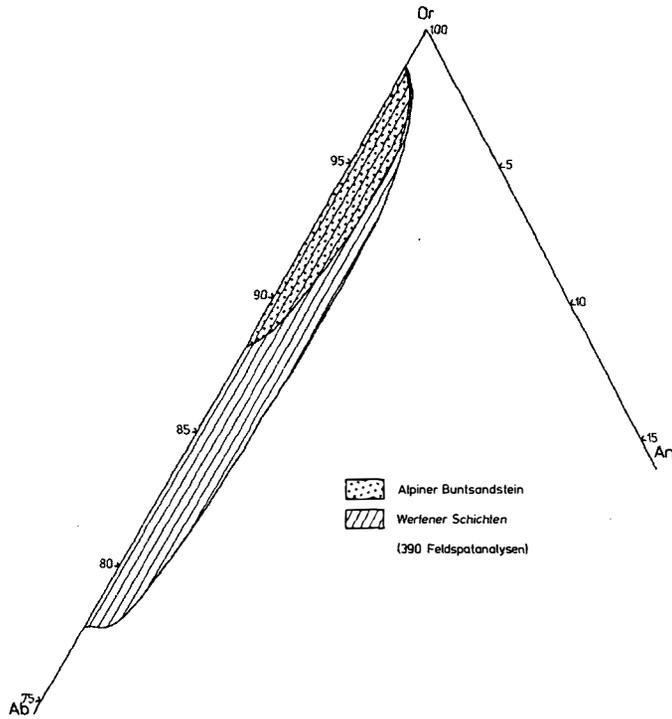


Abb. 3: Darstellung des Feldspatchemismus im Dreiecksdiagramm Or-Ab-An (Ausschnitt): Die Feldspäte des Alpiner Buntsandsteins weisen eine deutlich geringere Variationsbreite im Chemismus auf als jene der Werfener Schichten. Untersucht wurden hauptsächlich Feldspäte aus dem Profil vom Ulrichsberg sowie auch aus dem Profil Kreuzwandgraben, siehe Tab. 2

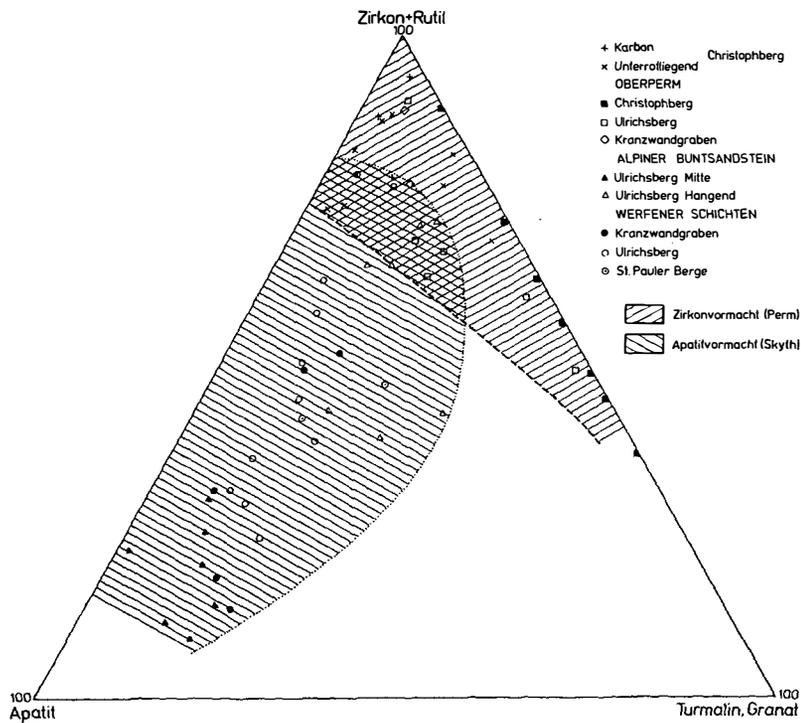


Abb. 4: Das Schwermineralspektrum einiger untersuchter Permoskythvorkommen im Dreiecksdiagramm Zirkon+Rutil - Apatit - Turmalin+Granat (Darstellungsart nach NIEDERMAYR, 1975, Abb. 3). Während das Perm durch eine starke Zirkonvormacht gekennzeichnet ist und Apatit \pm fehlt, tritt in den skythischen Sandsteinen der Apatit stark in den Vordergrund

Allerdings kann nach KASTNER (1971) das K/Na-Verhältnis des Meerwassers sowohl zur Bildung von Kalifeldspat als auch von Albit führen, so daß K-Feldspatwachssäume nicht als Indiz für nichtmarine Sedimente betrachtet werden können.

Dies beweisen auch die Kalifeldspatwachssäume in den marinen Werfener Schichten. Die Feldspatwachssäume in den Werfener Sandsteinen sind immer frisch und klar, zwischen detritischem Kern und Anwachssaum besteht meist eine scharfe Grenze, die durch die unterschiedliche optische Orientierung von Kern und Saum infolge des unterschiedlichen Chemismus klar zum Ausdruck kommt.

Die Feldspäte wachsen häufig zu Körnern mit rhombischem Umriß weiter, wie sie z.B. von VISWANATHIAH & GOVINDA RAO SINDHIA (1968) aus Arkosen beschrieben wurden (Taf. 2, Abb. 2; Taf. 4, Abb. 2, 3, 4; Taf. 5, Abb. 1). Diese rhombischen Umrißformen authigen weitergewachsener Feldspäte sind nach BASKIN (1956) charakteristisch für monokline Adular. Auch STABLEIN & DAPPLES (1977) fanden überwiegend Anwachssäume mit rhombischem Umriß; ihre Untersuchungen ergaben, daß es sich dabei strukturell um Zwischenglieder zwischen Adular und Orthoklas handelt.

Nach STABLEIN & DAPPLES (1977) bildeten sich die authigenen Kalifeldspatwachssäume in den kambrischen Sandsteinen aus marinen Porenwässern bei rund 25°C und bei einem Überlagerungsdruck von weniger als 100 atm. Eine ausführliche Diskussion über die Bildung authigener Feldspäte geben KASTNER & SIEVER (1979).

DETRITISCHE GLIMMER

Detritische Glimmer sind in unterschiedlichen Prozentsätzen vertreten, fehlen teilweise fast völlig. Meist handelt es sich um Muskovite mit einem Paragonitananteil von 2-24 Mol%. Biotite sind ebenfalls recht häufig (Mg/Fe 0.8-0.83, Fe/Mg 1.2-1.24), teilweise schon entmischt. Vereinzelt findet sich Chlorit. Die detritischen Glimmerscheiter sind meist leicht deformiert (verbogen), selten auch zerbrochen, und durchwegs mehr oder weniger schichtungsparallel eingeregelt.

SCHWERMINERALE

Die bisher durchgeführten Schwermineraluntersuchungen (Ulrichsberg, Dobratsch, Christophberg) zeigen im Buntsandstein eine Zirkon-Apatit-Vormacht, neben etwas Turmalin und Rutil, während in den darunterliegenden permischen Serien Apatit meist vollkommen fehlt, das Spektrum überwiegend durch Zirkon charakterisiert ist und Turmalin und Rutil untergeordnet vorkommen (Abb. 4). Selten sind Hornblende, Anatas und Granat, Baryt ist stellenweise häufig.

Diese Ergebnisse stimmen vollkommen mit den von NIEDERMAYR (1979) und NIEDERMAYR et al. (1978, 1982) gewonnenen Erkenntnissen aus dem westlichen Drauzug überein.

Die absoluten Schwermineralgehalte sind sehr unterschiedlich und stark vom Opakanteil (hauptsächlich Hämatit) und z.T. auch vom Baryt- und Karbonatanteil abhängig (0.05-1.65 Gew%).

Die Zirkone sind gekennzeichnet durch einfache Flächenkombinationen (Pyramidenfläche 101, Prismenfläche 100, 110 sind vorherrschend), häufige Einschlüsse, vereinzelt ältere Kerne und Zonarbau. Vereinzelt sind Malakkons zu beobachten. Es sind dies dieselben Zirkontypen, wie sie auch in den intrapermischen Vulkaniten vorkommen.

Die Zirkone sind idiomorph bis gerundet, vereinzelt ist der Porenraum der Sandsteine vollkommen durch kleine Zirkonkörner ausgefüllt (z.B. Riedgraben, Rottensteiner, S Waidisch).

Apatit liegt meist in gut gerundeten und relativ großen Körnern vor (bis 0.5 mm).

Die Turmaline sind durch grüne Farbvarietäten (grün, blaugrün, bräunlichgrün, olivgrün; Elbait - Schörl) charakterisiert.

Insgesamt lassen sich drei Typen unterscheiden:

- a) Turmaline ohne Einschlüsse, splittrige Körner (Bruchstücke größerer Turmalinkristalle) - magmatische Herkunft?
- b) Turmaline mit z.T. reichlich Kohlenstoffeinschlüssen, häufig Zonarbau (blaugrüner Kern, grüner Saum), meist kleine säulige Kristalle. Dieser Turmalintyp ist charakteristisch für Metamorphite der Grünschieferfazies (KRYNINE, 1946; eigene Beob-

achtungen). Nach Untersuchungen von VOLL (1969) bleibt der klastische Kern der Turmaline innerhalb der Grünschieferfazies erhalten, erst unmittelbar über der Staurolithgrenze, bei ca. 560°, verschwindet der klastische Kern plötzlich und es kommt zur Selbstdiffusion zwischen Kern und Saum. Nach Beobachtungen von HOINKES (mündl. Mitt.) kann es jedoch schon bei geringeren Temperaturen zur Selbstdiffusion zwischen Saum und Kern kommen.

- c) Turmaline mit anderen Einschlüssen (Flüssigkeits-einschlüsse, versch. Mineralphasen), meist kantige Kornform, selten zugerundet.

Rutil ist durchwegs vorhanden, meist in geringen Prozentsätzen (meist unter 10%, selten darüber). Andere durchsichtige Schwerminerale (ausgenommen Glimmer, Baryt, Karbonat) kommen nur in vereinzelt Körnern vor (Granat, Hornblende, Anatas).

MATRIX

Der Matrixgehalt ist unterschiedlich und abhängig vom Reifegrad. Im Durchschnitt ist der Matrixgehalt jedoch deutlich geringer als in den darunterliegenden permischen Sandsteinen ("Grödener Schichten"). Die Matrix besteht aus einem Sericit-(Kaolinit)-Quarz-Kalifeldspat-Gemengsel und ist durch Hämatitpigment häufig rotbraun gefärbt (= rekristallisierte, primäre Matrix, "Orthomatrix" i.S.v. DICKINSON, 1970). Diagenetisch neu gebildete Matrix ("Epimatrix" und "Pseudomatrix" sensu DICKINSON, 1970), vor allem durch die Auflösung von Feldspäten (teilweise schon Kaolinitpseudomorphosen nach Feldspat!) und zum Teil von Glimmern entstanden, ist häufig und meist durch fehlendes Hämatitpigment charakterisiert.

Die diagenetische Matrixbildung (Phyllosilikate), deren Bedeutung CUMMINS (1960) herausgestrichen hat, ist vor allem in unreiferen, feldspatreicheren Sandsteinen weitverbreitet ist (z.B. BRENCHLEY, 1969; WHETTEN & HAWKINS, 1970; WILSON & PITTMAN, 1977).

Will man nun den Matrixgehalt zur Interpretation von Sandsteinen mit heranziehen, so ist die diagenetische Matrixbildung unbedingt zu berücksichtigen. POTTER (1978) hat jüngst gezeigt, daß weitaus die meisten rezenten fluviatilen Sande relativ matrixarm

sind (Durchschnitt: 5.5%), ebenso Schelf- und Tiefseesedimente (Turbidite).

DIAGENESE

Im Alpinen Buntsandstein sind folgende Diageneseprozesse zu beobachten:

- Bildung von Quarzzement in Form von syntaxialen Anwachssäumen um monokristalline, selten auch um polykristalline detritische Quarzkörner (Taf. 2, Abb. 2, 3).
- Bildung von Feldspatanwachssäumen (reine Kalifeldspat-Endglieder) um detritische Feldspäte im marinen Faziesbereich. Kern und Anwachssaum sind durchwegs optisch verschieden orientiert (Unterschiede im Chemos), die Säume sind immer frisch und rein, nicht verzwillingt, während die Kerne häufig schon leichte Zersetzungserscheinungen aufweisen (getrübt). Die Feldspäte wachsen häufig idiomorph in Form von Rhomboedern (Adular) weiter und verdrängen dabei oft den Quarz bzw. Quarzanwachssäume, d.h. die authigene Feldspatneubildung erfolgte nach der Quarzneubildung (Taf. 2, Abb. 2; Taf. 4, Abb. 4; Taf. 5, Abb. 1).
- Diagenetisch gebildeter Karbonatzement (Calcit, Dolomit, z.T. Fe-reich, z.T. Mn-reich) ist in einigen Schichten häufig. Karbonatzement tritt meist fleckweise auf und ist recht grobkristallin (spätdiagenetisch). Quarz und Feldspat werden häufig vom Karbonat verdrängt, dadurch entsteht mitunter ein "poikilitisches" Gefüge: Reste von Quarz und Feldspat "schwimmen" im neugebildeten Karbonatzement. Vereinzelt findet man Verdrängungspseudomorphosen von Karbonat nach Quarz oder Feldspat. Die Karbonatneubildung erfolgte spätdiagenetisch, nach der Quarz- und Feldspatneubildung.
- Vereinzelt ist auch diagenetische Barytneubildung zu beobachten.
- Weitverbreitet ist die Bildung von Hämatit. Die Hämatitstehung ist überwiegend Diageneseprozessen zuzuschreiben und geht auf die in-situ-Umwandlung bzw. Zersetzung von Fe-haltigen Silikaten zurück (WALKER, 1967, 1974, 1976; van HOUTEN, 1968, TURNER, 1974).

Vor allem Biotit lieferte im Alpinen Buntsandstein das Fe. Biotite zeigen häufig Entmischungerscheinungen, das freigewordene Fe kristallisiert häufig entlang den Spaltbarkeitsrissen, innerhalb der einzelnen Biotit-scheiter oder randlich in Form von Hämatit aus.

Ebenso kristallisiert das aus den Biotiten frei gewordene Ti in Form von TiO_2 aus (mit der Mikrosonde nachgewiesen).

- Weitere Diageneseprozesse sind die bereits erwähnte Feldspatzersetzung (Verwitterung-Frühdiagenese) und leichte Drucklösung bei Quarz, selten auch bei Feldspäten.

- Diageneseprozesse sind vermutlich auch in den vulkanischen Chertkomponenten und vulkanischen Gesteinsbruchstücken abgelaufen, doch läßt sich im Schliff nicht abschätzen, welche Prozesse vor und welche nach der Sedimentation erfolgten. Da vulkanische Gläser metastabil sind, kommt es sofort nach der Abkühlung zu Entglasungsprozessen und es entsteht ein mikro-kryptokristallines Aggregat mit einer felsitischen bis mikrofelsitischen Textur aus Feldspat und Cristobalit oder Tridymit (TURNER & GILBERT, 1982). Diese felsitischen vulkanischen Komponenten werden aufgrund des ähnlichen Aussehens mit Chert als "vulkanische Chertkomponenten" bezeichnet und zu den Gesteinsbruchstücken gerechnet.

Magnesit, in den westlichen Gailtaler Alpen sowohl im Perm als auch im Skyth nachgewiesen (NIEDERMAYR et al., 1979, 1980, 1981), konnte in den untersuchten Vorkommen nur im marinen Buntsandstein S' Waidisch beobachtet werden.

Aufgrund von Untersuchungen von SCHRAMM et al. (1982) und NIEDERMAYR et al. (1984) zeigen die postvariszischen Sedimente sowohl der Gurktaler Decke (Mittelkärntner Raum) als auch der Gailtaler Alpen eine anchimetamorphe Überprägung (u.a. metamorphe Neubildungen von Pyrophyllit, Paragonit und mixed-layer Paragonit-Muskovit).

Zusammenfassend weisen je nach dem Ablagerungsmilieu bzw. der paläogeographischen Situation die Sandsteine des Alpenen Buntsandsteins einen unterschiedlichen Reifegrad auf (siehe Tab. 4, Abb. 5-9).

Im Riedgraben besteht der Untere Alpine Buntsandstein aus einer fluviatilen Abfolge, die im Hangenden in eine marine Fazies (Wattfazies) übergeht. Darüber folgt der Obere Alpine Buntsandstein in Form fluviatiler, unreifer Sandsteine, die gegenüber dem marinen Unteren Alpenen Buntsandstein einen deutlich geringeren Quarzgehalt, höheren Gehalt an Gesteinsbruchstücken (besonders vulkanischen Gesteinsbruch-

stücken) sowie schlechten Sortierungs- und Rundungsgrad aufweisen (Taf. 2, Abb. 1; Beilage 1; sowie Abb. 5, 6).

Innerhalb der Gurktaler Decke (Ulrichsberg, Christophberg, St. Pauler Berge) folgt über fluviatilen Perm fluviatiler Buntsandstein, der jedoch einen besseren Reifegrad (höherer Quarz- und Feldspatgehalt, geringerer Gehalt an Gesteinsbruchstücken und Matrix, Apatitreichtum im Schwermineralspektrum und besserer Sortierungs- und Rundungsgrad) aufweist als die permischen Sandsteine (Taf. 2, Abb. 5). Innerhalb der Gurktaler Decke ist eine Gliederung in Unteren und Oberen Alpenen Buntsandstein bisher nicht möglich.

In den Karawanken zeigt der Alpine Buntsandstein marinen Faziescharakter (Gezeitenfazies), verbunden mit einem hohen Reifegrad der Sandsteine (Taf. 4, Abb. 1; Abb. 7, 8).

Innerhalb des Oberen Alpenen Buntsandsteins ist ein zunehmender Reifegrad von NW (Riedgraben) mit fluviatiler Fazies nach SE und S (Karawanken) mit mariner Fazies zu beobachten (Abb. 7, 8). Dies ist auf die fortschreitende Transgression des Tethysmeeres aus SE nach W und NW zurückzuführen und äußert sich in einem zunehmenden Rundungs- und Sortierungsgrad, in einer starken Abnahme an vulkanischen und auch metamorphen Gesteinsbruchstücken und einer starken Zunahme des Quarzgehaltes von NW nach SE und S. Während im fluviatilen Bereich die Feldspäte meist starke Zersetzungserscheinungen aufweisen, sind sie im marinen Bereich frischer und zeigen verbreitet Anwachssäume. Das verstärkte Auftreten von Quarzzement neben Karbonatzement ist ebenfalls charakteristisch für den marinen Bereich (vgl. Taf. 2, Abb. 1, mit Taf. 4, Abb. 1).

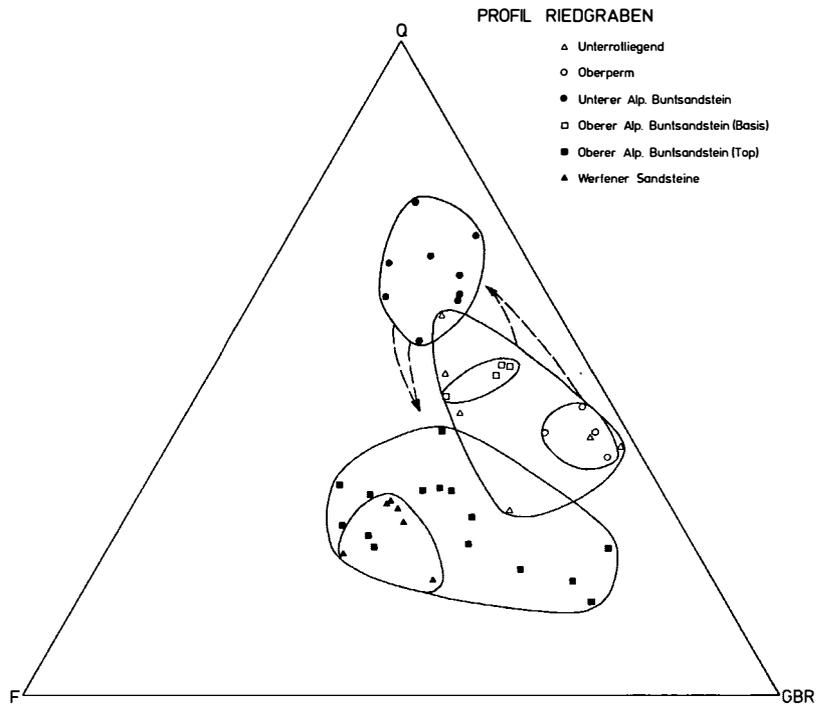


Abb. 5: Permoskythsandsteine (Riedgrabenprofil) in Dreiecksdiagramm Q (mono- und polykristalliner Quarz) - F (Feldspat) - GBR (Gesteinsbruchstücke). Deutlich bemerkbar macht sich der Sprung im Reifegrad von den permischen Sandsteinen zum marinen Sandstein des Unteren Alpinen Buntsandsteins, sowie die Regression am Top des marinen Unteren Alpinen Buntsandsteins (Einsetzen des Oberen Alpinen Buntsandsteins mit unreifen Sandsteinen)

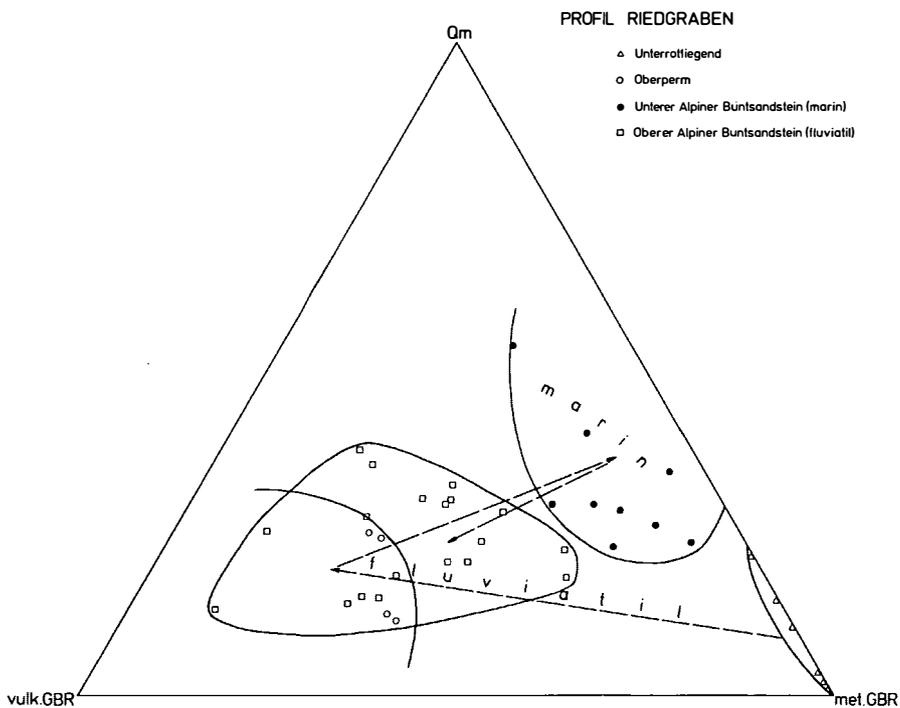


Abb. 6: Permoskythsandsteine (Riedgrabenprofil) im Dreiecksdiagramm Qm (monokristalliner Quarz) - vulkanische Gesteinsbruchstücke, metamorphe Gesteinsbruchstücke - das den Einfluß des Liefergesteins verdeutlicht: Das Unterrotliegend besteht ausschließlich aus den Aufarbeitungsprodukten des unterlagernden Kristallins, mit dem Oberrotliegend setzt eine starke Schüttung von Aufarbeitungsprodukten des intrapermischen Vulkanismus ein, die am Top des Unteren Alpinen Buntsandsteins (marine Fazies) stark nachläßt. Mit der Regression bzw. dem Einsetzen des Oberen Alpinen Buntsandsteins setzt wieder eine starke Schüttung von vulkanischen Gesteinsbruchstücken ein

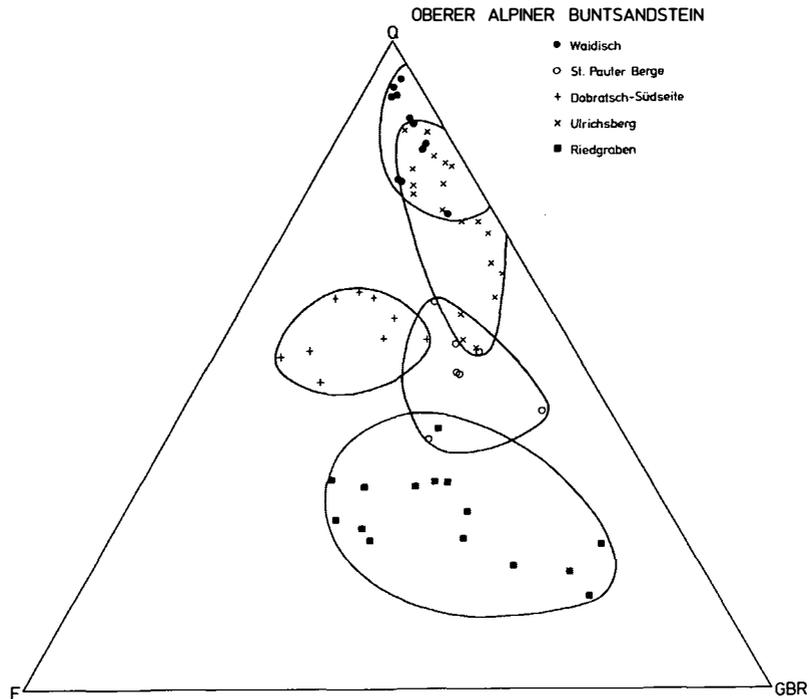


Abb. 7:
 Sandsteine des Oberen Alpiner Buntsandsteins im Dreiecksdiagramm Q (mono- und polykristalliner Quarz) - F (Feldspat) - GBR (Gesteinsbruchstücke). Klar zum Ausdruck kommt die Zunahme des Reifegrades von NW (Riedgraben) nach S und SE (Ulrichsberg, St. Pauler Berge, Dobratsch), am reifsten sind die Sandsteine der Gezeitenfazies südlich Waidisch.

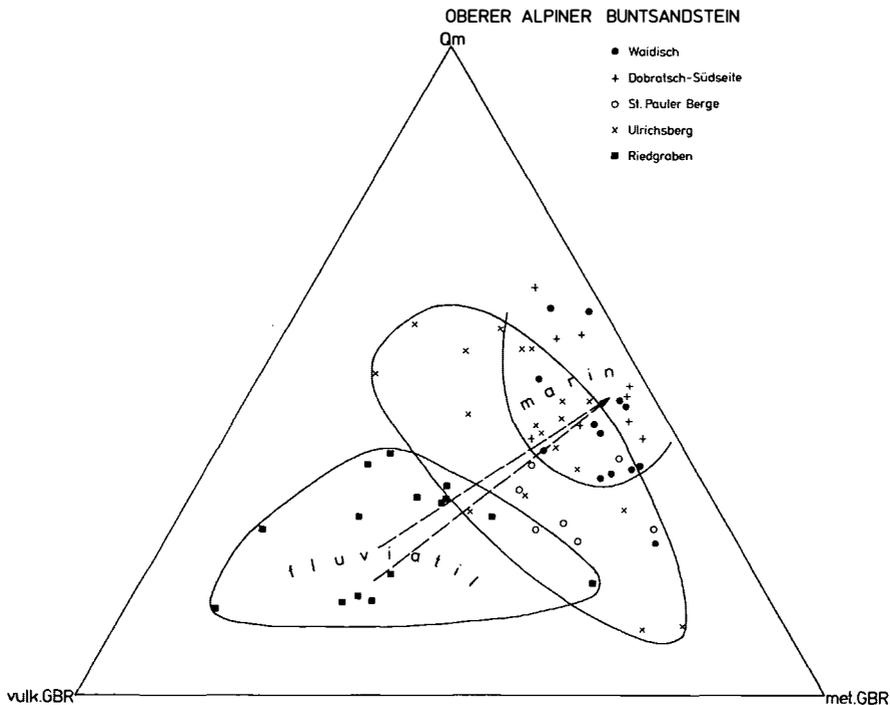


Abb. 8:
 Sandsteine des Oberen Alpiner Buntsandsteins im Dreiecksdiagramm Qm (monokristalliner Quarz) - vulkanische Gesteinsbruchstücke, metamorphe Gesteinsbruchstücke. Deutlich erkennbar ist der Trend vom fluviatilen Faziesbereich mit einem hohen Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten im NW (Riedgraben) zum marinen Faziesbereich mit einem geringen Anteil an vulkanischen Gesteinsbruchstücken und einem hohen Anteil an Qm (monokristalliner Quarz) und metamorphen Gesteinsbruchstücken in Form polykristalliner Quarze im S und SE (Karawanken)

| | Bezeichnung ¹ | Sortierung ² | Rundung ³ |
|------------------------------|---|-------------------------|----------------------------|
| <u>Alpiner Buntsandstein</u> | | | |
| Riedgraben (Oberer Alp. B.) | lithische Arenite-ark. Arenite (Taf. 2, Abb. 1) | mäßig | subangular-subrounded |
| Ulrichsberg | lithische Arenite-Sublitharenite | mäßig | subrounded |
| St. Pauler Berge | lithische Arenite (Taf. 2, Abb. 5) | mäßig-gut | subrounded-rounded |
| Dobratsch | Arkosen-Subarkosen (Taf. 4, Abb. 2, 3) | mäßig-gut | subrounded-rounded |
| Riedgraben, fluviatil | lithische Arenite-Sublitharenite | mäßig-gut | subrounded-rounded |
| Riedgraben, marin | Sublitharenite (Taf. 1, Abb. 2) | gut-sehr gut | rounded, z.T. well rounded |
| Karawanken (Waidisch) | Sublitharenite (Taf. 4, Abb. 1) | gut-sehr gut | rounded, z.T. well rounded |
| <u>Perm</u> | | | |
| Gurktaler Decke | lithische Arenite | mäßig-schlecht | angular-subangular |
| Riedgraben, Oberperm | lithische Arenite (Taf. 1, Abb. 5) | mäßig-schlecht | subangular |
| Riedgraben, Unterrotliegend | lithische Arenite (Taf. 1, Abb. 1) | schlecht-sehr schlecht | angular |

¹ Bezeichnung nach dem Klassifikationsschema von PETTIJOHN et al. (1972), PETTIJOHN (1975), modifiziert nach DOTT (1964), wobei Q-Pol = mono- und polykristalliner Quarz, F-Pol = Feldspat, und GBR-Pol = diverse Gesteinsbruchstücke + vulkanischer Chert

² Sortierung nach COMPTON (1962)

³ Rundung nach POWERS (1953)

Sublitharenite, Arkosen und Subarkosen sind im wesentlichen mariner, lithische Arenite und arkosische Arenite fluviatiler Entstehung

Tab. 4
Bezeichnung, Sortierungs- und Rundungsgrad untersuchter permischer und skythischer Sandsteine

4.3. Faziesinterpretation

Mit dem Einsetzen des Alpinen Buntsandsteins ist generell eine Änderung des Sedimentationscharakters verbunden, worauf schon kurz hingewiesen wurde.

Während im Bereich der Gurktaler Decke die permischen Serien mit ihrem hohen Feinanteil und z.T. fanglomeratartigen Schüttungen im wesentlichen auf "ephemeral streams" in einem wüstenartigen Klimabereich zurückzuführen sind, sind die Klastika des Alpinen Buntsandsteins mit ihrem besseren Reifegrad durch stärkere Umlagerung (weniger Feinanteil) und typisch fluviatile Sequenzen, sowie im S und SE durch randmarine Sedimente gekennzeichnet.

Im Riedgrabenprofil ist bereits im Unteren Alpinen Buntsandstein über einer zunächst fluviatilen Abfolge eine marine Ingression zu beobachten. Darüber folgt mit einer Regression der Obere Alpine Buntsandstein in fluviatiler Fazies.

Die Sedimentation im fluviatilen Bereich des Alpinen Buntsandsteins erfolgte bei einer stärkeren bzw. kontinuierlicheren Wasserführung der Gerinne, was vermutlich auf eine leichte Klimaänderung zurückzuführen ist. Diese Vermutung wird auch durch das vermehrte Auftreten von Pflanzenresten und sogar kleinen Kohleflözchen (Simmerlacher Klamm) innerhalb des Alpinen Buntsandsteins erhärtet.

Zu Recht bezeichnen NIEDERMAYR et al. (1982) diesen Sedimentationsumschwung als "Faziesdiskordanz".

Mit dem Einsetzen des Alpinen Buntsandsteins ändert sich jedoch entgegen den Angaben von NIEDERMAYR et al. (1978, 1982) das Liefergebiet nicht, wie aus dem vorherigen Abschnitt klar ersichtlich ist.

Allerdings führte die Klimaänderung zu einer Belebung des kristallinen Hinterlandes, was eine verstärkte Quarzschüttung und auch Feldspatanlieferung zur Folge hatte. Weiterhin wurden auch intrapermische Vulkanite und stellenweise in geringem Umfang vermutlich auch oberpermische Klastika aufgearbeitet.

Der Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten des intrapermischen Vulkanismus ist auch noch im Alpinen Buntsandstein generell hoch, am höchsten im Riedgrabenprofil (über 50%) und am geringsten in den Karawanken (unter 20%, siehe Tab. 1).

Der höhere Feldspatgehalt im Alpinen Buntsandstein wird teilweise auf die geänderten Sedimentations-

verhältnisse zurückgeführt. Im Riedgraben ist der hohe Feldspatgehalt im wesentlichen auf die starke Anlieferung und Aufarbeitung feldspatreicher intrapermischer Vulkanite zurückzuführen.

In den anderen Bereichen begünstigen raschere Umlagerung, erhöhte Sedimentationsrate, höherer Grundwasserspiegel und teilweise schon marines Ablagerungsmilieu (hohes Angebot an K, Na) die Erhaltung der Feldspäte; sie sind nicht so stark der Verwitterung ausgesetzt wie in den permischen Serien. Dasselbe wird auch für den plötzlich auftretenden Apatitgehalt im Alpinen Buntsandstein vermutet.

Die zeitliche Einstufung in das tiefere Skyth ist für den Alpinen Buntsandstein des Drauzuges durch Pflanzenfunde (AMEROM et al., 1976 a, b) und im Profil der Simmerlacher Klamm durch Sporen (ANGER, 1964; MOSTLER, 1972 a) belegt. Die Untergrenze des Alpinen Buntsandsteins ist jedoch zeitlich nicht belegt, wird aber vielfach mit der Perm-Trias-Grenze (Pfälzische Phase) in Verbindung gebracht (TOLLMANN, 1977; NIEDERMAYR et al., 1982). An der Grenze Oberperm ("Grödener Schichten")-Alpiner Buntsandstein wird von NIEDERMAYR et al. (1978, 1982) eine größere Schichtlücke (Zechstein) angenommen, wofür es jedoch keine Hinweise gibt.

Die unterschiedliche Ausbildung und Zusammensetzung der einzelnen untersuchten Buntsandsteinvorkommen ist unter anderem auf folgende Parameter zurückzuführen:

- verschieden starke Beteiligung einzelner Liefergesteine (v.a. Vulkanite)
- Reliefunterschiede
- Transportmechanismen
- verschiedene Ablagerungsbereiche
- unterschiedliche Klima- und Verwitterungseinflüsse (je nach Ablagerungsmilieu)

Allgemein lassen sich innerhalb der untersuchten Buntsandsteinvorkommen zwei Faziesbereiche herausarbeiten:

- a) Ein fluviatiler Faziesbereich (Riedgraben, Ulrichsberg, Christophberg).
- b) Ein mariner Faziesbereich (Karawanken). Ebenfalls marine Beeinflussung zeigt auch der oberste Alpine Buntsandstein im Kranzwandgraben und in den St. Pauler Bergen. Im Riedgrabenprofil ist auch im Unteren Alpinen Buntsandstein eine marine Ingression zu beobachten.

Riedgraben

Im Riedgrabenprofil setzt der Untere Alpine Buntsandstein in Form eines deutlichen Sedimentationsumschwunges über grobklastischem Perm ein (Abb. 9, Beilage 1). Der Sedimentationsumschwung äußert sich durch

- eine plötzliche Korngrößenabnahme (im Perm hauptsächlich Konglomerate, im Unteren Alpiner Buntsandstein überwiegend Sandsteine),
- das Fehlen von Quarzporphyrgeröllen und das Vorherrschen von Quarzgeröllen in den gröberen Bänken (im Perm häufig "Porphyrkonglomerate"),
- den geänderten Sedimentationscharakter.

Überwiegend treten trogförmig schräggeschichtete, lateral rasch auskeilende Sandsteine in Erscheinung (entspricht Lithofazies "St" in Tab. 5). Gradierete feinkonglomeratische Bänke mit Quarzgeröllen von max. 4 cm Durchmesser (Rinnensedimente), teilweise leicht schräggeschichtet, sind selten (Lithofazies "Gt", Tab. 5). Ebenso selten sind dünne rote Siltlagen - Tonschieferlagen mit reichlich Glimmer, vereinzelt mit Trockenrissen (Überflutungssedimente, Lithofazies "Fm", "FI" in Tab. 5) und Sandsteine mit planarer Schrägschichtung, grobkörnig, vereinzelt mit Geröllen bis zu 2 cm Durchmesser (Lithofazies "Sp" in Tab. 5). An weiteren Sedimentstrukturen konnten in einer feinkörnigen Bank an der Schichtunterseite Belastungsmarken beobachtet werden.

Insgesamt ist diese Abfolge schlecht aufgeschlossen, hin und wieder sind "Finning Upward"-Sequenzen zu erkennen. Innerhalb der Abfolge ist eine deutliche Korngrößenabnahme zum Hangenden hin feststellbar. Die Lithofaziesvergesellschaftung ergibt das Bild eines sandigen, verzweigten Flußsystems, in etwa vergleichbar mit dem "South Saskatchewan Type" (Tab. 6) nach MIALL, 1978, 1981.

Über diesem Komplex folgt eine zwar lückenlos, aber relativ schlecht aufgeschlossene Serie (die Sedimentstrukturen sind schlecht erkennbar), die bereits marine Beeinflussung aufweist. Es überwiegen dünn gebankte (max. wenige dm), trogförmig schräggeschichtete Sandsteine mit selten dünnen siltigen Zwischenlagen, die entweder fluviatiler oder teilweise vielleicht auch schon mariner Entstehung sind.

Vereinzelt finden sich eben geschichtete Sandsteine. In die Sandsteinbänke eingeschaltet sind kleine, meist nur wenige cm dicke und lateral rasch auskeilende Rinnen aus Grobsandstein bis Feinkonglomerat (Korngröße max. 1 cm), häufig schräggeschichtet und mit einem hohen Reifegrad (gut gerundet, gut sortiert, teilweise bimodal, gut ausgewaschen). In einzelnen Lagen sind kleine rote Tonschieferscherben aufgearbeitet. Der hohe Reifegrad sowie die frischen Feldspäte mit den häufigen authigenen Anwachssäumen sprechen für eine marine Entstehung dieser kleinen Rinnen (Gezeitenrinnen). Auch die meist mit diesen Rinnensedimenten zusammen vorkommenden asymmetrischen Kleinrippeln (Strömungsrippeln, L = 3-11 cm, H = 0.3-1 cm, RI = 7-11, RSI = 1.5-2) mit tonigen Belägen auf den Rippeloberflächen können ebenfalls einem flachmarinen Environment zugeschrieben werden. Hinweise darauf geben die konstanten Richtungen der Rippelkämme, wobei zwei Richtungen vorherrschen, nämlich 155-165° mit einer Strömungsrichtung ungefähr aus SW (245-255°) und 25-70° mit einer Strömungsrichtung aus etwa SE (115-160°). Diese beiden Richtungen wechseln, soweit erkennbar, miteinander ab, was auf sich ständig ändernde Strömungsverhältnisse hindeutet, wie sie im Gezeitenbereich typisch sind. Die Kleinrippeln werden nicht selten von dünnen siltigen Bänken überlagert, die vereinzelt Trockenrisse zeigen. Vereinzelt konnten auch Megarippeln beobachtet werden.

Die obersten 5-6 m des Unteren Alpiner Buntsandsteins im Riedgraben sind in einer "Wattfazies" (Gezeitenfazies) ausgebildet.

Es sind dünngebankte (bis 10 cm), häufig durch wühlte Silte bis Feinsandsteine (*Diplocraterion* und andere Lebensspuren), Kleinrippeln, ebenfalls mit Lebensspuren (u.a. *Diplocraterion*), sowie dazwischen eingeschalteten kleinen Rinnen, wie sie schon oben beschrieben wurden, mit gut gerundeten und gut sortierten Grobsandsteinen, z.T. mit aufgearbeiteten Tonschieferscherben (kleine Gezeitenrinnen). Vereinzelt sind Trockenrisse zu beobachten.

Oberer Alpiner Buntsandstein: Über der Wattfazies des Unteren Alpiner Buntsandsteins folgt mit einer Regression ("Campiller Ereignis") der Obere Alpine Buntsandstein, zunächst mit einer ca. 25 m mächtigen Abfolge an der Basis mit geringmächtigen

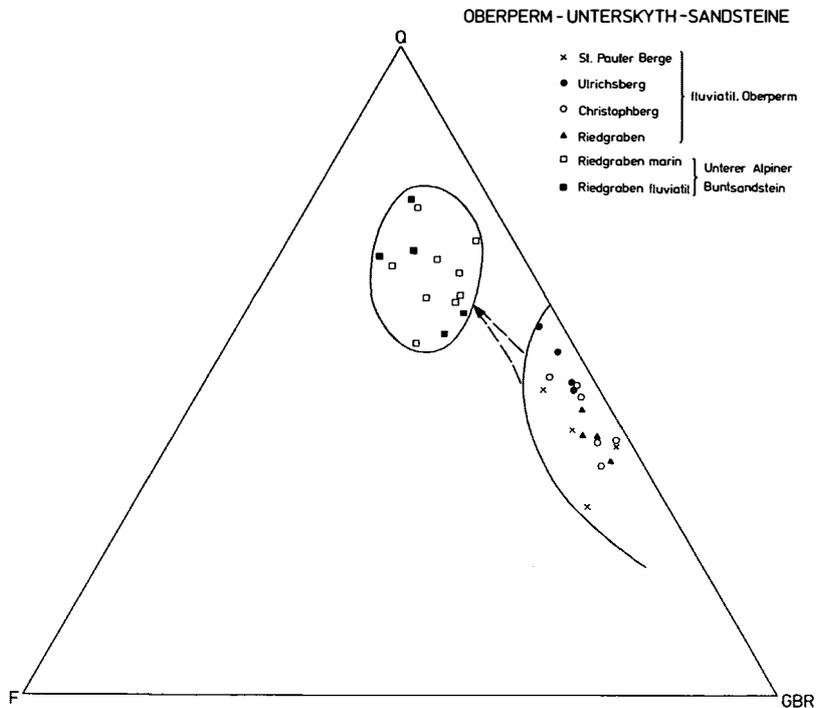


Abb. 9: Oberpermische und unterskythische Sandsteine im Dreiecksdiagramm Q (mono- und polykristalliner Quarz) - F (Feldspat) - GBR (Gesteinsbruchstücke). Deutlich ist der Sprung im Reifegrad von den oberpermischen zu den unterskythischen Sandsteinen, hervorgerufen durch den plötzlichen Sedimentationsumschwung (siehe auch Tab. 4).

Quarzkonglomeraten (Korngröße bis 5 cm, Lithofazies "Gt", "Gm" in Tab. 5), und darüber trogförmig schräggeschichteten grobkörnigen Quarzsandsteinen bis Feinkonglomeraten mit bis zu wenigen cm großen Quarzgeröllen eingestreut (Lithofazies "St", Tab. 5). Geröllfreie Sandsteine und Siltlagen sind selten. Die Quarzgerölle sind öfters eckig und es hat den Anschein, als ob es sich um zerbrochene, wiederaufgearbeitete Quarzgerölle älterer Klastika handelt. Die Sandsteine sind unreif, relativ quarzreich, aber auch mit einem hohen Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten (siehe Tab. 1).

Es handelt sich um Ablagerungen kiesig beeinflusster verzweigter Flußsysteme.

Die darüberfolgende mächtige Serie des Oberen Alpinen Buntsandsteins ist vorwiegend sandig entwickelt. Siltig-tonige und besonders feinkonglomeratische Lagen treten nur untergeordnet auf. Im oberen Profilabschnitt sind häufig "Finning Upward"-Sequenzen (Abb. 10) entwickelt, die sich aus Lithofaziestypen aufbauen, die gut mit jenen von MIALL (1977, 1978, 1981) und RUST (1978) aufgestellten Lithofaziestypen

reuzenter und fossiler verzweigter Flußsysteme vergleichbar sind (vgl. Tab. 5).

Im oberen Profilabschnitt des Alpinen Buntsandsteins im Riedgraben ist eine Idealsequenz aus folgenden Lithofaziestypen aufgebaut:

- A: Grobkörnige (feinkonglomeratische) Lagen mit leichter Erosionsbasis und schwach ausgebildeter, flacher Schrägschichtung, teilweise mit aufgearbeiteten Tonschieferflatschen. Dieser Typus ist selten ausgebildet (entspricht Lithofazies "Se" und "Ss" in Tab. 5, bzw. "SS" nach CANT & WALKER, 1976). Sedimente dieser Art werden als kleindimensionale Rinnenfüllungen gedeutet ("scour fill").
- B: Grobkörniger Sandstein mit eingestreuten Kiesgeröllen (bis 3 cm) und trogförmiger Schrägschichtung, bis über 1 m mächtig (entspricht "St" in Tab. 5, bzw. Faziestyp "A" nach CANT & WALKER, 1976). Dieser Typus ist ebenfalls selten ausgebildet und wird als "Düne" interpretiert, die in Rinnen im unteren Fließregime in Fließrichtung wandert (siehe CANT & WALKER, 1976; CANT, 1978).

| FACIES CODE | LITHOFACIES | SEDIMENTARY STRUCTURES | INTERPRETATION |
|---------------|---|--|---|
| Gms | massive, matrix supported gravel | none | debris flow deposits |
| Gm | massive or crudely bedded gravel | horizontal bedding, imbrication | longitudinal bars, lag deposits, sieve deposits |
| Gt | gravel, stratified | trough crossbeds | minor channel fills |
| Gp | gravel, stratified | planar crossbeds | linguoid bars or deltaic growths from older bar remnants |
| St | sand, medium to v. coarse, may be pebbly | solitary (theta) or grouped (pi) trough crossbeds | dunes (lower flow regime) |
| Sp | sand, medium to v. coarse, may be pebbly | solitary (alpha) or grouped (omikron) planar crossbeds | linguoid, transverse bars, sand waves (lower flow regime) |
| Sr | sand, very fine to coarse | ripple marks of all types | ripples (lower flow regime) |
| Sh | sand, very fine to very coarse, may be pebbly | horizontal lamination, parting or streaming lineation | planar bed flow (l. and u. flow regime) |
| Sl | sand, fine | low angle (< 10°) crossbeds | scour fills, crevasse splays, antidunes |
| Se | erosional scours with intraclasts | crude crossbedding | scour fills |
| Ss | sand, fine to coarse, may be pebbly | broad, shallow scours including eta cross-stratification | scour fills |
| Sse, She, Spe | sand | analogous to Ss, Sh, Sp | eolian deposits |
| Fl | sand, silt, mud | fine lamination, very small ripples | overbank or waning flood deposits |
| Fsc | silt, mud | laminated to massive | backswamp deposits |
| Fcf | mud | massive, with freshwater molluscs | backswamp pond deposits |
| Fm | mud silt, | massive, desiccation cracks | overbank or drape deposits |
| Fr | silt, mud | rootlets | seatearth |
| C | coal, carbonaceous mud | plants, mud films | swamp deposits |
| P | carbonate | pedogenic features | soil |

Tab. 5: Lithofazies und Sedimentstrukturen rezenter und fossiler verzweigter Flußsysteme, nach MIALl (1977, 1978), aus MIALl (1978, p. 598).

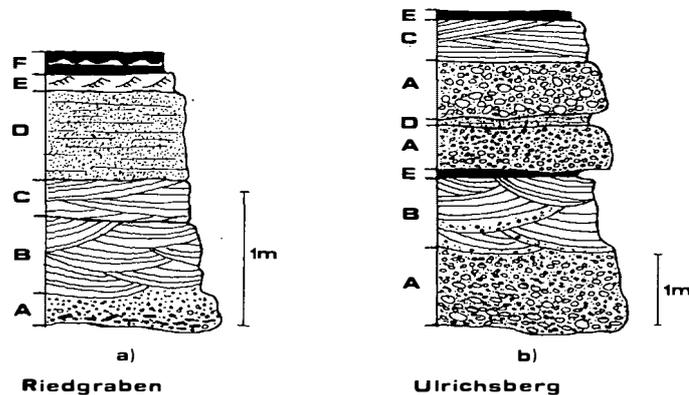


Abb. 10: Fluviale Sequenzen aus dem Alpenen Buntsandstein:
a) Idealisierte Sequenz aus dem Oberen Alpenen Buntsandstein im Profil Riedgraben
b) Sequenzen aus dem Alpenen Buntsandstein vom Ulrichsberg

- C: Sandsteine, teilweise grobkörnig, mit sehr flachen Schrägschichtungskörpern (entspricht "SI" in Tab. 5, bzw. Lithofazies "G" nach CANT & WALKER, 1976). Dieser Lithofaziestyp ist ebenfalls nur selten ausgebildet und entstand in breiten und sehr flachen Rinnen im oberen Fließregime (CANT & WALKER, 1976; RUST, 1978).
- D: Horizontalgeschichtete Sandsteine (entspricht Lithofazies "Sh" in Tab. 5), vermutlich im oberen Fließregime durch "planar bed flow" entstanden. Dieser Typus ist häufig.
- E: Überwiegend feinkörnige Sandsteine mit kleinen, selten auch größeren Rippeln (Strömungsrippeln) des unteren Fließregimes, entspricht Faziestyp "Sr" in Tab. 5, bzw. "F" nach CANT & WALKER, 1976. Dieser Typus ist ebenfalls recht häufig.
- E: Sehr feinkörnige, laminierte Sandsteine, meist laminierte Siltsteine bis Tonschiefer, häufig mit Kleinrippeln, entspricht dem Faziestyp "FI" in Tab. 5.
Bei diesem Faziestyp handelt es sich um Überflutungssedimente (overbank, waning flood deposits). In einer dieser Tonschieferlagen konnten im obersten Alpenen Buntsandstein einige Tetrapodenfährten gefunden werden.

Die einzelnen Lithofaziestypen sind zu "Fining Upward"-Sequenzen kombiniert, wobei vollständige Sequenzen nur sehr selten ausgebildet sind (siehe Profil, Beil. 2).

Im Oberen Alpenen Buntsandstein im Riedgraben ist der Lithofaziestyp D vorherrschend, die Typen E und F sind häufig, A, B und C sind selten. Die einzelnen Faziestypen sind wenige dm bis maximal etwas über 1 m mächtig, Faziestyp F meist nur wenige cm. Einzelne Sequenzen erreichen maximale Mächtigkeiten von 2-3 m.

Diese Lithofaziesvergesellschaftung, vor allem das häufige Auftreten von horizontalgeschichteten Sandsteinen des flachen oberen Fließregimes (Lithofazies D) und geringmächtige "Fining Upward"-Sequenzen, wird als charakteristisch für verzweigte Flußsysteme auf nur ganz flach geneigten Alluvialebenen betrachtet (MIALL, 1977, 1979; RUST, 1978; TUNBRIDGE, 1981) und ist mit dem "Bijou-Creek-Typus" (McKEE et al., 1967; MIALL, 1977, 1978, 1981) bzw. der "Bijou-Creek-Malbaie-Fazies" (RUST, 1978) vergleichbar (siehe Tab. 6).

| NAME | ENVIRONMENTAL SETTING | MAIN FACIES | MINOR FACIES |
|--|---|-------------|------------------------------------|
| Trollheim type (G _I) | proximal rivers (predominantly alluvial fans) subject to debris flows | Gms, Gm | St, Sp, FI, Fm |
| Scott type (G _{II}) | proximal rivers (including alluvial fans) with stream flows | Gm | Gp, Gt, Sp, St, Sr, FI, Fm |
| Donjek type (G _{III}) | distal gravelly rivers (cyclic deposits) | Gm, Gt, St | Gp, Sh, Sr, Sp, FI, Fm |
| South Saskatchewan type (S _{II}) | sandy braided rivers (cyclic deposits) | St | Sp, Se, Sr, Sh, Ss, SI, Gm, FI, Fm |
| Platte type (S _{II}) | sandy braided rivers (virtually non cyclic) | St, Sp | Sh, Sr, Ss, Gm, FI, Fm |
| Bijou Creek type (S _I) | Ephemeral or perennial rivers subject to flash floods | Sh, SI | Sp, Sr |

Tab. 6: Die sechs grundlegenden Faziesvergesellschaftungen in Kies- und Sand-dominierten verzweigten Flußsystemen nach MIALL (1977, 1978) und RUST (1978), aus MIALL (1978, p. 599).

Ulrichsberg

Im Bereich des Ulrichsberges zeigt der Alpine Buntsandstein eine stark grobklastische Beeinflussung bis in die hangendsten Anteile.

Auch hier sind häufig "Finning Upward"-Sequenzen entwickelt und aus folgenden Lithofaziestypen zusammengesetzt (siehe Abb. 10):

- A: Bis über 1 m mächtige, meist undeutlich geschichtete Konglomeratlagen (tieferer Teil des Alpenen Buntsandsteins Gerölle bis über 10 cm; zum Hangenden nimmt die Korngröße innerhalb der Konglomerate auf 2-3 cm ab), teilweise gradiert und mit schwach ausgebildeter, trogförmiger Schrägschichtung. Längliche bzw. flache Gerölle sind stets schichtungsparallel eingeregelt, selten ist Imbrikation zu beobachten. Die Packung ist meist mäßig dicht, die Gerölle meist gut gerundet, die Matrix ist sandig. Es handelt sich bei diesem Faziestyp einerseits um Rinnensedimente (lag deposits) und andererseits um vermutlich longitudinale Uferbänke (Lithofazies "Gm" und "Gt" in Tab. 5).
- B: Meist grobkörnige Sandsteine mit häufig eingestreuten Kiesgeröllen und trogförmiger Schrägschichtung, meist einige dm mächtig (Rinnensedimente, Fazies "St" in Tab. 5).
- C: Sandsteine mit sehr flachen Schrägschichtungskörpern (sehr flache Rinnen, Fazies "SI" in Tab. 5).
- D: Horizontalgeschichtete Sandsteine des vermutlich oberen Fließregimes (planar bed flow), Faziestyp "Sh" in Tab. 5.
- E: Feingeschichtete rote Tonschiefer, wenige cm mächtig, Überflutungssedimente (Faziestyp "Fl" in Tab. 5).

Diese Lithofaziesvergesellschaftung, nämlich das Vorherrschen der Konglomeratlagen (Fazies A) und grobkörnigen Sandsteine (Fazies B) und der seltener entwickelten Faziestypen C, D und E in Form von "Finning Upward"-Sequenzen, wird als charakteristisch für distale, grobklastische verzweigte Flußsysteme mit gut entwickelten Rinnen und Geschiebefracht in Form von Grobsand und Geröllen betrachtet und ist mit dem "Donjek-Typ" (WILLIAMS & RUST, 1969; MIALI, 1977, 1978, 1981) bzw. Fazies G_{III} nach RUST (1978) vergleichbar (siehe Tab. 6).

Karawanken

Der Alpine Buntsandstein der Karawanken, am besten aufgeschlossen entlang der Waidischer Landesstraße zwischen dem Stauwehr und der Klamm (südlich Waidisch) ist sandig entwickelt. Untergeordnet treten Silte und siltige Tonschiefer auf, Geröllagen sind selten. Die Sedimente sind teils rötlich, teils hellgrau bis grünlich gefärbt.

Südlich Waidisch zeigt der Alpine Buntsandstein bereits marinen Faziescharakter, der durch das Auftreten von z.T. recht häufigen, schlecht erhaltenen und nicht mehr bestimmbareren Muschelabdrücken sowie *Diplocraterion*, *Rhizocorallium* und Schnecken Spuren eindeutig belegt ist.

Die fazielle Ausbildung (Abb. 11) weist typische Merkmale eines Gezeitenbereiches auf. Charakteristisch sind besonders die bioturbaten Sandsteinbänke mit senkrechten, bis zu einige dm tiefen, nach unten leicht ausdünnenden Grabgängen (*Diplocraterion*, Taf. 3, Abb. 1, 2). Die Grabgänge sind meist grünlich, das umgebende Sediment rötlich oder hell gefärbt. Durch die meist zahlreich auftretenden Grabgänge ist die Schichtung meist vollständig zerstört, nur in seltenen Fällen ist sie teilweise noch erhalten (zwischen den Grabgängen). Untergeordnet treten auch mehr unregelmäßig durchwühlte Sandsteinbänke auf (Taf. 3, Abb. 6).

Die bioturbaten Sandsteine sind charakterisiert durch einen hohen Matrixanteil (über 10%) und durch eine schlechtere Sortierung, bereichsweise ist eine bimodale Korngrößenverteilung zu beobachten, wobei die grobe Fraktion gut und die feine Fraktion schlecht gerundet ist.

In den durchwühlten Bereichen sind mitunter kleine, rundliche Magnesitkomponenten mit einer dünnen, hellen Karbonatrinde angereichert (ursprünglich Kotpillen?). Während die bioturbaten Bereiche durch eine starke Matrixführung ausgezeichnet sind, dominiert in den weniger durchwühlten Bereichen Karbonatzement.

Gezeitenrinnen werden durch trogförmig schrägschichtete, lateral rasch auskeilende Rinnensedimente mit cm-großen eingeregelteten Litraklasten (rote Tonschiefer und gelblichbraune Mergel) dokumentiert.

Es sind gut ausgewaschene, gut sortierte und gut bis sehr gut gerundete Sandsteine mit Karbonatzement, teilweise tritt auch Gips als Zement auf.

Am Top der Rinnen sind asymmetrisch gebaute Megarippeln (Strömungsrippeln) mit leicht gebogenem Kammverlauf ausgebildet. Auf der Rippeloberfläche sind Muschelabdrücke häufig, vereinzelt tritt auch *Diplocraterion* auf.

Weiters finden sich schräggeschichtete, gut gerundete und gut sortierte Sandsteinbänke mit Megarippeln sowie Sandsteinbänke mit bimodaler Schrägschichtung (Herringbone-Schrägschichtung), deren Entstehung auf entgegengesetzte Strömungen (Flut-Ebbe) zurückzuführen ist und im Gezeitenbereich häufig auftritt.

Auf den Megarippeln sind oft Kleinrippeln ausgebildet, wobei die Rippelkämme der Mega- und Kleinrippeln unterschiedlich orientiert sind. Bezüglich der Orientierung der Rippelkämme sind bestimmte Richtungen, nämlich 30°, 70° und 90° vorherrschend.

Die Megarippeln sind asymmetrisch gebaut (L = 45-50 cm, H = 4-5 cm, RI = 10-11.2, RSI = 2.1) und zeigen einen leicht gebogenen Kammverlauf.

Kleinrippeln (Taf. 3, Abb. 4) haben dagegen einen häufig stark gebogenen Kammverlauf und sind mehr symmetrisch ausgebildet (L = 3.6-10 cm, H = 0.4-1.5 cm, RI = 5.3-11, RSI = 1-1.25, 11 Messungen).

In schräggeschichteten Sandsteinbänken sind selten "Reaktivierungsflächen" zu beobachten, die nach KLEIN (1970) auf die bimodalen Strömungsverhältnisse zurückzuführen sind.

Horizontalgeschichtete Sandsteinbänke sind selten. Zwischen den Sandsteinbänken treten immer wieder sandige Tonschiefer und Silte, häufig mit *Rhizocorallium* (Taf. 3, Abb. 3), *Diplocraterion* und Muschelabdrücken auf. Darin eingeschaltet sind dünne feinsandige Lagen mit Kleinrippeln und ebenfalls Muschelabdrücken auf den Schichtflächen.

Im tieferen Teil des Alpinen Buntsandsteins südlich Waidisch treten zusätzlich vereinzelt Trockenrisse sowie eine rinnen- bzw.-linsenförmige Einschäl-

ung eines gut gerundeten Quarzkonglomerats mit leicht bimodaler Korngrößenverteilung und Korngrößen bis zu 3 cm auf.

Für die gesamte Abfolge typisch ist das häufige Auftreten von *Diplocraterion* (Taf. 3, Abb. 1, 2, 5).

Bimodale Schrägschichtung (Herringbone-Schrägschichtung), unterschiedlich orientierte Mega- und Kleinrippeln, Rinnensedimente, Reaktivierungsflächen, starke Bioturbation (v.a. *Diplocraterion*) und Muschelabdrücke, z.T. in Form von Muschelpflastern, sind Hinweise auf marine Ablagerungsbedingungen mit stark wechselnden Strömungsverhältnissen und nach KLEIN (1970, 1975, 1977), BARNES & KLEIN (1975), REINECK (1972), REINECK & SINGH (1980) u.a. typische Merkmale für Gezeitenbereiche, wobei der hohe Sandanteil auf Subtidal bis tieferes Intertidal hindeutet.

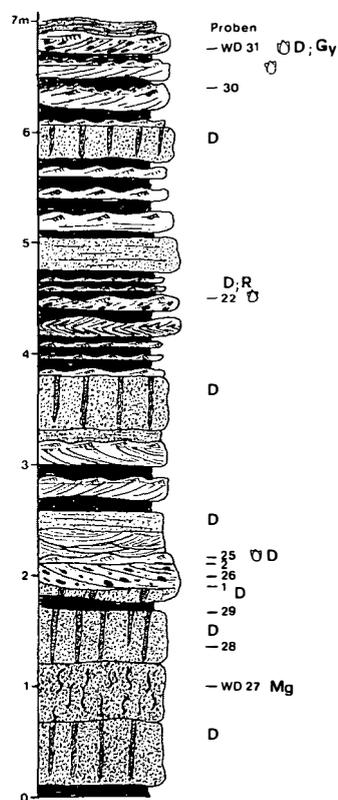


Abb. 11: Profilausschnitt aus der Gezeitenfazies des Alpinen Buntsandsteins südlich Waidisch (Karawanken). D = *Diplocraterion*, R = *Rhizocorallium*, Gy = Gips, Mg = Magnesit

Dobratsch-Südseite, St. Pauler Berge

Der Faziescharakter des hangendsten Alpinen Buntsandsteins an der Dobratsch-Südseite und den St. Pauler Bergen (Rottensteiner) ist nicht eindeutig geklärt. Im Gelände konnten bisher keine eindeutigen Fazieskriterien beobachtet werden, was teilweise auch auf die schlechten Aufschlußverhältnisse zurückzuführen ist.

Bezüglich der textuellen Eigenschaften sind die Sandsteine charakterisiert durch einen sehr geringen bis fehlenden Matrixgehalt, Sortierung und Rundung sind deutlich besser als im fluviatilen Bereich (Riedgraben, Ulrichsberg), ähnlich wie im marinen Buntsandstein der Karawanken südlich Waidisch. Auffallend ist auch der relativ gute Erhaltungszustand der Feldspäte sowie das häufige Auftreten von Feldspatanwachssäumen um detritische Feldspatkörner.

Die Summenkurven (aufgetragen auf doppelt logarithmischem "Wahrscheinlichkeitspapier") sind teilweise mit den von VISHNER (1969) für marine Strandsande dargestellten Kurven recht gut vergleichbar. Typisch fluviatile Kurven mit dem "feinen Schwanz" (siehe VISHNER, 1969) fehlen.

Eine Probe vom hangendsten Alpinen Buntsandstein der Dobratsch-Südseite zeigte eine ausgeprägte bimodale Korngrößenverteilung aus gut gerundeten Quarzkörnern. Der Mean der feineren Fraktion liegt bei 0.15-0.20 mm, jener der groben Fraktion bei 1 mm, was ein Verhältnis der beiden Fraktionen von 5:1 bis 6:1 ergibt (Taf. 2, Abb. 3, 4).

Solche gut gerundeten, bimodalen Sandsteine sind nach FOLK (1968, 1971) und eigenen Beobachtungen an äolischen Sedimenten (Nubischer Sandstein) des Sinai typische Beispiele für äolische Prozesse (siehe auch BLATT, 1982; FRIEDMAN & SANDERS, 1978). Die bimodale Korngrößenverteilung wird als Ergebnis der Deflation (Auswehung) des Feinsandanteiles interpretiert, da gerade der Feinsand am leichtesten äolisch transportierbar ist. Die sehr feine Sand- und Siltfraktion bildet eine kohärente, weiche, leicht bindige Oberfläche, die äolisch nur sehr schwer auszuwehen ist. Auch gröbere Körner können nur mehr rollend bewegt werden bzw. bleiben überhaupt an Ort und Stelle liegen. Es entsteht eine "Deflationsfläche mit einem sog. "reg-sediment" (FOLK, 1968).

Dieses bimodale "reg-sediment" als Ergebnis äolischer Deflationsprozesse, auch im Alpinen Buntsandstein der Nördlichen Kalkalpen bei Hochfilzen nicht selten (POSCHER, frdl. mündl. Mitt.) kann auch noch fluviatil oder marin umgelagert werden, ohne daß dabei die bimodale Korngrößenverteilung zerstört werden muß (FOLK, 1968).

WARREN (1972) erklärt die Entstehung bimodaler äolischer Sedimente dagegen anders. Der feine Anteil der Saltationsfracht hat im Porenraum der Kriechfracht Platz und ist dort vor der weiteren Auswehung geschützt, während größere Körner der Saltationsfracht im Porenraum der Kriechfracht nicht mehr Platz finden und daher ausgeweht werden ("Protectionist Theory").

Außerdem können bimodale Sandsteine auch in anderen Ablagerungsbereichen (v.a. marin) entstehen, allerdings mit einem meist anderen Verhältnis von Grobfraktion und Feinfraktion.

Interessanterweise sind diese bimodalen Sedimente der bisher überhaupt einzige Hinweis auf äolische Prozesse im Alpinen Buntsandstein, ja im gesamten Permoskyth der Ostalpen. Das Fehlen von äolischen Sedimenten (Dünen usw.), trotz der dazu recht günstigen Umweltbedingungen im Perm und Skyth, ist eventuell auf eine damalige paläogeographische Lage in einer sehr windarmen Zone zurückzuführen.

5. WERFENER SCHICHTEN

5.1. Einleitung

Die nordalpinen Werfener Schichten im Kärntner Raum wurden bisher noch keiner eingehenderen sedimentologischen bzw. fazialen Untersuchung unterzogen. Relativ gut bekannt ist dagegen die Makrofossilführung, vor allem aufgrund der Arbeit von ZAPFE (1958).

Neben z.T. relativ seltenen, erstmals nachgewiesenen Mikrofossilien (Echinodermenreste, Foraminiferen, Conodonten, Fischreste) sind Makrofossilien stellenweise recht häufig und auch schon lange bekannt. So beschrieb schon HÖFER (1894) *Myophoria ovata*, *Avicula venetiana* und *Myophoria* aff. *elongata*.

Diese Fossilfunde ermöglichten es den Bearbeitern dieses Gebietes (HÖFER, 1894; BECK-MANNAGETTA, 1953, 1955, 1963; SEELMEIER, 1961) schon sehr früh, die Werfener Schichten von den darunterliegenden Serien, die generell als Grödener Schichten bzw. Griffener Schichten ausgeschieden wurden, abzutrennen.

Eine etwas genauere Bearbeitung des Permoskyths in den St. Pauler Bergen und Griffener Bergen erfolgte zuletzt durch die Hamburger Forschungsgruppe unter THIEDIG. Im Raum Magdalensberg-Christophberg sind vor allem die Arbeiten von RIEHL-HERWIRSCH zu nennen. Eine erste Notiz über das Permoskyth vom Ulrichsberg findet sich bei KAHLER & WOLSEGGER (1934), eine kurze sedimentologische Bearbeitung dieses Vorkommens erfolgte auch durch KAISER (1971).

Die Werfener Schichten der nordalpinen Fazies der Karawanken werden nur kurz erwähnt (z.B. BAUER, 1970) und sind bisher nicht näher untersucht.

Im Zuge der eigenen Untersuchungen gelang es nun, einige Profile durch die Werfener Schichten aufzunehmen (Riedgraben, Kranzwandgraben, Ulrichsberg, St. Pauler Berge) Weiters wurden Vorkommen am Christophberg und in den Nordkarawanken untersucht.

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß die Ausbildung der nordalpinen Werfener Schichten in den einzelnen Profilen variiert und von der paläogeographischen Situation im tieferen Skyth (Buntsandstein) kontrolliert wird.

So sind in den nördlichen Gailtaler Alpen, wo die postvariszische Sedimentation stellenweise vermutlich erst unmittelbar nach der Saalischen Phase einsetzt (über phyllitischem Kristallin wenige dm Basalbreccie aus Phyllitbruchstücken, darüber bereits vulkanitgeröllführende Konglomerate, FRITSCH, 1961) und der Alpine Buntsandstein am unreifsten ausgebildet ist (z.B. im Riedgraben), auch die Werfener Schichten geringmächtig, am stärksten terrigen-klastisch beeinflusst und führen keinerlei Fossilien oder Karbonatlagen.

Im Kranzwandgraben (Dobratsch-Südseite) sind die Werfener Schichten dagegen wesentlich mächtiger und führen häufig Karbonatlagen, die teilweise auch reich an Mikrofossilien sind.

Im Mittelkärntner Raum (Ulrichsberg, Christophberg, St. Pauler Berge) und in den Nordkarawanken sind die Werfener Schichten etwas einheitlicher ausgebildet, aber auch hier ist im N (Ulrichsberg, Christophberg) eine stärkere terrigen-klastische Beeinflussung bemerkbar als im S und SE, wo vereinzelt auch Karbonatlagen auftreten.

Anhand der einzelnen Profile sollen nun die Unterschiede innerhalb der untersuchten Vorkommen herausgearbeitet werden.

5.2. Mikrofaziestypen

MF I)

Häufigster Mikrofaziestyp sind grünlichgraue bis graue, bräunliche und vereinzelt auch rötliche, meist leicht sandige Tonschiefer mit allen Übergängen zu Siltsteinen (Normal- bzw. "Backgroundsedimentation"). Ein geringer Karbonatgehalt ist meist vorhanden, Karbonat ist z.T. sammelkristallisiert und findet sich in kleinen hypidiomorphen bis idiomorphen Rhomboedern (z.B. Ulrichsberg). An detritischen Komponenten sind Quarz, Feldspat (z.T. neu gebildet) und vor allem detritische Glimmer zu nennen. Bisweilen ist Bioturbation in Form von Spreitenbauten (*Rhizocorallium*) und anderen Lebensspuren zu beobachten.

In diese auf ruhige Ablagerungsbedingungen ("Schönwetterperioden") zurückzuführenden Sedimente sind cm- bis dm-mächtige Bänke aus größerem Material eingeschaltet, deren Entstehung einerseits auf "Schlechtwetterperioden" (Sturmlagen, "Tempestite"), oder andererseits auch auf Gezeitenströmungen und grobe Sedimentzufuhr zurückzuführen sind. Diese größeren Einschaltungen werden im folgenden beschrieben.

MF II)

Arkosen (Ulrichsberg, Basis der Werfener Schichten, Taf. 4, Abb. 4; Taf. 5, Abb. 1): Diese feldspatreichen Sandsteine zeigen denselben Mineralbestand wie der darunterliegende Alpine Buntsandstein, sie

unterscheiden sich lediglich im prozentuellen Anteil an den einzelnen Komponenten (Tab. 1). Generell führen die Sandsteine der Werfener Schichten, besonders die Arkosen, mehr Feldspat und Glimmer und deutlich weniger Gesteinsbruchstücke und vulkanische Chertkomponenten. Mikrosondenanalysen ergaben bei den detritischen Feldspäten durchwegs Kalifeldspäte mit einem hohen Or-Anteil und Anwachsäumen aus fast reinem Kalifeldspat (Tab. 2, 3). Die Feldspäte sind durchwegs unverzwillingt, bis auf einzelne Körner mit Mikroklitterung und Karlsbader Zwillinge.

Matrix ist durch Limonit meist bräunlich gefärbt. Außer der Karbonatneubildung (in den Arkosen kein Karbonatzement) sind dieselben Diageneseprozesse abgelaufen wie in allen untersuchten Werfener Sandsteinen (vor allem Feldspatneubildung, auch Quarzneubildung).

In den höheren Werfener Schichten vom Ulrichsberg treten noch einmal Arkosen auf (meist karbonatfrei), die sich von den basalen Arkosen nur durch den höheren Gehalt an Quarz und wesentlich geringeren Gehalt an vulkanischen Chertkomponenten unterscheiden.

MF III)

Vereinzelt treten in den basalen Werfener Schichten der Karawanken geringmächtige, grobsandige bis feinkonglomeratische Lagen auf (Gezeitenbeeinflussung). Es handelt sich dabei um kleine Rinnen mit aufgearbeiteten, cm-großen Intraklasten und Sandsteinbänke mit Herringbone-Schrägschichtung und Strömungsrippeln. Diese Lagen sind durchwegs gut gerundet und sortiert (Taf. 4, Abb. 5), können recht feldspatreich sein, wobei die Feldspäte oft authigen weitergewachsen sind. Die detritischen Komponenten sind durch Karbonatzement verkittet, der Karbonatgehalt ist relativ hoch.

MF IV)

Feinkörnige, stark karbonatführende Sandsteine (meist Arkosen bzw. "stark karbonatischer Sandstein" nach FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1977, Abb.2-1).

Die meist nur wenige cm dicken Sandsteinbänke sind häufig laminiert, vereinzelt ist Flaserschichtung zu beobachten. In einzelnen Bänken kann die Schichtung durch Bioturbation zerstört sein. Gradierung ist häufig.

Verbreitet sind leicht asymmetrische bis symmetrische, intern schräggeschichtete Kleinrippeln (Kranzwandgraben: Rippellänge 48-71 mm, Rippelhöhe 3-6 mm, Rippelindex 8.3-17, Rippelsymmetrieindex 1-1.5, Neigung Luvhang $10 \pm 2^\circ$, Taf. 5, Abb. 6). Diese niedrigen Rippelsymmetrieindexwerte sind charakteristisch für Wellenrippeln (REINECK & SINGH, 1980).

Selten ist Herringbone-Schrägschichtung zu beobachten. Einzelne glimmerreiche Lagen zeigen teilweise Wickelschichtung ("Convolute Bedding", z.B. Kranzwandgraben, Taf. 5, Abb. 5) und "Ball and Pillow"-Strukturen (z.B. Ulrichsberg, Waidisch).

Auf den Schichtflächen sind immer wieder unbestimmbare Marken und verschiedene Spuren, z.B. *Rhizocorallium*, *Diplocraterion* (St. Pauler Berge) und andere Lebensspuren zu beobachten.

Die Sandsteinlagen (Taf. 5, Abb. 2) sind meist fein-, selten mittelkörnig (Komponenten meist 0.5 mm, maximal bis 1 mm), mäßig bis gut sortiert, und zeigen ein offenes Gefüge ("poikilitisch", d.h. die Komponenten "schwimmen" im diagenetisch, vielfach durch Verdrängung von Quarz und Feldspat entstandenen Karbonatzement), seltener auch geschlossenen Gefüge mit Kornstützung (haupts. Punktkontakte).

Schichtung äußert sich im Schliff durch lagenweise Korngrößen- oder Materialänderungen (gröber-feiner, glimmerreich-glimmerarm).

Detritische Komponenten sind undulöse und nicht undulöse monokristalline Quarze, teilweise mit Anwachsäumen, sowie relativ wenig polykristalline Quarze.

Vulkanische Chertkomponenten sind ebenfalls selten. Vulkanische Gesteinsbruchstücke finden sich nur vereinzelt, metamorphe oder sedimentäre Gesteinsbruchstücke fehlen weitgehend.

Der Feldspatgehalt ist allgemein hoch, nur in den Karawanken ist eine geringere Feldspatführung festzustellen. Es handelt sich überwiegend bis ausschließlich um Kalifeldspäte (Orthoklas), nur im Kranzwandgraben ist ein Plagioklasanteil von rund 8% zu beobachten (siehe Tab. 2, 3). Die Feldspäte sind frisch bis leicht zersetzt, selten zeigen sie auch stärkere Zerfallserscheinungen. Der Großteil der Feldspäte

ist unverzwillingt. Allerdings treten in den Werfener Schichten deutlich mehr verzwilligte Feldspäte auf als in den durchwegs grobkörnigeren Sandsteinen des Alpinen Buntsandsteins.

Im Kranzwandgraben beispielsweise sind polysynthetische Zwillinge (Albitgesetz - geringe Plagioklasführung!) am häufigsten, weniger häufig sind Feldspäte mit Mikroklingitterung. Karlsbader Zwillinge treten nur sehr vereinzelt auf. Perthitische Feldspäte sind nicht selten, hier sind jedoch von Profil zu Profil Unterschiede festzustellen.

Anwachssäume (reines Kalifeldspat-Endglied, siehe Analyse Tab. 3), optisch meist anders orientiert als der detritische Kern, sind häufig. Die Feldspäte (Anwachssäume) verdrängen einerseits Quarz, werden andererseits in einer weiteren Phase randlich von Karbonat verdrängt.

Der Gehalt an detritischen Glimmern ist beträchtlich und übersteigt nicht selten 10% (z.B. Kranzwandgraben bis 12%). Hellglimmer, meist Müskowit, auch gebleichter Biotit, überwiegen. Daneben finden sich grüne und braune Biotite und selten Chlorite. Die Glimmerscheiter können bis zu rund 0.5 mm lang werden, sind meist schichtungsparallel eingeregelt und infolge mechanischer Diagenese (Kompaktion) häufig deformiert. Die detritischen Glimmer sind häufig in Lagen angereichert.

Das Schwermineralspektrum der untersuchten Proben ist durch eine Apatit-Zirkon-Vormacht gekennzeichnet, untergeordnet treten Turmalin (bräunlichgrüne bis grüne, selten blaugrüne Farbvarietäten) und Rutil in Erscheinung (Abb. 4). Andere durchsichtige Schwerminerale sind nur sehr vereinzelt zu beobachten.

Der Matrixgehalt ist relativ gering und besteht aus einem Hellglimmer-Quarz-Feldspat-Gemengsel.

An Diageneseprozessen sind zu nennen: verbreitet Karbonatneubildung und Sammelkristallisation, etwas Quarzzementbildung (Anwachssäume), häufig Feldspatanwachssäume, Verdrängung von Quarz durch Feldspat und Karbonat, Verdrängung von Feldspat durch Karbonat, vereinzelt auch Glaukonitneubildung (Ulrichsberg, Koprein).

Feinkörnige Sandsteine mit einem besonders hohen Karbonatgehalt und dem daraus resultierenden typischen Gefüge (die detritischen Komponenten, Quarz und Feldspat sind zum Großteil vom Karbonat verdrängt und nur mehr in Form von Skeletten vorhanden, die im Karbonatzement schwimmen) führen nicht selten verschiedene Fossilien, vor allem Crinoidenreste und Foraminiferen (Taf. 4, Abb. 6), sowie Schalenreste (Muscheln), Ophiurenreste, Ostracoden und auch inkohlte Pflanzenreste (aufgezählt in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit). Im hangendsten Abschnitt der Werfener Schichten in den St. Pauler Bergen treten in diesen Sandsteinen bereits vereinzelt Ooide auf.

MF V

Terrigen-klastisch beeinflusster Karbonatsiltit (Taf. 5, Abb. 4), bestehend aus leicht sammelkristallisierter karbonatischer Grundmasse (und darin locker eingestreut bis 2 mm große Crinoidenreste) und dunkelgrauen mikritischen, aufgearbeiteten, teilweise glaukonitisierten (dann grünlich gefärbt) Intraklasten. Die Schichtung ist meist flaserig, die einzelnen Flaser sind oft durch dunkel gefärbte Mikrostylolithen nachgeprägt. Die Crinoidenreste sind lagig, teilweise auch linsig eingestreut, können aber vereinzelt auch gänzlich fehlen. Die resedimentierten Intraklaste zeigen mitunter Dachziegellagerung.

Terrigenes Material, vor allem Quarz und Glimmer, kann lagenweise stark angereichert sein und zeigt dann Feinschichtung (Horizontal-, selten Schrägschichtung). Vereinzelt treten kleine (mm bis wenige cm) Linsen aus größerem Material, hauptsächlich detritischem Quarz, auf. Bioturbation ist selten.

Stellenweise sind gut gerundete (umgelagerte), bis 0.8 mm große Glaukonitkörner zu finden. Daneben tritt Glaukonit in Form unregelmäßiger Flecken in der Grundmasse und in den mikritischen Intraklasten auf (in situ entstanden).

Neben den Echinodermenresten (Crinoiden) sind Foraminiferen z.T. recht häufig, selten sind Spirorben, Schalenreste (Muscheln) und Biogenreste aus Apatit (Fischreste). Dieser Mikrofaziestyp ist nur auf das Kranzwandgrabenprofil beschränkt.

MF VI

Echinodermenschuttlagen (Echinodermentempestite), meist nur wenige cm dick, aus massenhaft Echinodermeresten (Crinoiden) in einer siltigen Grundmasse aus sammelkristallisiertem Karbonat und relativ viel terrigenem Material (eckiger bis kantengerundeter, bis 0.2 cm großer Quarz, sowie Glimmerscheiter und Feldspäte), aufgearbeitete Intraklaste und teilweise reichlich Glaukonit (Taf. 6, Abb. 3).

Vor allem die länglichen, aufgearbeiteten, mikritischen Intraklaste (bis über 1 cm lang) sind meist stark glaukonitisiert, vereinzelt findet man auch glaukonitisierte Crinoidenreste, wodurch deren Struktur, besonders der Zentralkanal, schön abgebildet wird. In einzelnen Lagen sind unregelmäßig geformte und runde (transportierte) Glaukonitkörner häufig.

Die Crinoidenschuttlagen sind durchwegs geschichtet und gradiert, teilweise flaserig geschichtet und bräunlich bis grau gefärbt. Die Crinoidenreste sind bis zu 2 mm groß und zeigen vereinzelt syntaxiale Anwachssäume. Terrigenes Material (Quarz und Glimmer) kann lagenweise stärker angereichert sein.

Neben den Crinoiden finden sich weiters Foraminiferen und selten Bivalvenreste.

Im Kranzwandgraben bestehen die basalsten aufgeschlossenen Werfener Schichten aus einer rund 14 m mächtigen Abfolge aus roten, teilweise leicht sandigen Tonschiefern, in die bis zu 10 cm dicke, braun anwitternde Karbonatbänke (meist Tempestite) eingeschaltet sind.

Die liegendste beprobte Karbonatbank besteht aus einer siltigen, leicht terrigen beeinflussten, ungeschichteten, bräunlichen Grundmasse, darin schwimmen Biogenreste: Ophiurenreste, größere und kleinere, umkristallisierte Schalenreste (Muscheln), Foraminiferen (*Meandrospira pusilla* (HO)), Fischreste (v.a. Zahnbruchstücke) und Kleingastropoden (aufgelistet in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit).

Bei den darüberfolgenden Karbonatbänken handelt es sich untergeordnet um bräunlich gefärbte, schräggeschichtete, stärker klastisch beeinflusste Silt-Sandsteine mit massenhaft Echinodermeresten (Crinoiden), sowie Foraminiferen, Schalenresten, Conodonten und Fischresten.

MF VII

Meist handelt es sich bei den eingeschalteten Karbonatbänken der basalen Werfener Schichten im Kranzwandgraben um Lumachellen mit leicht mikritischer oder sparitischer Grundmasse, bräunlich gefärbt. Außerdem finden sich noch Crinoidenreste, Foraminiferen, Fischreste, Conodonten und *Spirorbis* (Taf. 6, Abb. 2, 5).

MF VIII

Ungefähr 10 m über dem Alpinen Buntsandstein konnte in den St. Pauler Bergen bei Rottensteiner eine ca. 10 cm dicke Karbonatbank eines stark terrigen beeinflussten Biomikrits (Packstone) gefunden werden. Dieser führt an Biogenresten Foraminiferen, Crinoidenreste, Schalenbruchstücke und an Lithoklasten Peloiden in Form rundlicher, dunkler Mikritkomponenten, teilweise mit einer dünnen mikritischen Rinde (Rindenkörner), sowie eckigen Quarz, Feldspat und Glimmer. Die Grundmasse ist mikritisch, das Gestein ist ungeschichtet und bioturbat. In den durchwühlten Bereichen sind Biogenreste und Karbonatschlamm angereichert (Taf. 7, Abb. 1).

MF IX

Südlich Waidisch (Karawanken) konnte die erste Karbonatbank innerhalb der Werfener Schichten ca. 30 m über dem Alpinen Buntsandstein gefunden werden. Es handelt sich dabei um eine 5 cm dicke Bank eines biogenführenden Mikrits. Terrigen-klastischer Detritus (v.a. Quarz in Feinsandkorngröße) und Biogenreste (Crinoiden- und vereinzelt Schalenreste) sind unregelmäßig eingestreut (Taf. 6, Abb. 4).

An der Basis und am Top dieser Karbonatbank macht sich ein starker terrigen-klastischer Einfluß in Form dünner, teilweise schräggeschichteter Feinsand-Siltlagen mit teilweise massenhaft Foraminiferen (*Meandrospira pusilla* HO) bemerkbar. Vereinzelt tritt auch etwas Glaukonit auf (Taf. 7, Abb. 4).

MF X

In den hangenden Werfener Schichten in Kopenin (Karawanken) treten dolomitische, fein- bis grobkristalline, flaserig geschichtete, biogenführende Karbonatbänke (ursprgl. biogenführende Sparite) mit häufig Mikrostylolithen parallel zur Schichtung (Flaserung) auf. Detritische Komponenten (Quarz in Feinsandkorngröße) sind locker eingestreut. Vereinzelt sind mm-dicke Siltlinsen eingeschaltet. Crinoidenreste sind teilweise sehr häufig, seltener sind vollständig umkristallisierte Schalenreste, sehr selten unbestimmbare Foraminiferen.

5.3. Fazielle Ausbildung der einzelnen Profile

5.3.1. Riedgraben

Im Riedgrabenprofil (SW Paternion im Drautal, entlang der Straße zwischen Aichach und Ried; Beil. 2) sind die Werfener Schichten rund 40 m mächtig, teilweise schlecht aufgeschlossen und setzen sich aus grünen, grauen und braunen, selten auch roten, glimmerreichen, sandigen Tonschiefern und Siltsteinen zusammen (siehe Profil, Beil. 2). In diese eingeschaltet sind bis über 10 cm dicke, laminierte, z.T. schräggeschichtete, helle bis braun anwitternde Sandsteinlagen.

Kleinrippeln sind häufig, vereinzelt auch größere Rippen. Die Grenze zum unterlagernden Alpenen Buntsandstein ist wie in allen untersuchten Profilen (soweit aufgeschlossen) ziemlich scharf und äußert sich in einem plötzlichen Farbumschlag von überwiegend rot zu grünlichgrau und braun und in einer generellen Korngrößenabnahme.

Die Sandsteinlagen innerhalb der Werfener Schichten unterscheiden sich texturell und kompositionell nicht im geringsten vom unterlagernden Alpenen Buntsandstein (Taf. 5, Abb. 3). Es sind lithische Arenite (max. 8.3% Matrix) mit einem relativ geringen Anteil an monokristallinen und polykristallinen Quarzen und einem hohen Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten von durchwegs über 50% (vulk. Chert, vulk. GBR, Porphy Quarze, Feldspäte). Der höhere Feldspatgehalt im Vergleich zum Alpenen Buntsandstein ist ein Korngrößeneffekt und geht auf die stärkere mechanische Instabilität der Feldspäte infolge ihrer guten Spaltbarkeit und Zwillingsbildungen zurück, wodurch die Feldspäte in der groben Silt- und Feinfraktion im Vergleich zu Quarz relativ angereichert werden (vgl. HEIM, 1976; ODOM, 1975; ODOM et al., 1976). Zusätzlich begünstigt das marine Milieu die Erhaltung der Feldspäte.

Auffallend ist das meist vollkommene Fehlen von Karbonatzement in den Sandsteinlagen. Der Glimmergehalt ist hoch (bis 10%). In einem Fall handelt es sich um eine lithische Wacke (20% Matrix).

Die Sandsteinlagen (Fein-Mittelsand) sind mäßig bis schlecht sortiert, die Komponenten zeigen einen schlechten Rundungsgrad (subangular bis subrounded).

Fossilien wurden in den Werfener Schichten hier nicht gefunden.

Im Hangenden, im lithofaziellen Übergangsbereich zum "Alpenen Muschelkalk", treten unvermittelt die ersten Karbonatbänke auf, zunächst noch in Wechselagerung mit grauen Tonschiefern und Siltsteinen.

Die stark terrigen (hpts. Quarz) beeinflussten Karbonatbänke bestehen aus einem Wechsel von cm-dicken feingeschichteten Lagen (Algenmatten?) und cm-dicken Lagen aus aufgearbeiteten Lithoklasten (Intraklaste, "Chips").

Weiters finden sich im Übergangsbereich terrigen beeinflusste (viel Glimmerscheiter, Quarz und Feldspat), geschichtete, z.T. schräggeschichtete, feinarenitische, gut ausgewaschene und gut sortierte Biopelsparite, reich an Foraminiferen (Probe Al 23: ?*Amodiscus*, *Glomospirella* cf. *vulgaris* HO, uniseriale Lageniden), seltener sind Schälchen von Ostracoden, vereinzelt auch größere Schalenreste (Muscheln) sowie dunkle, rundliche Mikritkomponenten (Peloide) in einer spärlichen bis mikroparischen Grundmasse.

Außerdem findet man schwach terrigen beeinflusste, kaum geschichtete Biopelmikrite, ebenfalls reich an Foraminiferen (Probe Al 24 und 26: *Amodiscus parapriscus* HO, ? Trochamminidae, *Earlandia tintinniformis* (MISIK), uniseriale Lageniden mit cf. *Nodosaria* sp. und *Dentalina* sp.; Probe Al 27 mit *Meandrospira deformata* SALAJ), Ostracodenschälchen und Peloiden in einer mikritischen Grundmasse. Die mikritischen Bänke sind mitunter bioturbat (Taf. 6, Abb.6).

Von den Foraminiferen sprechen die Sandschaler und auch *Meandrospira deformata* für ein bereits anisches Alter dieses Profilabschnittes, wobei höheres Anis noch kaum in Frage kommt. Ob die Obergrenze der Werfener Schichten mit der Grenze Skyth/Anis zusammenfällt, kann mangels entsprechender Fossilien aus der unterlagernden Abfolge der Werfener Schichten nicht bewiesen werden.

Die Werfener Schichten des Riedgrabens weisen die geringste Mächtigkeit aller untersuchten Profile auf. Dies ist auch schon GEYER aufgefallen, wobei nach GEYER (1899, 1903) die Werfener Schichten nach W hin (Lienzer Dolomiten) noch geringmächtiger, maximal einige Meter, werden.

5.3.2. Kranzwandgraben (Dobratsch-Südseite)

Eine völlig andere Ausbildung zeigen die Werfener Schichten im Kranzwandgraben. Im Vergleich zum Riedgraben sind die Werfener Schichten

- 1) mächtiger,
- 2) stärker marin (Karbonatbänke häufig),
- 3) reich an Fossilien, vor allem Mikrofossilien.

Der Übergang Alpiner Buntsandstein-Werfener Schichten ist im "Tumphi-Wald", ca. 3 km westlich des Kranzwandgrabens, aufgeschlossen und wiederum durch einen raschen Sedimentationswechsel von roten Sandsteinen zu grünlichen Siltsteinen, sandigen grünlichen Mergeln und feinkörnigen Sandsteinen mit Pflanzenresten, Bioturbation und vereinzelt unbestimmbaren Muschelabdrücken charakterisiert (insgesamt ca. 8 m aufgeschlossen).

Der Großteil der Werfener Schichten ist mit einzelnen Aufschlußlücken im Kranzwandgraben (NW Oberschütt) aufgeschlossen, das Liegende ist dort allerdings verdeckt.

Insgesamt lassen sich die Werfener Schichten an der Dobratsch-Südseite in fünf Faziesseinheiten untergliedern (siehe Profil, Beil. 3):

- A: An der Basis eine Abfolge aus grünlichen Mergeln, Silt- und Sandsteinen mit unbestimmbaren Muschel- und Pflanzenabdrücken, ohne Mikrofossilien.
- B: Eine Abfolge aus roten Tonschiefern mit eingeschalteten cm-dicken Karbonatbänken (Lumachelen, "Tempestite"; MF VII), an der Basis mit Ophiurenresten. Die darüberfolgenden Bänke führen häufig Crinoidenreste, Conodonten, Fischreste und *Meandrospira pusilla* (HO), die im Kranzwandgraben nur auf diese Abfolge beschränkt ist.
- C: Eine Abfolge aus grünlichgrauen Tonschiefern bis Siltsteinen mit eingeschalteten härteren Bänken in Form von Crinoidenschuttlagen (MF VI) und feinkörnigen, stark karbonatführenden Sandsteinlagen (MF IV), die relativ reich an Foraminiferen und Glaukonit sind, sowie klastisch beeinflusste Karbonatsiltitlagen (MF V). In dieser Folge treten auch häufig Makrofossilien auf (*Costatoria* cf. *costata* und andere Muscheln).
- D: Eine Abfolge aus grünlichgrauen Tonschiefern und Siltsteinen mit eingelagerten härteren Bänken, jedoch keine Crinoidenschuttlagen mehr. Crinoiden sind häufig nur in Probe KW 30, sonst aber nur

vereinzelt eingestreut (in stark karbonatführenden Sandsteinlagen mit Biogenen). Glaukonit ist selten, ebenso Foraminiferen und andere Mikrofossilien. Makrofossilien fehlen. Der Gehalt an terrigenem Material nimmt zu (MF IV, V).

- E: Eine Abfolge aus grünlichgrauen Tonschiefern mit zwischengeschalteten feinkörnigen, stark karbonatführenden Sandsteinlagen (MF IV) und selten Karbonatbänken (MF V). Glaukonit fehlt. Crinoidenreste und Foraminiferen sind sehr selten, dafür ist eine stärkere Zunahme an terrigenem Material (Sandsteine) zu verzeichnen.

Ähnliche Mikrofaziestypen, wie sie in den Werfener Schichten an der Dobratsch-Südseite auftreten, haben MOSTLER & ROSSNER (1977, 1984) aus den Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen beschrieben.

Über einer Aufschlußlücke von rund 25 m folgt über den Werfener Schichten das Anis, bestehend aus einer Wechsellagerung (dm- bis m-Bereich) von meist grauen, z.T. sandigen Tonschiefern und grauen, dünn gebankten, bioturbaten Dolomiten und Kälken (Mikrite, Intraklastmikrite, Pelmikrite, Pelsparite, Oosparite) mit vereinzelter Mikrofossilführung (Ostracoden, Echinodermenreste, Gastropoden, röhrenförmige Mikroproblematika und schlecht erhaltene Vertreter folgender Forminiferengattungen, bestimmt von Doz. Resch: *Ammodiscus*, cf. *Glomospira*, *Glomospirella*, cf. *Rheophax*). In dieser unteranisischen Abfolge treten auch drei bis über 20 m mächtige Gipshorizonte auf, die jüngst von STREHL et al. (1980) kurz beschrieben wurden.

5.3.3. Ulrichsberg

Am Ulrichsberg konnte in einem von Wainz zum Ulrichsberg hinaufführenden Hohlweg ein zwar schlecht, aber bis auf den hangendsten Anteil (Übergang in das Anis) ziemlich lückenloses Profil vom obersten Alpiner Buntsandstein weg aufgenommen werden (Beil. 4). Von dieser Lokalität stammen auch die von ZAPFE (1958) beschriebenen Makrofossilien, deren ungefähre Einordnung in das aufgenommene Profil auch möglich war.

Über dem hier recht grobklastisch ausgebildeten Alpinen Buntsandstein (am Top noch cm-große Quarzgerölle) setzen die Werfener Schichten mit einer ca. 9 m mächtigen Abfolge aus hellen, teilweise bräunlich verwitternden, pflanzenführenden Arkosen ein (MF II).

Darüber folgt eine Serie aus grau-grün und bräunlich gefärbten, sandigen Tonschiefern, Siltsteinen, feinkörnigen karbonatführenden Sandsteinen (MF IV) und z.T. karbonatfreien Arkosen (MF II).

Makrofossilien sind recht häufig (Pflanzenreste, Gastropoden, Muscheln, Ammoniten). Erstmals konnten auch Mikrofossilien (Echinodermenreste und Foraminiferen) nachgewiesen werden (in MF IV).

An Foraminiferen konnte spezifisch nur *Meandrospira pusilla* (HO), teilweise sehr häufig vorkommend, bestimmt werden. Demnach gehören die tiefsten stärker karbonatischen Bänke dieses Profils bereits mindestens ins höhere Skyth (Val-Badia-Member oder jünger).

Die Makrofossilien treten bevorzugt in grünlich-grauen bis bräunlichen glimmerreichen Siltsteinen im tieferen Abschnitt des Profils auf (siehe Beil. 4). Bei den aufgesammelten Makrofossilien handelt es sich zum Großteil um Lesesteinstücke, direkt aus dem Anstehenden konnten leider nur wenige Makrofossilien gewonnen werden.

Die lithologische Ausbildung der Werfener Schichten im Bereich des Christophberges ist ähnlich jener des Ulrichsberges.

5.3.4. St. Pauler Berge

Einer genaueren sedimentologischen Untersuchung wurden die Werfener Schichten der St. Pauler Berge zwischen Ruden und der Rabensteiner Greuth (Rottensteiner) unterzogen.

Es konnte aus diesem Bereich auch ein Idealprofil durch die Werfener Schichten erarbeitet werden (Beil. 5). Der Übergang Alpiner Buntsandstein-Werfener Schichten sowie die basalen 30 m der Werfener Schichten sind bei der Lokalität "Rottensteiner"

(E Kasparstein) einigermaßen gut aufgeschlossen. Der hangende Anteil mit dem basalen Anis wurde entlang einem Forstweg, der von Untermittlerdorf Richtung NE zum Langenberg führt, ungefähr N vom Bahnhof Eis/Ruden (über dem Eisenbahntunnel) aufgenommen.

Die Werfener Schichten bestehen wieder aus einer Abfolge von meist grünlich-grauen bis bräunlichen, seltener rötlichen Siltsteinen und sandigen Tonschiefern (MF I), in die dünne, max. wenige dm mächtige härtere Bänke (Sandsteine, MF IV, vereinzelt Karbonatlagen, MF VI, VIII) eingeschaltet sind. Die Grenze zum Alpinen Buntsandstein ist scharf und äußert sich in einer plötzlichen Änderung der lithologischen Ausbildung der Gesteine (Farbumschlag, Korngrößenabnahme, Zunahme des Feldspat- und Glimmergehaltes, Auftreten von Karbonatzement usw.).

Charakteristisch für die Werfener Schichten der St. Pauler Berge ist wieder der stark klastische Einfluß (Regression) am Top mit teilweise rot gefärbten, fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen.

Die ersten Foraminiferen dieses Profils treten in Probe Rot 9 auf, mit sehr häufig *Glomospirella triphoenensis* BAUD, ZANINETTI & BRÖNNIMANN. Die Häufigkeit und auffallende Großwüchsigkeit mancher Exemplare spricht für ein Alter der Probe nicht älter als oberstes Skyth, ziemlich sicher für jünger als tiefere Teile des Val-Badia-Members der Südtiroler Dolomiten.

Auch das basalste Anis ist ganz ähnlich wie im Kranzwandgraben entwickelt. Es besteht aus einer Wechsellagerung von bis zu mehrere Meter mächtigen, z.T. sandigen, dunkelgrauen, grünlich-grauen und bräunlichen Tonschiefern und wenige dm mächtigen, braun anwitternden, grauen Kalken. Die Kalke sind meist geschichtet und dünn gebankt, z.T. auch brecciös mit rechteckigen Hohlräumen (herausgelöstes Steinsalz?), teilweise schon zu Rauhacken umgewandelt. Im höheren Abschnitt sind neben den Kalken auch dm- bis m-mächtige, dünn (cm) gebankte, geschichtete, graue Dolomikrite eingeschaltet (Pelsparite, Pelmikrite, feingeschichtet, infolge Diagenese Prozessen dichtgepackt mit gelängten Peloiden, biogenfrei, teilweise mit etwas terrigenen Material, Qz, Fsp, Gl, z.T. richtige Sandsteinlagen mit mikritischer Grundmasse, einigen Peloiden und Rindenkörnern).

In diese unteranisische Schichtfolge dürften auch die von SEELMEIER (1961) beschriebenen gipsführenden Tonschiefer, die beim seinerzeitigen Bau des Langenberg-Tunnels aufgefahen wurden, zu stellen sein.

5.3.5. Karawanken (Nordalpine Fazies)

Das nordalpine Permoskyth der Karawanken ist nur mehr in einzelnen kleineren tektonischen Schuppen entlang der Periadriatischen Naht (südlich Waidisch) bzw. an der Grenze zum Eisenkappler Paläozoikum (vom Schaidasattel nach E bis Koprein - Luscha Alpe) erhalten, wobei die einzelnen Schuppen in sich häufig tektonisch stärker gestört sind. Vollständige Profile durch das Permoskyth bzw. die Werfener Schichten sind nicht erhalten.

Aufschlüsse in den basalen Werfener Schichten gibt es südlich von Waidisch, im Graben, der von der Ostflanke des Ferlacher Horns herabzieht, unmittelbar nördlich "Motschnik", ferner am Schaidasattel und in Koprein-Petzen (südlich vom Wirtshaus "Riepl").

Höhere Werfener Schichten sind an einem Forstweg am Südwestabfall der "Goretza" (1.356 m) (Koprein-Sonnseite), ca. 400 m E "Rastotschnik" einigermaßen gut aufgeschlossen. Insgesamt sind die Aufschlußverhältnisse als schlecht zu bezeichnen.

Die basalen Werfener Schichten sind, ähnlich wie am Ulrichsberg oder in den St. Pauler Bergen, stark sandig entwickelt (Abb. 12). Es sind graugrüne, häufig bräunlich anwitternde, karbonatische, glimmerreiche, feinkörnige Sandsteine bis Siltsteine (MF IV), untergeordnet treten Tonschiefer (MF I) auf, die teilweise rötlich gefärbt sind (z.B. am Schaidasattel).

In den basalen Werfener Schichten sind Pflanzenreste häufig, vereinzelt finden sich auch schlecht erhaltene Muschelabdrücke.

In den basalen Werfener Schichten südlich Waidisch finden sich Anzeichen von Gezeitensedimentation in Form von gut gerundeten und gut bis sehr gut sortierten Sandsteinen mit Herringbone-Schrägschichtung, schrägschichteten Sandsteinbänken mit Megarippeln; auf den Megarippeln sind teilweise noch

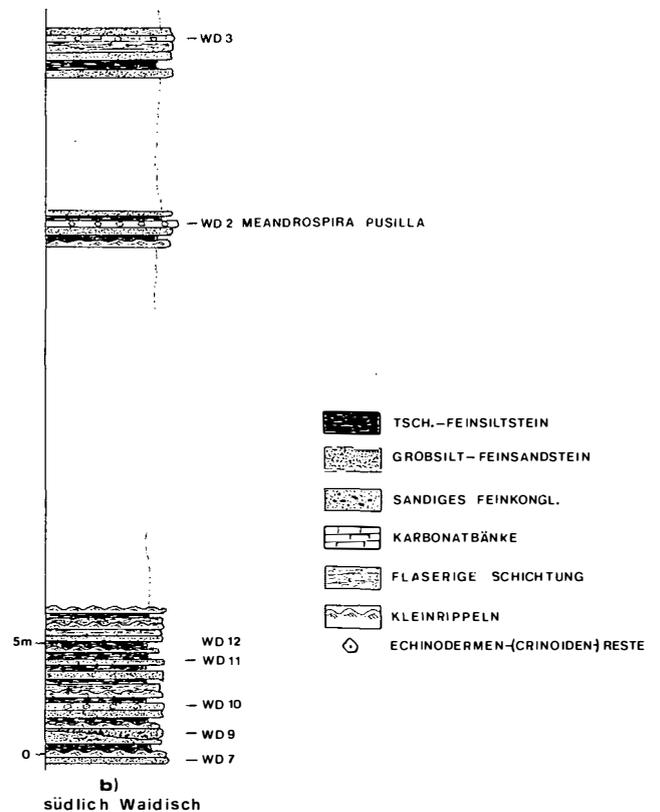
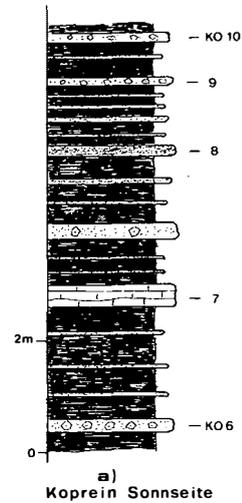


Abb. 12:
 Profilausschnitte aus den nordalpinen Werfener Schichten der Karawanken
 a) Obere Werfener Schichten, Koprein
 b) Untere Werfener Schichten südl. Waidisch

Kleinrippeln entwickelt, sowie Tonschiefer bis Silte mit eingeschalteten cm-dicken feinkörnigen Sandsteinbänken und Kleinrippeln (MF III).

Die Rippeln zeigen eine ähnliche Orientierung wie im darunterliegenden marinen Buntsandstein (20° und 65-70°). Grobsandige bis feinkonglomeratische Schüttungen treten in den basalen Werfener Schichten der Karawanken immer wieder auf.

Südlich Waidisch, beim Zusammenfluß der Ribniza mit dem Waidischbach, führen die basalen Werfener Schichten bis 10 cm große, längliche, rosarot gefärbte, diagenetisch entstandene Gipskonkretionen und Pflanzenreste. Gips tritt dort vereinzelt auch als Zement in den Sandsteinen auf. Es ist dies der einzige Gipsfund aller in dieser Arbeit untersuchten Werfener Schichten.

Hier tritt die erste Karbonatbank (MF IX, in einem Schliff mit *Glomospirella shengi* HO, 1 Exemplar, und sehr reichlich *Meandrospira pusilla*(HO)) innerhalb der Werfener Schichten ca. 30 m über dem Alpenen Buntsandstein auf.

Die hangenden Werfener Schichten (Koprein-Sonnseite; Abb. 12) setzen sich überwiegend aus grünlichgrauen, selten rötlichen Tonschiefern zusammen, in die härtere und gröbere, meist 5-10, selten bis 40 cm dicke Bänke (MF IV mit Übergängen zu MF VI, X) eingeschaltet sind.

Die artlich bestimmbaren oben erwähnten Foraminiferen sind sowohl aus dem Skyth wie auch Anis bekannt. Im Vergleich mit anderen Profilen des dieser Arbeit zugrundeliegenden Untersuchungsgebietes sowie den Verhältnissen in den Südtiroler Dolomiten, spricht die Foraminiferenfauna für höheres, aber noch nicht alleroberstes Skyth.

Den Übergang in das Anis (Muschelkalk), abgeschlossen im Waidischbach knapp unterhalb der Mündung des Wabutschnik-Grabens, bildet eine Abfolge aus bunten Tonschiefern (grau, rot, grünlich, schwarz), in die cm- bis dm-dicke, graue, bräunlich anwitternde Karbonatlagen, häufig in Form von Rauhwacken, vereinzelt mit Gips, eingeschaltet sind. Über dieser ca. 15 m mächtigen Abfolge setzen dünngebankte dunkelgraue Dolomite des Anis ein, in die noch vereinzelt dünne Rauhwacken eingeschaltet sind.

5.4. Faziesinterpretation

Entgegen der Darstellung bei WARCH (1973, 1979) weisen die Werfener Schichten der einzelnen Vorkommen deutliche Unterschiede in ihrer fazialen Entwicklung auf und vermitteln uns somit ein recht deutliches Bild von den paläogeographischen Verhältnissen zur Zeit ihrer Ablagerung.

Innerhalb der untersuchten Werfener Schichten ist deutlich eine fortschreitende Transgression von SE und S nach N und NW zu beobachten. Der klastische Einfluß ist im N, vor allem im NW (Riedgraben) am stärksten, dort treten z.T. auch sehr häufig eingeschwemmte Pflanzenreste auf (Ulrichsberg), was auf eine relative Landnähe hinweist. Die nordöstlichsten Vorkommen sind auch am geringmächtigsten, nach S und SE werden die Werfener Schichten mächtiger und der marine Charakter immer deutlicher (vereinzelt Karbonatlagen, häufig eingeschwemmte Biogenreste usw.). Auch der Reifegrad bzw. die Zusammensetzung der Werfener Sandsteine ändern sich von NW nach S und SE (siehe Abb. 13).

Insgesamt handelt es sich bei den Sedimenten der Werfener Schichten um Bildungen eines sehr flachen, mehr oder weniger stabilen, epikontinentalen Schelfmeeres, vereinzelt mit Anzeichen von Gezeiten, wie Herringbone-Schrägschichtung, kleinen Rinnen, Rippeln mit zwei verschiedenen Kammrichtungen.

Die Normalsedimentation erfolgte durchwegs in Form von siltigen Tonschiefern und feinkörnigen Sandsteinen (Weichböden), je nach der Intensität der klastischen Zufuhr. Karbonatsedimentation (Karbonatschlamm, z.B. Biomikrit) ist nur sehr vereinzelt zu beobachten (z.B. Karawanken, St. Pauler Berge). Solche Lagen wurden durch nachfolgende stärkere Wasserbewegung (Stürme oder Gezeitenströmungen) häufig wieder aufgearbeitet, in Form von mikritischen Intraklasten (Karawanken, Kranzwandgraben, St. Pauler Berge). Das häufige Auftreten von Kleinrippeln (Wellenrippeln) deutet auch auf eine stärkere Sedimentumlagerung durch die Wellenbewegung hin.

In diese Normalsedimentation eingeschaltet sind dünne gröbere Bänke aus entweder nur terrigen-klastischem Material (Sandsteine) oder aus Biogenresten (Crinoidenreste, Schalenreste).

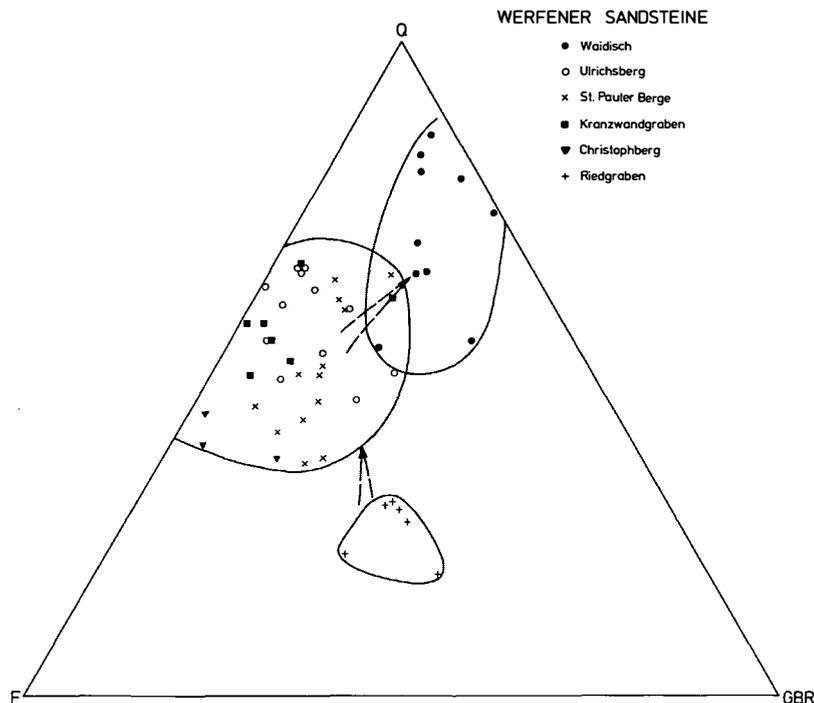


Abb. 13:

Werfener Sandsteine im Dreiecksdiagramm Q (mono- und polykristalliner Quarz) - F (Feldspat) - GBR (Gesteinsbruchstücke). Am unreifsten sind wiederum die Sandsteine des Riedgrabenprofils, im S und SE schließen sehr feldspatreiche, etwas reifere Sandsteine (Arkosen) an, die reifsten Werfener Sandsteine sind, genauso wie im Alpinen Buntsandstein, südlich Waidisch (Karawanken) anzutreffen

Diese groben, häufig gradierten Lagen (vor allem die Lumachellen und Crinoidenschuttlagen, teilweise auch die größeren, biogenarmen bis biogenfreien Sandsteine können als "Tempestite" aufgefaßt werden), entstanden während "kurzfristiger, turbulenter Energieereignisse" (Stürme, Schlechtwetterperioden) mit starker Wasserbewegung (AIGNER, 1979).

Die Biogenreste wurden vermutlich von ihrem weit draußen im offenen Schelf gelegenen Lebensraum während Schlechtwetterperioden eingeschwemmt, worauf die häufig zugerundeten Echinodermenreste, zerbrochenen Schalenreste sowie Conodonten und Fischreste (die beiden letzteren treten nur in den Schilltempestiten auf) und häufige Gradierung dieser Sturmlagen hinweist.

Schill- und Echinodermentempestite sind vor allem für die Werfener Schichten im Kranzwandgraben charakteristisch, fehlen im Riedgraben vollkommen, sind am

Ulrichsberg sehr selten und in den St. Pauler Bergen und in den Karawanken vereinzelt anzutreffen.

Die Fauna der untersuchten Werfener Schichten ist auffallend artenarm aber individuenreich, und vermutlich auf die starke klastische Beeinflussung zurückzuführen, was für die meisten Organismen sicher mit Anpassungsschwierigkeiten verbunden war (siehe auch MOSTLER & ROSSNER, 1984).

Die Fauna, vor allem die Foraminiferen, auch Echinodermenreste und Conodontenbruchstücke, weist auf normale Salinitätsverhältnisse hin, was auch MOSTLER & ROSSNER (1984) aus den Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen bestätigen.

Die artenarme und meist sehr individuenreiche Foraminiferenvergesellschaftung stimmt recht gut mit jener aus den Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen und auch der Südalpen überein (z.B.

MOSTLER & ROSSNER, 1984; RESCH, 1979). Charakteristisch ist das fast immer sehr reichliche Auftreten von *Meandrospira pusilla*(HO), auch in sehr stark klastisch beeinflussten Sedimenten (z.B. in stark karbonatischen, feinkörnigen Sandsteinen vom Ulrichsberg). Allgemein soll *Meandrospira pusilla*(HO) eine stärkere tonige Verunreinigung des Substrats nicht vertragen (siehe RESCH, 1979), doch tritt *Meandrospira pusilla*(HO) vereinzelt auch in etwas stärker tonigen Sedimenten auf (z.B. Karawanken südlich Waidisch).

Die zeitliche Grenze zwischen Alpinem Buntsandstein und Werfener Schichten kann im untersuchten Bereich nicht genau gezogen werden, da gerade im Grenzbereich aussagekräftige Fossilien fehlen.

In den südalpinen Werfener Schichten sind Crinoiden, vor allem Crinoidentempestite, auf das "Cencenighe-Member", das heißt auf das oberste Skyth beschränkt.

Ähnliches gilt auch für die nordalpinen Werfener Schichten der Lammerschlucht (Salzburg) und der Ramsau bei Berchtesgaden (BRANDNER et al., 1984).

In den St. Pauler Bergen treten die ersten Crinoiden rund 16 m über dem hangendsten Buntsandstein auf, am Ulrichsberg rund 11 m; auch im Kranzwandgraben treten die ersten Crinoiden schon sehr früh auf.

Meandrospira pusilla (HO) scheint in den südalpinen Werfener Schichten erst ab dem Val-Badia-Member aufzutreten (BROGLIO LORIGA et al., 1983; GHETTI & NERI, 1983).

Auch die in den nordalpinen Werfener Schichten Kärntens bekannte Makrofossilvergesellschaftung ist in den südalpinen Werfener Schichten charakteristisch für das Val-Badia- und Cencenighe-Member. *Dinarites dalmatinus* tritt in den Südalpen erst im tieferen Cencenighe-Member auf (C. NERI, Vortrag 5. Juni 1984, Innsbruck).

Demnach wäre der Großteil der einzelnen untersuchten Profile, d.h. der jeweils gesamte crinoidenführende Profilabschnitt, zeitlich in etwa mit dem "Cencenighe-Member" der Südalpen gleichzusetzen, also auf das oberste Skyth beschränkt.

Die basalen, crinoidenfreien Werfener Schichten (geringmächtiger Anteil) würden dann zeitlich dem "Val-Badia-Member" der südalpinen Werfener Schichten entsprechen.

Ob nun in den untersuchten Profilen die Transgression der Werfener Schichten über dem Alpinen Buntsandstein mit der "Val-Badia-Transgression" der südalpinen Werfener Schichten korrelierbar ist, kann derzeit nicht nachgewiesen werden.

Die südalpinen Werfener Schichten wurden ursprünglich aufgrund der lithologischen Ausbildung und des Fossilinhaltes, neuerdings auch basierend auf Transgressions- und Regressionsabfolgen ("Eventstratigraphie") in Members untergliedert (z.B. ASSERETO et al., 1973; BROGLIO LORIGA et al., 1983). Erste Untersuchungen der Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen (Lammertal, Ramsau bei Berchtesgaden) ergaben Hinweise, daß sich die Transgressionen und Regressionen, die in den südalpinen Werfener Schichten festgestellt wurden, auch in den Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen auswirkten und sich aufgrund von Conodonten auch zeitlich einigermaßen korrelieren lassen (BRANDNER et al., 1984, MOSTLER & ROSSNER, 1984).

In den im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Profilen zeichnen sich im Skyth im wesentlichen folgende Ereignisse klar ab, die sich jedoch derzeit mit einzelnen Transgressions- oder Regressionsereignissen der südalpinen Werfener Schichten noch nicht klar korrelieren lassen:

- a) Das Einsetzen des Alpinen Buntsandsteins, zeitlich nicht faßbar.
- b) Innerhalb des Alpinen Buntsandsteins zeichnet sich im untersuchten Bereich (Riedgraben, Simmerlacher Klamm) ein weiteres Ereignis ab ("Campiller Ereignis").
- c) Das Einsetzen der Werfener Schichten in Form einer plötzlichen Transgression, zeitlich ebenfalls nicht genau belegt. Sicher ist oberstes Skyth, dieses Ereignis ist eventuell mit der Val-Badia-Transgression der Südalpen vergleichbar.
- d) Das letzte Ereignis, das sich klar abbildet, ist eine Regression am Top der Werfener Schichten im Übergangsbereich Skyth-Anis (Kranzwandgraben, St. Pauler Berge, Karawanken), die sich durch eine verstärkte klastische Zufuhr (z.T. rot gefärbte

Sandsteine) und im tiefsten Anis durch Rauhwak-
ken- und Gipsbildung deutlich bemerkbar macht.

In der Literatur wird des öfteren auf die enge
Verwandtschaft der Faunen der Werfener Schichten
im Mittelkärntner Raum (Ulrichsberg, St. Pauler
Berge) zu jenen der Südalpen hingewiesen (z.B.
ZAPFE, 1958), aber es muß auch deutlich betont wer-
den, daß bezüglich ihrer faziellen Ausbildung die
Werfener Schichten in manchen Bereichen der Nördli-
chen Kalkalpen (besonders die höheren Anteile)
den südalpinen Werfener Schichten wesentlich ähnli-
cher sind als jene des Kärntner Raumes (vgl. BARTH,
1968; MOSTLER & ROSSNER, 1977, 1984).

5.5. Mikrofossilführung der Werfener Schichten

Mikrofossilien aus den nordalpinen Werfener Schichten
Kärntens waren bisher nicht bekannt. Die im folgen-
den aufgelisteten Mikrofossilien konnten erstmals aus
den untersuchten Profilen nachgewiesen werden.

Foraminiferen und Spirorben hat freundlicher-
weise Herr Univ.-Doz. Dr. W. RESCH, Conodonten
und Fischreste Herr Univ.-Prof. Dr. H. MOSTLER
bestimmt.

Kranzwandgraben

Aus den Werfener Schichten im Kranzwandgraben
konnten folgende Mikrofossilien bestimmt werden:

Foraminiferen:

- Ammodiscus* sp.
- Arenoturrspirillina* sp.
- Glomospira* sp.
- Glomospirella* sp.
- Cornuspira* aff. *mahajeri* (BRÖNNIMANN, ZANI-
NETTI & BOZORGNIA)
- Cornuspira* sp.
- Meandrospira pusilla* (HO)

Spirorben:

- Spirorbis* cf. *phlyctaene* (BRÖNNIMANN & ZANI-
NETTI)

Conodonten:

- Hadrodontina anceps*
- Ellisonia* sp.

Fischreste:

- Saurichtys acuminatus*
- Saurichtys apicalis* (vorherrschend)
- Saurichtys* n.sp. (DONOFRIO & MOSTLER, in
Bearbeitung)
- Knochenbruchstücke

Ulrichsberg

Foraminiferen:

- Meandrospira pusilla* (HO)

Echinodermenreste (Crinoiden)

St. Pauler Berge

Foraminiferen:

- ? *Ammodiscus*
- Glomospira* sp.
- Glomospirella triphonensis* BAUD, ZANINETTI &
BRÖNNIMANN

Ostracoden

Echinodermenreste (Crinoiden-, Ophiurenreste)

Karawanken

Foraminiferen (Waidisch):

- Glomospirella shengi* HO
- Meandrospira pusilla* (HO)

Echinodermenreste (Crinoiden)

5.6. Makrofossilführung der nordalpinen Werfener Schichten Kärntens

1) Gailtaler Alpen

Erste Makrofossilfunde gehen auf GEYER (1897, 1901,
1902) zurück, der Fund von *Myacites fassaensis*
WISSMANN oberhalb von Laas bei Kötschach war aus-
schlaggebend für die richtige Einstufung dieser Serie.
SCHLAGER (1963) fand neben *Anodontophora fassaen-
sis* WISSMANN noch *Myophoria costata* ZENKER.
COLINS & NACHTMANN (1974) beschreiben aus den
Werfener Schichten der Dobratsch-Südseite das Auf-
treten von Myophorien- und *Myacites*-Arten, jedoch
ohne nähere Angaben.

Im Zuge der eigenen Untersuchungen konnte im Kranzwandgraben eine Reihe von Muscheln (u.a. *Costatoria costata* (ZENKER)) gefunden werden.

2) Ulrichsberg

Aus den Werfener Schichten Kärntens liegt von hier die bisher reichhaltigste Makrofossilfauna und Flora vor, die bereits von ZAPFE (1958) ausführlich beschrieben wurde. Auch im Zuge der eigenen Untersuchungen konnte ein recht reichhaltiges Fossilmaterial aufgesammelt werden, woraus Herr Univ.-Doz.

Dr. W. RESCH folgende Exemplare bestimmen konnte:

Natiria costata (MÜNSTER)

**Modiolus* sp. (mehrere Ex.)

cf. *Hoernesia* (mehrere Ex.)

*? *Cassianella*

Eumorphotis ? *inaequicostata* BENECKE

Eumorphotis venetiana (HAUER)

Eumorphotis sp. (1 x juvenil, 2 x radial berippt, insg. mehrere Ex.)

? *Unionites fassaensis* (WISSMANN)

**Costatoria costata* (ZENKER) (3 Ex.)

**Neoschizodus* cf. *laevigatus* (GOLDFUSS) (2 Ex.)

Myophoriidae indet. (mit wenig Rippen)

(* bisher nicht bekannt)

Weiters wurden gefunden: (? längs) berippte Gastropoden, Gastropoden-Querschnitt, verschiedene weitere Muschelabdrücke, u.a. fein berippt, *Dinarites* sp., häufig Grabgänge, viele inkohlte Pflanzenreste, v.a. Blätter (mit Mittelnerv?), auch Stammreste (Steinkerne) mit spiralen Blattnarben wurden gefunden.

Der Vollständigkeit halber seien auch die von ZAPFE (1958) bestimmten Makrofossilien aufgelistet:

Bivalvia:

Gervilleia meneghinii TOMMASI

Gervilleia cf. *polyodonta* STROMB.

Gervilleia sp. indet.

Anodontophora sp. indet.

Anodontophora fassaensis WISSM.

Pseudomonotis (Eumorphotis) venetiana (HAUER)

Pseudomonotis (Eumorphotis) cf. venetiana

(HAUER)

Pseudomonotis (Eumorphotis) cf. inaequicostata

BEN.

Pseudomonotis sp. indet.

Pseudomonotis (Eumorphotis) telleri BITTN.

Pseudomonotis (Eumorphotis) cf. telleri BITTN.

Pseudomonotis sp. indet.

Gastropoda:

Naticella costata MÜNSTER

Naticella cf. *subtilistriata* FRECH

Turbo rectecostatus HAUER

Coelostylina werfensis WITTENB.

Cephalopoda:

Dinarites mucianus (HAUER)

Dinarites laevis TOMMASI

Dinarites cf. *dalmatinus* (HAUER)

Dinarites ex aff. *tirolitoidis* KITTL

Dinarites sp.

cf. *Tirolites (Hololobus) monoptychus*? KITTL

Plantae:

Stammstücke von Lycopodiaceen (cf. *Knorria* sp. oder *Pleuromeia* sp.)

Voltzia sp. indet.

Pflanzenreste indet.

3) Aus dem Raum Christophberg (Steinbruchkogel) konnte RIEHL-HERWIRSCH (1965) *Pseudomonotis (Eumorphotis) venetiana* (HAUER) und *Gervilleia* sp. nachweisen.

4) Aus den St. Pauler und Griffener Bergen sind Makrofossilien seit den Untersuchungen von HÖFER (1894) bekannt, er konnte *Myophoria ovata* GOLDFUSS (bei Sternitz), *Avicula venetiana* HAUER (oberhalb Eis) nachweisen, was ihn dazu veranlaßte, den dazugehörigen Schichtkomplex als Campiller Schichten einzustufen.

BECK-MANNAGETTA (1955) beschreibt aus den Werfener Schichten bei Rottensteiner (E Kasparstein) *Myophoria costata* ZENKER, *Pseudomonotis (Eumorphotis) venetiana* (HAUER), *Pseudomonotis (Eumorphotis) inaequicostata* BENECKE und *Gervilleia* sp. sowie Pflanzenreste von ?? *Equisetites* (nördlich Stuber).

SEELMEIER (1961) erwähnt ohne Fundangabe aus grauen Werfener Sandsteinen *Pseudomonotis (Eumorphotis) cf. telleri* BITTNER, *Myophoria*, *Naticella costata* MÜNSTER (nicht WISSMANN!).

CHAIR & THIEDIG (1973) und THIEDIG et al. (1974) konnten unmittelbar westlich von Rottensteiner in einem Hohlweg eine interessante Ammonitenfauna mit *Dinarites laevis* TOMMASI, *Dinarites muchianus* (HAUER), *Dinarites dalmatinus* (HAUER) und *Tirolites* sp., sowie *Natiria costata* (MÜNSTER), *Pseudomonotis* (*Eumorphotis*) sp., *Gervilleia* sp. und Pflanzenreste von *Calamites* und *Pleuromeia* (?) beschrieben.

Aus demselben Bereich (Rottensteiner) konnten im Zuge der eigenen Aufnahmen ebenfalls einige Fossilien aufgesammelt und daraus folgende Arten bestimmt werden (det. W. RESCH):

- ? *Natiria costata* (MÜNSTER)
- **Modiolus* (oder *Hoernesia*)
- Eumorphotis* sp.
- *? *Unionites fassaensis* (WISSMANN)
- Costatoria costata* (ZENKER) (sehr häufig)
- Neoschizodus laevigatus* (GOLDFUSS)
- ? *Hoernesia*
- (* bisher nicht bekannt)

Ferner wurden glatte, längliche Muscheln und andere Bivalven, spätige Crinoidenreste, Fischschuppen, Grabgänge und andere Lebensspuren gefunden.

5) Aus den nordalpinen Werfener Schichten der Karawanken hat bereits TELLER (1898) folgende Arten bekanntgemacht:

- Pseudomonotis clarai* (EMMRICH)
- Naticella costata* MÜNSTER
- Avicula venetiana* HAUER
- Myophoria costata* ZENKER

Pseudomonotis clarai (EMMRICH), heute *Claraia clarai*, reicht im südalpiner Skyth nicht über das Seis-Member hinaus (BROGLIO-LORIGA et al., 1983, vgl. auch GHETTI & NERI, 1983). Bei der von TELLER (1898) angegebenen *Pseudomonotis clarai* handelt es sich vermutlich um eine Fehlbestimmung (evtl. *Eumorphotis*), oder dieser Fund stammt nicht aus den Werfener Schichten heutiger Auffassung, die erst mit dem Val-Badia-Member einsetzen, sondern aus dem marinen Alpenen Buntsandstein, aus dem Muschelabdrücke ebenfalls bekannt sind.

Aus Koprein-Petzen, östlich von Eisenkappel (südl. Wirtshaus "Riepl") konnten in den Werfener Schichten mehrere Exemplare von ?*Unionites fassaensis* (WISSMANN) und ?*Neoschizodus laevigatus* (GOLDFUSS) gefunden werden.

Dank

Folgenden Personen danke ich sehr herzlich für zahlreiche Diskussionsbeiträge und Hinweise: Univ.-Prof. Dr. H. Mostler, Univ.-Doz. Dr. W. Resch, Univ.-Doz. Dr. R. Brandner, Dr. D.A. Donofrio, Dr. V. Stingl, G. Poscher und M. Riml, alle vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck.

Herrn Univ.-Prof. Dr. H. Mostler und besonders Herrn Univ.-Doz. Dr. W. Resch danke ich außerdem für die Bestimmung des Fossilmaterials.

Herrn Dr. R. Tessadri gebührt ein herzliches Dankeschön für die Durchführung der Mikrosondenanalysen.

Die Arbeit wurde finanziert durch den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich, Projekt Nr. 4453.

Legende zu den Beilagen 1-5

-  Kalk
-  Dolomit
-  sandiger Kalk
-  Rauhwanne
-  Lumachelle (MF VIII)
-  Crinoidenschuttlagen (MF VI)
-  Tonschiefer-Siltsteine (MF I)
-  Sandst. (i.d. Werfener Sch. MF II, IV, V)
-  schräggeschichtete Sandsteine, vereinzelt Kiesgerölle
-  aufgearbeitete Tonschieferflatschen (in Rinnen)
-  Konglomerate
-  Rippeln
-  Trockenrisse
-  Makrofossilien (meist Muscheln)
-  Crinoidenreste
-  F Foraminiferen
-  D *Diplocraterion*
-  R *Rhizocorallium*
-  Pflanzenreste

LITERATUR

- AIGNER, T. (1979): Schill-Tempestite im Oberen Muschelkalk (Trias, SW-Deutschland). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 157, 326-343, Stuttgart.
- AMEROM, H.W.J. van, BOERSMA, M. & NIEDERMAYR, G. (1976 a): Notes on the sedimentology and paleobotany of the Werfener Schichten in the western Gailtaler Alps near Kötschach (Carinthia, Austria). - Geol. en Mijnbouw 55, 218-226, Amsterdam.
- AMEROM, H.W.J. van, BOERSMA, M. & NIEDERMAYR, G. (1976 b): Bericht über erste Pflanzenfunde aus der Trias-Basis der westlichen Gailtaler Alpen bei Kötschach (Kärnten, Österreich). - Carinthia II, 166/86, 103-112, Klagenfurt.
- AMEROM, H.W.J. van, ANGERER, H. & MOSTLER, H. (1982): Über eine Autuno-Stephanische Flora aus den Kristbergschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). - Jb. Geol. B.-A. 124/2, 283-323, Wien.
- AMPFERER, O. (1930): Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. - Jb. Geol. B.-A. 80/3-4, 407-451, Wien.
- AMPFERER, O. (1932): Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. - Geol. B.-A., 125 S., Wien.
- ANGER, H. (1964): Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken. - Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 97 S.
- ANGERER, H. (1978): Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). - Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 152 S.
- ANGERER, H., HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1976): Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, 7/8, 1-57, Innsbruck.
- ASSERETO, R., BOSELLINI, A., FANTINI-SESTINI, N. & SWEET, W.C. (1973): The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). - Memoir Canad. Soc. Petroleum Geol. 2, 176-199, Calgary/Alberta.
- BARNES, J.J. & KLEIN G. de V. (1975): Tidal deposits in the Zabriskie Quartzite (Cambrian), eastern California and western Nevada. - In: GINSBURG, R.N. (ed.): Tidal deposits. - Springer, New York, 163-169.
- BARNICK, H. (1962): Tektonite aus dem Verband der permotriadischen Basisschichten der mesozoischen Auflagerung auf der Nördlichen Grauwackenzone. - Verh. Geol. B.A. 1962/2, 295-316, Wien.
- BARTH, W. (1968): Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 131/2, 119-177, Stuttgart.
- BASKIN, Y. (1956): A study of authigenic feldspars. - Journ. Geol. 64, 132-155, Chicago.
- BAUER, F.K. (1970): Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. - Jb. Geol. B.-A. 113, 189-246, Wien.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1953), mit Beiträgen von ZAPFE, H.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. - In: KÜPPER, H. (Hrsg.): Skizzen zum Antlitz der Erde. Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. KOBER, Universität Wien (Kober-Festschrift), 131-147, Hollinek, Wien.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1955): Der Bau der östlichen St. Pauler Berge. - Jb. Geol. B.-A. 98, 67-92, Wien.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1963): Die geologischen Verhältnisse des Salzburger Waldes SW St. Andrä i.L. (Kärnten). - Verh. Geol. B.-A. 1963, 109-127, Wien.
- BEMMELEN, R. van (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). Erster Teil. - Jb. Geol. B.-A. 100, 179-212, Wien.
- BEMMELEN, R. van (1961): Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). Zweiter Teil. - Jb. Geol. B.-A. 104, 213-237, Wien.
- BLATT, H. (1967): Original characteristics of clastic quartz grains. - Journ. Sed. Petrol. 37, 401-424.
- BLATT, H. (1982): Sedimentary Petrology. - Freeman, San Francisco, 564 S.
- BRANDNER, R., DONOFRIO, D.A., KRÄINER, K., MOSTLER, H., RESCH, W. & STINGL, V. (1984): Correlation of transgressional and regressional events in the Lower Triassic of the Northern and Southern Alps (Buntsandstein-, Servino-, Werfen-Formation). - 5th European regional meeting of sedimentology (IAS), Marseille, April 1984, poster presentation, abstract (2 S.).
- BRENCHLEY, P.J. (1969): Origin of matrix in Ordovician greywackes, Berwyn Hills, North Wales. - Journ. Sed. Petrol. 39, 1297-1301, Menasha.
- BROGLIO LORIGA, C., MASETTI, D. & NERI, C. (1983): La Formazione di Werfen (Scilico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia. - Riv. Ital. Paleont. 88, 4, 501-598, Mailand.
- BUGGISCH, W. (1978): Die Grödener Schichten (Perm, Südalpen). - Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. - Geol. Rdsch. 67, 149-180, Stuttgart.
- BUGGISCH, W., FLÜGEL, E., LEITZ, F. & TIETZ, G.-F. (1976): Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. - Geol. Rdsch. 65, 649-690, Stuttgart.
- CANT, D.J. (1978): Development of a facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation. - In: MIAL, A.D. (ed.): Fluvial Sedimentology. - Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem. 5, 627-639, Calgary, Alberta.
- CANT, D.J. & WALKER, R.G. (1976): Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. - Can. J. Earth. Sci. 13, 102-119.
- CATHREIN, A. (1886): Zur Gliederung des rothen Sandsteines in Nordosttirol. - Verh. Geol. R.-A. 1886/13, 307-311, Wien.
- CHAIR, M. & THIEDIG, F. (1973): Ein bedeutsamer Ammonitenfund in den Werfener Schichten (Skyth) der St. Pauler Berge in Ostkärnten (Österreich). - Der Karinthin 69, 60-63, Klagenfurt.
- COLINS, E. & NACHTMANN, W. (1974): Die permotriadische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 4, 2, 1-43, Innsbruck.
- COMPTON, R.R. (1962): Manual of field geology. - John Wiley, New York, 378 S.

- CUMMINS, W.A. (1960): The graywacke problem. - Liverpool Manchester Geol. J. 3, 51-72, Liverpool.
- DICKINSON, W.R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arcose. - Journ. Sed. Petrol. 40, 695-707, Menasha.
- DOTT, R.H. (1964): Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification? Journ. Sed. Petrol. 34, 625-632, Menasha.
- EISBACHER, G. (1963): Sedimentpetrographische Untersuchungen am alpinen Buntsandstein im Raume Innsbruck-Saalfelden. - Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 85 S.
- EXNER, Ch. (1974): Granitgerölle im Permo-Skyth-Sandstein des Drauzuges bei Stockenboi (Kärnten). - Verh. Geol. B.-A. 1974/1, 131-137, Wien.
- FOLK, R.L. (1968): Bimodal supermature sandstones: product of the desert floor. - XXIII. International Geological Congress, vol. 8, 9-32.
- FOLK, R.L. (1971): Longitudinal dunes of the north-western edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia, 1. geomorphology and grain size relationships. - Sedimentology 16, 5-54, Amsterdam.
- FOLK, R.L. (1974): Petrology of sedimentary rocks. - Hemphill, Austin/Texas, 182 S.
- FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E. (1978): Principles of sedimentology. - John Wiley, New York, 792 S.
- FRITSCH, W. (1961): Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. - Carinthia II, 151/71, 52-57, Klagenfurt.
- FÜCHTBAUER, H. (1967): Der Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Sandsteindiagenese im mittleren Buntsandstein. - Sed. Geol. 1, 159-179, Amsterdam.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine (Sediment-Petrologie, Teil II). - Schweizerbart, Stuttgart (3. Aufl.), 784 S.
- GEYER, G. (1897): Zur Stratigraphie der Gailthaler Alpen in Kärnten. - Verh. k.k. Geol. R.-A. 1897/5, 114-127, Wien.
- GEYER, G. (1899): Über die geologischen Aufnahmen im Westabschnitt der Karnischen Alpen. - Verh. k.k. Geol. R.-A. 1899/3, 89-116, Wien.
- GEYER, G. (1901): Erläuterungen zur Geologischen Karte Oberdrauburg-Mauthen. - Verlag der k.k. Geol. R.-A. Wien, 85 S.
- GEYER, G. (1903): Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. - Verh. k.k. Geol. R.-A. 1903/9, 165-195, Wien.
- GHETTI, S. & NERI, C. (1983): La Formazione di Werfen (Trias inferiore) della Valsugana (Trento). - Studi Trentini di Scienze Naturali 60, Acta Geologica, 135-164, Trento.
- GÜMBEL, C.W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. - Verlag Justus Perthes, Gotha, 950 S.
- HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1978): Intraskythische, exogen (mechanisch-)sedimentäre Cu-Vererzung im Montafon (Vorarlberg). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 8 (Festschrift W. Heißel), 183-207, Innsbruck.
- HAMMER, W. (1918): Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). - Jb. k.k. Geol. R.-A. 78, 205-258, Wien.
- HAMMER, W. (1920): Die Erzführung des Verrucano in Westtirol. - Verh. Geol. Staatsanst. 1920/4, 77-88, Wien.
- HAUER, F., Ritter von (1853): Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nord-östlichen Alpen. - Jb. k.k. Geol. R.-A. 1853, 715-784, Wien.
- HEIM, D. (1976): Über die Feldspäte im Germanischen Buntsandstein, ihre Korngrößenabhängigkeit, Verbreitung und paläogeographische Bedeutung. - Geol. Rdsch. 65, 943-970, Stuttgart.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K. (1982): Zur Genese der Augengneise der Ostalpen. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1982, 4, 211-239, Stuttgart.
- HEINISCH, H., SCHMIDT, K. & SCHUH, H. (1984): Zur geologischen Geschichte des Gailtalkristallins im unteren Lesachtal westlich von Kötschach-Mauthen (Kärnten/Osterreich). - Jb. Geol. B.-A. 126/4, 477-486, Wien.
- HEISSEL, W. (1972): Permoskythische Ablagerungen im Tiroler Raum. - Verh. Geol. B.-A. 1972, 163-165, Wien.
- HÖFER, H. (1894): Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten. - Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 467-487, Wien.
- HOUTEN, F.B. van (1968): Iron oxides in red beds. - Geol. Soc. Am. Bull. 79, 399-416.
- KAHLER, F. & WOLSEGGGER, H. (1934): Zur Geologie des Gebietes nördlich von Klagenfurt. - Carinthia II, 123-124/43-44, 1-33, Klagenfurt.
- KAISER, J. (1971): Beitrag zur Geologie des Raumes um den Ulrichsberg NNW Klagenfurt (Kärnten). - Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 155 S.
- KASTNER, M. (1971): Authigenic feldspars in carbonate rocks. - Am. Mineral. 56, 1403-1422, Washington.
- KASTNER, M. & SIEVER, R. (1979): Low temperature feldspars in sedimentary rocks. - Am. Journ. Sci. 279, 435-479.
- KLEIN, G. de V. (1970): Tidal origin of a Precambrian quartzite - the lower fine-grained quartzite (Middle Dalradian) of Islay, Scotland. - Journ. Sed. Petrol. 40, 973-985, Menasha.
- KLEIN, G. de V. (1975): Paleotidal range sequences, Middle Member, Wood Canyon Formation (Late Precambrian), eastern California and western Nevada. - In: GINSBURG, R.N. (ed.): Tidal Deposits. - Springer, New York, 171-177.
- KLEIN, G. de V. (1977): Tidal circulation model for deposition of clastic sediment in epeiric and mioclinical shelf seas. - Sed. Geol. 18, 1-12, Amsterdam.
- KRAINER, K. (1981): Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyths im Stanzer Tal/Arlberg (Westtirol) unter besonderer Berücksichtigung der Hangendquarzite. - Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 106 S.
- KRAINER, K. (1982): Zur Sedimentologie und Vererzung der "Hangendquarzite" im Stanzer Tal/Arlberggebiet (Tirol). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 12, 4, 81-94, Innsbruck.
- KRYNINE, P.D. (1946): The tourmaline group in sediments. - Journ. Geol. 54, 2, 65-87, Chicago.
- KUEHN, O. (1962) (Hrsg.): Lexique stratigraphique internationale, 1, Europe; fasc. 8, Autriche, Paris (CNRS), 646 S.
- LEICHTFRIED, W. (1978): Feinstratigraphische Untersuchungen im Permoskyth des Montafon (Vorarlberg). - Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 161 S.

- LILL v. LILIENBACH, A. (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen. Jb. f. Mineralogie, Geognosie, Geologie u. Petrefaktenkunde, 1. Jg., 151-220, Verlag Georg Reichard, Heidelberg.
- McKEE, E.D., CROSBY, E.J. & BERRYHILL; H.L. (1967): Flood deposits, Bijou Creek, Colorado. - Journ. Sed. Petrol. 37, 829-851, Menasha.
- MIALL, A.D. (1977): A review of the braided river depositional environment. - Earth Sci. Rev. 13, 1-62, Amsterdam.
- MIALL, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. - In: MIALL, A.D. (Ed.): Fluvial Sedimentology. - Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem. 5, 597-604, Calgary/Alberta.
- MIALL, A.D. (1981): Analysis of fluvial depositional systems. - Am. Ass. Petr. Geol., Education Course Note Series 20, 75 S., Tulsa, Oklahoma.
- MOSTLER, H. (1972 a): Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. - Verh. Geol. B.-A. 1972, 143-149, Wien.
- MOSTLER, H. (1972 b): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). - Verh. Geol. B.-A. 1972, 155-162.
- MOSTLER, H. (1972 c): Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). - Verh. Geol. B.-A. 1972, 171-174, Wien.
- MOSTLER, H. (1982): Erzlagerstätten in der postvariszischen Transgressionsserie im Arlberggebiet. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. 2, 131-136, Wien.
- MOSTLER; H. & ROSSNER, R. (1977): Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anischen Grenzschiechten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 6, 2, 1-44, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1984): Mikrofazies und Palökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. - FACIES 10, 87-144, Erlangen.
- NIEDERMAYR, G. (1975): Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressionsserie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. - Mitt. Geol. Ges. Wien 66/67, 1973/1974, 105-126, Wien.
- NIEDERMAYR, G., SEEMANN, R. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1978): Die Perm-Trias-Grenze im westlichen Drauzug, Kärnten-Osttirol. - Ann. Naturhist. Mus. Wien 81, 1-17, Wien.
- NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & BERAN, A. (1979): Diagenetisch gebildeter Magnesit und Dolomit in den Grödener Schichten des Dobratsch, Kärnten, Österreich. - Geol. Rdsch. 68, 979-995, Stuttgart.
- NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & SEEMANN, R. (1980): Magnesit in der Untertrias des westlichen Drauzuges, Kärnten, Osttirol. - Carinthia II, 170/90, 91-102, Klagenfurt.
- NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E., BERAN, A. & SEEMANN, R. (1981): Magnesit im Perm und Skyth der Ostalpen und seine petrogenetische Bedeutung. - Verh. Geol. B.-A. 1981/2, 109-131, Wien.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1982): Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permo-skythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. - Verh. Geol. B.-A. 1982/2, 33-51, Wien.
- NIEDERMAYR, G., MULLIS, J., NIEDERMAYR, E. & SCHRAMM, J.M. (1984): Zur Anchimetamorphose permo-skythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Kärnten-Osttirol (Österreich). - Geol. Rdsch. 73, 207-221, Stuttgart.
- ODOM, I.E. (1975): Feldspar-grain size relations in Cambrian arenites, upper Mississippi Valley. - Journ. Sed. Petrol. 45, 636-650, Menasha.
- ODOM, I.E., DOE, T.W. & DOTT, R.H. (1976): Nature of feldspar-grain-size relations in some quartz-rich sandstones. - Journ. Sed. petrol. 46, 862-870, Menasha.
- PETERS, K. (1854): Die salzburgischen Kalkalpen im Gebiet der Saale. - Jb. k.k. Geol. R.-A. 1854/1, 116-142, Wien.
- PETTIJOHN, F.J. (1975): Sedimentary rocks. - Harper & Row, New York, 628 S. (3rd edition).
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1972): Sand and sandstone. - Springer, New York, 618 S.
- PICHLER, A. (1856): Zur Geognosie der nordöstlichen Kalkalpen Tirols. - Verh. k.k. Geol. R.-A. 1856/4, 717-738, Wien.
- PITTMAN, E.D. (1969): Destruction of plagioclase twins by stream transport. - Journ. Sed. Petrol. 39, 1432-1437, Menasha.
- POTTER, P.E. (1978): Petrology and chemistry of modern big river sands. - Journ. Geol. 86, 423-449, Chicago.
- POWERS, M.C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. - Journ. Sed. Petrol. 23, 117-119, Menasha.
- REINECK, H.E. (1972): Tidal flats. - In: RIGBY, J.K. & HAMBLIN, W.K. (eds): Recognition of ancient sedimentary environments. - Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ. 16, 146-159.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. (1980): Depositional sedimentary environments. - Springer, New York, 549 S (2nd ed.).
- RESCH, W. (1979): Zur Fazies-Abhängigkeit alpiner Trias-Foraminiferen. - Jb. Geol. B.-A. 122/1, 181-249, Wien.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1965): Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christophberges, Kärnten-Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 14/15, 1963/1964, 229-266, Wien.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1966): Beitrag zur Geologie des Berglandes östlich vom Magdalensberg (Kärnten). - Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 255 S.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. & WASCHER, W. (1972): Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). - Verh. Geol. B.-A. 1972, 127-138, Wien.
- RUST, B.R. (1978): Depositional models for braided alluvium. - In: MIALL, A.D. (ed.): Fluvial sedimentology. - Canad. Soc. Petrol., Mem. 5, 605-625, Calgary/Alberta.

- SCHLAGER, W. (1963): Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 13, 1962, 41-120, Wien.
- SCHRAMM, J.M., GOSEN, W. von, SEEGER, M. & THIEDIG, F. (1982): Zur Metamorphose variszischer und postvariszischer Feinklastika in Mittel- und Ostkärnten (Österreich). - Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 53, 169-179, Hamburg.
- SEELMEIER, H. (1940): Geologische Beobachtungen in der Umgebung des Christophberges und St. Magdalensberges. - Z. dt. Geol. Ges. 92, 430-441, Berlin.
- SEELMEIER, H. (1961): Ein Beitrag zur Stratigraphie der St. Pauler Berge. - Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. 98, 1-7, Wien.
- STABLEIN, L.K. & DAPPLES, E.C. (1977): Feldspars of the Tunnel City Group (Cambrian), Western Wisconsin. - Journ. Sed. Petrol. 47, 1512-1538, Menasha.
- STINGL, V. (1981): Zur Sedimentologie und Vererzung des Permoskyths im Raum Arlberg unter besonderer Berücksichtigung des Alpinen Verrucano. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck, 109 S.
- STINGL, V. (1982): Sedimentologie und Vererzung des Alpinen Verrucano im Stanzertal (Tirol). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 12, 3, 71-80, Innsbruck.
- STINGL, V. (1983): Ein Beitrag zur Fazies der Prebichlschichten zwischen st. Johann i.T. und Leogang (Tirol/Salzburg). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 12, 10, 207-233, Innsbruck.
- STINGL, V. (1984): Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten bei Leogang (Salzburg). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 14, 1, 1-19, Innsbruck.
- STREHL, E., NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & PAK, E. (1980): Die Gipsvorkommen an der Südseite des Dobratsch (Villacher Alpe), Kärnten. - Carinthia II 170/90, 77-89, Klagenfurt.
- TELLER, F. (1898): Erläuterungen zur Geologischen Karte Eisenkappel und Kanker. - Verlag der k.k. Geol. R.-A. Wien, 142 S.
- THIEDIG, F. & CHAIR, M. (1974): Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich). - Carinthia II 164/84, 105-113, Klagenfurt.
- THIEDIG, F., CHAIR, M., DENSCHE, P., KLUSSMANN, D. & SEEGER, M. (1975): Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens - Österreich. - Verh. Geol. B.-A., 1974/2-3, 269-279, Wien.
- TOLLMANN, A. (1972): Alter und Stellung des Alpinen Verrucano in den Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A. 1972, 83-95, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nord-alpinen Mesozoikums. - F. Deuticke, Wien, 580 S.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. 1, Die Zentralalpen. - F. Deuticke, Wien, 766 S.
- TUNBRIDGE, I.P. (1981): Sandy high energy flood sedimentation - some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. - Sed. Geol. 28, 79-96, Amsterdam.
- TURNER, F.J. & GILBERT, Ch.M. (1982): Igneous rocks (part one). - In: WILLIAMS, H., TURNER, F.J. & GILBERT, Ch.M. (eds): Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections. - Freeman, San Francisco, 626 S. (2nd ed).
- TURNER, P. (1974): Origin of red beds in the Ringerike Group (Silurian) of Norway. - Sed. Geol. 12, 215-235, Amsterdam.
- VISHER, G.S. (1969): Grain size distributions and depositional processes. Journ. Sed. Petrol. 39, 1074-1106, Menasha.
- VISWANATHIAH, M.N. & GOVINDA RAO SINDHIA, M.R. (1968): Occurrence of authigenic feldspars in arcogenic sandstones of Kaladgi Formation, Badami, Mysore State, India. - Journ. Sed. Petrol. 38, 1344-1347, Menasha.
- VOLL, G. (1969): Klastische Mineralien aus Sedimentgesteinen der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. - Habilitationsschrift TU Berlin.
- WALKER, T.R. (1967): Formation of red beds in modern and ancient deserts. - Geol. Soc. Am. Bull. 78, 353-368.
- WALKER, T.R. (1974): Formation of red beds in moist tropical climates: a hypothesis. - Geol. Soc. Am. Bull. 85, 633-638.
- WALKER, T.R. (1976): Diagenetic origin of red beds. - In: FALKE, H. (ed.): The Continental Permian in Central, West and South Europe. - Reidel, Dordrecht, 240-282.
- WARCH, A. (1973): Die Permotrias der nördlichen Gailtaler Alpen. - Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 171 S.
- WARCH, A. (1979): Perm und Trias der nördlichen Gailtaler Alpen. - Carinthia II, Sh. 35, 111 S., Klagenfurt.
- WARREN, A. (1972): Observations on dunes and bimodal sands in the Tenere desert. - Sedimentology 19, 37-44, Amsterdam.
- WASCHER, W. (1969): Zur Geologie der Trias des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling). - Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 204 S.
- WHETTEN, J.T. & HAWKINS, J.W. (1970): Diagenetic origin of graywacke matrix minerals. - Sedimentology 15, 347-361, Amsterdam.
- WILLIAMS, P.F. & RUST, B.R. (1969): The sedimentology of a braided river. - Journ. Sed. Petrol. 39, 649-679, Menasha.
- WILSON, M.D. & PITTMAN, E.D. (1977): Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. - Journ. Sed. Petrol. 47, 3-31, Menasha.
- WOLTER, L., THIEDIG, F., PESCH, P., HALAMIC, J. & APPOLD, T. (1982): Geologie und Tektonik des Krappfeld-Mesozoikums (Ebersteiner Trias) in Kärnten/Österreich. - Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 53, 207-248, Hamburg.
- ZAPFE, H. (1958): Die Fauna der Werfener Schichten vom Ulrichsberg bei Klagenfurt in Kärnten. - Verh. Geol. B.-A. 1958, 155-164, Wien.

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TAFELN

TAFEL 1

Abb. 1:
Unreifer Grobsandstein (lithischer Arenit) ausschließlich aus Komponenten des unterlagernden Kristallins zusammengesetzt (metamorphe Gesteinsbruchstücke, poly- und monokristalliner Quarz, Feldspat). Unterrotliegend, Riedgraben. Probe AI 45, + N.

Abb. 2:
Reifer Sandstein (Sublitharenit), gut gerundet und sortiert, leicht gradiert, aus dem marinen unteren Alpenen Buntsandstein vom Riedgraben. Probe AI 54, // N.

Abb. 3:
Vulkanisches Gesteinsbruchstück (Einsprenglinge von hpts. Porphy Quarz und etwas Feldspat in dunkler, felsitischer Grundmasse) aus den intrapermischen Vulkaniten. Oberrotliegend, Riedgraben. Probe AI 51, // N.

Abb. 4:
"Vulkanische Chertkomponenten", durch starke Hämatitpigmentierung dunkel gefärbt, ebenfalls Aufarbeitungsprodukte des intrapermischen Vulkanismus. Basales Oberrotliegend, Riedgraben. Probe AI 49; // N.

Abb. 5:
Grobkörniger "vulkanoklastischer" Sandstein (lithischer Arenit) aus dem basalen Oberrotliegend im Riedgraben. Hoher Anteil an vulk. Gesteinsbruchstücken, vulk. Chertkomponenten (durch starke Hämatitpigmentierung dunkel gefärbt) und Porphy Quarzen. Probe AI 49, // N.

Balkenlänge bei allen Abbildungen 1 mm

TAFEL 2

Abb. 1:
Unreifer, schlecht sortierter und schlecht gerundeter Sandstein (lithischer Arenit) mit einem hohen Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten und relativ viel Feldspat. Oberer Alpiner Buntsandstein, Riedgraben. Probe AI 12, + N.

Abb. 2:
Gerundetes, detritisches Feldspatkorn mit deutlich sichtbarem, authigenem Anwachssaum. Der Anwachssaum ist idiomorph weitergewachsen und hat dabei Quarzzement (auch als Anwachssaum) verdrängt (Pfeil). Oberer Alpiner Buntsandstein, Dobratsch-Südseite. Probe TU 1, + N (Detailaufnahme von Abb. 2, 3, auf Tafel 4).

Abb. 3:
Bimodaler, quarzreicher Sandstein (äolisch?), Feinfraktion angular-subangular, Grobfraktion gerundet-gut gerundet. Oberer Alpiner Buntsandstein, Dobratsch-Südseite. Probe TU 2, + N.

Abb. 4:
Als Vergleich zu Abb. 3 bimodaler, superreifer Quarzsandstein äolischer Entstehung. Nubischer Sandstein, Umm Bugma (Sinai, Ägypten), + N.

Abb. 5:
Lithischer Arenit, mäßig gut bis gut sortiert, subrounded bis teilweise rounded; deutlich besserer Reifegrad als im Alp. Buntsandstein vom Riedgraben (vgl. Abb. 1). Feldspäte (F) relativ frisch und mit deutlich sichtbaren Anwachssäumen (optisch anders

orientiert als der detritische Kern). Oberer Alpiner Buntsandstein (marin?) bei Rottensteiner, St. Pauler Berge, Probe Rot 2, + N.

Balkenlänge 1 mm, bei Abb. 2 0.1 mm

TAFEL 3

Abb. 1:
Bioturbate Sandsteinbank, dunkler gefärbte Grabgänge von *Diplocraterion*. Gezeitenfazies, Alp. Buntsandstein südlich Waidisch (Karawanken). Länge des Stiftes ca. 14 cm.

Abb. 2:
Bioturbate Sandsteinbank, dm-tiefe, senkrechte Grabgänge von *Diplocraterion*. Gezeitenfazies, Alp. Buntsandstein südlich Waidisch (Karawanken).

Abb. 3:
Rhizocorallium (Pfeile) in grünlichgrauen siltigen Ton-schiefern bis Siltsteinen. Gezeitenfazies, Alp. Buntsandstein südlich Waidisch (Karawanken). Hammer-spitze ca. 2 cm lang.

Abb. 4:
Nahezu symmetrisch ausgebildete Kleinrippeln mit gebogenem Kammverlauf. Gezeitenfazies, Alp. Buntsandstein, südlich Waidisch (Karawanken).

Abb. 5:
Schichtfläche mit nur mehr undeutlich erkennbaren Kleinrippeln und *Diplocraterion*. Gezeitenfazies, Alp. Buntsandstein südlich Waidisch (Karawanken). Länge des Stiftes ca. 13 cm.

Abb. 6:
Unregelmäßig bioturbate Sandsteinbank mit etwas Magnesitführung. Gezeitenfazies, Alp. Buntsandstein südlich Waidisch (Karawanken).

TAFEL 4

Abb. 1:
Reifer Sandstein (Sublitharenit), gut sortiert und gut gerundet, mit Gips als Zement. Gezeitenrinne, Alp. Buntsandstein südl. Waidisch (Karawanken). Probe WD 31, + N.

Abb. 2:
Arkose, gut gerundet und sortiert, gut ausgewaschen und zementiert: Quarz- und Feldspatanwachssäume sind deutlich sichtbar. Die Feldspäte (F) sind häufig zu Körnern mit rhombischer Umrißform weitergewachsen (vgl. auch Tafel 2, Abb. 2). Oberer Alpiner Buntsandstein (marin?), Dobratsch-Südseite, Probe TU 1, // N.

Abb. 3:
Gleicher Bildausschnitt wie Abb. 2, jedoch + N.

Abb. 4:
Zu idiomorphen Körnern mit rhombischer Umrißform weitergewachsene Feldspäte, dabei Quarz verdrängend (Pfeil). Arkose, basale Werfener Schichten, Ulrichsberg. Probe UB-W 8, + N.

Abb. 5:
Reifer Sandstein (Sublitharenit), gut gerundet und sortiert, Karbonatzement. Sandsteinbank mit Herringbone-Schrägschichtung (Gezeitenbereich), tiefere Werfener Schichten, südlich Waidisch (Karawanken). Probe WD 33, // N.

Abb. 6:
(cf.) *Cornuspira* (axial) aus stark karbonatführendem, feinkörnigem Sandstein. Werfener Schichten, St. Pauler Berge (bei Untermittlerdorf). Probe UM 26, // N. Die kalkige, nicht nachweislich agglutinierte Gehäusewand zeigt bei sehr starker Vergrößerung örtlich einsetzende Umkristallisation. Trotzdem hat die Gehäusewand große Ähnlichkeit mit bezüglich der Gehäuseform sicheren Ammodiscidae (*Hemidiscus* sp.) der gleichen Probe.

TAFEL 5

Abb. 1:
Feinkörnige Arkose, Feldspäte mit Anwachssäumen, häufig zu idiomorphen Körnern mit rhombischem Umriß weitergewachsen (Pfeil), dabei Quarz verdrängt. Basale Werfener Schichten, Ulrichsberg. Probe UB-W 8, + N.

Abb. 2:
Feinkörniger, stark karbonatführender Sandstein (MF IV) mit Foraminiferen (vgl. Tafel 4, Abb. 6, und Tafel 6, Abb. 1) und Crinoidenresten (C). Werfener Schichten, St. Pauler Berge (Untermittlerdorf). Probe UM 26, + N.

Abb. 3:
Unreifer Sandstein (lithischer Arenit-arkosischer Arenit), schlecht sortiert und gerundet, matrixreich. Werfener Schichten, Riedgraben. Probe AI 18, + N.

Abb. 4:
Klastisch beeinflusster Karbonatsiltit (MF V) mit eingestreuten Crinoidenresten und aufgearbeiteten, länglichen, mikritischen, häufig glaukonitisierten Intraklasten (dunkel). Werfener Schichten, Kranzwandgraben. Probe KW 6, // N.

Abb. 5:
Dünne, glimmerreiche Siltlage mit Convolute Bedding (Wickelschichtung). Helle, feinkörnige Sandsteinlage darunter wurde von der Wickelschichtung nicht erfaßt. Werfener Schichten, Kranzwandgraben. Probe KW 23, polierter Anschliff.

Abb. 6:
Feinkörnige Sandsteinbank mit nahezu symmetrisch gebauten Kleinrippeln und deutlich sichtbarer interner Schrägschichtung. Werfener Schichten, Kranzwandgraben. Probe KW 39, polierter Anschliff.

TAFEL 6

Abb. 1:
Stark karbonatführender Sandstein (MF IV) mit Foraminiferen (? *Cornuspira*, axial, siehe Taf. 4, Abb. 6). Werfener Schichten, St. Pauler Berge. Probe UM 26, // N, Balkenlänge 0.5 mm.

Abb. 2:
Lumachelle mit siltiger Grundmasse (MF VII). Werfener Schichten, Kranzwandgraben. Probe KW 1f, // N, Balkenlänge 1 mm.

Abb. 3:
Crinoidenschuttlage (MF VI), leicht gradiert, terrigen beeinflusst (Quarz, Glimmer). Werfener Schichten, Kranzwandgraben. Probe KW 7, // N, Balkenlänge = 1 mm.

Abb. 4:
Biogenführender Mikrit mit terrigenem Detritus (MF IX). Werfener Schichten südlich Waidisch. Probe WD 2X, // N, Balkenlänge = 1 mm.

Abb. 5:
Lumachelle (MF VII) mit Crinoidenresten und *Meandrospira pusilla* (HO). Werfener Schichten, Kranzwandgraben. Probe KW 1j, // N, Balkenlänge = 0.5 mm.

Abb. 6:
Leicht terrigen beeinflusster Biopelmikrit mit *Ammodiscus parapriscus* HO (versch. Schnittlagen) aus dem Grenzbereich Skyth/Anis im Riedgrabenprofil. Probe AI 24, // N, Balkenlänge = 0.8 mm.

TAFEL 7

Abb. 1:
Stark terrigen beeinflusster Biomikrit (MF VIII) mit Foraminiferen (*Glomospirella triphonensis*) und Crinoidenresten. Werfener Schichten, St. Pauler Berge (Rottensteiner). Probe Rot 9, // N, Balkenlänge = 0.5 mm.

Abb. 2:
Hemidiscus sp. in stark karbonatführendem Sandstein. Werfener Schichten, St. Pauler Berge. Probe UM 26, // N, Balkenlänge = 0.1 mm.

Abb. 3:
Leicht terrigen beeinflusster Karbonatsiltit (MF V) mit Foraminiferen und vereinzelt Crinoidenresten. Werfener Schichten, Kranzwandgraben. Probe KW 32, // N, Balkenlänge = 0.5 mm.

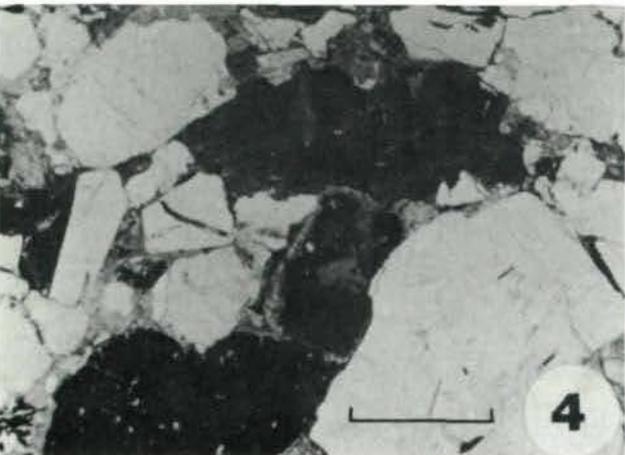
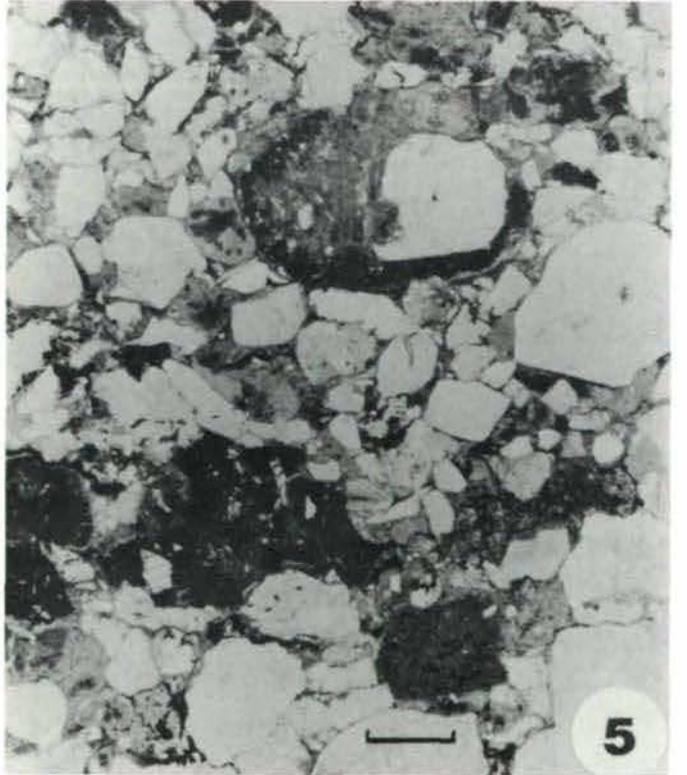
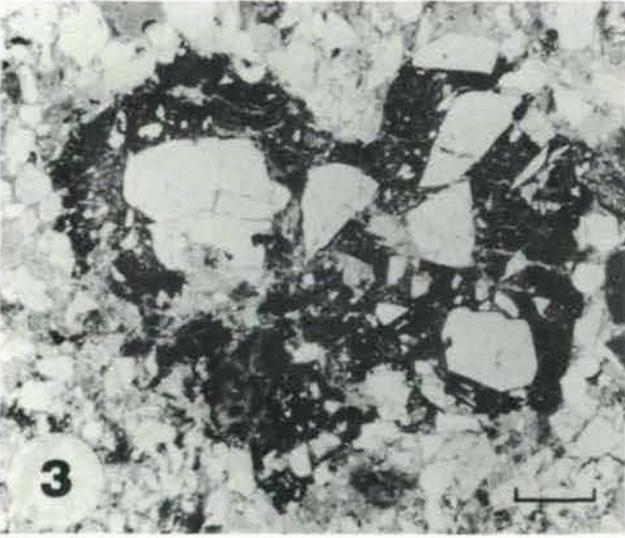
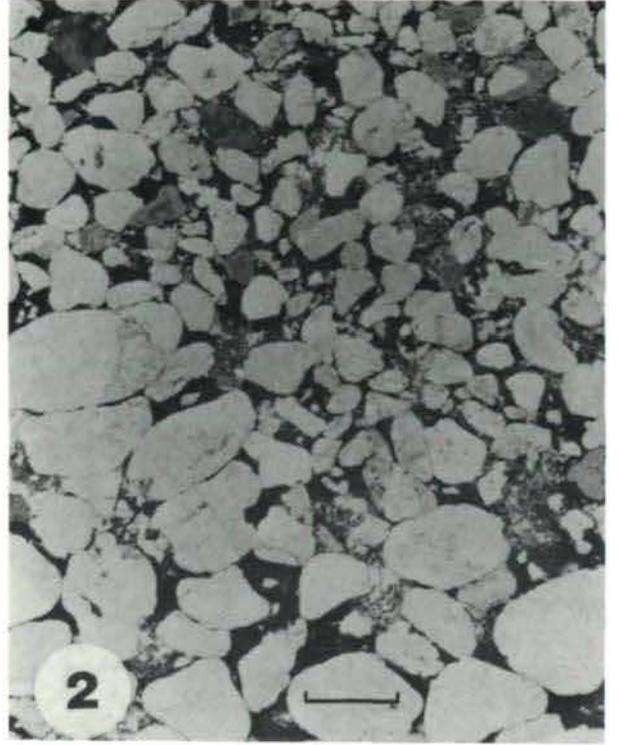
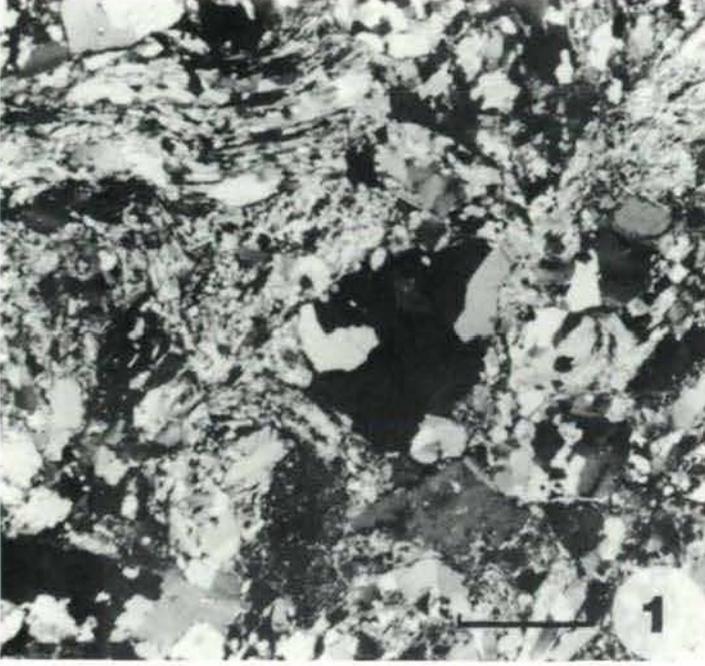
Abb. 4:
Meandrospira pusilla (HO) aus den Werfener Schichten südlich Waidisch. Probe WD 2X, // N, Balkenlänge = 0.1 mm.

Abb. 5:
Meandrospira pusilla (HO) (Subaxialschnitt) aus den Werfener Schichten im Kranzwandgraben. Probe KW 1h, // N, Balkenlänge = 0.1 mm.

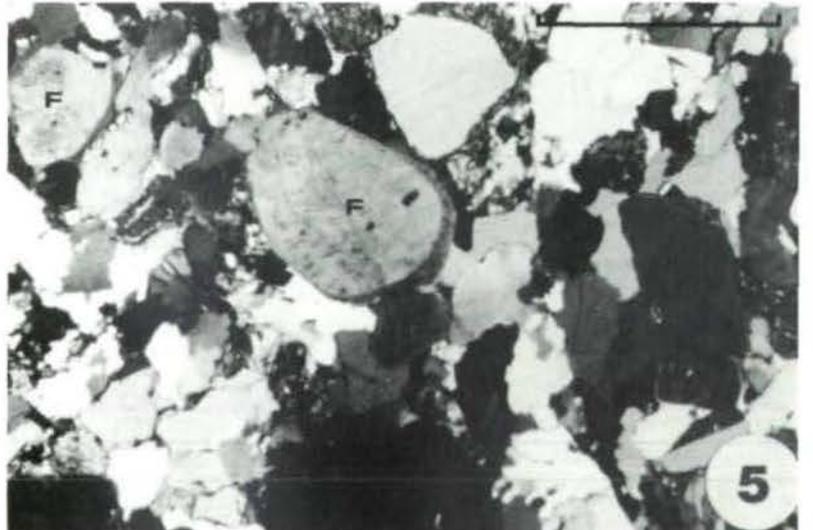
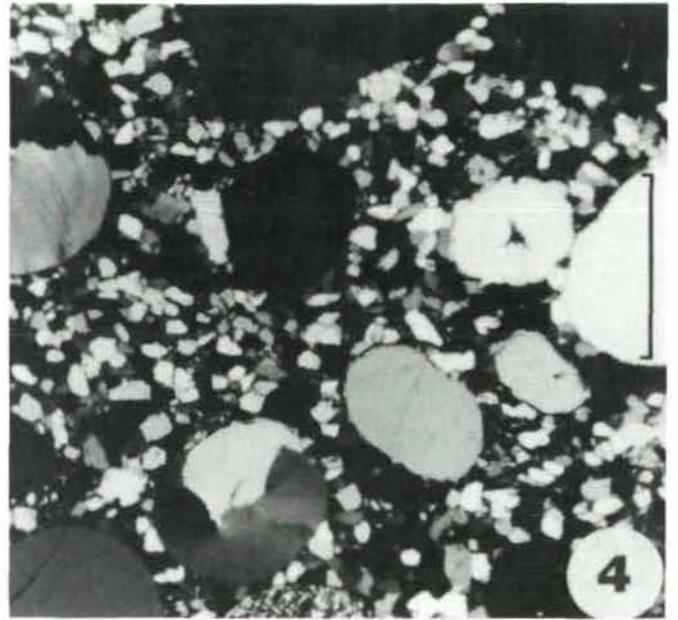
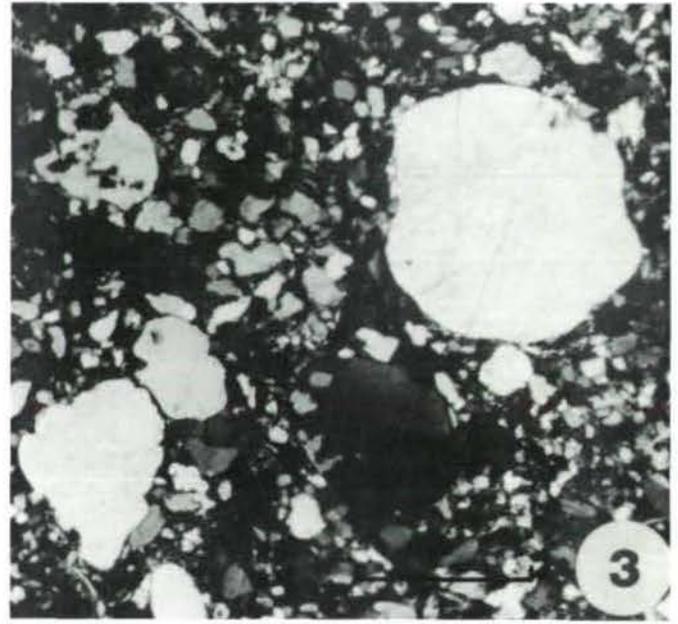
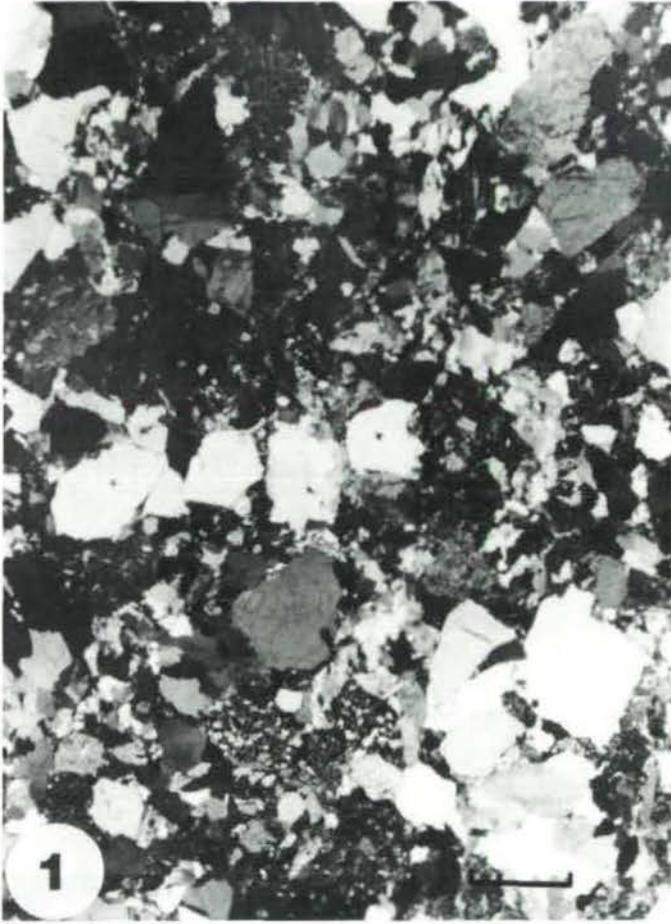
Abb. 6:
cf. *Cyclogyra*, Werfener Schichten, Kranzwandgraben. Probe KW 31, // N, Balkenlänge = 0.1 mm.

Dr. Karl Krainer, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

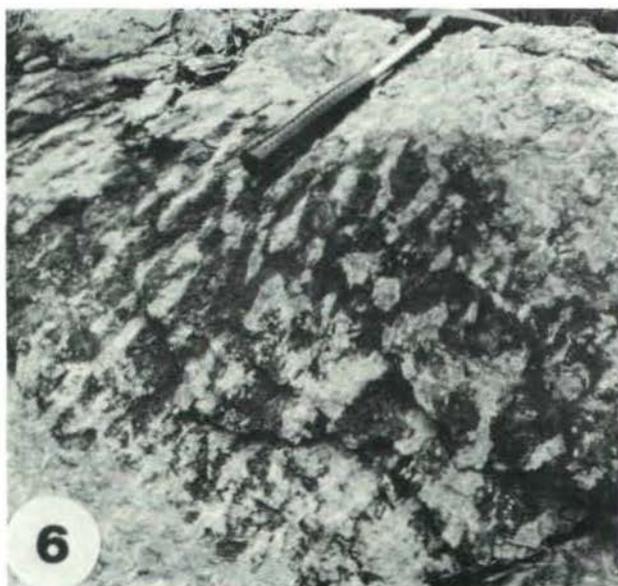
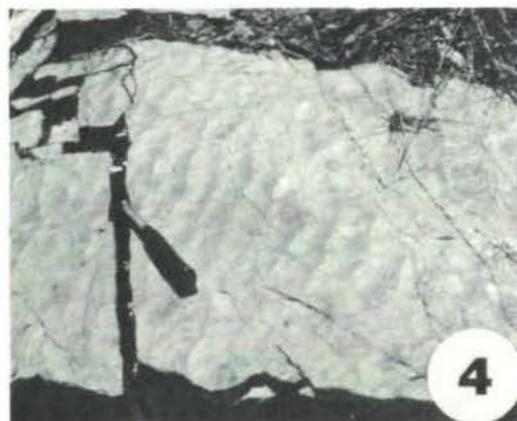
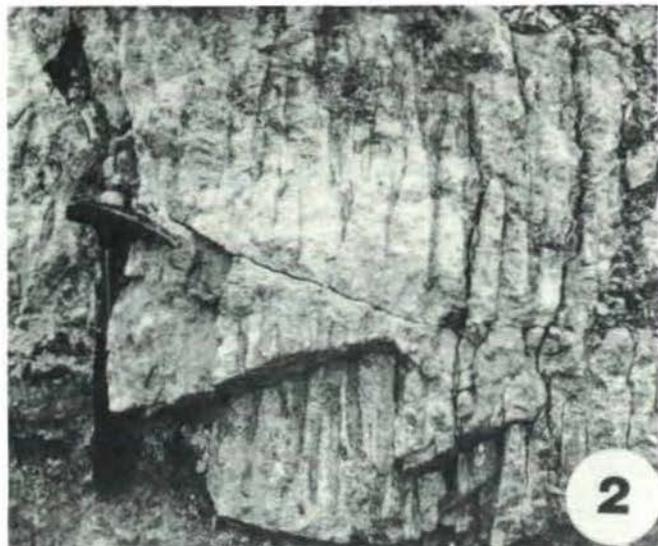
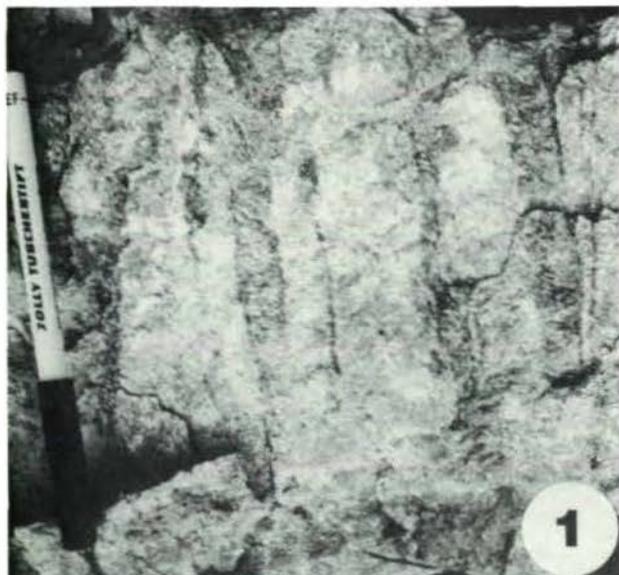
TAFEL 1



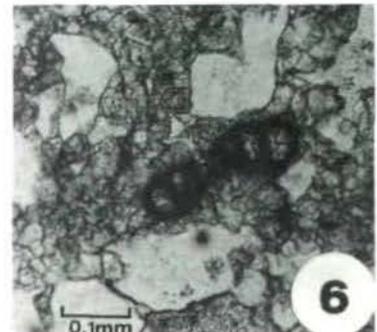
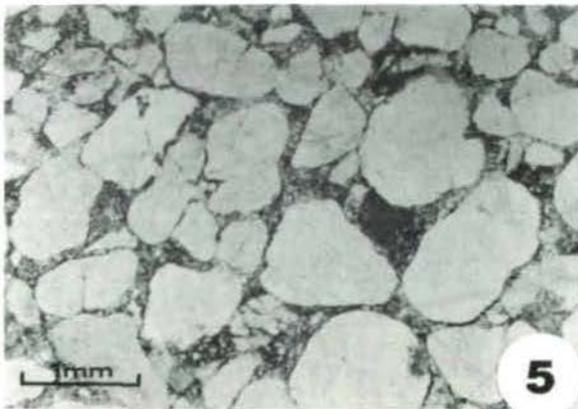
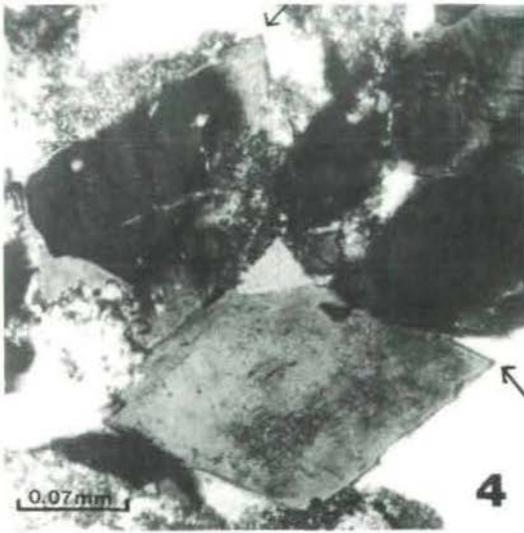
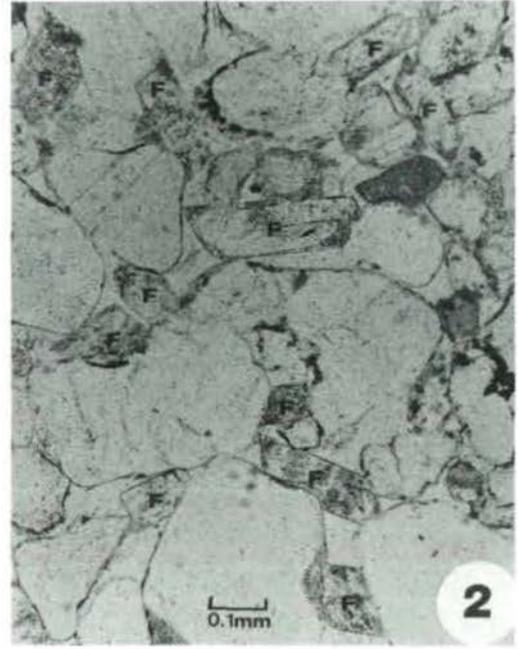
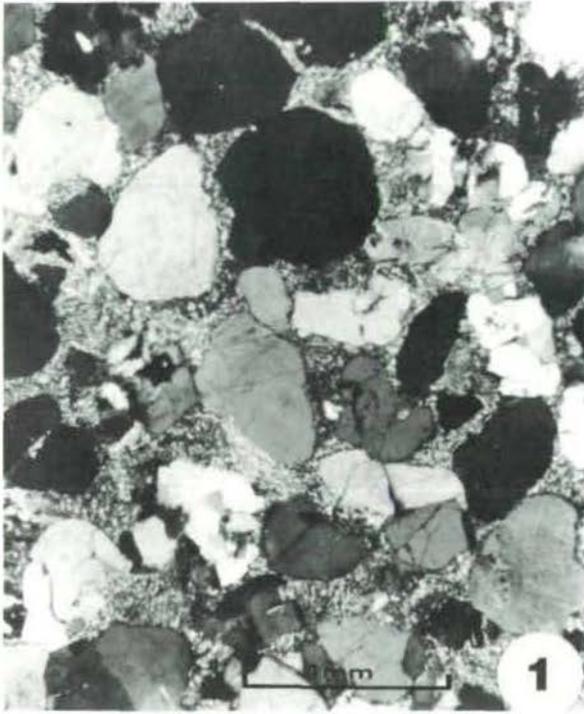
TAFEL 2



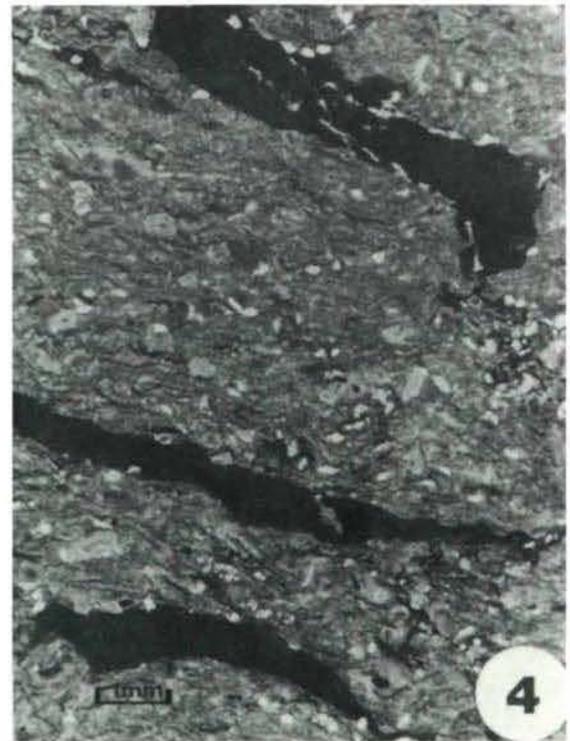
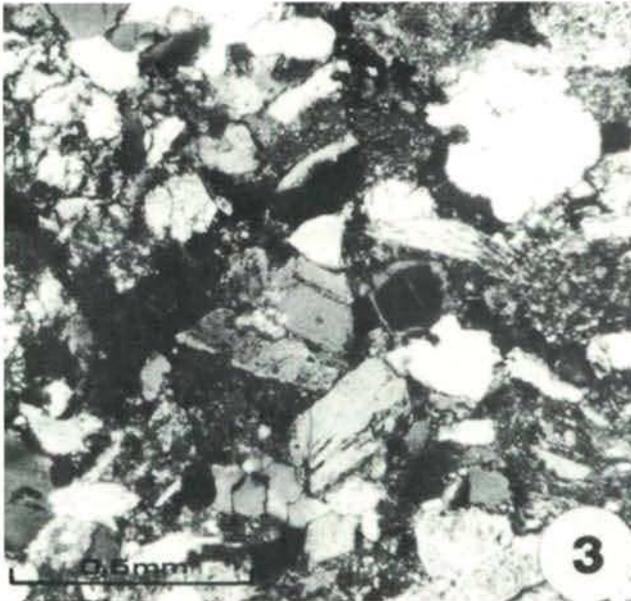
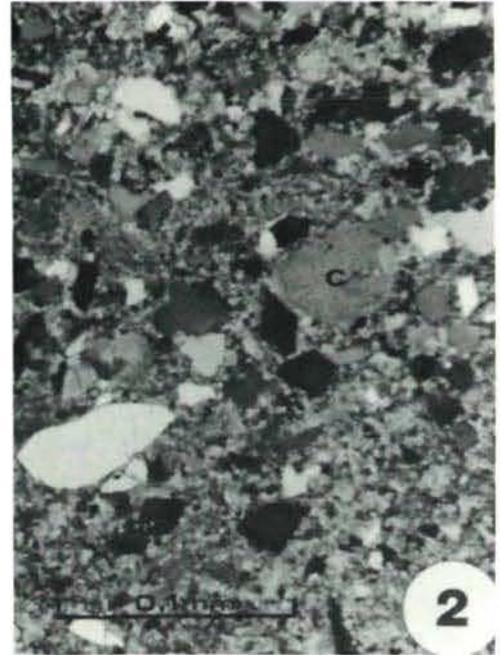
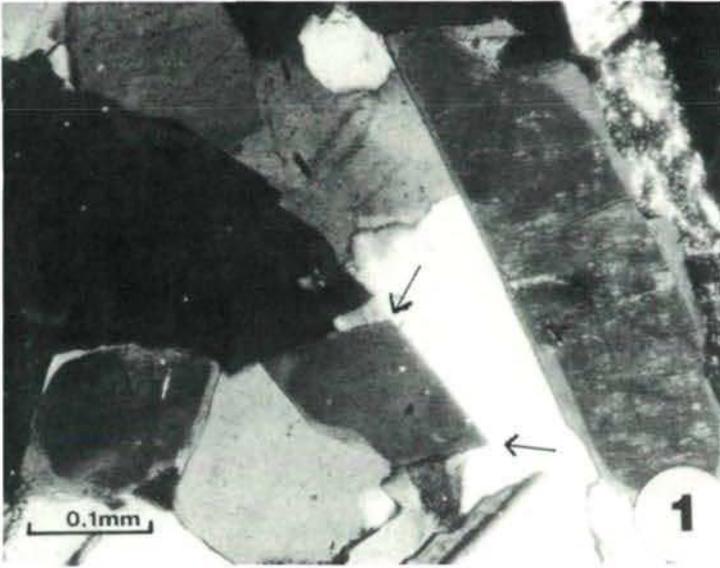
TAFEL 3



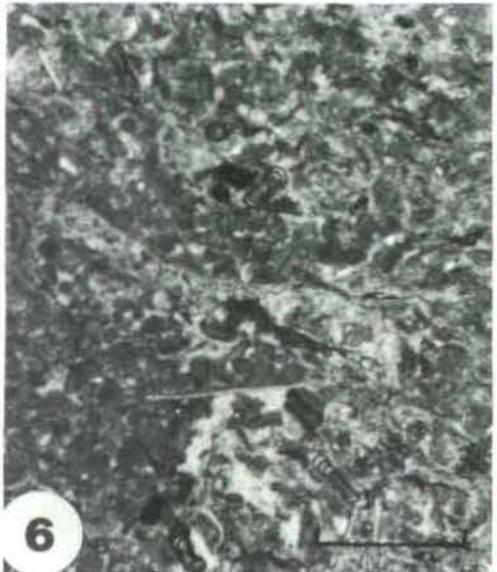
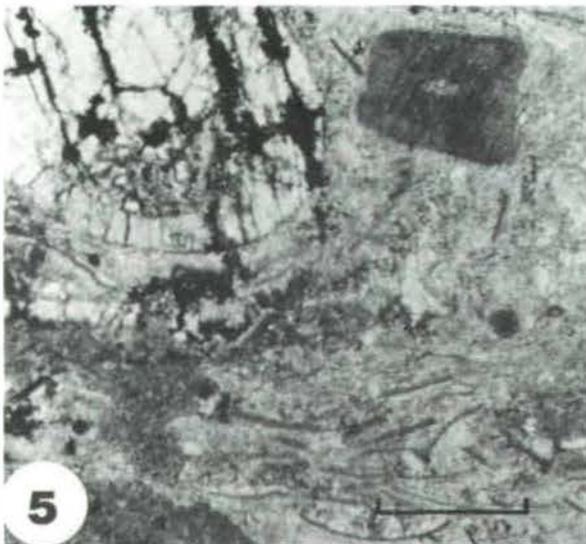
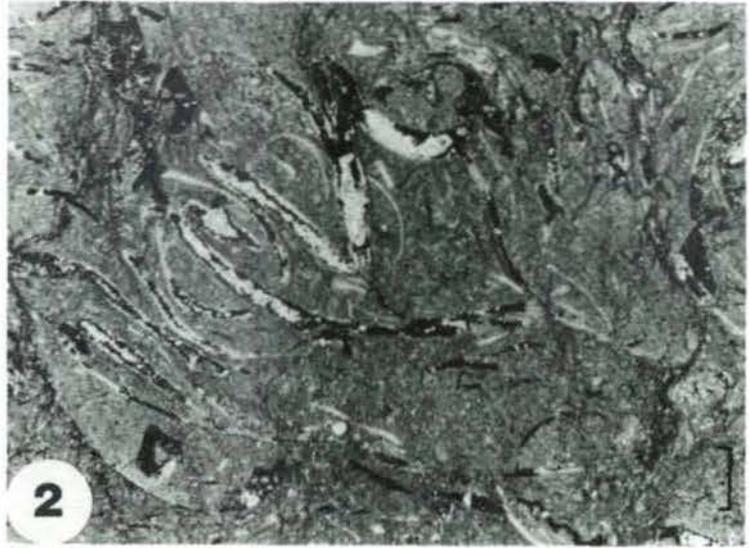
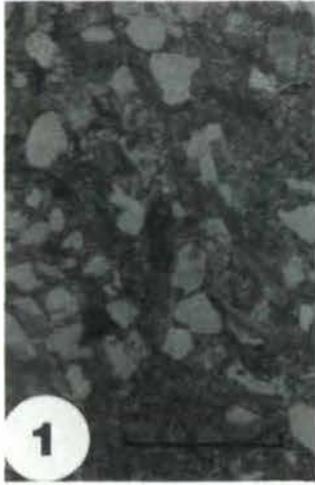
TAFEL 4



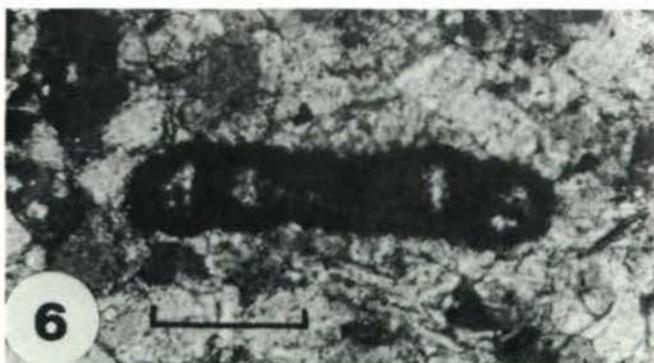
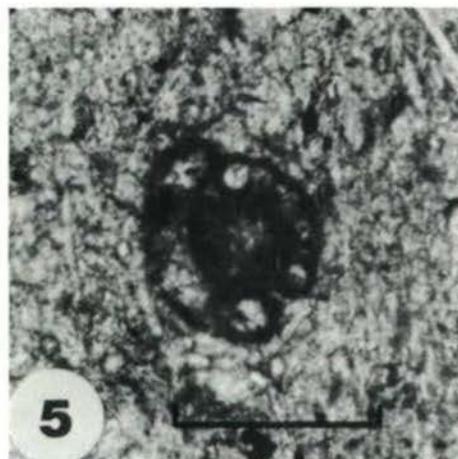
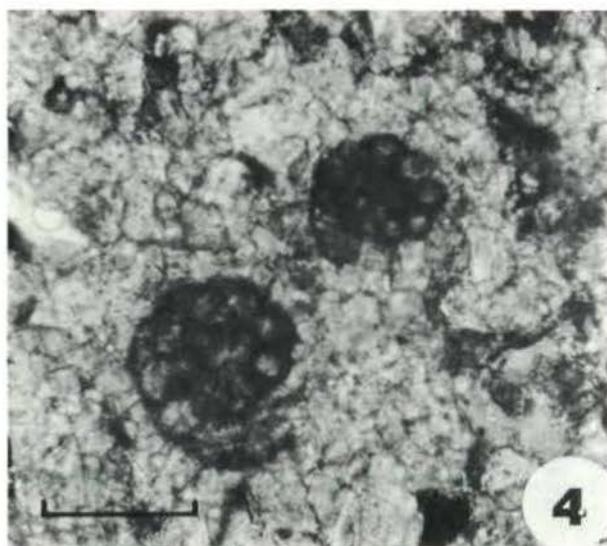
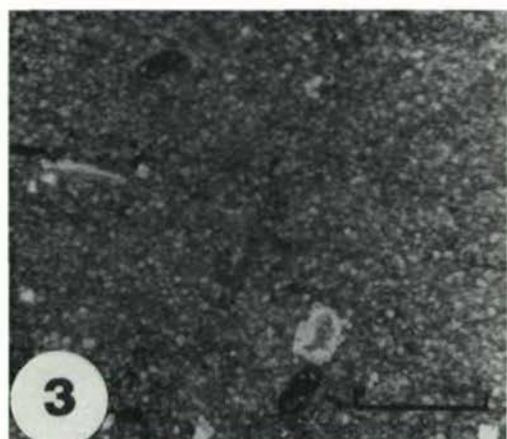
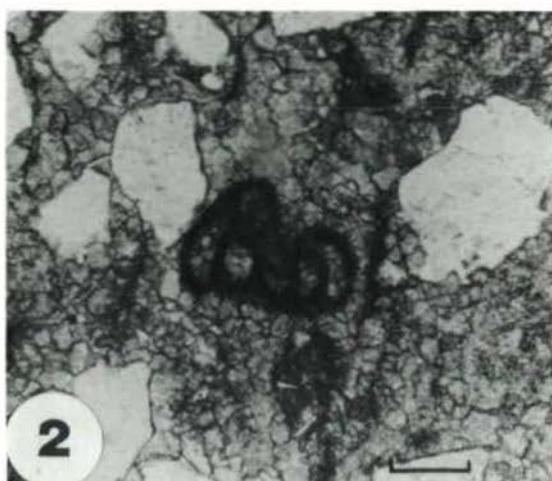
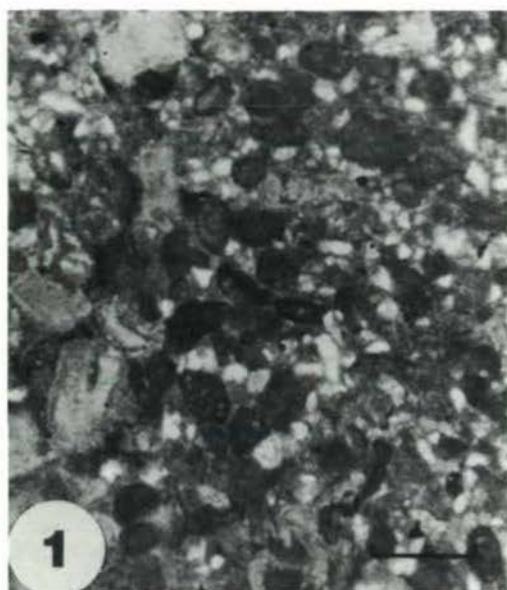
TAFEL 5



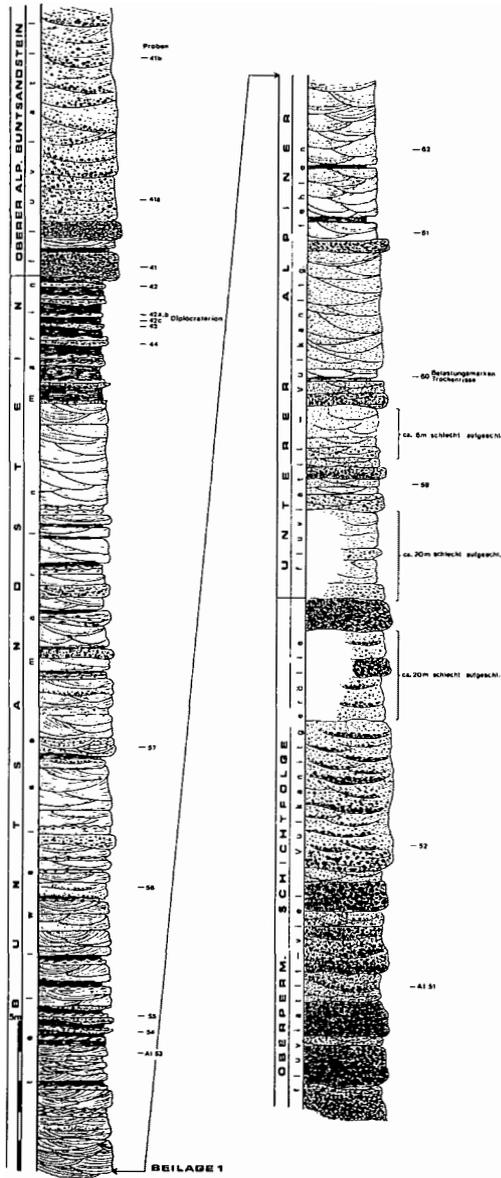
TAFEL 6



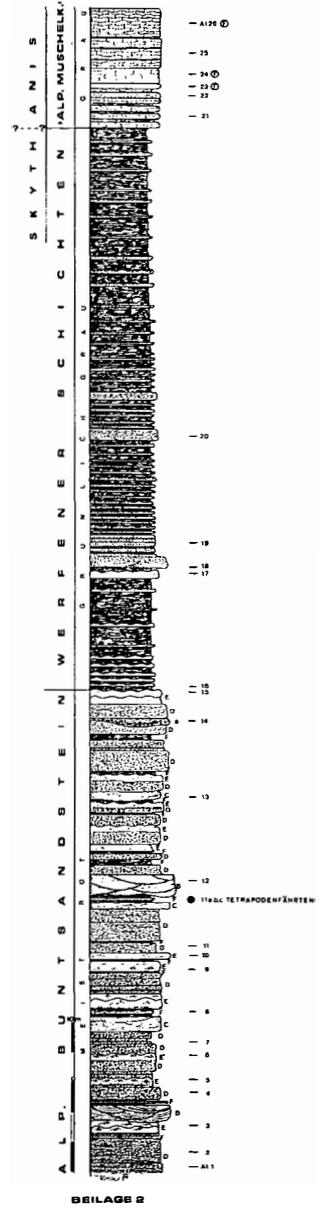
TAFEL 7



**OBERPERM - SKYTH
RIEDGRABEN**



**ALP. BUNTSANDSTEIN (HANGENDANTEIL)
UND WERFENER SCHICHTEN
RIEDGRABEN**



| | | | | | | | | |
|--------------------------------|----------------|---------|---|-----------|--------|--------|-------|-----------------------|
| Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck | ISSN 0378-6870 | vol. 14 | 3 | p. 83-107 | 5 figs | 1 tab. | 4 pls | Innsbruck, April 1985 |
|--------------------------------|----------------|---------|---|-----------|--------|--------|-------|-----------------------|

NEW BIOSTRATIGRAPHICAL DATA ON UPPERMOST WERFEN FORMATION OF WESTERN DOLOMITES (TRENTO, ITALY)

C. Neri & R. Posenato, Ferrara

CONTENTS

Riassunto-Abstract-Zusammenfassung

Introduction

Lithostratigraphy and setting of the fossiliferous horizons

Cencenighe Member

S. Lucano Member

Lower Serla Dolomite

Paleontology

Biostratigraphical and chronostratigraphical considerations

Acknowledgements

References

Explanation of plates

RIASSUNTO

La parte alta della Formazione di Werfen (Trias inferiore) delle Dolomiti occidentali (Trento, Italia) è rappresentata dalle seguenti unità stratigrafiche.

a) Membro di Val Badia: calcari marnoso-siltosi grigi bioturbati, con faune a *Tirolites cassianus*.

b) Membro di Cencenighe: prevalenti calcari e dolomie oolitiche alternati a peliti, di ambiente marino poco profondo e di tidal flat; è caratterizzato nella parte inferiore da faune a *Dinarites dalmatinus* ed *Eumorphotis telleri*, in associazione con *Neoschizodus*, *Bakevellia*, *Natiria*, etc.; la parte alta contiene livelli a *Neoschizodus*, *Bakevellia*, resti di Crinoidi, in cui si segnala la prima comparsa di *Costatoria costata*.

c) Membro di S. Lucano: dolomie marnoso-siltose, più raramente arenacee, rosse, coinvolte in

cicli tidali. Passa gradualmente, al tetto, ad una unità dolomitica, senza apporto terrigeno (Dolomia del Serla Inferiore), generalmente attribuita all'Anisico inferiore. La fauna, in genere scarsa per il controllo esercitato dall'ambiente, è caratterizzata da *Costatoria costata*, in associazione con *Bakevellia*, *Unionites*, *Natiria costata*.

Le macrofaune rinvenute nelle sezioni studiate, relative alle unità b) e c), comprendono 31 taxa, per parte dei quali vengono forniti i dati fin qui acquisiti durante la revisione tassonomica tuttora in corso.

E' analizzato l'inquadramento bio- e cronostratigrafico delle serie delle Dolomiti, correlate tentativamente con la sequenza di Mùc (Dalmazia). In base alle associazioni macrofaunistiche i Membri di Cencenighe e di S. Lucano appartengono allo Spathiano (Scitico superiore; non è finora possibile dire se il limite Scitico-Anisico coincida con il limite litostratigrafico tra la Formazione di Werfen e la Dolomia del Serla Inferiore. Di particolare rilievo è la verifica dell'età scitica superiore di *Costatoria costata* nelle Dolomiti, per l'associazione con *Natiria costata* e per l'assenza di taxa chiaramente anisici nelle macrofaune.

ABSTRACT

The uppermost part of the Werfen Formation (Lower Triassic) in the western Dolomites (Southern Alps, Italy) is represented by the following stratigraphic units:

a) Val Badia Member: gray, silty-marly, bioturbated limestone; it is characterized by the common occurrence of *Tirolites cassianus*.

b) Cencenighe Member: alternating oolitic dolomites and silty-marly mudstones, deposited in tidal flat and shallow marine environments. From a paleontological point of view it is characterized by a rich fossiliferous assemblage with *Dinarites dalmatinus*, *Eumorphotis telleri*, *Neoschizodus*, *Bakevella*, *Natiria costata*, etc., occurring in the lower part of the member. The upper part contains only *Neoschizodus*, *Bakevella*, crinoid remains associated with *Costatoria costata* (first occurrence).

c) S. Lucano Member: red marly-silty-sandy dolomites, forming tidal flat cycles. It is overlain through a transitional boundary by Lower Serla Dolomite, generally referred to Lower Anisian in former literature. The fossil content, generally poor because of the facies control, is characterized by *Costatoria costata*, associated with *Bakevella*, *Unionites*, *Natiria costata*.

The macrofauna of Cencenighe and San Lucano Members in the examined stratigraphic sections, comprise 31 mollusc taxa; some preliminary results on their taxonomical revision, still in progress, are given in this paper.

The bio- and chronostratigraphical setting of the Dolomites sequence is studied; a tentative correlation with the Upper Scythian sequence of Muć (Dalmatia) is carried out.

On the basis of macrofaunistic assemblages, Cencenighe and S. Lucano Members are referred to Spathian (Upper Scythian); there is no evidence so far suggesting that the Scythian-Anisian boundary corresponds with the lithostratigraphic boundary between Werfen Formation and Lower Serla Dolomite.

It is to point out the Upper Scythian age of *Costatoria costata* in the Dolomites, testified by:

- 1) its association with *Natiria costata*,
- 2) the lacking of "true" Anisian taxa in the studied assemblage.

ZUSAMMENFASSUNG

Der oberste Abschnitt der Werfener Formation (Untertrias) ist in den westlichen Dolomiten (Südalpen, Italien) durch folgende stratigraphische Einheiten vertreten:

a) Val-Badia-Member: graue, siltig-mergelige, bioturbate Kalke, üblicherweise gekennzeichnet durch das Vorkommen von *Tirolites cassianus*.

b) Cencenighe-Member: Wechsellagerung oolithischer Dolomite und siltig-mergeliger mudstones und Pelite, gebildet unter Bedingungen eines tidal flat bis zumindest flach-mariner Verhältnisse. Paläontologisch im tieferen Teil durch reiche Faunen mit *Dinarites dalmatinus*, *Eumorphotis telleri*, *Neoschizodus*, *Bakevella*, *Natiria costata* usw. gekennzeichnet. Der obere Teil dieses Members führt nur *Neoschizodus*, *Bakevella*, Crinoidenreste, zusammen mit der erstmals auftretenden *Costatoria costata*.

c) S.-Lucano-Member: rote, mergelig-siltige, seltener bis sandige Dolomite in Zyklen einer tidal-flat-Abfolge. Dieses Member ist durch Übergänge mit dem überlagernden Unteren Sarldolomit verbunden, der nach der bisherigen Literatur bereits ins Anis gestellt wird. Die Fossilführung ist - faziesbedingt - im allgemeinen spärlich und gekennzeichnet durch *Costatoria costata*, vergesellschaftet mit *Bakevella*, *Unionites* und *Natiria costata*.

Die Makrofauna des Cencenighe- und des S.-Lucano-Members umfaßt in den untersuchten Profilen 31 Taxa von Mollusken; einige vorläufige Ergebnisse zu deren noch nicht abgeschlossener taxonomischer Revision werden mitgeteilt.

Die bio- und chronostratigraphische Stellung der erwähnten Schichtfolgen der Dolomiten wurde untersucht; eine Korrelation mit der oberskythischen Abfolge von Muć (Dalmatien) wird versucht.

Aufgrund der Makrofaunen werden das Cencenighe- und das S.-Lucano-Member ins Spathian (Oberskyth) gestellt. Es gibt bislang keine verbindlichen Hinweise, daß die Skyth-Anis-Grenze mit der lithostratigraphischen Grenze zwischen Werfener Schichten und Unterem Sarldolomit zusammenfallen würde.

Hervorzuheben ist, daß das oberskythische Alter von *Costatoria costata* in den Dolomiten belegt ist, zum einen durch das gemeinsame Vorkommen mit *Natiria costata* und zum anderen durch das Fehlen eindeutiger anisischer Taxa in den untersuchten Makrofaunen.

INTRODUCTION

The bio- and chronostratigraphy of the formations at the Scythian/Anisian boundary in the Southern Alps have not been well defined so far; such study is quite difficult because of two factors: on one hand, in correspondence with this interval, peritidal and poorly fossiliferous facies are dominant; on the other hand the strong tectonic activity involving large sectors of this area during the Anisian (BOSELLINI, 1968; ASSERETO et al., 1977) caused the erosion of the lithological units of Upper Scythian, Lower Anisian and frequently of Pelsonian age as well.

The "standard" lithostratigraphic sequence representing the Upper Scythian and the Anisian of the Dolomites is, from the lower to the upper part, characterized by the following units; some sedimentary events of this succession can be generalized to the Southern Alps and can also be recognized out of this area.

1) Upper part of the Werfen Formation: above the Campil Member, dated to the Lower Olenekian and almost completely composed of red siltstones and sandstones (BROGLIO LORIGA et al., 1983), there is a sequence consisting of mixed carbonate and terrigenous lithotypes including the Val Badia Member (predominant bioturbated fossiliferous grey marly limestones) and the Cencenighe Member (red and yellowish oolitic dolomites and limestones); these two members, characterized by classical faunas consisting of *Natiria costata*, '*Turbo*' *rectecostatus*, *Tirolites cassianus* and *Dinarites* ss.pp., are referred to the Spathian on the basis of the Ammonoid faunas (BROGLIO LORIGA et al., 1983). The Cencenighe Member is overlain by the S. Lucano Member, recognized in the Agordo area by PISA et al. (1979) as basal unit of the Lower Serla Formation; later on, several authors (CASATI et al., 1982; BLENDINGER, 1983) correlated it with the Werfen Formation, with which it has significant lithological and depositional affinities; the writers agree upon this statement, further confirmed by the finding of Werfen-like macrofaunas within the S. Lucano Member, which, therefore, is here considered the topmost unit of the Werfen Formation.

2) The so-called Lower Serla Dolomite (Frassené Dolomite Member of the Lower Serla Formation, sensu PISA et al., 1979) follows upwards with a transitional boundary. According to literature, it is generally considered to be of Lower Anisian age; it is composed of whitish well bedded dolomite. The Lower Serla Dolomite differentiates quite strongly from the Werfen lithologies which are characterized by the constant occurrence of terrigenous silty-sandy fraction intercalated into or mixed in different proportions with the carbonate sediments. Between the top of the Werfen succession and the bottom of Lower Serla Dolomite an evaporitic unit may occur in the western Trentino-Lombardia area (Carniola di Bovegno) and in Cadore-Carnia (Lusnizza Formation); the reported chronological attribution of these evaporite sequences range from the Upper Scythian (Carniola di Bovegno, ASSERETO & CASATI, 1965) to Lower Anisian (Lusnizza Formation, ASSERETO et al., 1968; ASSERETO & PISA in DESIO, 1972). A real support of direct biostratigraphical data, however, is lacking.

3) The Lower Serla Dolomite is overlain by Pelsonian and Illyrian units, quite often in stratigraphic discontinuity. The unconformities are generally marked by conglomerates (Peressschichten auct.).

This succession, recently reviewed by DE ZANCHE & FARABEGOLI (1982), is well recorded in the Agordo area (FARABEGOLI et al., 1977; PISA et al., 1979), in Cadore (CASATI et al., 1982), Braies Dolomites (PIA, 1937; BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970), Adige Valley (DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1982). In the western Dolomites instead it is generally lacking of some units (Lower Serla Dolomite and more or less considerable parts of Werfen Formation) eroded during the Late Anisian tectonic phase responsible for the uplift of the Badioto-Gardenese Ridge (BOSELLINI, 1968); however, there are still some areas (Val Venegia, north-west slope of Pale di S. Martino, Val Averta) where the succession is mostly preserved.

Generally the sequence of the Dolomites presents a good correspondence with the development of other important sequences in European, Alpine and Extra-Alpine areas such as Dalmatia (SCAVNICAR & SUSNJARA, 1983; HERAK et al., 1983), Hungary (Transdanubian Range, BALOGH, 1980), the Northern Calcareous Alps (TOLLMANN, 1960; MOSTLER & ROSSNER, 1977).

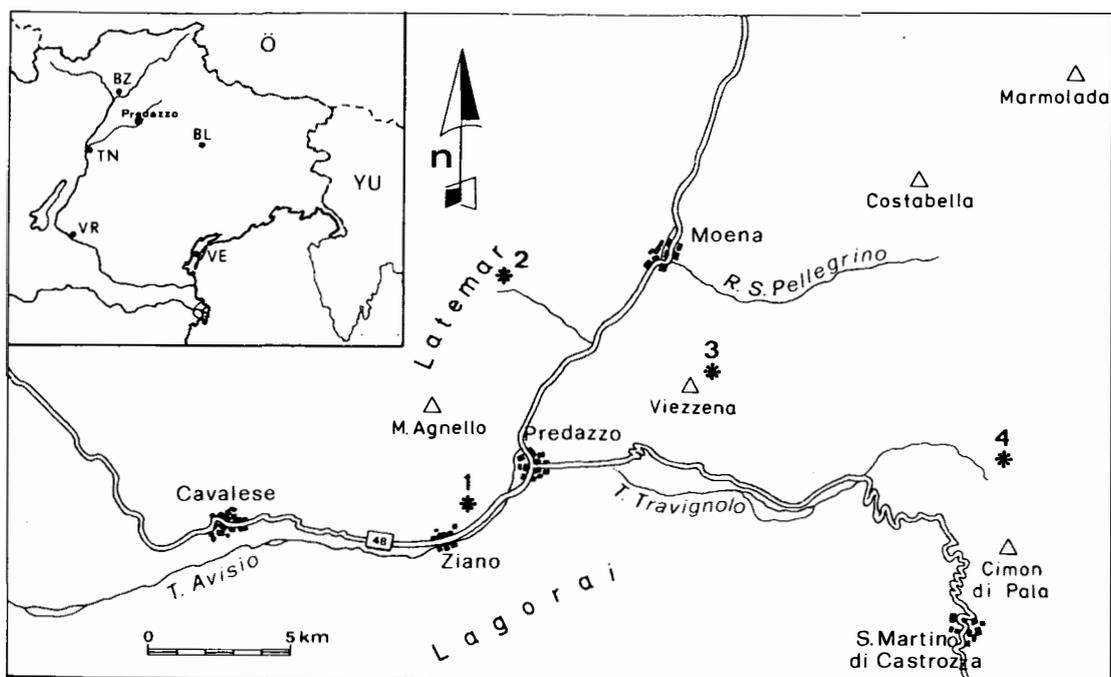


Fig. 1: Map of the investigated area and location of the stratigraphic sections; 1 - Val Averta; 2 - Val Sorda; 3 - Piavac-Lusia; 4 - Val Venegia

Generally, near the Scythian-Anisian boundary, the successions of these areas are characterized by a carbonate, often dolomitic unit, poor in terrigenous input, which directly overlays a mixed carbonate-terrigenous complex referred to the topmost part of the Werfen Formation (*Tirolites* beds, Campiller Schichten auct. p.p.). Traditionally, the boundary between the Scythian and the Anisian stage was thought to correspond approximately to this lithological transition, although more recently there is a tendency to move this boundary upwards, into some unspecified part of the upper carbonate complex, usually barren; in this respect, for instance, KRYSZYN's considerations (1974) as regards the Muć sequence (Dalmatia) should be mentioned.

The fact that the *Tirolites* beds of the quoted areas overlay a strongly terrigenous unit (red siltstones and sandstones), which can be easily correlated with the Campil Member of the Dolomites, greatly increases the affinity between the Southern Alps successions and the Dalmatia and Hungary sequences.

As regards the paleontological and biostratigraphical aspects of the Dolomites sequences, notable macrofaunas were known exclusively from Val Badia and Cencenighe Members; in the Val Badia Member the rich fossiliferous assemblages are distributed with frequency and regularity from the bottom to the top (BROGLIO LORIGA et al., 1983); on the contrary, from the Cencenighe Member rare fossiliferous beds, characterized by *Dinarites dalmatinus* and *Eumorphotis telleri*, were reported. In spite of the abundant content and taxonomic variety, these geographically scattered beds represent a small vertical interval within the member; an idea of the faunal vertical distribution which could be obtained from several overlaying horizons in a synthetic stratigraphic section, was so far missing. As regards the S. Lucano Member and the Lower Serla Dolomite, only the micropaleontological content, restricted to the forams *Glomospira* and *Meandrospira*, was known.

The authors of this article started their research with the aim of reconstructing the faunal composition and its vertical distribution in the interval between

the Val Badia Member and the Lower Serla Dolomite. The first results of this research, reported here, are related to some stratigraphic sections of the western Dolomites with reference to Cencenighe and S. Lucano Members. This work is now in progress (including Braies Dolomites, Cadore and Adige Valley) and will try to create a detailed biostratigraphical scale available for the whole Southern Alps area, evaluate its chronostratigraphical meaning and establish its correlations with other European sequences.

LITHOSTRATIGRAPHY AND SETTING OF THE FOSSILIFEROUS HORIZONS

The stratigraphic sections studied in this work occur in the western Dolomites (fig. 1); two of them (Val Sorda and Piavac-Lusia) are truncated by the Late Anisian erosion at the middle part of the Cencenighe Member, whereas another one (Val Averta) also includes the S. Lucano Member and the lower part of Lower Serla Dolomite (fig. 2).

Cencenighe Member

In the investigated area it is about 80 m thick; it consists of a great variety of lithotypes, the most typical of which are represented by red and yellowish oolitic-bioclasic calcarenites usually dolomitized, frequently organized in bodies some metres thick, which can be interpreted, on the basis of the associated depositional structures, as intertidal sand-flats and bars mainly controlled by tidal currents and storm waves. These oolitic bodies normally alternate with the following lithofacies:

- a) bioturbated, grey or reddish silty-marly dolomites and marls, sometimes fossiliferous, associated with decimetre-thick oolitic-bioclasic storm layers (subtidal);
- b) red siltstones, marly and silty dolomites, marls characterized by wavy bedding and lenticular bedding, sometimes with desiccation structures (from high intertidal to supratidal).

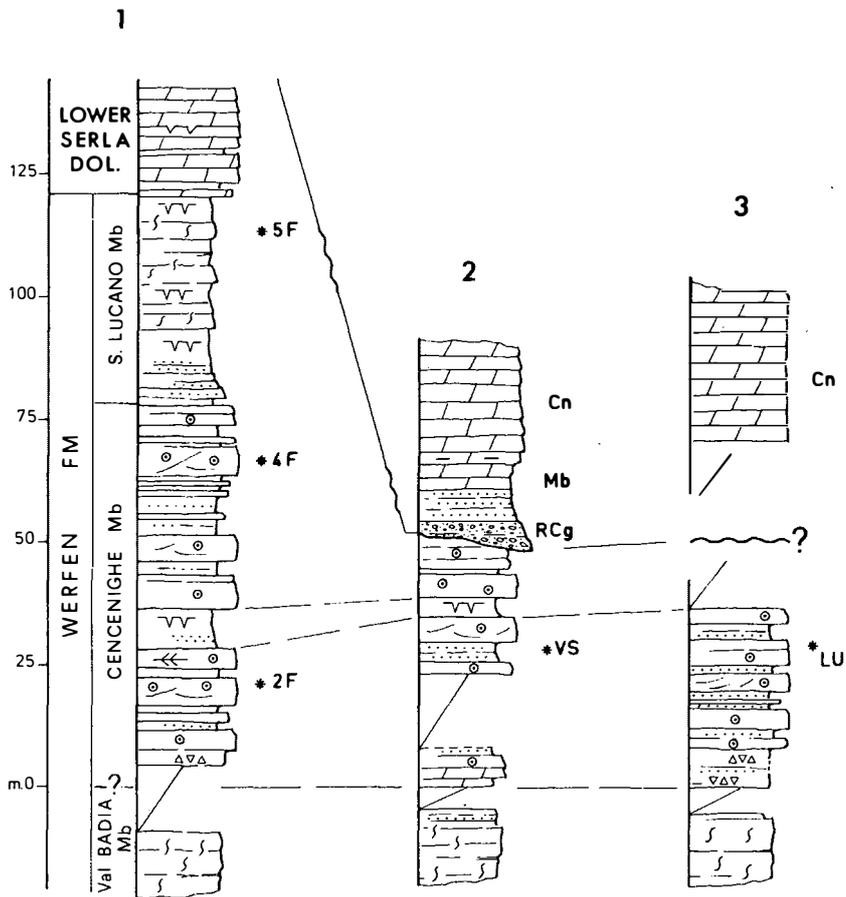


Fig. 2: Stratigraphical sections showing the vertical setting of the studied fossiliferous layers; 1 - Val Averta; 2 - Val Sorda; 3 - Piavac-Lusia; RCg - Richthofen Conglomerate (Upper Anisian); Mb - Morbiac Limestone (Upper Anisian); Cn - Contrin Formation (Upper Anisian); other symbols as in fig. 4

For a more detailed description of the lithofacies and depositional theme, reference should be made to FARABEGOLI et al. (1977), who first described the Cencenighe Member, PISA et al. (1979) and BROGLIO LORIGA et al. (1983).

The Cencenighe Member overlies the Badia Member, mainly composed of gray, marly and silty limestones, highly bioturbated and rich in fossils; in the studied sections the boundary between the two members is covered by vegetation or poorly exposed. In the Piavac-Lusia and Val Averta sections some evidences of supratidal conditions are observed within the lowermost part of Cencenighe Member; they are recorded by collapse breccias and vuggy dolomites which intercalated with the first exposed oolitic layers. In the Val Venegia section (fig. 3) (where the sequence is exposed better) the top of Val Badia Member is represented by a tidal cycle culminating with siltstones and vuggy marly-silty dolomites which show desiccation crack and are directly overlain by highly vuggy oolitic dolomites involved in collapse breccias. So it is possible that in the sampled sections most of the cover at the boundary between the two members should affect the Val Badia Member, the top of which consists of lithotypes far more erodible than its most typical bioturbated subtidal facies.

The following description of the Cencenighe Member is mainly based on the stratigraphic section of Val Averta, the only one complete and relatively well exposed (figs 2, 4); this section has been divided into some informal units, to make the explanation easier.

The supratidal horizon representing the base of the member (unit A) is followed by a mainly subtidal interval (unit B) composed of alternating oolitic beds 1-2 m thick, and silty units, without a precise trend (symmetric and random sequences). In the upper part of unit B, in the three investigated sections, an important fossiliferous layer has been found which contains the most significant taxa of the Cencenighe Member including *Dinarites dalmatinus* and *Eumorphotis telleri*, although there is predominance, in number of specimens, of *Neoschizodus* and *Bakevellia*. In Piavac-Lusia and Val Averta (VA, 2F) fossils are concentrated in a decimetre-thick layer forming a

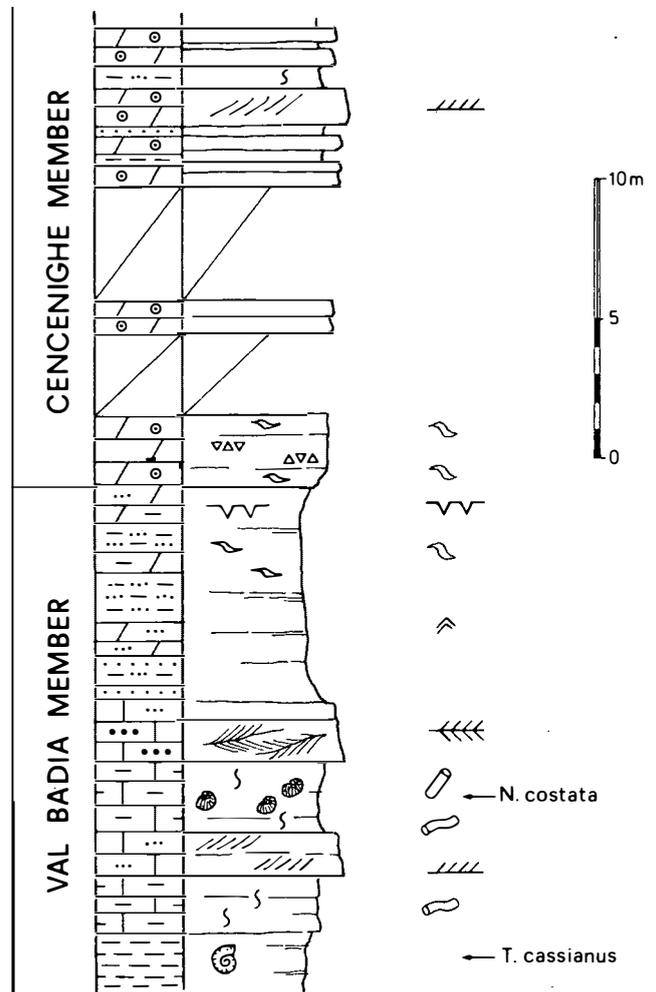


Fig. 3: Boundary between Val Badia Member and Cencenighe Member, Val Venegia section. Symbols as in fig. 4.

coquina at the top of oolitic beds; they probably represent storm accumulations. In Val Sorda the fossils are distributed in a bed of siltstones and fine-grained sandstones approximately 50 cm thick, affected by load structures. The most important information which can be obtained from these faunas is remarkable diversity compared to the standard of the Werfen Formation.

In Val Averta fossils occur also in bioturbated siltstones overlying the main fossiliferous layer (VA, 2F) and in a decimetre-thick storm layer in between (VA, 3F); the fauna composition is similar but less rich of that reported in the main level. Furthermore, within the whole unit B the bioclastic component is quite predominant and is mainly repre-

sented by pelecypod-valves, usually iso-orientated along the laminae of the cross-bedded oolitic sets. In most cases classification is not even possible at genus level.

The following unit C, approximately 5-6 m thick, consists of prevailing red siltstones and marly-silty dolomites with lenticular bedding, rich in desiccation structures (mud-cracks, tepee) recording a predominant supratidal mud-flat environment; these rocks rest (through a transitional contact) on top of a herringbone oolitic and arenaceous body (sand-flat), therefore completing a classical tidal flat cycle. This supratidal horizon occurs in all sections of the middle and western Dolomites, including the type section of Cencenighe Agordino (Val Cordevole), and divides the member into two large regressive sequences. In the following unit D there is a more or less gradual restoration of the subtidal conditions recorded by the predominance in the middle-high part of the unit of CU-sequences which testify the progradation phases of the tidal oolitic bars on the subtidal shelf pelites.

In the upper part of such sequences, within an intertidal calcarenite body having herringbone structures, the fauna 4F of Val Averta has been found; it is represented by a bivalve coquina where *Neoschizodus ovatus* prevails. "Myophoriae" are the most frequent fossils in the upper part of the Cencenighe Member as documented by several stratigraphic sections from Val d'Adige to Cordevole, and frequently form current and storm accumulations with features similar to the "Myophoria banks" of the Lombardian Servino Formation (CASSINIS, 1968).

In the upper half of the Cencenighe Member crinoid remains are also very frequent; they can form true encrinite layers. For this reason in the past this part of the series was often said to belong to the so-called "*Dadocrinus gracilis* beds" (BROGLIO LORIGA in LEONARDI, 1967, p. 130; ROSSI, 1973); generally they were dated to the Lower Anisian. This term, now no more used in the Dolomites stratigraphy, actually meant rather heterogeneous lithostratigraphic units, unified only by the common occurrence of crinoid remains, and partly belonging to the Werfen Formation and partly to the Morbiac Limestone (Upper Anisian); accordingly they can be by no means correlated with the Gracilis Formation of Recoaro area which lies between the Lower Serla Dolomite and the Pelsonian Recoaro Limestone (DE ZANCHE et al., 1980).

S. Lucano Member

It overlies the Cencenighe Member with a transitional passage; the lower boundary is marked by the disappearance of oolitic and bioclastic calcarenites characterizing the Cencenighe Member. The prevailing lithotypes are represented by fine-grained sandstones, siltstones, marls, arenaceous-silty-marly dolomites, which are reddish, violet and yellowish in colour. Its thickness may vary from approximately 40 m in Val Averta section to 60 m reported in Val Venegia, at the western slopes of Cima Valles; it is therefore much thicker compared to the Agordo area where the member was formally established by PISA et al. (1979) (in the standard section of Torrente Framont it is 19 m thick to which, according to the writers' criteria, about 7 m of "gray marls and quartz silty-dolomites" transitional to Lower Serla Dolomite can be added). In Val Averta section the lower part of S. Lucano Member is made up by predominant red siltstones and sandstones, arenaceous and silty dolomites, marl; the above lithotypes show flaser-, wavy- and lenticular bedding and are organized in FU-sequences (tidal cycles) some metres thick. with desiccation structures at the top; bioturbation is scarce.

The upper part of the member, similarly deposited in a peritidal context, is characterized by a less intense terrigenous content and less environmental energy; the prevailing lithofacies are the following:

- a) Pure dolomites to marly-silty dolomites, seldom with arenaceous content; the colour varies from red to violet; they are nodular, highly bioturbated with rhizocorallids, horizontal and vertical burrows; they form sets with a thickness ranging from a few decimetres to little more than 1 m.
- b) Laminated marly and silty dolomites, with thin siltstones and calcarenite intercalations having a ripple and megaripple geometry with wave structures; they form sets normally less than 1 m thick.
- c) Laminated red silty marls with lenticular bedding and mud-cracks, forming sets some decimetres thick.

Although the bad exposure frequently makes it difficult to infer the depositional theme, locally the above mentioned lithofacies are organized in cycles a-b-c, with a thickness varying from something more than 1 m to 4-5 m, where the term a) represents the subtidal and c) the supratidal part.

The macrofauna 5F of Val Averta, the first so far found in the S. Lucano Member of the Dolomites, containing 7 taxa with Werfen affinity (*Natiria costata* etc. in association with *Costatoria costata*) comes from a 30-40 cm thick layer of slightly nodular dolomites (lithofacies a) approximately 7 m below the top of the member; fossils are scattered in the sediment and consist of badly preserved composite moulds and casts.

The uppermost 3 m of the member consist of prevailing grey-whitish marly-silty dolomites and laminated marls, scarcely bioturbated with centimetre intercalations of siltstones and parallel-laminated silty dolomites; desiccation structures also occur. This unit, corresponding with the "grey marls and quartz silty-dolomites" of FARABEGOLI et al. (1977), represents the transition to the overlying unit referred to Lower Serla Dolomite.

Lower Serla Dolomite

White stratified dolomites (layers 5 to 50 cm thick), with centimetre and decimetre marly intercalations and tepee horizons. The marly interlayers gradually decrease upwards to disappear at 12-13 m above the base. The thickness of the formation has not been defined; also because of the poor exposure, it has not been possible to recognize a stratigraphic discontinuity with respect to the overlying Contrin Formation (Upper Anisian). The fossiliferous content is restricted to rare badly-preserved foraminifers (*Glomospira* sp.).

PALEONTOLOGY

The fossils occurring in the stratigraphical sections described in this paper were already known to the early authors who dealt with the stratigraphy of the Southern Alps (WISSMANN & MÜNSTER, 1841; HAUER, 1850; LEPSIUS, 1878; TOMMASI, 1895; WITTENBURG, 1908; OGILVIE GORDON, 1927; LEONARDI, 1935). The most comprehensive works on mollusc faunas of the Dolomites are confined almost entirely to TOMMASI (1895) and LEONARDI (1935). Since LEONARDI's work some occasional revision has been made, for instance, on the gen. *Eumorphotis* BITTNER (ICHIKAWA, 1958), on ammonites (KUMMEL, 1969), on Pectinidae (ALLASINAZ, 1972).

Some years ago, preliminary revision of *Eumorphotis* and *Claraia* from the Dolomites has been carried out during a stratigraphical revision of Werfen Formation by BROGLIO LORIGA et al. (1983).

Although the Scythian faunas of the Southern Alps have been studied and known for more than a century, their taxonomic position is rather confused for these different reasons.

- 1 - The "Werfenian" fossils are mostly represented by natural casts, internal and composite moulds (sensu McALESTER, 1962; BAMBACH, 1973), which only rarely make it possible to observe important taxonomic features (i.e. the hinges and the internal features of the pelecypods).
- 2 - To a varying extent the fossils are affected by deformation, mostly due to the diagenetic compaction and plasticity of the marly sediments where they were included. The deformation produces extremely variable outlines and shapes in specimens belonging to the same species, making their specific recognition very difficult.
- 3 - The old practice to establish new species and subspecies at any morphological variation, frequently on the basis of a restricted number of specimens, resulted in a great nomenclature proliferation, which does not correspond with the low diversity of the Scythian faunas (BROGLIO LORIGA et al., 1983, p. 551).
- 4 - Some further problems arise from the classification of Southern Alps Lower Triassic fossils into the taxa erected on the German Muschelkalk material, pertaining to a different geographical area and to a different and generally younger stratigraphic unit. The use of these taxonomic names for the "Werfenian" faunas was allowed mainly by the poor preservation of the fossils and by a rough resemblance to German material. It is possible that some misinterpretation was done by early authors.

PURPOSES

Purposes of the paleontological part of this paper are:
- a critical approach to the taxonomic revision of the so-called "*Myacites*", "*Myophoria*", "*Gervilleia*", "*Myalina*"; a revision about these fossils is still in progress and some preliminary results are given.

- A complete illustration of the macrofaunal assemblage founded in the Upper Scythian (Cencenighe and S. Lucano Members).

LEGENDA

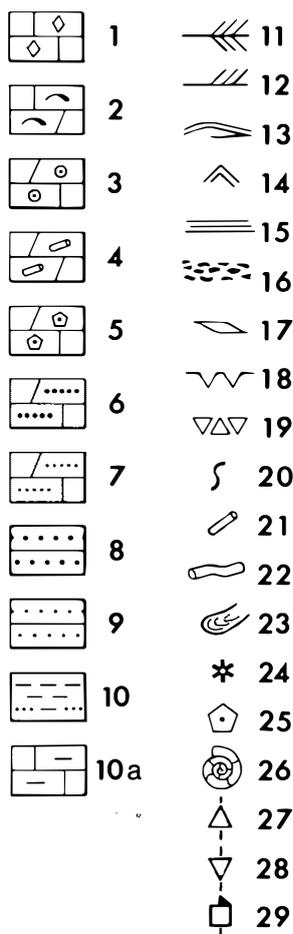


Fig. 4: Cencenighe Member and S. Lucano Member, Val Averta section.
 Legend: 1 - calcarenites (in general); 2 - bioclastic (bivalves) limestone and dolomite; 3 - oolitic dolomite and limestone; 4 - intra-clastic dolomite; 5 - bioclastic (encrinitic) limestone and dolomite; 6 - arenaceous dolomite and limestone; 7 - silty dolomite and limestone; 8 - sandstone; 9 - siltstone; 10 - marl and silty marl; 10 a - marly mudstone; 11 - herringbone; 12 - cross-bedding; 13 - hummocky cross lamination; 14 - wave ripples; 15 - even lamination; 16 - intra-formational breccias; 17 - fenestrae; 18 - mud-cracks and teepee; 19 - evaporitic breccia; 20 - bioturbation; 21 - vertical burrows; 22 - horizontal (deposit-feeders) burrows; 23 - rhizocorallid burrows; 24 - main fossiliferous layers (in *1F numbers within brackets refer to table 1); 25 - crinoid remains; 26 - *Meandrospira pusilla* (HO); 27 - FU-sequence; 28 - CU-sequence; 29 - random and symmetrical sequences.

CONVENTIONS

Because of the previously quoted problems it needs to state some conventions about fossil classification here used.

Reviewed taxa

The fossils belonging to these groups have been classified according to the indications of the quoted authors:

Eumorphotis - ICHIKAWA (1958); BROGLIO LORIGA et al. (1983); BROGLIO LORIGA & MIRABELLA (1984, in press).

Pectinids - ALLASINAZ (1972).

Ammonoids - KUMMEL (1969). According to KUMMEL's indications, we have placed all the *Dinarites* specimens, characterized by extremely changeable ornamentation, in the species *D. dalmatinus* (HAUER), which is regarded as a "single, variable species" (KUMMEL, 1969; p. 507), which, through a complete gradation, range from strong radial ribbed to smooth form (see pl. 4, figs. 1-6).

Not reviewed, but well defined taxa

Some fossils, as not being reviewed recently, are rather well-defined and easily recognizable; they are *Costatoria costata* (ZENKER) and the gastropods *Natiria costata* (MUNSTER) and "*Turbo*" *rectecostatus* HAUER, widely used as biostratigraphic markers.

The gastropods show problems only respect to the genus. The genus *Turbo*, according to the "Treatise", appears only in the Upper Cretaceous; therefore HAUER's species would not pertain to such taxon. In *Natiria costata* some taxonomic characters (i.e. callus, umbelicus, etc.) are lacking, due to the preservation degree; as YIN & YOCHELSON (1983) have already observed on Chinese material, this does not allow to state if the species belongs to the gen. *Natiria* or another genus. However, the specific names of the gastropods have been used since the last century to indicate two well-defined morphological groups without any ambiguity.

Problematic taxa

The pelecypods "*Myacites*" (also known as *Homomya*, *Pleuromya*, *Anoplophora*, *Anodontophora* etc.), *Gervilleia* and *Myophoria* are the most problematic taxa in the examined fauna, as the systematics of these groups bases on characters which cannot be easily recognized in the specimens found in the Werfen Formation.

This classification work needs to be supported by a taxonomic review, which is difficult as the types of many species created in the first half of the 19th century have now been lost and we know neither the locus typicus nor the stratum typicum of the different species.

We have tried to clarify the meaning in which the taxonomical names are used, through illustrations and references to literature. It is possible that the present nomenclature pattern may change during our revision; however, the illustrated morphogroups should maintain their validity.

About the pelecypods, the complete lists of bibliographic references until 1931 are reported in Fossilium Catalogus (DIENER, 1923; KUTASSY, 1931); the workers report only:

- selected references posterior to Fossilium Catalogus;
- findings in the Southern Alps;
- changes in the generic attribution of the taxa;
- exhaustive descriptions and illustrations.

Group "*Gervilleia*" Auctt.

Most of the studied specimens from the Dolomites pertain to the gen. *Bakevella* KING, 1848 (according to COX in MOORE (ed.), 1969), except some with a high torsion probably ascribable to the gen. *Haernesia* LAUBE, 1866 (pl. 1, figs 8, 9).

The following six morphogroups have been recognized on the basis of the outline and of the maximum obliquity angle (sensu ALLASINAZ, 1964; "angolo di massima obliquità", p. 686, f. 2).

Bakevella castelli (WITTENBURG)

(pl. 1, figs 1, 2)

- 1908 a *Edentula castelli* WITTENBURG, p. 78, text-fig. 11.
1908 b *Edentula castelli* - WITTENBURG, p. 32, pl. 4, f. 11-13.
1927 *Edentula castelli* - OGILVIE GORDON, p. 29, pl. 2, f. 31.

Originally attributed to gen. *Edentula* WAAGEN, 1907 (= *Waagenoperna*, TOKUYAMA, 1959); this morpho-species belongs to the gen. *Bakevella* for the postero-lateral teeth in the mature stage occurring both in specimens of our collection and in WITTENBURG's illustrations.

Bakevella albertii (MÜNSTER)

(pl. 1, figs. 3-4)

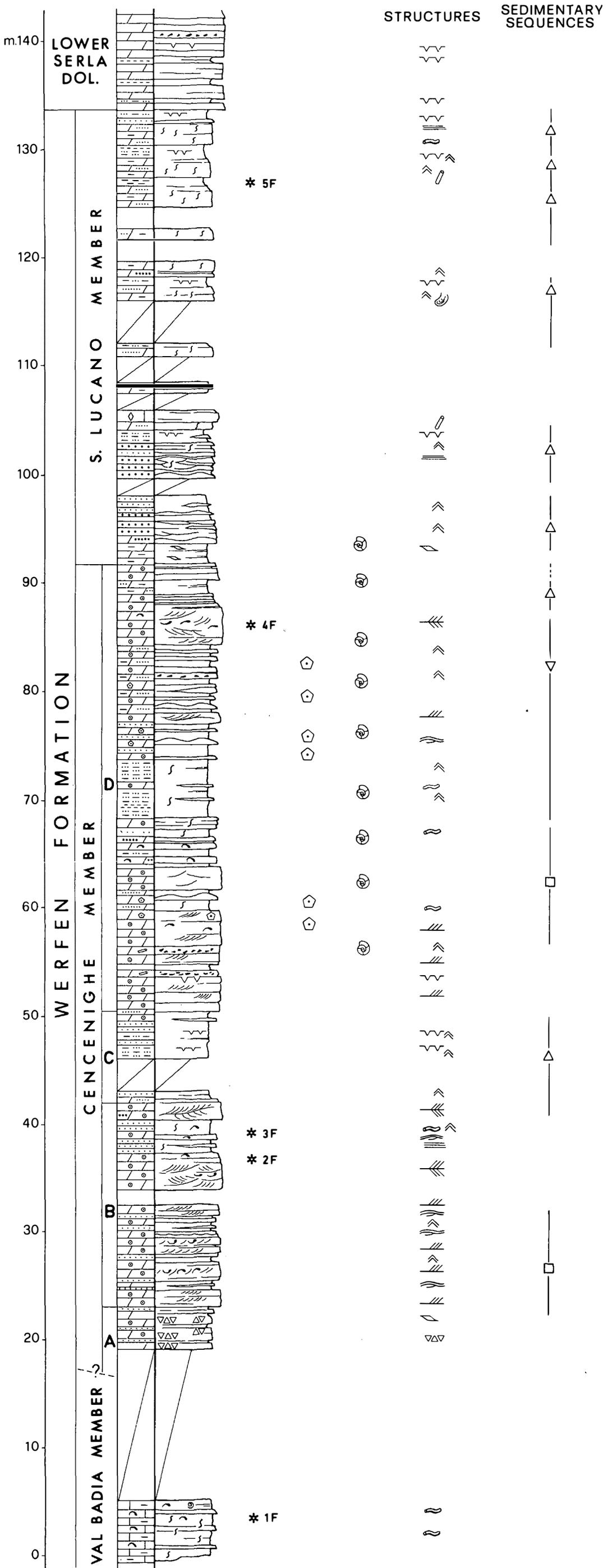
- 1838 *Avicula alberti* MÜNSTER (in GOLDFUSS), p. 127, pl. 116, f. 9.
1851 *Gervilleia albertii* - CREDNER, p. 654, pl. 6, f. 7 a-d.
1904 *Gervilleia albertii* - FRECH, p. 15, textfigs 14 a, b.
1935 *Gervilleia mytiloides* (SCHLOTH.) - LEONARDI, p. 50, pl. 2, f. 13.

In the past *Bakevella albertii* was considered to be synonymous of *B. mytiloides* (= *Solenites mytiloides* SCHLOTHEIM, 1820, p. 81, lacking of original illustration). If the original types of *B. mytiloides* will not be found, it will probably be declared invalid SCHLOTHEIM's species, because the original description was insufficient and lacking of illustration.

Bakevella gr. *exporrecta* (LEPSIUS)

(pl. 1, figs. 10, 11)

- 1878 *Gervilleia exporrecta* LEPSIUS, p. 352, pl. 1, f. 6 a-c.
1878 *Gervilleia incurvata* LEPSIUS, p. 353, pl. 1, f. 3 a, b.
1895 *Gervilleia meneghinii* TOMMASI, p. 55, pl. 3, f. 14 a, b.
1907 *Gervilleia exporrecta* - FRECH, p. 13, pl. 1, f. 5 a, b, 6.
1935 *Gervilleia exporrecta* - LEONARDI, p. 52, pl. 2, f. 10-11.



1982 *Gervilleia exporrecta* - CHEN, p. 213, pl. 13, f. 16-18.

This heterogeneous group is represented by a great number of specimens characterized by a wide range of morphological variability, which is in some extent ascribable to deformation. Many specimens are classifiable as *B. exporrecta*, others could pertain to *B. incurvata* (LEPSIUS) and other to *B. meneghinii* (TOMMASI); however the occurrence of a lot of transitional stages (without a well defined trend) between *B. exporrecta* and the latter two species, makes it difficult to draw the species boundary inside the group. It is possible that further examination of the types of the three quoted species may confirm the present view of the writers that *B. meneghinii*, *B. incurvata* and *B. exporrecta* are conspecific. In this case, the species-name has to be *B. exporrecta*, which has the priority on *B. meneghinii*, and it is better known and better defined than *B. incurvata*.

Bakevellia cf. *exporrecta* var. *linearis*
(OGILVIE GORDON)
(pl. 1, figs. 6, 7)

1878 *Gervilleia polyodonta* STROMBECK - LEPSIUS, p. 352, pl. 1, f. 4 a-c.

1899 *Gervilleia* cfr. *exporrecta* - BITTNER, p. 16, pl. 3, f. 13, 15.

1927 *Gervilleia exporrecta* var. *linearis* OGILVIE GORDON, p. 37, pl. 3, f. 14.

1935 *Gervilleia polyodonta* - LEONARDI, p. 51, pl. 2, f. 18.

The specimens show a close affinity to *G. polyodonta* STROM. as described by LEPSIUS (op. cit.). However, BITTNER (1899) expressed the view that the specimens of LEPSIUS are different from the STROMBECK type, because the former are inequivalve, while this type is equivalve. BITTNER, therefore, stated that the specimens figured by LEPSIUS show features more similar to *B. exporrecta* and referred them to this species. Later, OGILVIE GORDON (1927), finding in the Dolomites some *Gervilleia*e similar to the specimens of LEPSIUS and following BITTNER's observations, recognized some other distinctive features: the umbo is placed forward and the inflated area near the line of maximum obliquity is more elongated and narrower than in *B. exporrecta*. Consequently,

she suggested to establish "temporarily" the *linearis* variety of *B. exporrecta*. The specimens here presented show the features described by OGILVIE GORDON; the writers follow her attribution with some reservation, because she figured only one specimen, partially covered by sediment and by other *Gervilleia*e.

Bakevellia cf. *ladina* (LEONARDI)
(pl. 1, fig 5 A)

1932 *Gervilleia ladina* LEONARDI, p. 34, f. 4

1935 *Gervilleia ladina* - LEONARDI, p. 52, pl. 2, f. 17.

1943 ? *Gervilleia ladina* BONI, p. 14, pl. 2, f. 8.

The specimens, represented only by internal moulds of left valves, show an outline similar to *B. ladina* according to its original description and illustration. However, the specimens occurring in the bed 4F of Val Averta show smaller size (about 1/3) than LEONARDI's species; furthermore, they do not show the complete morphology of the posterior wing and anterior auricle, due to the kind of preservation.

Bakevellia cf. *costata* (SCHLOTHEIM)
(sensu CREDNER, 1851, p. 647, pl. 6, f. 3 a, b)
(pl. 1, fig. 5 B)

1820 *Mytulites costatus* SCHLOTHEIM, p. 298, pl. 37, f. 2.

1851 *Gervilleia costata* - CREDNER, p. 647, pl. 6, f. 3 a, b.

1972 *Bakevellia* (*Neobakevellia*) *costata* - FARSAN, p. 146, pl. 38, f. 1-5.

In the outline the specimens of this morphogroup are comparable with *B. costata* from the German Muschelkalk, but they slightly differ in the concentric ornamentation, less pronounced in our specimens, and in less developed anterior auricle.

Group "*Myacites*" Auctt.

The group, including only endobionts, shows the greatest taxonomic problems and the greatest nomenclature confusion, both at generic and specific levels, as the main taxonomic elements are not preserved. From time to time the Lower Triassic species of "*Myacites*" have been referred to genera *Homomya*

AGASSIZ, 1843; *Pleuromya* AGASSIZ, 1843; *Anoplophora* ALBERTI, 1864; *Anodontophora* COSSMANN, 1897. According to COX (in MOORE (ed.), 1969, p. N842) the genus-name "*Myacites*" is not available for purposes of nomenclature. Furthermore, COX (op. cit.) stated that the genera *Anoplophora* and *Anodontophora* (type-species *Myacites fassaensis* WISSMANN, 1841; from Lower Triassic) are synonymous of *Unionites* WISSMANN, 1841 (type-species *U. muensteri* WISSMANN, 1841; from Carnian).

Following this statement, in the paper the so-called "*Myacites*" *fassaensis* and "*M.*" *canalensis* are placed in the genus *Unionites*.

About genera "*Homomya*" and "*Pleuromya*", these taxonomic names are used here in the meaning of early authors, because the objective lacking of some important taxonomic features does not allow to follow the revision of the genera by COX (op. cit.).

Unionites fassaensis (WISSMANN)
(sensu HAUER, 1850, p. 3, pl. 1, f. 4)

- 1841 *Myacites fassaensis* WISSMANN, p. 9, pl. 16, f. 2 a-c.
 1850 *Myacites fassaensis* - HAUER, p. 3, pl. 1, f. 4.
 1846 *Anoplophora fassaensis* - ALBERTI, p. 137, pl. 3, f. 8 a, b.
 1882 *Pleuromya (Myacites) fassaensis* - TOMMASI, p. 63, pl. 1, f. 9 a, b.
 1895 *Pleuromya (Myacites) fassaensis* - TOMMASI, p. 62, pl. 4, f. 2, 3.
 1889 *Anodontophora (Myacites) fassaensis* - BITTNER, p. 22, pl. 3, f. 28-33.
 1922 *Homomya fassaensis* - BENDER, p. 55, pl. 1, f. 6 a-c, pl. 2, f. 6-9.
 1927 *Anodontophora (Myacites) fassaensis* - OGILVIE GORDON, p. 27, pl. 2, f. 25 a, b.
 1935 *Homomya fassaensis* - LEONARDI, p. 32, pl. 1, f. 5.
 1937 *Homomya fassaensis* - VIALLI, p. 97, pl. 6, f. 17.
 1963 *Unionites fassaensis* - CIRIACKS, p. 82, pl. 16, f. 13.
 1982 *Unionites fassaensis* - CHEN, p. 218, pl. 2, f. 16.

The classification of this species is not based on WISSMANN's original illustrations, because the illustrated type-specimens are very different from one to the other and their description is very insufficient.

The determination of this taxa follows the picture by HAUER (1850, pl. 1, fig. 4), which is the first representative illustration subsequent to the one by WISSMANN.

Unionites fassaensis var. *brevis* (BITTNER)
(pl. 2, fig. 9)

- 1901 *Myacites fassaensis* var. *brevis* BITTNER, p. 84, pl. 9, f. 13-17.
 1907 *Anoplophora fassaensis* mut. *bittneri* FRECH, p. 41, pl. 7, f. 1 a, b.
 1927 *Anodontophora (Myacites) fassaensis* var. *brevis* - OGILVIE GORDON, p. 27, pl. 2, f. 26, 27.
 1935 *Homomya fassaensis* var. *brevis* - LEONARDI, p. 33, pl. 1, f. 6.
 1937 *Homomya fassaensis* var. *brevis* - VIALLI, p. 98, pl. 6, f. 18.

The specimens strongly resemble *U. fassaensis* var. *brevis* from the Lower Triassic of Bakony.

Unionites canalensis (CATULLO)
(sensu SCHAUROTH, 1859, p. 327, pl. 2, f. 17)
(pl. 2, fig. 8)

- 1847 *Tellina canalensis* CATULLO, p. 56, pl. 4, f. 4.
 1859 *Tellina (Myacites) canalensis* - SCHAUROTH, p. 327, pl. 2, f. 17.
 1882 *Pleuromya (Tellina) canalensis* - TOMMASI, p. 64, pl. 1, f. 10.
 1895 *Pleuromya (Tellina) canalensis* - TOMMASI, p. 63, pl. 4, f. 5 a-e.
 1889 *Anodontophora (Myacites) canalensis* - BITTNER, p. 23, pl. 3, f. 34-38.
 1901 *Myacites canalensis* - BITTNER, p. 85, pl. 9, f. 11-12.
 1908 b *Anoplophora canalensis* - WITTENBURG, p. 33, pl. 5, f. 6.
 1927 *Anodontophora (Myacites) canalensis* - OGILVIE GORDON, p. 28, pl. 2, f. 28.
 1935 *Homomya canalensis* - LEONARDI, p. 35, pl. 1, f. 13-15.
 1937 *Homomya canalensis* - VIALLI, p. 95, pl. 6, f. 7-9.
 1963 *Unionites canalensis* - CIRIACKS, p. 81, pl. 16, f. 11-12.
 1982 *Unionites canalensis* - CHEN, p. 218, pl. 3, f. 12, 15, 19.

According to OMBONI (1882), who has seen the types, CATULLO's illustration would not comply with the original types; therefore, *Tellina canalensis* should be rather considered as synonym of *U. fassaensis*. Nevertheless most authors accepted the species as interpreted by SCHAUROTH (1859). In this latest meaning *U. canalensis* represents a morphological group definitely different from *U. fassaensis*.

"*Homomya*" sp.
(pl. 2, fig. 7)

This group includes specimens in the outline closely similar to *Homomya albertii* (VOLTZ) from German Muschelkalk, but different in the lack of anterior concentric folds characterizing VOLTZ's species. The classification at genus level is doubtful, as the "Treatise" placed most of "*Homomya*" from Muschelkalk into *Pachymya* (*Arcomya*) ROEMER, 1839. As our knowledge is still insufficient to illuminate the problem, we have provisionally classified these specimens according to early authors' opinions.

"*Pleuromya*" *elongata* (SCHLOTHEIM)
(pl. 2, fig. 10)

- 1820 *Myacites elongatus* SCHLOTHEIM, p. 109, pl. 33, f. 3 a, b.
1922 *Pleuromya elongata* - BENDER, p. 90, pl. 3, f. 2 a-c, 3.
1927 *Anodontophora (Myacites) elongata* - OGILVIE GORDON, p. 28, pl. 2, f. 29.
1935 *Pleuromya elongata* - LEONARDI, p. 37, pl. 1, f. 19, 22.

This morpho-species, easy to recognize, is not common in the studied stratigraphic units. At the genus level the taxonomic problems are the same as of "*Homomya*" sp.: poor preservation of the main taxonomic features and insufficient knowledge about the original material.

Group "*Myophoria*" Auctt.

Since the 19th century several workers reported the common occurrence in the "Werfener Schichten" of the species *Myophora ovata* (GOLDFUSS) and *M. laevigata*

(ZIETHEN), originally described from the German Muschelkalk. According to COX (in MOORE (ed.), 1969) the latter is the type-species of *Neoschizodus* GIEBEL, 1856. The material collected from the Dolomites does not display new evidences to discuss this classification.

Neoschizodus cf. *laevigatus* (ZIETHEN)
(pl. 2, fig. 1)

- 1830 *Trigonia laevigata* ZIETHEN, p. 94, pl. 71, f. 2, 6 (not seen).
1838 *Lyrodon laevigatum* - GOLDFUSS, p. 197, pl. 135, f. 12.
1856 *Neoschizodus laevigatus* - GIEBEL, p. 40, pl. 3, f. 1, 9, 10.
1864 *Myophoria laevigata* - ALBERTI, p. 115.
1878 *Myophoria laevigata* - LEPSIUS, p. 356.
1935 *Myophoria laevigata* - LEONARDI, p. 41, pl. 1, f. 30, 31, 33.
1960 *Neoschizodus* cf. *laevigatus* - NAKAZAWA, p. 56, pl. 6, f. 21-32.
1963 *Myophoria laevigata* - CIRIACKS, p. 82, pl. 16, f. 18, 19.

Our specimens differ from the typical forms of German Muschelkalk and of the Anisian of the Southern Alps in the less pronounced keel and the slightly more elongated outline.

? *Neoschizodus laevigatus* var. *elongatus* (PHILIPPI)
(sensu OGILVIE GORDON, 1927)
(pl. 2, fig. 2)

- 1927 *Myophoria laevigata* var. *elongata* PHILIPPI - OGILVIE GORDON, p. 33, pl. 3, f. 4, 14.
1935 *Myophoria laevigata* var. *elongata* - LEONARDI, p. 42, pl. 1, f. 32.

This is a homogeneous group with characters closely similar to that of *M. laevigata* var. *elongata* figured out by OGILVIE GORDON (op. cit.). However, the authors observe that specimens from the Dolomites possess a slight depression in front of the marginal carina, which causes a shallow sinus in the ventral margin. In addition, concentric ornamentation traces differentiate also our specimens from those figured out as *M. laevigata* var. *elongata* by SCHMIDT (1928, p. 185, textfig. 425). Due to such evidences, the

specimens of this group display some resemblances to *Lyriomyophoria elegans* (DUNKER), which, however, shows a more pronounced concentric ornamentation.

Neoschizodus ovatus (GOLDFUSS)
(pl. 2, fig. 3-5)

- 1838 *Lyrodon ovatum* GOLDFUSS, p. 197, p. 135, f. 11.
1856 *Neoschizodus ovatus* - GIEBEL, p. 42, pl. 4, f. 6 (not seen).
1864 *Myophoria ovata* - ALBERTI, p. 118.
1878 *Myophoria ovata* - LEPSIUS, p. 355, pl. 1, f. 7 a, b.
1895 *Myophoria ovata* - TOMMASI, p. 16, pl. 1, f. 19.
1935 *Myophoria ovata* - LEONARDI, p. 41, pl. 1, f. 29.
1943 *Myophoria ovata* - BONI, p. 5, pl. 1, f. 10.
GOLDFUSS's typical form prevails in the lower layers of Cencenighe Memer. The specimens of the uppermost fossiliferous bed (VA, 4F) show more elongated outline and have L/H ratio higher than 1.40; according to RUBENSTRUNCK, 1909 (fide OGILVIE GORDON, 1927), they can be referred to *N. ovatus* var. *elongatus* GIEBEL.

Group "*Myalina*" Auctt.

Rare myalinids (7 specimens) have been found in all the three fossiliferous layers with *Dinarites dalmatinus* (HAUER); they have been attributed, on the basis of CIRIACKS's and CHEN's determination, to the gen. *Promyalina* KITTL, 1904.
The specimens show a great morphological variability. Due to the exiguity of the sample, at present it is impossible to state if it is intra- or inter-specific variability. They are therefore temporarily referred to a single group.

Promyalina eduliformis (SCHLOTH.)
var. *praecursor* (RENZ)
(pl. 2, figs 11, 12)

- 1904 *Myalina eduliformis* mut. *praecursor* RENZ, in FRECH, p. 21, textfig. 23 (not fig. 24, 25)
?1938 *Myalina putiatinensis* KIPARISOVA, p. 292, pl. 6, f. 10-12.

1943 ? *Mytilus eduliformis* var. *praecursor* - BONI, p. 10, pl. 2, f. 18.

?1963 *Promyalina putiatinensis* - CIRIACKS, p. 75, pl. 16, f. 1-5.

?1982 *Promyalina intermedia* CHEN, p. 212, pl. 3, f. 10, 11.

Some specimens display also some similarities with *P. putiatinensis* (KIPARISOVA) which, in turn, is not very different from RENZ's type (only fig. 23). The relationships and the difference between these two taxa are so far confused that it is questionable to classify such specimens as *P. putiatinensis* or *P. praecursor*. Furthermore, neither of the two species pertains to the same age of our specimens; *P. putiatinensis* occurs in the *Claraia* beds of S. Ussuri and western USA, while the species by RENZ comes from Anisian of the Transdanubian range (Hungary).

BIOSTRATIGRAPHICAL AND CHRONOSTRATIGRAPHICAL
CONSIDERATIONS

Cencenighe and S. Lucano Members were established by FARABEGOLI et al. (1977) and PISA et al. (1979), who did not report significant macrofaunal associations in these units. Based on the stratigraphic position of these units, their lateral relationship (assumed heteropic change among Cencenighe Member; S. Lucano Member and Lower Serla Dolomite), and the micropaleontologic content (Foraminifera pertaining to the gen. *Meandrospira*), the quoted authors suggested an Upper Scythian-Lower Anisian age for both Cencenighe and S. Lucano Members, and considered the Lower Serla Dolomite as Lower Anisian. Previously, ROSSI (1973) placed the oolitic sequences of Cencenighe Member within the Lower Anisian; at that time this member was ascribed to "*Dadocrinus gracilis* beds" due to the high frequency of crinoid remains. Actually there is no evidence that the crinoid remains of Cencenighe Member belong to *Dadocrinus gracilis*, thus suggesting Anisian age; GAETANI (1969) had already criticized the biostratigraphic value attributed to these remains.

When *Dinarites dalmatinus* and other fossils of Cencenighe Member (BROGLIO LORIGA et al., 1983) were found, this unit was recognized as belonging to the Upper Scythian (Spathian); nevertheless the occasional characters of these findings, concentrated on the lower part of the member, and the lack of

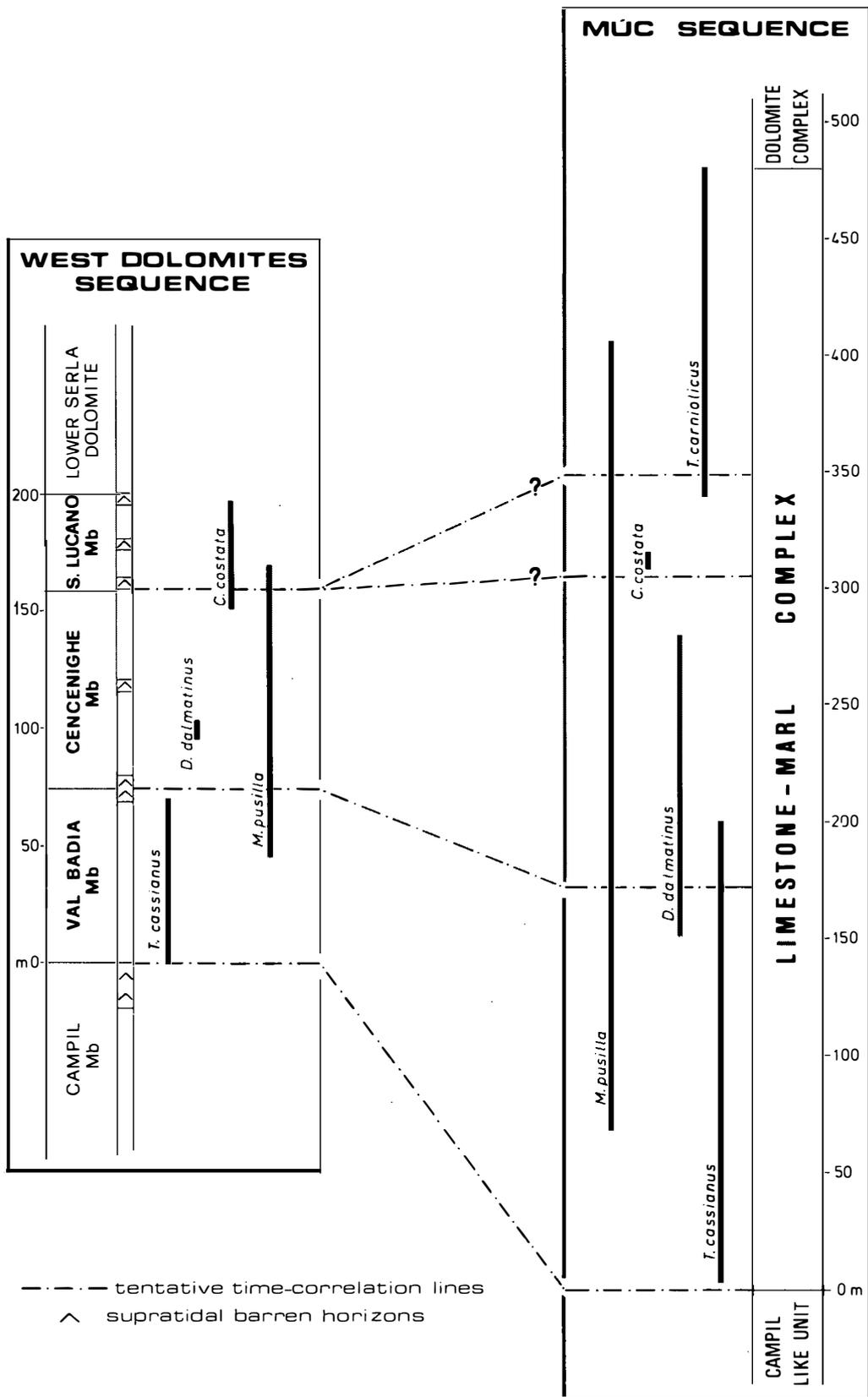


Fig. 5: Tentative correlation of upper Werfen Formation in Muć (Dalmatia) and western Dolomites. Data on Muć sequence from HERAK et al. (1983) and SCAVNICAR & SUSNJARA (1983).

data on S. Lucano Member did not make it possible to classify precisely the upper part of the Werfen Formation.

Still recently BLENDINGER (1983) ascribed the Cencenighe Member, at least partly, to the Lower Anisian.

The new fossil material found in the Southern Alps together with new significant data on the biostratigraphy of the upper part of the Werfen Formation outside this area (see particularly HERAK et al., 1983) made it possible to reconsider the question of dating of these lithostratigraphic units.

The data on the Dolomites show the following faunal sequence in the upper part of Werfen Formation:

- 1) *Tirolites cassianus* faunae; they characterize the Val Badia Member and include *Eumorphotis kittli*, *Unionites*, *Neoschizodus*, "*Turbo*" *rectecostatus*, *Natiria costata*, etc.; the main biostratigraphic markers (*T. cassianus*, *E. kittli*) frequently occur from base to top of the member (BROGLIO LORIGA et al., 1983); in the upper part of the *cassianus* interval the occurrence of rare and poorly preserved specimens of *Dinarites* sp. is possible.
- 2) *Dinarites dalmatinus* faunae, represented by rich fossiliferous horizons in the lower part of Cencenighe Member; such horizons are characterized by the presence of *Eumorphotis telleri*, *Natiria costata*, "*Turbo*" *rectecostatus* as well as high frequency of the pelecypods *Unionites*, *Neoschizodus*, *Bakevella*, which are quantitatively prevailing in the fauna.
- 3) After a large poorly fossiliferous interval, close to top of Cencenighe Member an association mainly consisting of *Neoschizodus* occurs, also including *Bakevella* and the first specimens of *Costatoria costata* with small sizes and few ribs; *E. telleri* and *D. dalmatinus* have disappeared; they have never been found in this stratigraphic position in any of the Dolomites-sections (with the exception of a badly preserved specimen of *Dinarites* sp. from the top of the Cencenighe Member near Passo Rolle). In this interval crinoid remains are found frequently.

- 4) The overlying S. Lucano Member shows a diminished fossiliferous content due to the predominance of inter- and supratidal conditions. In Val Averta section a fossiliferous layer with *Costatoria costata*, *Bakevella*, *Unionites*, *Neoschizodus* and *Natiria costata* was found close to the top of the Member.

The biostratigraphical investigation of other areas in the Southern Alps, still in progress, is emphasizing that *C. costata* is a rather frequent component of the faunal associations of upper Cencenighe and S. Lucano Members; it occurs in many layers, regularly above the *Dinarites* beds.

Many authors used *C. costata* as marker of the Upper Scythian and Scythian-Anisian boundary; its range could reach as far as the Lower Anisian, as is proved by the association with *Myophoria vulgaris* reported by KOZUR (1975) and *Coenothyris vulgaris* reported by GANEV (1974). Within the Dolomites the lack of true Anisian elements and the presence of elements with a Werfenian affinity in the fossil assemblage with *Costatoria costata* exclude a younger age than Upper Scythian for such faunae.

As for the microfauna, in the sequences here described the foraminifer *Meandrospira pusilla* (HO), frequently associated with forms pertaining to the gen. *Glomospira* and *Glomospirella*, is well recorded in the upper part of the Val Badia Member, in the whole Cencenighe Member (where it has its acme-zone) and in the lower part of S. Lucano Member. In the Lower Serla Dolomite only a few specimens, poorly preserved, of *Glomospira* and *Glomospirella* were found.

Data on conodonts concerning the examined stratigraphic sections are not available so far; according to BRANDNER et al. (1984) both Val Badia and Cencenighe Members of the Dolomites would pertain to the *Neospathodus triangularis* zone; furthermore, the occurrence of *N. homeri* at the top of the series is recorded (Cencenighe Member p.p.? - S. Lucano Member?).

The faunal sequence here described can lead to bio- and chronostratigraphic consideration. However, we must take into account, that from Cencenighe Member upwards, presence or absence of the different taxa can be strongly controlled by the environment,

i.e. recurring influence of peritidal conditions. From a biostratigraphic point of view the sequence of faunae of Cencenighe and S. Lucano Members may represent a useful means of correlation within the Southern Alps; besides it may emphasize the importance of comparisons with similar faunal sequences outside this area.

Faunae comparable with those occurring in the Dolomites are present in Hungary, Dalmatia and the Upper Austroalpine units of the Eastern Alps. The data available from literature are not always homogeneous because the exact position in the succession of the different fossils is not always provided and, due to the confusion of nomenclature of Werfenian fossils, we cannot always be sure that a species-name actually refers to a well-defined morphological group.

A sufficiently detailed comparison is possible with the Muć section (Dalmatia), recently examined by KRYSZYN (1974) and HERAK et al. (1983) from a biostratigraphic point of view, and by SCAVNICAR & SUSNJARA (1983) from a sedimentological standpoint.

The sequences, showing sedimentary facies generally similar to those occurring in the Val Badia Member of the Dolomites, contain ammonoid faunae already described by KITTL (1903), which make it possible to recognize two zones, a lower one with *Tirolites cassianus* and an upper one with *T. carniolicus*.

Although the base of the *carniolicus* zone conventionally corresponds with the top of the *cassianus* zone, between the uppermost finding of *T. cassianus* and the first occurrence of *T. carniolicus* an interval of about 150 m occurs, where ammonoids of the genus *Dinarites* (including *D. dalmatinus*), gastropods and bivalves are found; just below the first occurrence of *T. carniolicus* the abundant presence of *Costatoria costata* has to be pointed out.

Therefore the following elements occur both in the Southern Alps and Dalmatia:

- a) a well recorded *T. cassianus* zone;
- b) an interval (above this zone) characterized by *Dinarites*, associated with other fossils;
- c) the presence of *Costatoria costata* in stratigraphic levels higher than *cassianus* zone.

In the sequence of the Southern Alps a definitely smaller number of ammonoids than in the Muć series is found. The absence of *Tirolites carniolicus* in the upper part of the Werfen Formation could be explained in two contrasting ways:

- 1) the unit corresponding with *T. carniolicus* beds in the Dolomites is to be placed above *C. costata* layers and, therefore, into the barren dolomitic complex corresponding with Lower Serla Dolomite.
- 2) The absence of *T. carniolicus* can be ascribed to facies control; the equivalent of *carniolicus* beds could be represented by S. Lucano Member, and probably the upper part of Cencenighe Member. This assumption is illustrated in the tentative correlation between the Dolomites and Muć sequences in fig. 5.

In both cases Cencenighe Member as well as S. Lucano Member would entirely belong to the Scythian.

There is no evidence so far suggesting that the Scythian-Anisian boundary corresponds with the lithostratigraphic boundary between Werfen Formation and Lower Serla Dolomite or lies within the sterile dolomitic complex represented by the latter formation, as it has been suggested by KRYSZYN (1974) for Dalmatia.

ACKNOWLEDGEMENTS

We express our gratitude to Prof. C. BROGLIO LORIGA for helpful suggestions and continuous encouragement during preparation of this work, especially for the paleontological part.

We are grateful to Prof. A. BOSELLINI who revised and polished the English text; to Prof. D. MASETTI, who worked together with us in some sections described here, and to Dr. W. RESCH for the translation of the abstract into German.

Our thanks belong to Mr. R. BRANDOLI for the photos and to Mr. F. NALIN for the drawings.

| -TABLE 1- | | Lusia-Piavac | Val Sorda | Val Averta 2F | Val Averta 4F | Val Averta 5F |
|---|--|--------------|-----------|---------------|---------------|---------------|
| FOSSILS-LIST OF CENCENIGHE AND St.LUCANO MEMBERS | | | | | | |
| (For the setting of the fossiliferous layers see fig.2) | | | | | | |
| 1 | <u>Promyalina eduliformis</u> (Schlotheim) var. <u>praecursor</u> (Renz) | * | * | * | | |
| 2 | <u>Bakevella castelli</u> (Wittenburg) | * | | | | |
| 3 | <u>B.albertii</u> (Münster) | * | * | * | | |
| 4 | <u>B. gr. exporrecta</u> (Lepsius) | * | * | * | * | * |
| 5 | <u>B. cf. exporrecta</u> var. <u>linearis</u> (Ogilvie Gordon) | * | * | * | * | |
| 6 | <u>B. cf.ladina</u> (Leonardi) | | | | * | |
| 7 | <u>B. cf.costata</u> (Schlotheim) | | | | * | |
| 8 | <u>Hoernesia</u> sp. | | * | | | |
| 9 | <u>Eumorphotis telleri</u> (Bittner) | * | * | * | | |
| 10 | <u>E. tenuistriata</u> (Bittner) | | * | | | |
| 11 | <u>E. reticulata</u> (Richthofen) <u>sensu</u> (Wittenburg) | | * | | | |
| 12 | <u>E. cf. beneckeii</u> (Bittner) | | * | | | |
| 13 | <u>Leptochondria albertii</u> (Goldfuss) | * | * | * | | |
| 14 | <u>Entolium discites</u> (Schlotheim) var. <u>microtis</u> (Bittner) | | * | * | | |
| 15 | <u>Schythentolium tyrolicum</u> (Wittenburg) | * | * | * | | |
| 16 | <u>Avichlamys tellinii</u> (Tommasi) | * | * | * | | |
| 17 | <u>Neoschizodus</u> cf. <u>laevigatus</u> (Ziethen) | | * | * | | |
| 18 | ? <u>N.laevigatus</u> var. <u>elongatus</u> (Phil.) <u>sensu</u> (Ogilvie Gord.) | | * | * | | |
| 19 | <u>N. ovatus</u> (Goldfuss) | * | * | * | * | * |
| 20 | <u>Costatoria costata</u> (Zenker) | | | | * | * |
| 21 | <u>Unionites canalensis</u> (Catullo) <u>sensu</u> (Schauroth) | * | * | * | | |
| 22 | <u>U. fassaensis</u> (Wissmann) <u>sensu</u> (Hauer) | | | | | * |
| 23 | <u>U. fassaensis</u> var. <u>brevis</u> (Bittner) | | * | | | |
| 24 | " <u>Pleuromya</u> " <u>elongata</u> (Schlotheim) | | * | | | |
| 25 | " <u>Homomya</u> " sp. | | * | | * | |
| 26 | <u>Naticopsis gaillardoti</u> (Lefroy) | * | * | * | | * |
| 27 | <u>Natiria costata</u> (Münster) | * | * | * | | * |
| 28 | " <u>Turbo</u> " <u>rectecostatus</u> Hauer | * | * | | | |
| 29 | <u>Coelostylina werfensis</u> Wittenburg | | | | * | * |
| 30 | <u>Poligyryna gracilior</u> (Schauroth) | * | | | | |
| 31 | <u>Dinarites dalmatinus</u> (Hauer) | * | * | * | | |

Cencenighe=Cencenighe Member; \$=San Lucano Member

Cencenighe \$

REFERENCES .

- ALBERTI, F. (1864): Überblick über die Trias mit Berücksichtigung ihres Vorkommens in den Alpen. - 1-353, 7 pls, Stuttgart.
- ALLASINAZ, A. (1964): Il Trias in Lombardia, VIII. Note tassonomiche sul gen. *Bakevella* con revisione delle specie del Carnico lombardo. - Riv. Ital. Paleont. Strat., 70, n° 4, 673-706, 7 figs, 4 pls, Milano.
- ALLASINAZ, A. (1972): Revisione dei Pettinidi triassici. - Riv. Ital. Paleont. Strat., 78, n° 2, 189-380, 52 figs, 25 pls, Milano.
- ASSERETO, R. & CASATI, P. (1965): Revisione della Stratigrafia permotriassica della Val Camonica meridionale (Lombardia). - Riv. Ital. Paleont. Strat., 71, 999-1097, Milano.
- ASSERETO, R., DESIO, A.; DI COLBERTALDO, D. & PASSERI, L.D. (1968): Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 14 A, Tarvisio. - pp. 70, 14 figs, Ercolano (Napoli).
- ASSERETO, R.; BRUSCA, C.; GAETANI, M. & JADOUL, F. (1977): Le mineralizzazioni Pb-Zn nel Triassico delle Dolomiti. Quadro geologico e interpretazione genetica. - Ind. Miner., A. 28, 367-402, 23 figs, Faenza.
- BALOGH, K. (1981): Correlation of the Hungarian Triassic. - Acta geol. Acad. Scient. Hungar., 24, 1, 3-48, 5 figs, Budapest.
- BAMBACH, R.K. (1973): Tectonic deformation of composite-mold fossils Bivalvia (Mollusca). - Amer. Journ. Sci., 273 A, 409-430, 11 figs, 1 pl., New Haven.
- BECHSTADT, T. & BRANDNER, R. (1970): Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser und Olang Dolomiten, Südtirol). - In: Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg. - pp. 9-103, 18 pls, Univ.-Verl. Wagner, Innsbruck-München.
- BENDER, G. (1922): Die Homomyen und Pleuromyen des Muschelkalkes der Heidelberg Gegend. - Zeit. Deutsch. Geolog. Gesellschaft, b, 72 (1921), 24-112, 8 figs, 4 pls, Berlin.
- BITTNER, A. (1899): Versteinerungen aus den Trias-Ablagerungen des Süd-Ussuri-Gebietes in der ost-sibirischen Küstenprovinz. - Mem. Com. Geol., 7, n. 4, 1-35, 4 pls, St. Petersburg.
- BITTNER, A. (1901): Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyerwaldes. - Res. d. wiss. Erforsch. des Balatonsees, 1/1, Palaeont. Anhang, 1-106, 9 pls, Budapest.
- BLENDINGER, W. (1983): Anisian sedimentation and tectonics of the M. Pore- M. Cernera area (Dolomites). - Riv. Ital. Paleont. Strat., 89, n. 2, 175-208, 20 figs, Milano.
- BONI, A. (1943): Revisione della Fauna Triassica Bresciana: la fauna del Trias inferiore. - Riv. Ital. Paleont. Strat., 49, n. 2, 1-40, 4 figs, 2 pls, Milano.
- BOSELLINI, A. (1968): Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali. - Atti Acc. Naz. Lincei, s. 8, 9, n. 1, 1-32, 5 figs, 16 pls, Roma.
- BRANDNER, R.; DONOFRIO, D.A.; KRÄINER, K., MOSTLER, H.; RESCH, W. & STINGL, V. (1984): Correlation of transgressional and regressional events in the Lower Triassic of the Northern and Southern Alps (Buntsandstein-, Servino-, Werfen-Formation). - 5th Europ. Reg. Meet. of Sedimentology (IAS); Marseille, 9.-11.4.1984, Poster presentation, Abstract (2 pp.).
- BROGLIO LORIGA, C.; MASETTI, D. & NERI, C. (1983): La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia. - Riv. Ital. Paleont. Strat., 88, n. 4, 501-597, 27 figs, 6 pls, Milano.
- BROGLIO LORIGA, C. & MIRABELLA, S. (1984). - Il gen. *Eumorphotis* BITTNER (1901) nella biostratigrafia delle Scitico, Formazione di Werfen (Dolomiti). (In press).
- CASATI, P.; JADOUL, F.; NICORA, A.; MARINELLI, M.; FANTINI SESTINI, N. & FOIS, E. (1982): Geologia della valle dell'Ansiei e dei gruppi M. Popera Tre Cime di Lavaredo (Dolomiti Orientali). - Riv. Ital. Paleont. Strat., 87, n. 3, 371-510, 41 figs, 4 pls, 1 geologic map 1:25 000, Milano.
- CASSINIS, G. (1968): Studio stratigrafico del "Servino" di Passo Valdi (Trias inferiore dell'Alta Val di Caffaro). - Atti ist. Geol. Univ. Pavia, 19, 15-39, 4 figs, 6 pls, Pavia.
- CATULLO, T.A. (1847): Prodomo di Geognosia paleozoica delle Alpi Venete. - Mem. Soc. Geol. It., 187-339, 4 pls, Modena.
- CHEN, C.C. (1982): The series of the scientific expedition to the Quinghai-Xizang Plateau. - Paleontology of Xizang, 4, 211-224, 3 pls, Beijing.
- CIRIACKS, K.W. (1963): Permian and Eotriassic Bivalves of the Middle Rockies. - Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 125, a. 1, 5-100, 16 pls, New York.
- CREDNER, H. (1851): Über die Gervillien der Trias-Formation in Thüringen. - N. Jb. Miner., 641-657, 1 pl., Gotha.
- DE ZANCHE, V.; FARABEGOLI, E.; MIETTO, P. & SEDEA, R. (1980): Le unità stratigrafiche al limite Scitico-Anisico nel Recoarese (Prealpi Vicentine). - Mem. Soc. Geol. It., 34, 195-204, 4 figs, 1 pl., Padova.
- DE ZANCHE, V. & FARABEGOLI, E. (1982): Scythian-Anisian lithostratigraphic units in the Southern Alps. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 11, 9, 299-308, 3 figs, Innsbruck.
- DESIO, A. (Ed.) (1973): Geologia d'Italia. - 1081 pp., 244 figs, Torino.
- DIENER, C. (1923): Fossilium Catalogus I: Animalia; Lamellibranchiata Triadica, P. 19, 1-257, Berlin.
- FARABEGOLI, E.; PISA, G. & OTT, E. (1976): Risultati preliminari sull'Anisico della Conca di Agordo e dell'Alta Val di Zoldo (Dolomiti Sud-orientali). - Boll. Soc. Geol. Ital., 95, 659-703, 11 figs, Roma.
- FARSAN, N.M. (1972): Stratigraphische und paläogeographische Stellung der Khenjan-Serie und deren Pelecypoden (Trias-Afghanistan). - Palaeontographica, 131-191, 10 figs, 38-46 pls, Stuttgart.
- FRECH, F. (1904): Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. - Res. d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees, Palaeont. Anhang z. B. 1, 1-138, 140 figs, Budapest.
- FRECH, F. (1907): Die Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge zur Fauna des Muschelkalkes der Cassianer und Raibler Schichten, sowie

- des Rhaet und des Dachsteinkalkes (Hauptdolomit). - Res. d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees, Palaeont. Anhang z, 1-95, 25 figs, 16 pls, Budapest.
- GAETANI, M. (1969): Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie (Trento). - Riv. Ital. Paleont. Strat., 75, n. 3, 469-546, 31-37 pls, Milano.
- GANEV, M. (1974): Stand der Kenntnisse über die Stratigraphie der Trias Bulgariens. - Österr. Akad. Wiss. Schriftenr. Erdwiss. Komm., B. 2, 93-96, 2 tabs, Wien.
- GOLDFUSS, G.A. (1838): Petrefacta Germaniae. - 1-312, 165 pls., Leipzig.
- HAUER, F.V. (1850): Ueber die von H.W. Fuchs in den Venetianer Alpen gesammelten Fossilien. - Denkschr. math. naturwiss. Cl., Akad. Wiss., Bd. 2, 1-19 pp., 4 pls, Wien.
- HERAK, M.; SCAVNICAR, B.; SUSNJARA, A. & DURDANOVIĆ, Z.; KRISTYN, L. & GRUBER, B. (1983): The Lower Triassic of Muć. Proposal for a standard section of the European Upper Scythian. - Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 5, 93-106, 3 figs, Wien.
- ICHIKAWA, K. (1958): Zur Taxonomie und Phylogenie der triadischen "Pteriidae" (Lamellibranchiaten). - Palaeontographica, Abt. A, 111, n. 5-6, 131-212, 7 figs, 4 pls, Stuttgart.
- KIPARISOWA, L. (1938): The Lower Triassic pelecypoda of the Ussuriland. - Trav. Inst. Geol. Acad. Sc. USSR, 7, 197-311, 6 pls, Moscow.
- KITTL, E. (1903): Die Cephalopoden der Oberen Werfener Schichten von Muć in Dalmatien. - Abh. k.k. Geol. R.-A., Bd. XX, H. 1, 1-77, 11 pls, Wien.
- KOZUR, H. (1975): Probleme der Triasbildungen und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. T. 1. - Freiburger Forschungsh., 304, 51-77, 1 Tab., Leipzig.
- KRISTYN, L. (1974): Die Fauna (Ammonoidea) der untertriassischen Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung. - Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abt. 1, 183, n. 1-3, 30-50, 5 figs, Wien.
- KUMMEL, B. (1969): Ammonoids of the Late Scythian (Lower Triassic). - Bull. Mus. Comparative Zool., 137, n. 3, 312-702, 50 figs, 53 tab., 71 pls, Cambridge, Massachusetts.
- KUTASSY, A. (1931): Fossilium Catalogus I: Animalia-Lamellibranchiata Triadica II. - P. 51, 1-477, Berlin.
- LEONARDI, P. (1932): Nuove forme del Trias inferiore delle Venetie (nota preliminare). Studi Trent. di Scienze Nat., A. 13, fasc. 1, 3-7, 1 pl., Trento.
- LEONARDI, P. (1935): Il Trias Inferiore delle Tre Venetie. - Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 11, 1-136, 3 figs, 8 pls, Padova.
- LEONARDI, P. (1967): Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave. - V. 1 and 2, 1-1019, 519 figs, 74 pls, Manfrini Ed., Rovereto.
- LEPSIUS, R. (1878): Das westliche Südtirol, geologisch dargestellt. - 1-375 pp., 10 pls, Berlin.
- MCALISTER, A.L. (1962): Mode of preservation in Early Paleozoic pelecypods and its morphologic and ecologic significance. - Journ. Paleont., 36, n. 1, 69-73, 1 fig., 1 pl., Lawrence, Kansas.
- MOORE, R.C. (1969): Treatise on Invertebrate Paleontology. Part N, Mollusca 6, V. 1-2. 1-952, New York.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1977): Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anisischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, v. 6, n. 2, 1-44, 6 tab., 13 figs; Innsbruck.
- NAKAZAWA, K. (1960): Permian and Eo-Triassic Myophoriidae from the Maizuru Zone, Southwest Japan. - Japan. Journ. Geol. and Geogr., 31, n. 1, 49-61, 2 figs, 1 pl., Tokyo.
- NEWELL, N.D. & BOYD, D.W. (1975): Parallel evolution in early Trigoniacean Bivalves. - Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 154, art. 2, 57-162, 30 tab., 98 figs, New York.
- OGILVIE GORDON, M. (1927): Das Grödener, Fassau- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. - Jb. Geol. B.-A., 24, n. 2, 1-89, 13 pls, Wien.
- OMBONI, G. (1882): Dei fossili triassici del Veneto che furono descritti e figurati dal Prof. P.A. Catullo. - Atti Reg. Ist. Veneto di Lettere ed Arti, 8, ser. 5, 1-32, Venezia.
- PHILIPPI, E. (1898): Die Fauna des unteren Trigonusdolomits vom Hühnerfeld bei Schwieberdingen und des sogenannten Cannstattensis Kreidemergels. - Jahr. Ver. f. vaterl. Natur, 145-224, Württemberg.
- PIA, J. (1937): Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. - Eigenverlag, 1-248, 17 figs, 8 pls, Wien.
- PISA, G.; FARABEGOLI, E. & OTT, E. (1978): Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici delle Conca di Agordo e dell'Alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). - Mem. Soc. Geol. Ital., 18, 63-92, 21 figs, 1 tab., 1 pl., Roma.
- ROSSI, D. (1973): Il conglomerato di Richthofen e la superficie di discordanza alla sua base. - Atti Acc. Roveretana Agiati, ser. 6, v. 10-13, f.B (1970-73), 3-20, 2 pls, Trento.
- SCAVNICAR, B. & SUSNJARA, A. (1983): The geologic column of the Lower Triassic at Muć (Southern Croatia). - Acta Geol. Jugosl. akad. znan. i umjet., 13, 1, 1-25, 1 fig., 17 pls, Zagreb.
- SCHAUROTH, K.F. (1859): Kritisches Verzeichnis der Versteinerungen der Trias im Vicentinischen. - Sitz. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl., 34, 1, 283-356, 3 pls, Wien.
- SCHLOTHEIM, E.F. (1820): Die Petrefactenkunde. - 1-437, 15 pls, Gotha.
- SCHMIDT, M. (1928): Die Lebewelt unserer Trias. - 461 pp., 2300 figs, Öhringen.
- TOLLMANN, A. (1960): Die Hallstätter Zone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. - Jb. Geol. B.-A., 103, 37-131, 4 figs, 4 pls, Wien.
- TOMMASI, A. (1882): Il Trias Inferiore delle nostre Alpi coi suoi giacimenti metalliferi. Il Pizzo dei Tre Signori, 1-69, 1 pl., Vallardi Ed., Milano.
- TOMMASI, A. (1895): La fauna del Trias Inferiore del versante meridionale delle Alpi. - Paleont. Ital., 1, 43-76, pl. 2, Pisa.

- VIALLI, V. (1943): Fossili werfeniani delle Odle di Eoënes. - Boll. Soc. Geol. Ital., 55, f. 1, 83-106, 1 pl., Roma.
- WISSMANN, H.L. & MÜNSTER, G. (1841): Beiträge zur Geognosie und Petrefacten des südöstlichen Tirol's, vorzüglich der Schichten von St. Cassian. 1-152, 16 pls, Bayreuth.
- WITTENBURG, P. (1908 a): Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Werfener Schichten Südtirols, mit Berücksichtigung der Schichten von Wladiwostok. - Centralbl. Min. Geol. Paleont., 3, 67-89, 18 figs, Stuttgart.
- WITTENBURG, P. (1908 b): Beiträge zur Kenntniss der Werfener Schichten Südtirols. - Geol. Paleont. Abh., 8, n. 3, 44 pp., 5 pls, 15 figs, Jena.
- YIN, H.F. & YOCHELSON, E.L. (1983): Middle Triassic Gastropoda from Qingyan, Guizhou province, China: Part 2: Trochacea and Neritacea. - Journ. Paleont., 57, 3, 515-538, 20 tab., 3 pls, Lawrence, Kansas.

EXPLANATION OF PLATES

Plate 1

- Fig. 1: *Bakevellia castelli* (WITTENBURG). Internal cast of R.V., with posterior lateral teeth; Cresta del Piavac, Passo Lusia (x 1.5).
- Fig. 2: *Bakevellia castelli* (WITTENBURG). Internal cast of L.V., with shell remains. Lusia-Piavac (x 1.5).
- Fig. 3: *Bakevellia albertii* (MÜNSTER). Composite mould of L.V.; Val Sorda (x 2).
- Fig. 4: *Bakevellia albertii* (MÜNSTER). Composite mould of L.V. Val Sorda (x 2).
- Fig. 5, A: *Bakevellia* cf. *ladina* (LEONARDI). Internal cast of L.V.; Val Averta 4 F (x 2).
B: *Bakevellia* cf. *costata* (SCHLOTHEIM). Internal cast of L.V.; Val Averta 4 F (x 2).
- Fig. 6, 7: *Bakevellia* cf. *exporrecta* (LEPSIUS) var. *linearis* (OGILVIE GORDON). Composite mould of L.V.; Val Sorda (x 2).
- Fig. 8: *Hoernesia* sp. Composite mould of R.V.; Val Sorda (x 2).
- Fig. 9: *Hoernesia* sp. Composite mould of L.V.; Val Sorda (x 2).
- Fig. 10: *Bakevellia* gr. *exporrecta* (LEPSIUS). Composite mould of R.V.; Val Sorda (x 2).
- Fig. 11: *Bakevellia* gr. *exporrecta* (LEPSIUS). Composite mould of L.V.; Val Sorda (x 2).

Plate 2

- Fig. 1: *Neoschizodus* cf. *laevigatus* (ZIETHEN). Composite mould of R.V.; Val Sorda (x 2).
- Fig. 2: ? *Neoschizodus* cf. *laevigatus* var. *elongatus* (PHILIPPI). Composite mould of L.V.; Val Sorda (x 2).
- Fig. 3, 4, 5: *Neoschizodus ovatus* (GOLDFUSS). Composite mould from Val Sorda (x 2) (fig. 3); internal cast from Val Averta 4 F (x 1.5) (fig. 4) and Val Averta 2 F (x 1) (fig. 5). All L.V.

- Fig. 6: *Costatoria costata* (ZENKER). Internal cast of L.V.; Val Averta 5 F (x 2).
- Fig. 7: "*Homomya*" sp. Composite mould of L.V.; Val Sorda (x 1.5).
- Fig. 8: *Unionites canalensis* (CATULLO) sensu (SCHAUROTH). Composite mould of R.V.; Val Sorda (x 1.5).
- Fig. 9: *Unionites fassaensis* (WISSMANN) var. *brevis* (BITTNER). Composite mould of R.V.; Val Sorda (x 1.5).
- Fig. 10: "*Pleuromya*" *elongata* (SCHLOTHEIM). Composite mould of R.V.; Val Sorda (x 1.5).
- Fig. 11: *Promyalina eduliformis* (SCHLOTHEIM) var. *praecursor* (RENZ). Internal cast of R.V.; Lusia-Piavac (x 2).
- Fig. 12: *Promyalina eduliformis* (SCHLOTHEIM) var. *praecursor* (RENZ). Composite mould of L.V.; Val Sorda (x 2).

Plate 3

- Fig. 1: *Leptochondria albertii* (GOLDFUSS). Composite mould of L.V.; Val Sorda (x 2).
- Fig. 2: *Avichlamys tellinii* (TOMMASI). Composite mould of L.V.; Val Sorda (x 2).
- Fig. 3: *Scythentolium tirolicum* (WITTENBURG). Pseudomorphic shell, Val Averta (x 2).
- Fig. 4: *Entolium discites* (SCHLOTHEIM) var. *micratis* (WITTENBURG). Val Averta (x 2).
- Fig. 5: *Eumorphotis telleri* (BITTNER). Composite mould of R.V.; Val Sorda (x 1).
- Fig. 6: *Eumorphotis telleri* (BITTNER). Composite mould of L.V.; Val Sorda (x 1).
- Fig. 7, 8: "*Turbo*" *rectecostatus* HAUER. Composite mould from Val Sorda (x 1.5).
- Fig. 9: *Coelostylina werfensis* WITTENBURG. Internal cast from Val Averta 4 F (x 3).
- Fig. 10, 11: *Natiria costata* (MÜNSTER). Composite mould; Val Sorda (x 1.5).
- Fig. 12: *Naticopsis gaillardati* (LEFROY). Internal cast from Lusia-Piavac (x 1.5).

Plate 4

- Figs. 1-6: *Dinarites dalmatinus* (HAUER) sensu KUMMEL (1969) (all specimens are x 1.5) According to KITTL (1903), the following species occur:
Figs 1 a, b: *Dinarites muchianus* (HAUER)
Figs 2, 4 a, b, 5 a, b: *Dinarites dalmatinus* (HAUER)
Figs 3, 6: *Dinarites nudus* TOMMASI
- Localities: 1 a, b: Val Averta 2 F
2, 3, 6: Val Sorda
4 a, b, 5: Lusia-Piavac

Work supported by grant of Ministero della pubblica Istruzione, Italy, project on Permo-Triassic events in the Southern Alps, funds 40%, years 1982 and 1983. Contribution to IGCP Project n. 203.

C. Neri dealt mainly with the lithostratigraphy, R. Posenato studied the paleontological problems; conclusions are common.

Dr. Claudio Neri, Dr. Renato Posenato, Istituto di Geologia dell'Università, C.so Ercole 1° d'Este 32, I-44100 Ferrara, Italy.

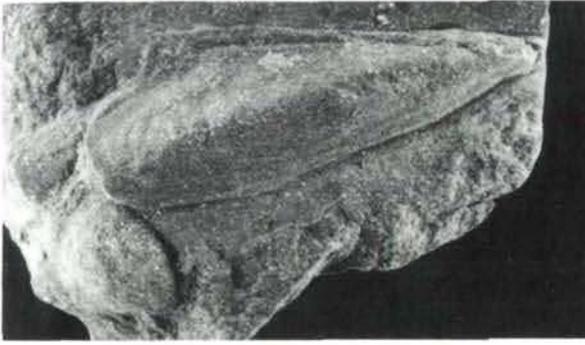
Plate 1



1



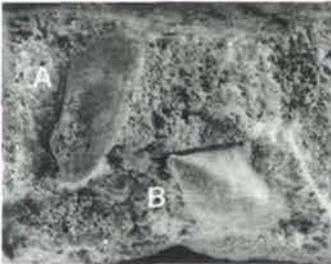
2



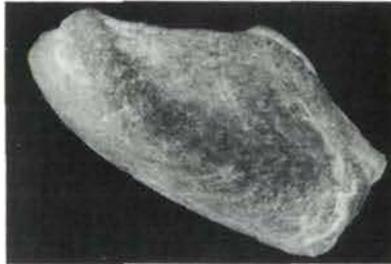
3



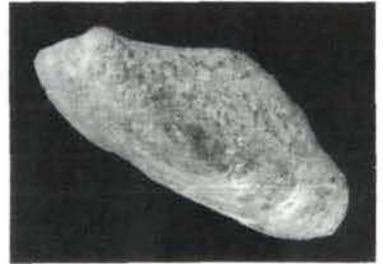
4



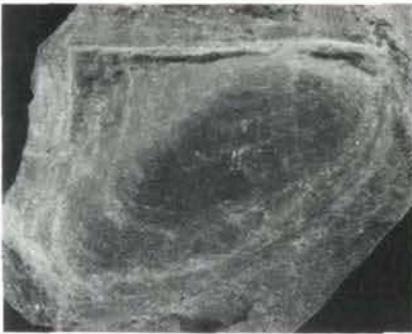
5



6



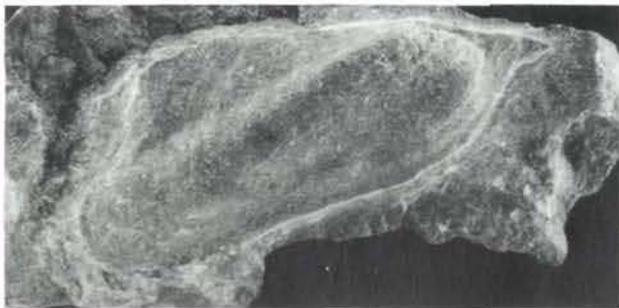
7



8



9

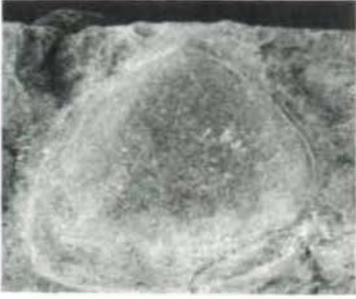


10



11

Plate 2



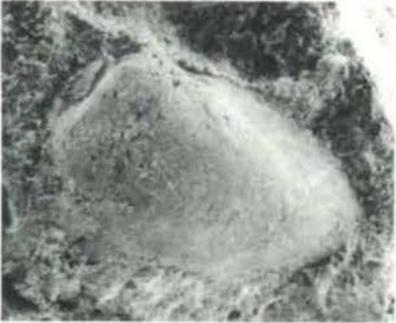
1



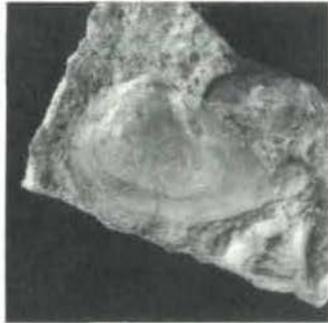
2



3



4



5



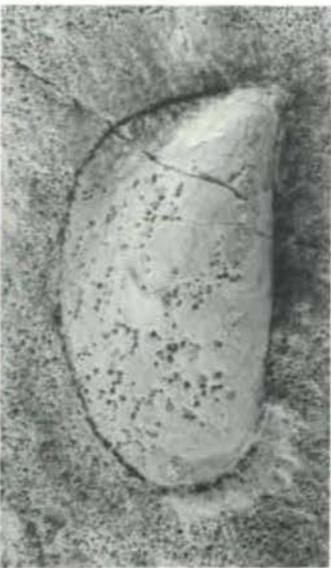
6



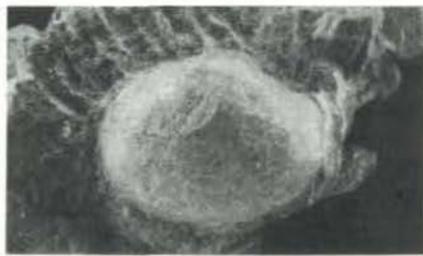
7



8



11



9



10

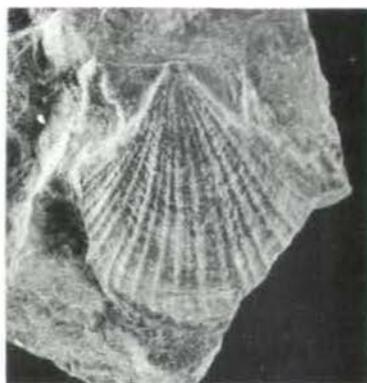


12

Plate 3



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12

Plate 4



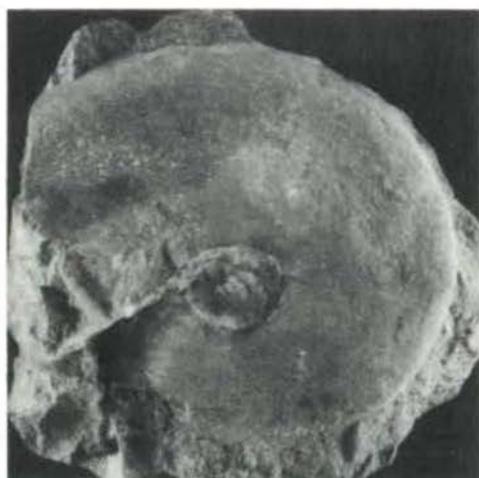
1a



1b



2



3



4a



4b



5a



5b



6

BEMERKUNGEN ZUR STRATIGRAPHIE UND RANDFAZIES DER MITTELPERMISCHEN TREGIOVO-SCHICHTEN (PROVINZ BOZEN/TRIENT, ITALIEN)

Ch. Astl & J. Brezina, Innsbruck

ZUSAMMENFASSUNG

Die permischen Schichten von Tregiovo bestehen aus fluviatilen-lakustrinen Sedimenten, die in einem intramontanen Becken zwischen dem ignimbrischen Quarzporphyr und den Grödener Schichten abgelagert wurden.

Das Tregiovo-Becken entwickelte sich entlang einem Lineament, verursacht durch spätvariszische Bruchtektonik innerhalb des Bozener Quarzporphyrs.

Im Rahmen einer genauen Kartierung der Tregiovo-Schichten konnte erstmals der direkte Übergang dieser Sedimente in die Sandsteine der Grödener Schichten gefunden werden.

Damit kommt den Schichten von Tregiovo eine stratigraphische Stellung im Hangenden der Ignimbrite zu. Alle analog entwickelten Sedimente innerhalb der Quarzporphyre können nicht mit dem Terminus "Schichten von Tregiovo" belegt werden. Außerdem wurde die im SW dieses Beckens aufgeschlossene Randfazies, bestehend aus einer zyklischen Wechselfolge von mm-geschichteten siltigen Kalken (normale Untergrundsedimentation) und gradierten Aufarbeitungs-horizonten (Ereignissedimentation) noch kurz beschrieben.

SUMMARY

The Middle Permian Tregiovo Formation is a fluvatile-lacustrine succession, which was deposited in an intramontane basin between the rhyolitic ignimbrites of the

"Bozener Quarzporphyr" and the sandstones of the "Grödener Formation".

The Tregiovo basin developed along a NNE-SSW lineament, caused by late Variscan block-faulting. To find the transit-zone of these sediments to the "Grödener Formation", a detailed mapping of the Tregiovo Formation was necessary.

For that reason the Tregiovo Formation has a stratigraphic position above the rhyolitic ignimbrites.

Analogous sediments within the "Bozener Quarzporphyr" should not be called Tregiovo Formation.

Besides we give a short description of the marginal facies in the SW of this basin, consisting of cyclic alteration of mm-bedded silty limestones/marls (normal background sedimentation) and graded intra-clastic limestones (event sedimentation).

EINLEITUNG

Das bearbeitete Gebiet liegt im nördlichen Nonsberg, mit den besten Aufschlüssen in der Umgebung der Ortschaft Tregiovo (Typuslokalität für die im Zentralbereich etwa 200 m mächtige Schichtfolge). Der erwähnte Ort liegt etwa 7 km nördlich des Cleser Sees.

Für lagerstättenkundliche und sedimentologische Arbeiten (KLAU & MOSTLER) wurden von W. KLAUS (Geologische Bundesanstalt, Wien) pollen- und

LEGENDE:

- x x x Bozener Quarzporphyr
- K Quarzporphyrkonglomerat
- Tregiovo Schichten
- Grödener Schichten
- Werfener Schichten
- J.L. Judikarienlinie
- V.L. Völlanerlinie

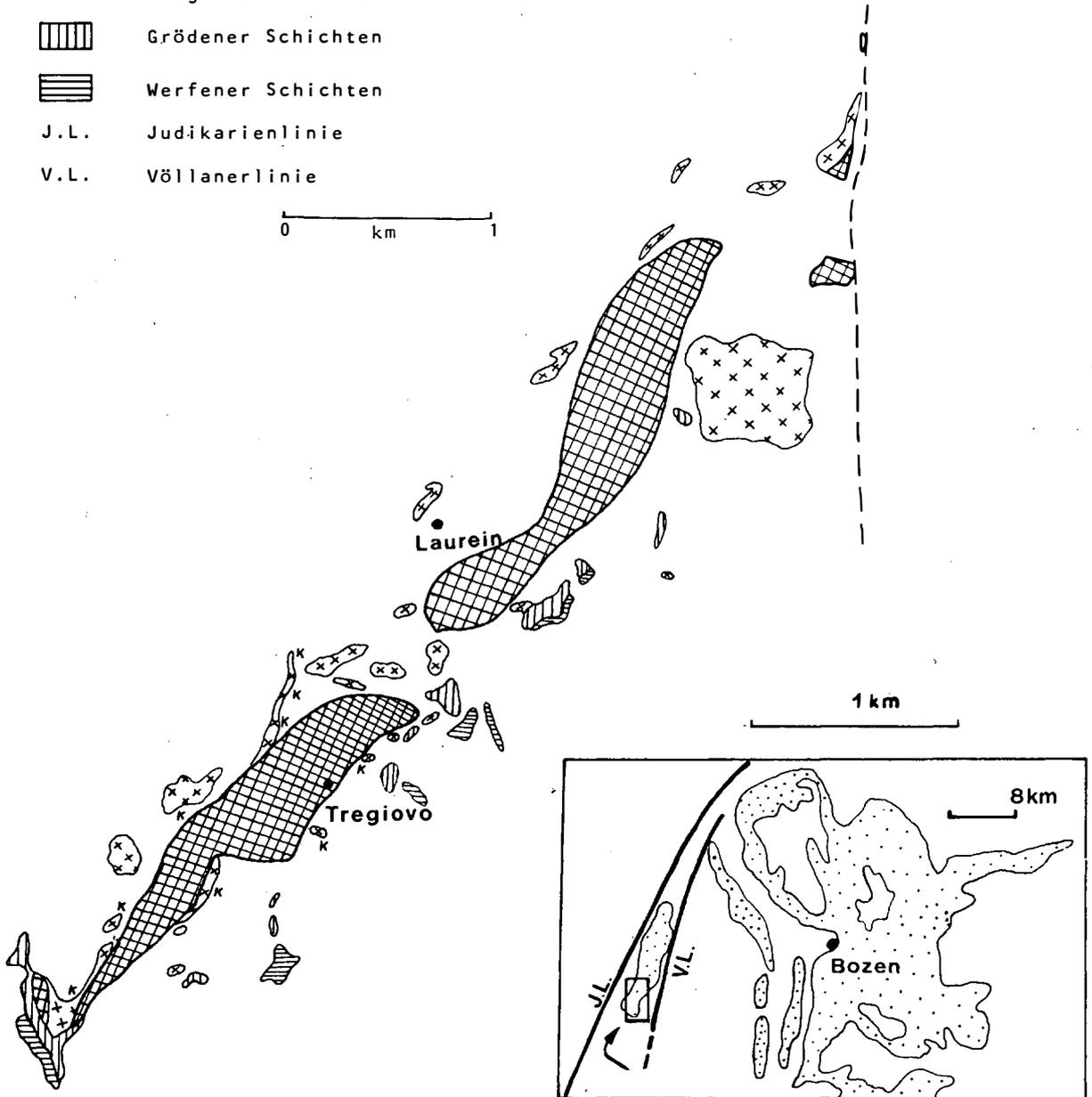


Abb. 1:
Geologische Karte des Gebietes Laurein-Tregiovo (1:25 000) (J.L. = Judikarien-Linie, V.L. = Völlaner Linie)

sporenanalytische Untersuchungen durchgeführt. Diese ergaben eine Ablagerungszeit der Tregiovo-Schichten vom Mittleren ins Obere Rotliegend (Artinsk bis Basis Kungur).

H. MOSTLER (1966, 1972, 1983) hat eine Gliederung dieser Schichten in 3 Subformationen vorgeschlagen:

- 1) eine untere, karbonatfreie Subformation,
- 2) eine mittlere, karbonatführende Subformation,
- 3) eine obere Subformation mit Sandsteinen und Konglomeraten.

Bemerkungen zur stratigraphischen Position der Tregiovo-Schichten

1) Ausbildung der Liegendgrenze

2 Typen von Übergangsbereichen:

- a) Aus einem kompakten ignimbritischen Quarzporphyr entwickelt sich ein mehrere Meter mächtiger Porphyrsatz (Verwitterungshorizont). Darüber folgen die zunächst sandig-tonigen Partien der basalen Tregiovo-Schichten.
- b) Über einer nur wenige Dezimeter mächtigen Lage aus Porphyrsatz baut sich ein mehrere Meter mächtiger Konglomerathorizont auf. Die Komponenten dieses Horizonts bestehen aus Quarzporphyr; mit einem längsten Durchmesser bis zu einem Meter. Das Bindemittel besteht entweder aus tonig-siltigem Material oder, wie die Komponenten selbst, aus feinkörnigem Quarzporphyrdetritus. Diese Konglomerathorizonte können als Mursedimente (debris flows) gedeutet werden, die vom Rand dieses Quarzporphyr-Einbruchbeckens mehr oder weniger weit geschüttet wurden. Eine Abnahme der Geröllgrößen vom Beckenrand (proximal) ins Becken (distal) ist deutlich erkennbar.

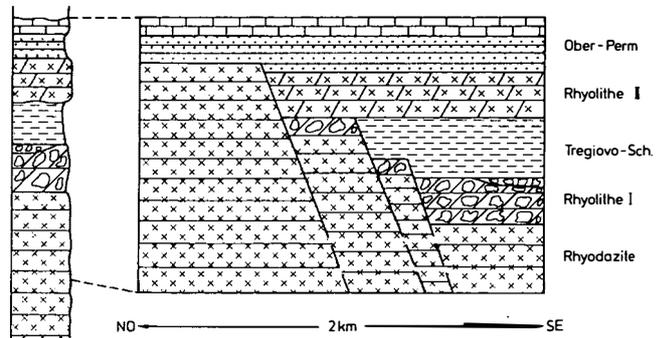
Parameter für die Ausbildung der permischen Murströme:

- a) eine ausgeprägte Morphologie mit häufiger Verjüngung des Reliefs; die Murströme sind mit Sicherheit an die aktive, spätvariszische Quarzporphyrt tektonik gebunden;
- b) ein hohes Sedimentangebot, bedingt durch die intensive Wollsackverwitterung (entlang von Quer-

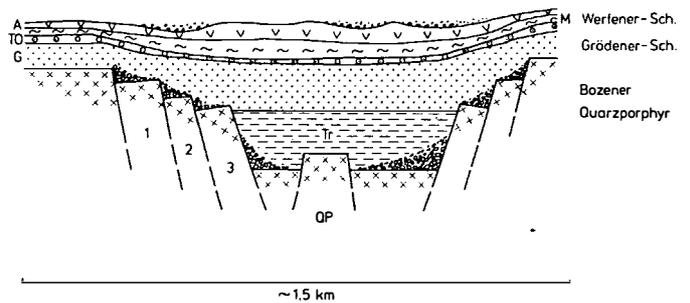
und Längsklüften) des Bozener Quarzporphyrs; c) ein geeignetes Auffangbecken (NNE-SSW-streichendes Lineament); der weitaus größte Teil der Mursedimente ist über Seitengraben geschüttet worden, die in das Intramontanbecken mündeten.

2) Ausbildung der Hangendgrenze

In einer Reihe von Arbeiten (GIANNOTTI, 1962; ULCIGRAI, 1969; BARGOSSO, D'AMICO & SCIPIONI, 1982) werden die Schichten von Tregiovo als lakustrin-fluviatile Sedimente gedeutet, die innerhalb des ignimbritischen Bozener Quarzporphyrs abgelagert wurden. Der Arbeitsgruppe Ch. ASTL & J. BREZINA gelang es jedoch erstmals, einen direkten Übergang der Tregiovo-Schichten in die Sandsteine der Grödener Schichten zu finden und zu beschreiben.



G.M. BARGOSSO, C. D'AMICO, P. SCIPIONI, 1982



ASTL, BREZINA, 1984

Abb. 2: Gegenüberstellung zweier unterschiedlicher Modelle zur stratigraphischen Position der Tregiovo-Schichten; nach G.M. BARGOSSO, C. D'AMICO & P. SCIPIONI (1982); Ch. ASTL & J. BREZINA (1984). (TO = Tesero-Horizont, M = Mazzin-Member, A = Andraz-Horizont)

Grenze zwischen Grödener und Tregiovo-Schichten

Im Pescarabach südlich von Tregiovo (knapp nördlich der Gabelung mit dem Lavazzebach) läßt sich folgender Übergang beschreiben:

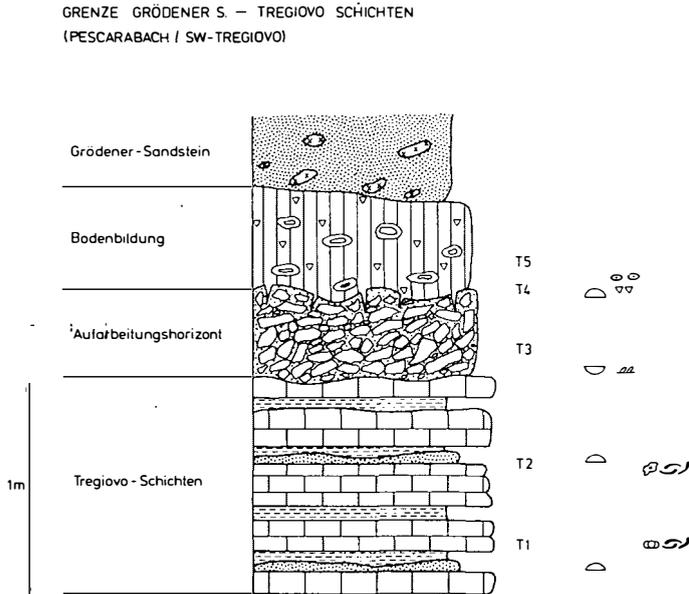


Abb. 3: Übergangsbereich der Tregiovo-Schichten in die Sandsteine der Grödener Schichten (Pescara-Bach)

Die Basis bildet eine durch die Verwitterung herauspräparierte Wechselfolge von dunkelbraunen bis schwarzen, kieseligen Karbonaten und roten, leicht sandigen Schiefertönen. Darüber folgt ein ca. 50 cm mächtiger Horizont aus aufgearbeiteten, schlecht sortierten und kaum gerundeten Komponenten der Schichten von Tregiovo. Eingelagert in ein taschenförmiges Relief, schließt eine 40 cm mächtige Paläobodenbildung an, deren Basis von einer dünnen Lage aus Quarzporphyrgerölen gebildet wird. Sandige Silte mit Kieselkonkretionen (die kieselige Substanz wird z.T. von Karbonat verdrängt) bilden das Hangende. Über dieser Abfolge setzen - mit einer leichten Diskordanz - die fein- bis mittelkörnigen Quarzsandsteine der Grödener Schichten ein.

Beschreibung der Randfazies im SW des Tregiovo-Beckens

Die im südlichen Pescarabach recht gut aufgeschlossene Randfazies besteht aus einer 10-15 m mächtigen, zyklischen Wechselfolge von millimetergeschichteten, siltigen und teilweise verkieselten Kalklagen, die von Aufarbeitungshorizonten unterbrochen werden. Die feinkörnigen, siltigen und mit dünnen Bitumenfilmen durchsetzten Kalke repräsentieren die Normal-sedimentation in einem flachlimnischen Bereich. Die Bankoberseite dieser Sedimente ist durch Trockenrisse charakterisiert.

Aufarbeitungshorizonte (Rudstones mit Muschel-, Ostracoden- und Algenfragmenten sowie Onkoide und Intraklasten) und feinkörnige, stark sandige Kalklagen, unterbrechen mit einer scharfen, manchmal diskordanten Basis die pelitische Untergrundsedimentation. Die allochthonen, häufig gradiert aufgebauten Kalke werden als Überflutungshorizonte gedeutet und sind das Ergebnis weit ausgreifender Transgressionen im Einbruchsbecken von Tregiovo. Auf die Frage, ob die Änderung des relativen Seespiegels auf isostatische oder tektonische Subsidenz oder auf eine verstärkte Wasser/Sedimentzufuhr zurückgeführt werden kann, wird im Rahmen dieser Arbeit nicht eingegangen.

KLEINZYKLUS DER TREGIOVOSCHICHTEN-RANDFAZIES

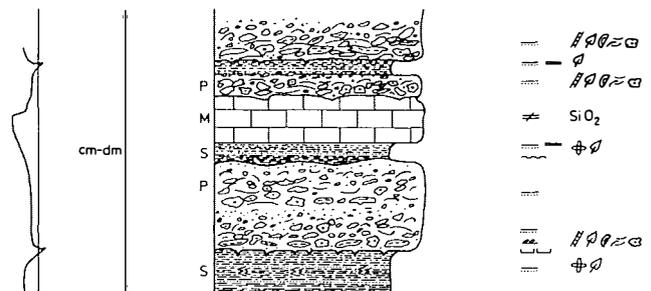


Abb. 4: Randfazies der Tregiovo-Schichten (Pescara-Bach; SW von Tregiovo) (S = Silt, P = Packstone, M = Mudstone); am linken Skizzenrand ist die Änderung des relativen Seespiegels abgebildet

LITERATUR

- BARGOSSO, G.M., D'AMICO, C. & SCIPIONI, P. (1982): Strati di tregiovo nella successione vulcanica atesina in Trentino - Alto Adige. - Rend. Soc. Geol. It. (1982), 131-137, 2 ff, 1 tab.
- FUGANTI, A. & ULCIGRAI, F. (1969): Analisi strutturale della "Formazione di Tregiovo" - Stud. Trent. Sc. Nat. sez. A, , vol. XLII, n. 2, 323-334, Trento.
- GIANNOTTI, G.P. (1962): Intercalazioni lacustri entro le vulcaniti paleozoiche atesine. - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., serie A, Fasc. II, 3-22, Roma.
- KLAU, W. (1965): Geologie des Gebietes zwischen Fondo - Gampenpaß (Südtirol). - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck, 65 S.
- KLAU, W. & MOSTLER, H. (1983): Zn-Pb-F-mineralization in Middle Permian of Tregiovo (Province of Bozen/Trient, Italy). - In: SCHNEIDER, H.J. (ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 71-80.
- MOSTLER, H. (1966 a): Sedimentäre Blei-Zink-Vererzungen in den mittelpermischen Schichten von Tregiovo. - Mineralium Deposita, 2, 89-103.
- MOSTLER, H. (1966 b): Zur Genese der schichtgebundenen Blei-Zink-Erze im Südalpinen Perm. - Symp. Intern. sui Giacimenti Minerari delle Alpi, 349-354, Trento-Mendola.
- ULCIGRAI, F. (1969): Geologia dei dintorni di Tregiovo (Trentino - Alto Adige). - Stud. Trent. Sc. Nat., vol. XLVI/2, 243-300.
- VACEK, M. (1882): Vorlage der geologischen Karte des Nonsberges. - Verh. k.k. geol. R.-A., 42-47, Wien.
- VACEK, M. (1894): Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Nonsberges. - Verh. k.k. geol. R.-A., n. 16, 431-466, Wien.

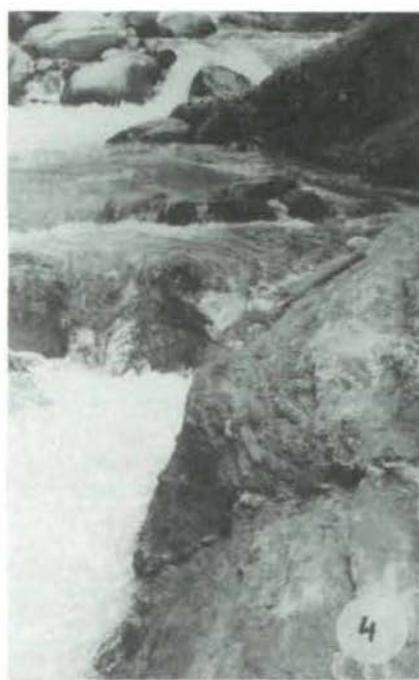
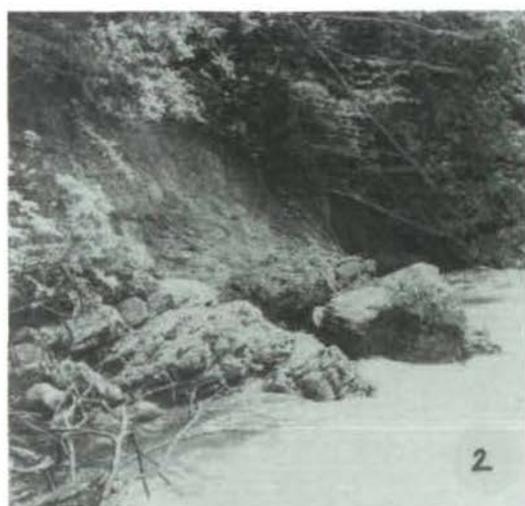
ERLÄUTERUNGEN ZU DEN FOTOS

- Abb. 1: Intensive Wollsackverwitterung und spätvariszische Bruchtektonik verursachten die Bildung von Quarzporphyr-Murstromsedimenten (Oberlauf des Pescarabaches/Trient).
- Abb. 2: Übergangszone der siltig-karbonatischen Tregiovo-Schichten in die Sandsteine der Grödener Schichten (knapp vor Gabelung Pescarabach/Lavazzebach).
- Abb. 3: Eine von der Verwitterung herauspräparierte Sand-Karbonat-Wechselfolge wird von Aufarbeitungs- und Bodenhorizonten überlagert; den Abschluß bilden die z.T. feinkiesigen Quarzsandsteine der Grödener Schichten (Pescarabach/Lavazzebach).
- Abb. 4: Bodenhorizont mit Dolomitkonkretionen (Pescarabach).
- Abb. 5: Wechselfolge von autochthonen, stark siltigen Kalklagen (Untergrundsedimentation) und allochthonen Aufarbeitungshorizonten (Ereignissedimentation) (Pescarabach westl. Tregiovo/Trient).
- Abb. 6: Siltig-karbonatische Untergrundsedimente mit Trockenrissen (Pescarabach/Trient).

DANK

Unser besonderer Dank gilt Herrn Univ.-Prof. Dr. Helfried MOSTLER für die zahlreichen Anregungen und Korrekturen, sowie allen unseren Studienkollegen, die uns bei der Arbeit im Gelände unterstützt haben.

Mag. Christian Astl, Mag. Josef Brezina, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.



| | | | | | | |
|--------------------------------|----------------|--------|---|------------|----------------|----------------------|
| Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck | ISSN 0378-6870 | Bd. 14 | 5 | S. 115-129 | 7 Abb., 2 Tab. | Innsbruck, März 1986 |
|--------------------------------|----------------|--------|---|------------|----------------|----------------------|

SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN UND ILLITKRISTALLINITÄT IM PROFIL ÖFENBACH BEI SAALFELDEN (SALZBURG)

Th. Ohlenschläger, Frankfurt/Main

INHALT

Zusammenfassung-Summary-Résumé-Resumen

1. Einleitung

- 1.1. Arbeitsrahmen und Zielsetzung
- 1.2. Probenentnahme und Aufbereitungsgang
- 1.3. Röntgendiffraktometrie

2. Ergebnisse

- 2.1. Mineralbestand der säureunlöslichen Fraktion
 < 2 µm
- 2.2. Veränderung der Mineralführung im Profil
- 2.3. Illitkristallinität
- 2.4. Veränderung der Illitkristallinität im Profil
 Öfenbach
- 2.5. Al/(Fe+Mg)-Verhältnis und Illitkristallinität
- 2.6. Detailuntersuchung im Reiflinger Knollenkalk

3. Diskussion der Ergebnisse

Literatur

Anhang

ZUSAMMENFASSUNG

An 49 Proben aus dem Steinalmkalk und Reiflinger Knollenkalk des Öfenbach-Profiles wurden die säureunlöslichen, silikatischen Rückstände der Fraktion kleiner 2 µm röntgendiffraktometrisch auf ihren Mineralbestand überprüft.

In diesen Rückständen ist Illit als einziges Mineral in allen Proben anzutreffen, es spielt auch mengenmäßig die größte Rolle. Magnesiumreiche Chlorite sowie Quarz sind in ihrem Auftreten eng an die Reiflinger Knollenkalke gebunden. Auch bei Palygorskite und Albit kann eine Häufung in den Knollenkalken beobachtet werden.

Untergeordnet treten Kaolinit, quellfähige Tonminerale (mixed-layer-Minerale), Kalifeldspat und Eisenoxide auf.

Pyrophyllit und Paragonit konnten nur in Spuren in je einer Probe nachgewiesen werden.

An Illiten durchgeführte K/Ar-Bestimmungen ergaben Alterswerte von 123 Mio. Jahren bis 178 Mio. Jahren.

Die an den Karbonatgesteinsproben ermittelte Illitkristallinität ergab einen arithmetischen Mittelwert von $4.9 \text{ nm} = 0.245^\circ 2 \text{ Theta}$, was neben den Spuren von Pyrophyllit und Paragonit auf eine stark anchizonale Metamorphose hinweist.

SUMMARY

49 samples from the Steinalmkalk and the Reiflinger Knollenkalk members were treated by acid solution and analysed by means of X-ray diffraction to investigate the mineral constituents of the silicate residue, fraction below 2 micron.

Illite is the only mineral to be found in all samples, it is the main silicate mineral constituent.

Magnesium-rich chlorites and quartz are closely connected to the Reiflinger Knollenkalk.

In the Knollenkalk, also an accumulation of palygorskite and albite has been found.

Subordinate kaolinite, swelling mixed-layer minerals, potassium-feldspar and ironoxides occur in both members. Pyrophyllite and paragonite were found in two of the samples in traces.

K/Ar-investigations of illite-minerals yielded data of about 123 m.y. to 178 m.y.

Illite crystallinity derived from the carbonate rock samples shows a mean value of $4.9 \text{ nm} = 0.245^\circ 2 \theta$. With the small amounts of pyrophyllite and paragonite it points towards stronger anchimetamorphic conditions.

RESUME

49 échantillons pris du Steinalmkalk et du Reiflinger Knollenkalk furent traités par acidification et examinés au moyen de la diffraction X afin de déterminer les composants minéraux des résidus silicatés de la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$.

Illite est le seul minéral qui se trouve dans toutes les échantillons, constituant également le composant plus important des résidus silicatés.

Les chlorites magnésiens et le quartz sont étroitement liés au Reiflinger Knollenkalk. De même, on a trouvé une accumulation de palygorskite et d'albite dans le Knollenkalk. Le kaolinite, les minéraux argileux gonflants (mixed-layer minerals), potassium-feldspath, et des oxydes de fer sont de moindre importance. Seulement des traces de pyrophyllite et de paragonite apparaissent dans deux échantillons.

Des déterminations d'âge K/Ar de l'illite menèrent à des résultats d'environ 123 millions à 178 millions d'années.

La cristallinité de l'illite dérivée des échantillons de carbonate est d'une moyenne arithmétique de $4.9 \text{ nm} = 0.245^\circ 2 \theta$, indiquant des traces de pyrophyllite et de paragonite ainsi qu'un métamorphisme anchizonal fort.

RESUMEN

Se examinaron radiográficamente 49 pruebas de "Steinalmkalk" y de "Reiflinger Knollenkalk" del perfil de Öfenbach para determinar la composición mineralógica de los residuos silicáticos no solubles de fracción menor a $2 \mu\text{m}$ por acidificación.

La illita es el único mineral encontrado en todos estos residuos, e igualmente el predominante en cantidad. Los cloritos de magnesio, junto con el cuarzo, aparecen estrechamente unidos al "Reiflinger Knollenkalk".

También se observa una acumulación de palygorskito y albite en los "Knollenkalk".

En segundo lugar se registran la caolinita, minerales de arcilla dilatables (mixed-layer minerals), feldspato de potasio y óxidos de hierro.

Se comprobaron rastros de pirofilita en una prueba, y de paragonito en otra.

Determinaciones radiométricas de K/Ar illita dieron una datación isotópica de 123 millones de años hasta 178 millones de años.

Determinaciones radiométricas de K/Ar illita dieron una datación isotópica de 123 millones de años hasta 178 millones de años.

La cristalinidad de la illita, obtenida en pruebas de carbonatos, demostraron un promedio aritmético de $4.9 \text{ nm} = 0.245^\circ 2 \theta$. Esto implica, junto con la presencia de rastros de pirofilita y paragonito, una metamorfosis anchizonal-alta.

1. EINLEITUNG

1.1. Arbeitsrahmen und Zielsetzung

Im Rahmen sedimentpetrographischer Untersuchungen an mitteltriadischen Gesteinen im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen wurden 9 Profile auf ihre tonmineralogische Zusammensetzung sowie auf Anzeichen einer sehr schwachen Metamorphose hin untersucht (OHLENSCHLÄGER, 1984), worunter sich auch das bei Saalfelden gelegene Profil Öfenbach befand.

Lange Zeit galten die Nördlichen Kalkalpen gegenüber dem hochmetamorphen Tauernkristallin und der epimetamorphen Grauwackenzone als von der alpidischen Metamorphose unbeeinflusster Deckenstapel, zudem war das Auffinden einer niedrigstgradigen Metamorphose wegen des Fehlens von Metavulkaniten und den daraus bekannten Neubildungen in den karbonatisch-pelitischen Gesteinen nicht möglich.

Erst durch den verstärkten Einsatz der Röntgendiffraktometrie gelang es, auch nur in geringen Mengen vorhandene Mineralneubildungen nachzuweisen; außerdem war nach der Feststellung von WEAVER (1960), daß die Illit-Gitterordnung als ein Indikator für beginnende Metamorphose benutzt werden kann, der Petrologie eine Methode in die Hand gegeben, die es gestattete, auch solche Gesteine zu untersuchen, in denen infolge von Chemismus und Mineralzusammensetzung keine fazieskritischen Minerale gebildet werden können.

In der Folgezeit konnten von einer Reihe von Autoren alpidische Metamorphoseeinflüsse auf bisher als unmetamorph angesprochene Sedimentgesteine nachgewiesen werden (u.a. KUBLER, 1970; FREY, 1970; SCHRAMM, 1980; KRUMM, 1977, 1984).

Im Profil Öfenbach sollte die Zusammensetzung der säureunlöslichen silikatischen Rückstände und die Untersuchung der Illitkristallinität einen Hinweis auf die Höhe der Diagenese- bzw. Metamorphosebedingungen erbringen, denen diese Karbonate ausgesetzt waren.

1.2. Probenentnahme und Aufbereitungsgang

Die Beprobung erfolgte entlang der Fahrstraße zur Wiechenthaler Hütte zwischen der zweiten Kehre auf ca. 900 m ü.NN. und der Clessinsperre.

In einem Abstand von ca. 2 m wurde je eine Probe entnommen; davon abweichend wurde enger beprobt, wenn sich ein deutlicher Wechsel in der Lithologie einstellte oder sich Tufflagen einschalteten. Insgesamt wurden 49 Proben entnommen, wovon 19 Proben auf den Steinalmkalk, 28 auf die Reiflinger Knollenkalke und 2 Proben auf den Ramsaudolomit entfallen (vgl. Abb. 7 a). Es wurde darauf geachtet, möglichst frische Proben zu gewinnen, um den Verwitterungseinfluß auf die Tonminerale klein zu halten bzw. ganz auszuschließen.

Die mit einer harten Bürste gewaschenen Gesteine wurden mit dem Backenbrecher bis auf eine Korngröße von 2 mm zerkleinert und der hierbei anfallende Staubanteil mit einem Sieb abgetrennt, wodurch eventuell noch vorhandene Verwitterungskrusten entfernt werden. Von der groben Siebfraction (über 2 mm) wurden jeweils 20 g in einem Schraubdeckelglas mit 100 ml 20%-iger Ameisensäure versetzt. Nach der Karbonatauflösung müssen die silikatischen Rückstände ca. 15 x mit entsalztem Wasser gewaschen werden, um die bei der Reaktion mit der Säure entstandenen Kalzium-Formiate zu entfernen, da sich diese Salze bei der Röntgenaufnahme störend auswirken können.

Zur besseren Dispergierung wurden alle Proben 5-10 Minuten lang mit Ultraschall behandelt und mit einer 0.25%-igen NH_3 -Lösung neutralisiert, bevor die Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ nach dem Atterberg-Verfahren abgetrennt wurde.

Um eine Vergleichbarkeit röntgenographischer Untersuchungen zu gewährleisten, wurde bei der Präparation des Texturpräparates auf eine einheitliche Belegungsdichte von 1 mg pro cm^2 Präparatfläche geachtet. Ein Meßzylinder wird dabei mittels eines abdichtenden Gummiringes auf einen Glasobjektträger aufgedrückt und die erforderliche Substanzmenge in den Zylinder pipettiert.

1.3. Röntgendiffraktometrie

Die Untersuchungen wurden mit dem Röntgendiffraktometer Müller Mikro 111 unter folgenden Aufnahmebedingungen durchgeführt:

Röhre und Art der Strahlung : Cu-Röhre, K_{α} - Strahlung

Vertikalgoniometer: PW 1060/25

Anregungsspannung und Stromstärke der Röhre:
34 kV/30 mA

Filter im Strahlengang: Nickel-Filter

Blendensatz: $1^{\circ}/0.2 \text{ mm}/1^{\circ}$

Art des Zählers: Proportionalitätszähler PW 1965/50

Goniometervortrieb: $1/2^{\circ}$ pro Minute

Papiergeschwindigkeit: 600 mm/h

Verstärkung: Vollausschlag bei 1×10^3 cps

Zeitkonstante: 4 Sekunden

Alle Aufnahmen umfassen den Winkelbereich zwischen 2° und $35^{\circ} 2 \text{ Theta}$. Anschließend wurde jedes Präparat 72 Stunden lang bei 40° C einer an Monoäthylenglycol gesättigten Atmosphäre ausgesetzt und nochmals bis zu einem Winkel von $16^{\circ} 2 \text{ Theta}$ geröntgt.

Diese Behandlung hat zur Folge, daß alle quellfähigen Anteile, bedingt durch die Aufweitung ihrer Basisabstände bei niedrigeren Glanzwinkeln, die jeweils charakteristischen Reflexe erzeugen.

Die Halbhöhen-Breiten wurden von den glycolbehandelten Präparaten mit einer Lupe mit 0.1-mm-Skala von der Mitte der Linienbreite des Schreiberstiftes zur gegenüberliegenden Mitte gemessen (s. Abb. 4).

Zur besseren Unterscheidung von Kaolinit und Chlorit sowie zur Bestimmung von eisen- und magnesiumreichen Chloriten wurden einige Präparate 60 Minuten lang im Muffelofen bei 600° C erhitzt und nach langsamem Abkühlen - um ein Platzen des Objektträgers zu verhindern - erneut röntgenographisch untersucht.

Mit freundlicher Genehmigung von Prof. W. Frank wurden am Geologischen Institut der Universität Wien vier illitreiche Proben der Fraktion kleiner $2 \mu\text{m}$ auf ihren K/Ar-Gehalt hin überprüft. Die gemessenen Daten sind im Anhang (Tab. 2) aufgelistet.

2. ERGEBNISSE

2.1. Mineralbestand der säureunlöslichen Fraktion $< 2 \mu\text{m}$

Illit

Unter dem Begriff Illit werden Tonminerale mit Muscovitstruktur zusammengefaßt, die bei 10 \AA den ersten Röntgen-Basisreflex erzeugen, aber nicht mehr das vollständige Muscovit-Diffraktogramm aufweisen.

Wie aus Abb. 3 zu entnehmen ist, kommt Illit in allen Proben vor und ist auch quantitativ das bedeutendste Schichtsilikat.

Wegen der Texturierung war die Unterscheidung der Illit-Polytypen anhand der Nichtbasisreflexe nur in wenigen Fällen möglich. Die Illite aus den Karbonaten scheinen überwiegend in der 2M-Modifikation vorzuliegen, während die Illite aus den Tuffen als 1M-Illit ausgebildet sind.

Chlorit

Chlorit ist leicht an den Basisreflexen der I. und II. Ordnung bei 14 \AA und 7 \AA zu erkennen.

Das Intensitätsverhältnis der beiden Basisreflexe (001)/(002) erlaubt nach BROWN (1961) Rückschlüsse auf den Chemismus der Chlorite. Wenn die Quotienten kleinere Werte als 0.3 annehmen, muß von eisenreichen Chloriten ausgegangen werden, die als diagenetisch neu gebildet angesehen werden.

Chlorite mit Intensitätsverhältnissen um/über 0.3 werden als magnesiumreich gedeutet und können entweder als Umwandlungsprodukte aus weniger stabilen eisenreichen Chloriten durch Temperaturerhöhung entstanden oder detritischen Ursprungs sein. Ein Großteil der Chlorite wies Verhältnisse über 0.3 auf, es traten aber auch in einigen Proben Verhältnisse zwischen 0.23 und 0.30 auf.

Nach dem Erhitzen auf 600° C zeigten die (001)-Reflexe deutlich höhere Intensitäten an, während die (002)-Reflexe ebenso deutlich an Intensität verloren bzw. ganz verschwanden.

Aus diesen Ergebnissen ist zu schließen, daß die Chlorite im Profil Öfenbach überwiegend als magnesiumreiche Polytypen ausgebildet sind, während eisenreichere Chlorite meist fehlen bzw. unter der röntgenographischen Nachweisgrenze liegen.

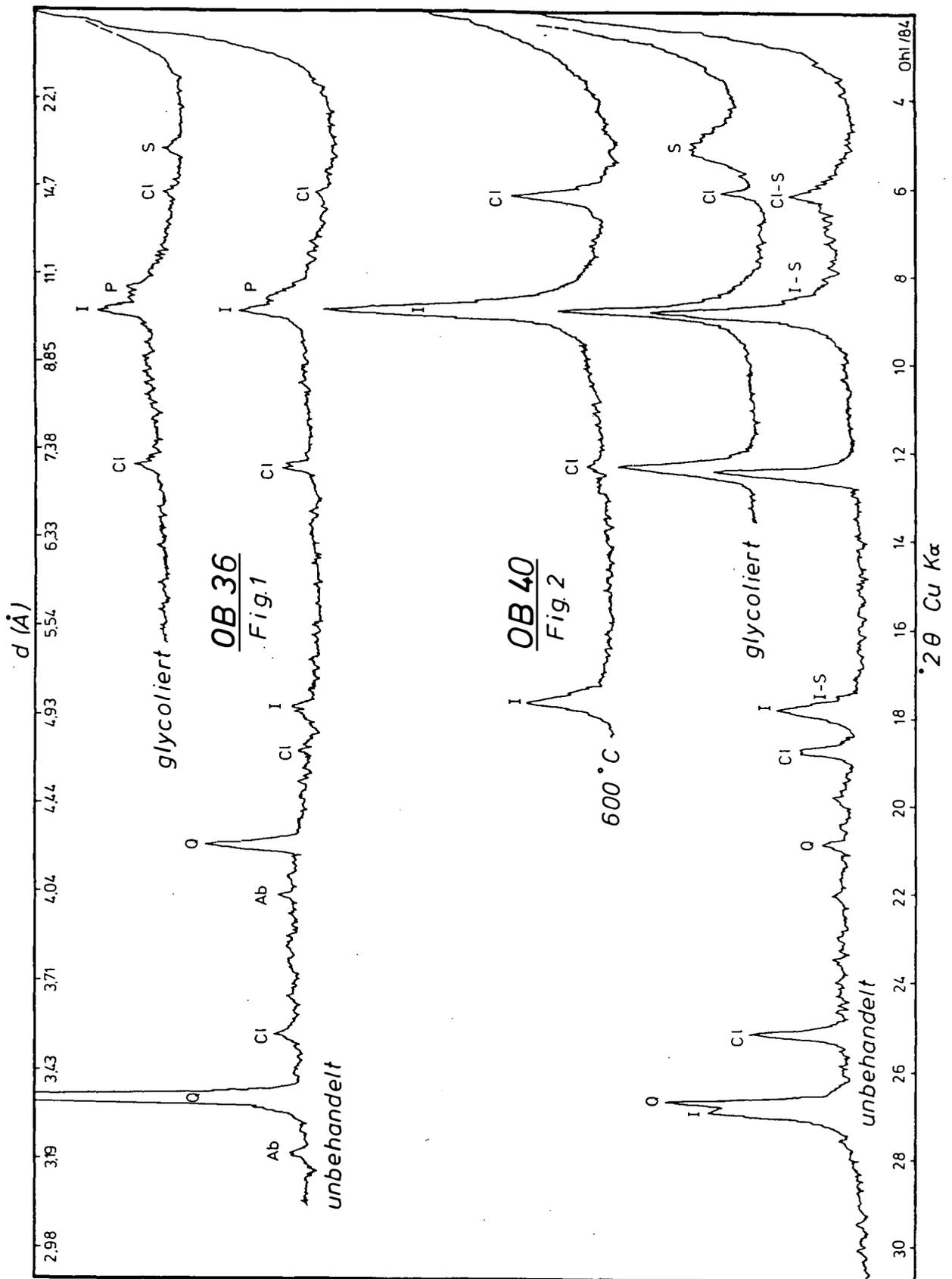


Abb. 1:
 Charakteristische Röntgendiagramme zweier Proben der Fraktion kleiner 2 µm.
 I = Illit, Cl = Chlorit, S = Smektit-Anteil der Illit-Smektit- und Chlorit-Smektit-Wechsellagerungsminerale,
 I-S und Cl-S = Illit-Smektit- und Chlorit-Smektit-Wechsellagerungsminerale, Q = Quarz, Ab = Albit.

Kaolinit

Zur Identifizierung von Kaolinit eignet sich am besten der (002)-Reflex bei 3.58 \AA , denn der (001)-Reflex bei 7.16 \AA kann wegen möglicher Koinzidenzen mit dem (002)-Reflex von Chlorit bei 7.13 \AA verfälscht werden.

Der Basisreflex II. Ordnung von Kaolinit bei 3.58 \AA ist leicht getrennt vom (004)-Reflex des Chlorit bei 3.56 \AA . Die scharfen Basislinien verschieben sich beim Glycolieren nicht. Die Temperaturbehandlung bei 600°C führt nach CARROLL (1970) zu einem Zusammenbruch der Struktur und damit zu einer röntgenamorphem Substanz.

Mit diesem Verfahren ist eine gute Unterscheidbarkeit mit evtl. vorhandenen Chloritmineralen gegeben, die bei diesen Temperaturen noch stabil bleiben.

Pyrophyllit

Das Auftreten dieses fazieskritischen Minerals läßt sich in der Probe OB 9a durch die Basisreflexe bei 9.2 \AA und 4.58 \AA erkennen, allerdings sind die Intensitäten nur schwach ausgeprägt. Die Untersuchung der Fraktion $< 0.63 \text{ \mu m}$ derselben Probe erbrachte keine erhöhten Pyrophyllitintensitäten.

Paragonit

In der Probe OB 26 ist Paragonit durch die Reflexe bei 9.71 \AA und 4.43 \AA nachzuweisen; nach KRÁLIK (1983) kann dieses Mineral sowohl detritischer Natur als auch während der Anchimetamorphose neu gebildet werden.

Quellfähige Tonminerale

Unter diesem Sammelbegriff (in Abb. 1, S = Smekтите) wurden hier alle quellfähigen Tonminerale zusammengefaßt, deren Basisreflex nach dem Glycolieren gegen 17 \AA lag.

Obwohl in fast der Hälfte aller Proben quellfähige Tonminerale nachzuweisen waren, spielen sie mengenmäßig nur eine untergeordnete Rolle.

Sie liegen, wie die Röntgendiagramme zeigen, meist als Illit-Smektit-Wechselagerungsminerale und seltener als Chlorit-Smektit-Wechselagerungsminerale vor.

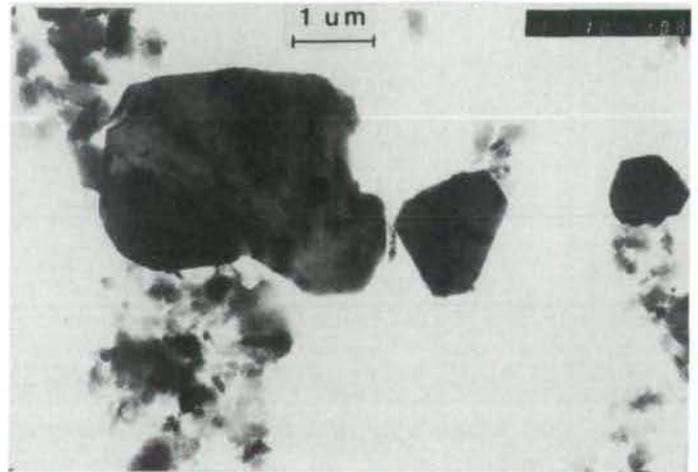


Fig. 1

OB 10

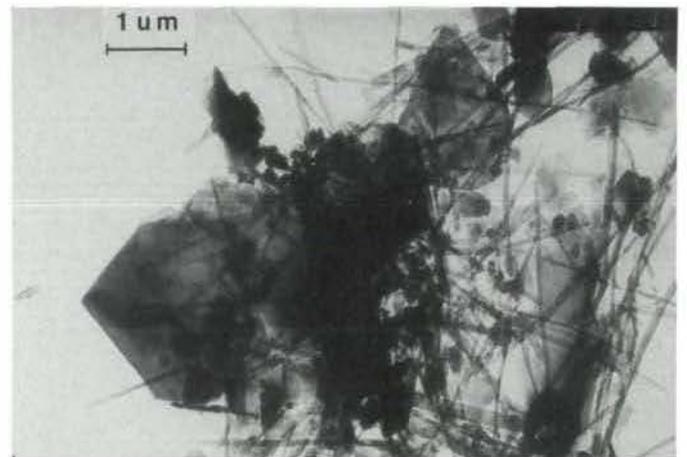


Fig. 2

OB 36

Abb. 2:
Elektronenmikroskopische Aufnahmen von Illit, Quarz und Palygorskit. Vergrößerung 10.000-fach.
Die Illite in Fig. 1 und 2 sind überwiegend hypidiomorph ausgebildet, die pseudo-hexagonale Struktur ist gut in Fig. 2 zu erkennen. Das Kettensilikat Palygorskit bildet bis zu 6 \mu m lange Nadeln aus, die meist zu filzigen Büscheln angeordnet sind. Am rechten Bildrand der Fig. 1 ist ein nicht durchstrahlbares, hypidiomorphes Korn zu erkennen, bei dem es sich nach der energiedispersiven Röntgenmikroanalyse um Quarz handelt. Die Idiomorphie wird als Hinweis für die diagenetische Neubildung dieses Kristalls angesehen.

Palygorskit

In 11 Karbonatgesteins- und Tuffproben konnte Palygorskit aufgrund des charakteristischen (110)-Reflexes bei 10.5 \AA und der folgenden Linien bei 6.44 \AA , 4.5 \AA und 3.23 \AA röntgenographisch nachgewiesen werden.

Auch elektronenmikroskopische Untersuchungen bestätigten dies, wofür in Abb. 2, Fig. 2, ein Beispiel gegeben ist. Für die Bildung von Palygorskit stehen zwei Möglichkeiten im Vordergrund:

1. Durch Verwitterung palygorskitführender Ausgangsgesteine kann er detritisch ins Meer gelangt sein.
2. In marinem Flachwassermilieu kann bei hohen pH-Werten und entsprechendem Magnesiumangebot aus Smektiten und vulkanischen Gläsern Palygorskit neu gebildet werden.

Quarz

Während Quarz in den Proben aus dem Steinalmkalk völlig fehlt, konnte er in allen Proben aus den Reiflinger Knollenkalcken mit Ausnahme der Tuffe zum Teil mit hohen Intensitäten beobachtet werden. Charakteristisch für Quarz ist der bei 4.26 \AA gelegene (100)-Reflex, da der (101)-Hauptreflex bei 3.3 \AA durch den (003)-Basisreflex von Illit überlagert wird.

Feldspäte

Während Albit überwiegend in den Proben aus dem Reiflinger Knollenkalk auftritt, ist der Mikroklin stärker an den Steinalmkalk gebunden. Beide spielen aber im Gesamtmineralbestand nur eine untergeordnete Rolle.

Eisenoxide

Hämatit und seltener Goethit konnten in einigen Proben aus dem rotgefärbten Horizont im hangenden Bereich der Reiflinger Knollenkalke gefunden werden. Sie dürften für die rote Gesteinsfarbe verantwortlich sein.

2.2. Veränderung der Mineralführung im Profil

Die oben beschriebenen Minerale sind nicht gleichmäßig in allen Proben anzutreffen, sondern in Abhängigkeit von der Lithologie horizontweise angereichert.

In Abb. 3 wurden für die Säulendiagramme nur die Karbonatgesteins- und Mergelproben aus dem Steinalmkalk und dem Reiflinger Knollenkalk miteinander verglichen. Die Tuffe und Tuffite sowie die Dolomite aus dem Ramsaudolomit sind hier nicht dargestellt.

Während Illit in allen Proben auftritt, sind Chlorit und Quarz überwiegend an die Proben aus dem Reiflinger Knollenkalk gebunden. Quarz fehlt im Steinalmkalk völlig, während Chlorit hier nur in zwei Proben mit sehr geringen Intensitäten beobachtet wird.

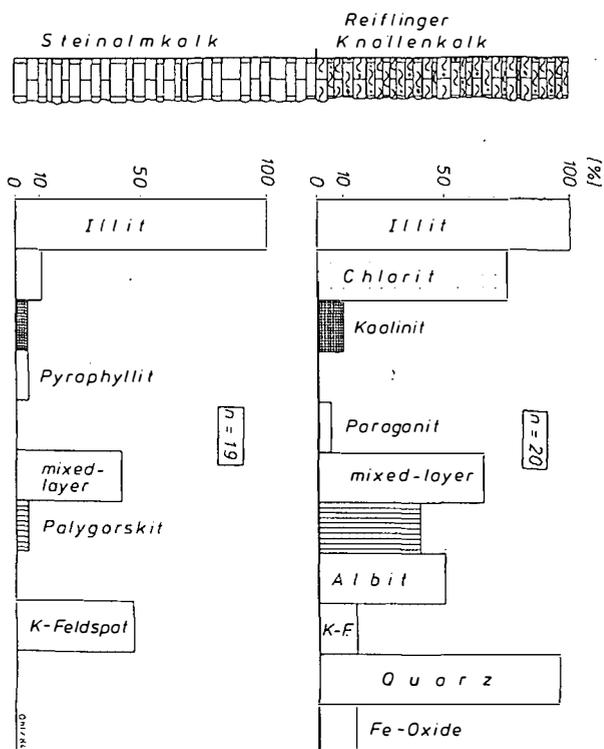


Abb. 3: Häufigkeitsverteilung der in den Proben aus dem Steinalmkalk und Reiflinger Knollenkalk nachgewiesenen Minerale. Tuffe und Tuffite sowie die Dolomite aus dem Ramsaudolomit sind hier nicht berücksichtigt. Quantitative Anteile sind daraus nicht ableitbar. n = Anzahl der Proben = 100%.

Palygorskit und Albit sind ebenfalls deutlich in den Knollenkalken angereichert, während Kalifeldspat häufiger im Steinalmkalk auftritt.

Die leicht erhöhten Gehalte an quellfähigen Tonmineralen (mixed-layer) in den Knollenkalken sind an die hier zusätzlich auftretenden Chlorit-Smektit-Wechsellaagerungsminerale gebunden.

In den 9 als Tuff oder Tuffit angesprochenen Proben ist Illit das einzige in allen Proben vorhandene und zudem das mengenmäßig bedeutendste Tonmineral.

Charakteristisch für die meisten an Tuffe gebundenen Illite ist deren schlechtere Illitkristallinität (vergl. Kap. 2.3.) bei gleichzeitig erhöhter Intensität des Basisreflexes gegenüber denjenigen in den benachbarten Karbonatgesteinsproben. Die Smektit-Gehalte liegen deutlich höher. Auch in der Chlorit- und Quarzführung unterscheiden sich die Tuffe deutlich von ihrem Nebengestein. Nur zwei Tuffe führen geringe Chloritgehalte, die Quarze weisen niedrigere Intensitäten auf bzw. fehlen ganz.

Chlorite wurden von KUBANEK (1969, S. 167) für die charakteristische Grünfärbung der Tuffe verantwortlich gemacht, was nach diesen Ergebnissen jedoch nicht als alleiniger Grund angesehen werden darf.

Albite sind in den Tuffen meist in großen Mengen vorhanden, auch die Kaolinitgehalte sind in den Tuffen höher als in den Karbonatgesteinen. Zeolithe konnten nicht festgestellt werden.

2.3. Illitkristallinität

2M-Muscovit stellt das stabile Endglied der glimmerartigen Tonminerale dar, alle Zwischenstufen des Glimmerabbaus zeichnen sich durch einen zunehmend ungeordneten Gitteraufbau aus, bei dem die räumliche Ausdehnung von kohärenten Gitterbereichen relativ klein und die Anzahl der Gitterfehlstellen relativ hoch ist. Dies geht Hand in Hand mit abnehmenden Kaliumgehalten.

Durch aufbauende Prozesse im Zusammenhang mit Kationenaustausch und zunehmenden Kaliumeinbau bei erhöhten Temperaturen nimmt die Größe der kohärenten Gitterbereiche wieder zu und die Fehl-

stellen werden weniger, d.h. die Kristallinität nimmt zu.

Schlecht kristallinierte Glimmer lassen sich röntgenographisch an einem breiten, unruhigen Basisreflex bei ca. 10 \AA erkennen, mit zunehmender Kristallinität wird der Reflex schlanker, gleichmäßiger, und die Intensität nimmt zu (siehe Abb. 4).

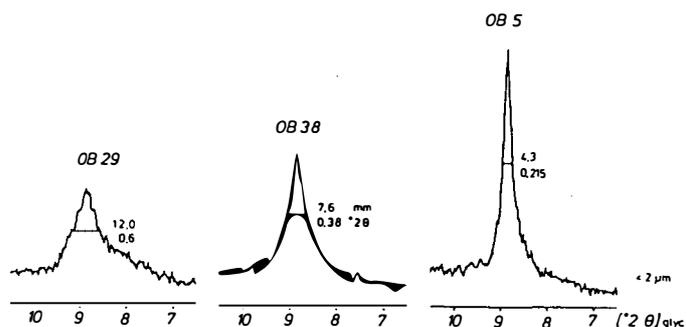


Abb. 4: Illit-Basisreflex und Halbhöhenbreite von drei Proben aus dem Profil Öfenbach. Fraktion kleiner $2 \mu\text{m}$. Von links nach rechts nimmt die Halbhöhenbreite der Illit-Basisreflexe ab, d.h. die Illitkristallinität nimmt zu! Die Probe OB 29 stammt aus einer Tufflage; OB 38 aus dem Reiflinger Knollenkalk und OB 5 aus dem Steinalmkalk.

Um nun eine Maßzahl für die Kristallinität des Illits zu erhalten, hat sich in den letzten Jahren der Vorschlag von KUBLER (1967, 1968) allgemein durchgesetzt, die Messung der Breite des I. Beugungsmaximums auf dessen halber Höhe über dem Untergrund durchzuführen.

Diese "Halbhöhenbreite" (abgekürzt HB) wird in Millimetern gemessen; zur besseren Vergleichbarkeit mit Werten anderer Autoren auch in Grad zwei Theta ($^{\circ} 2 \theta$) angegeben. Da die Halbhöhenbreiten korngrößenabhängig sind (WEBER, 1972), werden hier nur die Daten aus der Fraktion kleiner $2 \mu\text{m}$ Äquivalentdurchmesser verwendet, da man davon ausgehen kann, daß in dieser Fraktion die Beeinflussung durch detritische Illite klein ist.

2.4. Veränderungen der Illitkristallinität im Profil Öfenbach

In Abb. 7 b sind die gemessenen Werte der Illitkristallinität gegen deren Lage im Profil aufgetragen, wobei die Karbonate, Mergel und Tuffe durch unterschiedliche Signaturen gekennzeichnet wurden. Wie aus der Abbildung zu entnehmen ist, sind zwei voneinander abweichende Halbhöhenbreiten-Verteilungen ausgebildet.

Innerhalb des Steinalmkalkes weisen die Illit-Halbhöhenbreiten eine eng begrenzte Streuung mit Meßwerten zwischen 3.5 und 5.5 mm HB auf. Mit der einsetzenden Reiflinger Knollenkalkfazies ab Profilometer 53 nimmt die Streuung der Meßwerte sprunghaft zu, wobei in den Karbonatgesteinen die Halbhöhenbreiten zwischen 4 und 8 mm liegen. Die Tuffe und Mergel erreichen z.T. erheblich höhere HB-Werte. Die zwei Proben aus dem Ramsau-Dolomit nehmen wieder ähnliche Werte wie die des Steinalmkalkes an, was aber wegen der zu geringen Probenzahl nicht überbewertet werden darf.

2.5. Al/(Fe+Mg)-Verhältnis und Illitkristallinität

ESQUEVIN (1969) konnte nach chemischen und kristallographischen Untersuchungen zeigen, daß das Verhältnis der Intensitäten des (002)-Beugungsreflexes bei 5 \AA und des (001)-Beugungsreflexes bei 10 \AA als ein ungefährender Index für das Al/(Fe+Mg)-Verhältnis in der Oktaederschicht angesehen werden kann. (Die ESQUEVIN-Schreibweise wird, um Mißverständnissen vorzubeugen, beibehalten). Er fand heraus, daß ein hohes Al/(Fe+Mg)-Verhältnis (größer 0.3) die Kristallinitätsverbesserung in der Anchi- und Epizone beschleunigt, wohingegen Magnesium-Illite mit $I_{(002)}/I_{(001)}$ -Verhältnissen unter 0.3 in diesen Metamorphosebereichen deutlich schlechtere Illitkristallinitätswerte erbrachten.

DUNOYER DE SEGONZAC (1969) kam zu ähnlichen Ergebnissen, wobei er zeigen konnte, daß gleiche Ausgangssedimente (nur unterschiedlich in ihrem Metamorphosegrad) bei steigender Metamorphose neben einer IK-Verbesserung auch eine Verschiebung des Intensitätsverhältnisses von Werten um 0.3 auf über 0.5 aufweisen.

In Abb. 7 c sind die Intensitätsverhältnisse gegen die Profilmeter aufgetragen, wobei sich die Zweiteilung des Profils, wie sie sich in der IK-Verteilung auswirkt, auch in den Verhältniszahlen wiederfinden läßt.

Diese Werte liegen bei den Proben aus dem Steinalmkalk zwischen 0.5 und 0.6 sehr eng beieinander und verringern sich in den Reiflinger Knollenkalken bei einer größeren Streuung auf Werte zwischen 0.3 und 0.5. Die beiden Proben aus dem Ramsau-Dolomit liegen wieder um 0.5.

Wie eine Korrelationsberechnung der Daten aus den Karbonat- und Mergelgesteinen ergab, besteht eine signifikante Veränderung von Proben mit hohen Intensitätsverhältnissen und geringen Halbhöhenbreiten zu Proben mit geringen Intensitätsverhältnissen und hohen Halbhöhenbreiten.

2.6. Detailuntersuchungen im Reiflinger Knollenkalk

Die Knollen der Reiflinger Kalke sind vielfach konzentrisch aufgebaut, wobei der Kern sich durch seine höheren Karbonatgehalte gegenüber den nach außen zunehmenden Tongehalten als verwitterungsresistenter erweist und morphologisch hervortritt.

Da für die Profilaufnahme nur die stärker karbonatisch ausgebildeten Knollen beprobt wurden, war es darüber hinaus von Interesse, die silikatischen Rückstände in den schalenförmigen Randpartien einer Knolle zu untersuchen, wozu eine Bank ausgesucht wurde, deren konzentrischer Aufbau sowohl zum Liegenden als auch zum Hangenden weitgehend erhalten war. Die Zeichnung in Abb. 5 gibt den beprobten Bereich wieder. Von jedem in sich makroskopisch homogenen Teilbereich wurde das Gestein herauspräpariert und nach dem in Kap. 1.2 beschriebenen Aufbereitungsverfahren behandelt und ausgewertet. Unterhalb der in der Zeichnung mit a-f gekennzeichneten Probenentnahmepunkte sind die Halbhöhenbreiten sowie die Intensitätsveränderungen der vier häufigsten Minerale in diesen Proben dargestellt.

Unter der Voraussetzung, daß bei der gleichen Belegungsdichte eine quantitative Veränderung eines Minerals innerhalb einer Probenserie durch zu- oder abnehmende Intensitäten des Reflexes erkennbar wird, gelangt man so zu einer relativen, halbquantitativen Mengenabschätzung.

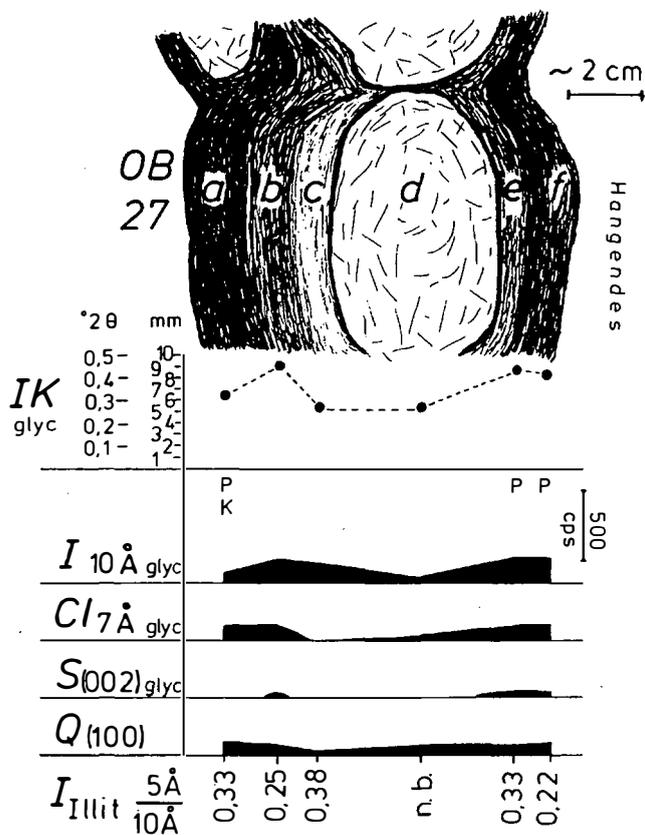


Abb. 5:
Detailuntersuchung in den Reiflinger-Knollenkalken. Die tonmineralogischen Unterschiede in den einzelnen Schalen wurden an 6 Proben untersucht. Neben der Illitkristallinität wurden die Intensitätsveränderungen der vier häufigsten Minerale in diesen Proben dargestellt. P = Palygorskit, K = Kaolinit.

Die Verteilung der Halbhöhenbreiten läßt erkennen, daß im Kernbereich die niedrigsten Halbhöhenbreiten um 5.3 mm gemessen werden. Mit zunehmenden Mergelgehalten nehmen die Halbhöhenbreiten bis auf 8.6 bis 9.0 mm zu. Der steigende Tonmineralgehalt macht sich auch in der Intensitätszunahme des Illit-Reflexes bei 10 Å bemerkbar.

Die Chlorite zeigen eine ähnliche, allerdings leicht verschobene Intensitätsverteilung.

Illit-Smektit- und Chlorit-Smektit-Wechselagerungsminerale sind nur in den Randbereichen anzutreffen.

Die Intensität der Quarzlinie (100) bleibt bei fast allen Proben konstant. Palygorskit wird nur in den tonmineralreichen Randpartien beobachtet, dort tritt auch Kaolinit auf.

Die Illit-Intensitätsverhältnisse ergaben Werte zwischen 0.22 und 0.38, liegen also nach ESQUEVIN (1969) im Bereich der eisen- und magnesiumreicheren, weniger stabilen Illite.

3. DISKUSSION DER ERGEBNISSE

Mit dem Übergang von der Diagenese zur beginnenden Metamorphose kommt es mit der Änderung der Mineralfazies und der chemischen Zusammensetzung der Schichtsilikate gleichzeitig zu einer Zunahme der Illitkristallinität sowie zur Neubildung fazieskritischer Minerale.

Dieser Übergangsbereich war in den Mergel- und Karbonatgesteinen in Ermangelung anderer fazieskritischer Minerale nur schwer einzugrenzen.

Mit dem Vorschlag von KUBLER (1967, 1968), die Halbhöhenbreite des Illit-Basisreflexes bei 10 Å als ein Maß für die Kristallinitätsverbesserung infolge Metamorphosezunahme zu benutzen, ist es nun möglich, die anchimetamorphe Zone, oder kurz Anchizone, als Bindeglied zwischen der stärkeren Diagenese und der Epizone genauer zu definieren.

Der Übergang von der Diagenese zur Anchizone wird nach KUBLER (1967, 1968) bei 7.5 mm HB (KUBLER-Index) und dem Erstauftreten des neugebildeten Pyrophyllits festgelegt; bei 4.0 mm HB ist nach KUBLER der Übergang von der Anchizone zur beginnenden Grünschieferfazies erreicht.

In Abb. 6 sind die Häufigkeitsverteilungen der Illit-Halbhöhenbreiten nach Karbonaten und Tuffen getrennt aufgetragen.

Nach den bisherigen Vergleichen der in unserem Labor gemessenen mm-Werte mit Proben, die durch das Labor von Herrn KUBLER bestimmt wurden, ergibt sich, daß 4.5 mm unserer Messung $0.25^\circ 2\theta$ der Messung durch KUBLER entsprechen (Grenze Anchizone/Epizone), und daß 8.5 mm unserer Messung $0.42^\circ 2\theta$ der Messung durch KUBLER entsprechen (Grenze Diagenese/Anchizone).

Bis zu einer endgültigen Absicherung dieser Vergleichbarkeit durch weitere Vergleichsproben, die zur Zeit erfolgt, können die beiden genannten Grenzziehungen in Abb. 6 nicht genau fixiert werden. Dies beeinflußt jedoch nicht das Ergebnis dieser Bearbeitung, durch die gezeigt werden kann, daß der wesentliche Teil der Illite aus den Karbonatgesteinen im anchimetamorphen Feld liegt. Die Illite aus den Tuffproben befinden sich dagegen zu einem großen Teil im unmetamorphen Bereich.

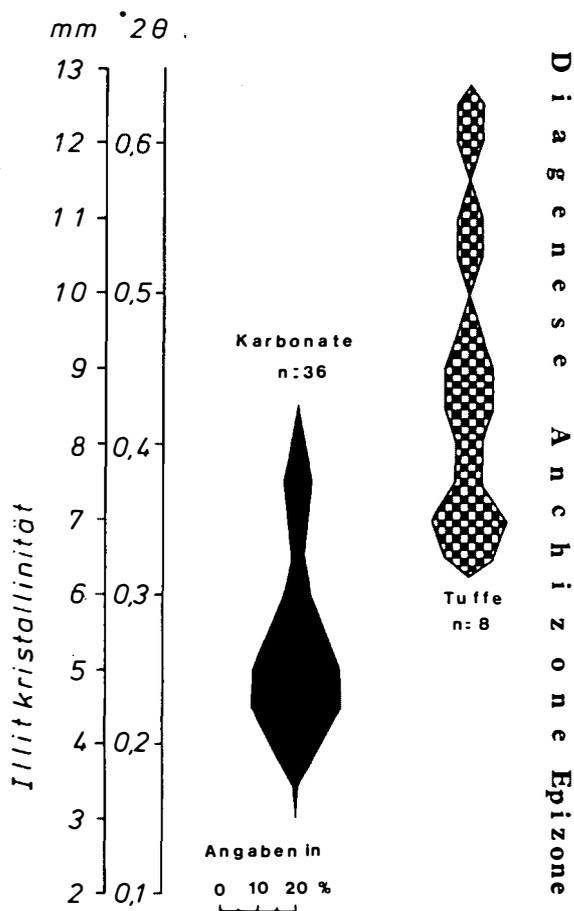


Abb. 6: Häufigkeitsverteilung der Illit-Halbhöhenbreiten, getrennt nach Karbonaten und Tuffen.

Das kleinere Maximum der Karbonat-Illite am Übergangsbereich zur Diagenese wird durch schlechter geordnete Glimmer aus den Knollenkalken verursacht.

Das arithmetische Mittel für die Illite aus den Karbonatgesteinen liegt bei 4.9 mm HB (glycoliert), was als Hauptargument für die schwach metamorphe Überprägung der Gesteine des Profils Öfenbach herangezogen wird. Seine Bestätigung findet dieses Ergebnis bei der Betrachtung der Mineralparagenese mit Pyrophyllit und Paragonit.

Die Neubildung von Illit erfolgt zum großen Teil aus Smektit und Illit-Smektit-Wechselagerungsmineralen bei zunehmender Kompaktion, Überlagerungsmächtigkeit und Temperatur.

Ab Temperaturen von 100-120°C sind u.a. nach DUNOYER DE SEGONZAC (1970) und KISCH (1983)

70-80% der quellfähigen Tonminerale in Illit umgewandelt; die verbliebenen 20-30% Smektit in den Illit-Smektit-Wechselagerungsmineralen sind allerdings über einen größeren Temperaturbereich stabil, ohne mit bestimmten Drücken und Temperaturen korrelierbar zu sein.

Die nach den Diagrammen von REYNOLDS & HOWER (1970) ermittelten Prozentsätze von Smektit-Schichten in den Wechselagerungsmineralen ergaben für die Proben von Öfenbach Gehalte zwischen 5 und 10% Smektit, selten reichen die Werte bis 20%, was bedeutet, daß die Karbonate dieses Profils zumindest so tief versenkt waren, daß die oben genannten Temperaturen überschritten waren.

Da im Zusammenhang mit dem prägosauischen Deckenbau mit Überlagerungsmächtigkeiten von 6000 m gerechnet werden kann, ist bei einem erhöhten Wärmefluß und nach den Berechnungen von THOMPSON (1970) mit Temperaturen über 230°C zu rechnen. Neben der primären Smektitführung im Sediment ist auch eine Neubildung durch Verwitterungseinflüsse denkbar, sie dürfte aber aufgrund der sorgfältigen Probenauswahl und aus den Beobachtungen in Kap. 2.6. zumindest für die Karbonatgesteinsproben vernachlässigbar klein sein.

Da der Bildungsbereich von Illit und Chlorit im alkalischen Milieu liegt und der von Kaolinit im sauren, kann von einer diagenetischen Kaolinit-Neubildung nicht ausgegangen werden; allenfalls kann detritisch ins Meer gelangter Kaolinit durch rasche Zementation in den Karbonatgesteinen erhalten bleiben.

Mit zunehmender Versenkungstiefe setzt in Abhängigkeit von den vorhandenen Kalium-, Magnesium- und Eisengehalten die Umwandlung von Kaolinit in Illit und/oder Chlorit ein. Bei Fehlen oder zu geringem Angebot dieser drei Kationen kann Kaolinit aber auch noch bis in weiter fortgeschrittene Stadien der Diagenese stabil bleiben. Spätestens mit Beginn der Anchizone sollte der noch verbliebene Kaolinit mit Quarz zu Pyrophyllit reagieren. Da nach den Illitkristallinitätsdaten das Profil Öfenbach in der Anchizone liegt, dürfte Kaolinit nicht mehr auftreten bzw. Pyrophyllit müßte in verstärktem Maß in den Röntgendiagrammen in Erscheinung treten, was aber nicht der Fall ist. Die relative Seltenheit dieses Minerals läßt sich damit erklären, daß entweder die Temperaturbedingungen für die Umbildung

nicht lange genug bestanden haben, wahrscheinlicher aber dadurch, daß infolge der Isolierung der Silikatphasen durch die Karbonatsedimentation und -diagenese keine Reaktion stattfand, da Berührungsparagenesen zwischen einem Kaolinit- und einem Quarzkorn statistisch nur sehr selten vorlagen.

Nach KUBANEK (1969) ist das Flaser-Knollen-Gefüge der Reiflinger Knollenkalke eindeutig als Drucklösungs- und nicht als Subsolutionsgefüge zu deuten, was sich auch durch einen partiellen Gitterabbau der Schichtsilikate zeigen sollte. Diese Annahme wurde durch die Illitkristallinitätsverteilung und Intensitätsverhältnisse in Abb. 7 bestätigt. Die nur in sehr engen Grenzen schwankenden IK-Werte aus dem Steinalmkalk ($n = 22$, $m_x = 4.76 \pm 0.52$) werden abrupt mit dem Einsetzen der Knollenkalke stärker zu größeren Halbhöhenbreiten-Werten gestreut ($n = 20$, $m_x = 6.50 \pm 1.50$). Auch die Intensitätsverhältnisse verschieben sich in Richtung diagenetisch neugebildeter eisenreicherer Illite.

Da Drucklösungsvorgänge, wie sie in Kap. 2.6. beschrieben wurden, sich in den Randbereichen der Knolle stärker abbauend auf die Tonminerale ausgewirkt haben dürften als in deren Kernbereich, sollte sich dies in einer Abnahme der Kristallinität und der Intensitätsverhältnisse sowohl bei den Illiten als auch bei den Chloriten bemerkbar machen. Solch eine Veränderung ist bei den 6 Illitproben feststellbar (siehe Abb. 5). Neben der deutlichen Kristallinitätsabnahme nach außen hin verschieben sich auch die Illit-Intensitätsverhältnisse zu etwas kleineren Werten nach außen. Bei den Chloriten kann eine Zonierung der Intensitätsverhältnisse nicht festgestellt werden; deren Werte liegen im Durchschnitt bei 0.32.

Da die Diageneseprozesse, die zur Knollenkalkbildung geführt haben, vor der Metamorphose wirksam waren, bedeutet dieses Ergebnis, daß die physikalisch-chemischen Bedingungen für eine einheitliche Aggradation der Illite nicht ausgereicht haben, um die Gesamtstreuung in den Knollenkalcken an die des Steinalmkalkes anzugleichen. Neubildungen von eisenreichen Chloriten hat es entweder nicht gegeben, oder die Temperaturen waren zumindest für die Chlorite schon hoch genug, um sie in die stabilere Phase umzubauen, was bei den

Illiten noch nicht oder nur in geringem Maß der Fall war.

Wie in Kap. 2.2. zum Ausdruck kommt, besteht eine deutliche Abhängigkeit zwischen Chlorit- und Quarzföhrung und der Lage im Profil. Die beiden Minerale sind überwiegend in den Reiflinger Knollenkalcken anzutreffen, im unterlagernden Steinalmkalk treten sie nur sehr selten auf bzw. fehlen ganz. Da nach KUBANEK (1969, S. 166) die überwiegende Anzahl der Quarze im Reiflinger Knollenkalk von Öfenbach nicht detritischer Natur ist, und auch eine überwiegend detritische Chloritanlieferung schwer vorstellbar ist, muß das Auftreten dieser beiden Minerale mit den vulkanischen Ablagerungen und den Drucklösungsvorgängen in den Knollenkalcken in Zusammenhang gebracht werden.

In den Tuffen und Tuffiten sind die Gehalte an Smektiten und Wechsellagerungsmineralen deutlich höher als in den Karbonatgesteinen, auch bilden sich aus den vulkanischen Gläsern in den Aschentuffen bei der Devitrifizierung bevorzugt Smektit-Minerale. Durch die Aufnahme von Kalium und Aluminium werden Smektite zu Illit umgebaut, was nach HOWER (1976) zur Folge hat, daß Silizium freigesetzt wird und zur Quarzbildung föhrt.

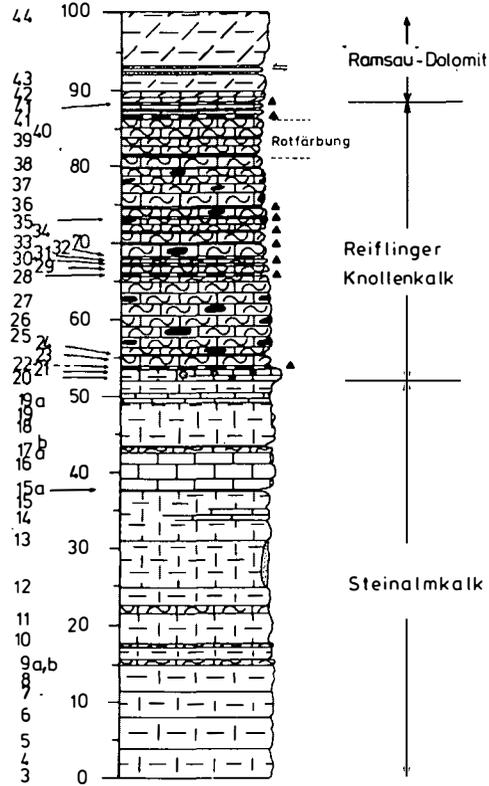
Bei entsprechenden Angeboten an Magnesium- und Eisenionen im Porenwasser können sich aus Kaolinit und Smektit eisenreiche Chlorite neu bilden (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969, 1970). Das bei der Smektit-Illit-Transformation freiwerdende Eisen kann ebenfalls der Chloritneubildung zur Verfügung gestellt werden.

Als Kieselsäurelieferanten stehen neben der schon angesprochenen Freisetzung im Verlauf des Smektit-Illit-Umbaus die vulkanischen Gläser sowie im Meerwasser gelöstes vulkanogenes Silizium aus (?) hydrothermalen Quellen zur Verfügung. Über die Transportweiten, Strömungsverhältnisse und Art der Kieselsäurebindung im damaligen mitteltriadischen Ozean kann nur spekuliert werden, da die mit den Tuffen zusammenhängenden Eruptionszentren noch nicht gefunden sind, bzw. die Verbindungen zum südalpinen Vulkanismus in einzelnen noch viele Fragen offen läßt.

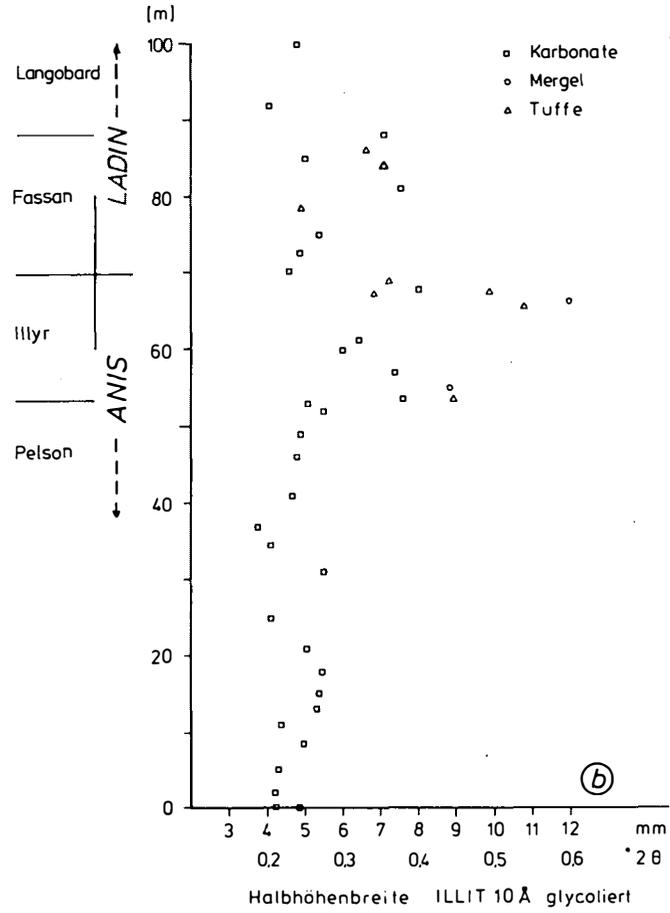
Für einen erhöhten Kieselsäuregehalt im Meerwasser sprechen auch die in den Knollenkalcken in großer Anzahl anzutreffenden Kieselorganismen wie Radiolarien u.a.

Profil Ofenbach

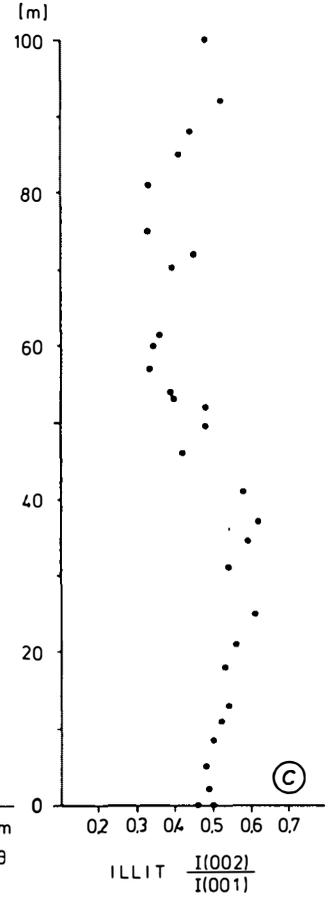
Proben, Profil:
nummer meter



(a)



(b)



(c)

Abb. 7:
Halbhöhenbreiten des 10-Å-Illit-Basisreflexes und Intensitätsverhältnisse zwischen dem Illit-5-Å- und Illit-10-Å-Basisreflex in Abhängigkeit von der Lage im Profil.

Für die schwach metamorphe Überprägung der Karbonatgesteine sprechen neben den Illitkristallinitätsdaten und der Mineralfazies auch die Ergebnisse der an 4 Proben durchgeführten K/Ar-Altersdatierung (s. Tab. 2). Neben den drei Proben vom Profil Öfenbach (OB 9, 22, 26) wurde eine illitreiche Probe aus den Partnachschiefern vom Profil Kampenwand/Chiemgauer Alpen (OHLENSCHLÄGER, 1984) mit untersucht, von der man aufgrund der mineralogischen Daten und der tektonischen Position am Kalkalpenrand davon ausgehen konnte, daß sie nicht über das Diagenesestadium hinaus verändert wurde.

Aus den Werten für die K/Ar-Bestimmung wurde für die Probe KW 10 ein Alter von 200 ± 9 Mio. Jahren errechnet, was man als stratigraphisch-diagenetisches Alter ansehen kann.

Im Gegensatz dazu liegen die errechneten Alterswerte aus dem stratigraphisch vergleichbaren Profil Öfenbach zwischen 123 und 178 Mio. Jahren deutlich niedriger, was auf eine mehr oder weniger starke Verjüngung infolge schwacher regionalmetamorpher Einflüsse zurückgeführt werden kann. Dabei sind die Proben OB 22 und OB 26 mit 155 ± 7 Mio. J. bzw. 178 ± 11 Mio. J. nur geringfügig thermisch beeinflusst und als Mischalter anzusehen, wohingegen die Probe OB 9 mit einem errechneten Alter von 123 ± 5 Mio. J. nahe an ihrem Bildungsalter liegen dürfte. Dieses Alter deckt sich gut mit den von KRALIK (1983) am Hochkönig durchgeführten K/Ar-Datierungen, die in den Feinkfraktionen Alterswerte zwischen 125 und 92 Mio. J. erbrachten.

Die anchimetamorphe Überprägung des Profils Öfenbach ist demnach während der altpaläozoischen Metamorphose in der Unterkreide erfolgt.

LITERATUR

- BROWN, G. (1961): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. - Min. Soc., Clay Minerals Group, 544, London.
- CARROLL, D. (1970): Clay minerals: a guide to their X-ray identification. - Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 126, 80, Boulder, Colorado.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. - Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr., no. 29, 320, Strasbourg.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. - Sedimentology, 15, 282-346, Amsterdam.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur la cristallinité. - Bull. Centr. Rech. PAU, S.N.P.A., 3, 147-154, Pau.
- FREY, M. (1970): The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. - Sedimentology, 15, 261-275, Amsterdam.
- HOWER, J. et al. (1976): Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment; 1. mineralogical and chemical evidence. - Geol. Soc. Am. Bull. 87 (5), 725-737.
- KISCH, H.J. (1983): Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. - Develop. Sediment., 25B, 289-493, Amsterdam.
- KRALIK, W. (1983): Geochronologie schwach metamorpher Tonschiefer und Karbonatgesteine am S-Rand der Nördlichen Kalkalpen. - Jber. 1982, Hochschulschwerpt. S 15, 7-16, Graz.
- KRUMM, H. (1977): Problems and results in 'illite crystallinity'. - Prov. Third Europ. Clay Conf., 91-92, Oslo.
- KRUMM, H. (1984): Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge - ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. - Geol. Rdsch., 73, 223-257, Stuttgart.
- KUBANEK, F. (1969): Sedimentologie des Alpenen Muschelkalkes (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). - Unveröff. Diss. TH Berlin, 202, Berlin.
- KUBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. - Coll. sur les Etages Tectoniques à la Baconnière, 105-122, Pau.
- KUBLER, B. (1968): Evaluation quantitative de métamorphisme par la cristallinité de l'illite. - Bull. Centre Rech. PAU, S.N.P.A., 2, 385-397, Pau.
- KUBLER, B. (1970): Cristallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal parts of the Alps. - Fortschr. Mineral. 47, Bh. 1, Berner Tagung 1969, 49-40.
- OHLENSCHLÄGER, Th. (1984): Sedimentpetrographie und sehr schwache Metamorphose in mitteltriadischen Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen zwischen Kufstein und Saalfelden. - Unveröff. Dipl.-Arb., J.-W.-Goethe-Universität Frankfurt a.M., 153, 24 Taf., 19 Abb., 3 Tab., Frankfurt.
- REYNOLDS, R.C. & HOWER, J. (1970): The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. Clays Clay Miner., 18, 25-36.
- SCHRAMM, J.-M. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. Österr. Geol. Ges. 71/72, 379-384, Wien.
- THOMPSON, A.B. (1970): A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium. - Am. J. Sci., 454-458.
- WEAVER, C.E. (1960): Possible use of clay minerals in search for oil. - AAPG Bull., 44, 9, 1505-1518, Tulsa.
- WEBER, K. (1972): Kristallinität des Illites in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141, 3, 333-363, Stuttgart.

Dipl.-Geol. Thomas Ohlenschläger, Institut für Geochemie, Petrologie und Lagerstättenkunde, Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberganlage 28, D-6000 Frankfurt am Main.

Neue Anschrift: Dr. Friedrich W. Hug Geoconsult GmbH, Niederhöchstädter Str. 25, D-6242 Kronberg/Taunus.

ANHANG:

| Probennummer + Gest.-Art | Profilmeter | Halbhöhenbreite in mm (glyc.) | Probennummer + Gest.-Art | Profilmeter | Halbhöhenbreite in mm (glyc.) |
|-----------------------------|-------------|----------------------------------|-----------------------------|-------------|----------------------------------|
| 44 K | 100.0 | 4.85 | 21 K | 53.0 | 5.1 |
| 43 K | 92.0 | 4.1 | 20 K | 52.0 | 5.5 |
| 42 K | 88.0 | 7.1 | 19 K | 49.0 | 4.9 |
| 41 T | 86.2 | 6.6 | 18 K | 46.2 | 4.8 |
| 40 K | 85.0 | 5.05 | 17b K | 43.0 | 4.8 |
| 39 TM | 83.9 | 7.1 | 17a K | 43.0 | 4.4 |
| 38 K | 81.0 | 7.6 | 16 K | 41.0 | 4.65 |
| 37 K | 78.5 | 4.95 | 15 K | 37.0 | 3.75 |
| 36 K | 75.1 | 5.35 | 14 K | 34.5 | 4.1 |
| 35 K | 72.9 | 4.9 | 13 K | 31.0 | 5.5 |
| 34 K | 70.3 | 4.6 | 12 K | 25.0 | 4.1 |
| 33 T | 68.5 | 7.2 | 11 K | 21.0 | 5.05 |
| 32a K | 67.8 | 4.3 | 10 K | 18.0 | 5.45 |
| 32 T | 67.7 | 8.05 | 9b K | 15.0 | 5.55 |
| 31 T | 67.5 | 9.9 | 9a K | 15.0 | 5.35 |
| 30 T | 67.4 | 6.85 | 8 K | 13.0 | 5.3 |
| 29 T | 65.6 | 12.0 | 7 K | 11.0 | 4.35 |
| 28 T | 65.5 | 10.8 | 6 K | 8.5 | 4.95 |
| 27f M | 61.5 | 8.15 | 5 K | 5.0 | 4.3 |
| 27e M | 61.5 | 8.6 | 4 K | 2.0 | 4.2 |
| 27d K | 61.5 | 5.4 | 3b K | 0.2 | 4.85 |
| 27c K | 61.5 | 5.2 | 3a K | 0.2 | 4.2 |
| 27b M | 61.5 | 9.0 | 2 K | 0.1 | 5.0 |
| 27a M | 61.5 | 6.5 | 1 K | 0.0 | 7.2 |
| 27 K | 61.3 | 6.45 | | | |
| 26 K | 60.0 | 6.0 | | | |
| 25 K | 57.0 | 7.4 | | | |
| 24 M | 55.4 | 8.8 | | | |
| 23 K | 53.6 | 7.6 | | | |
| 22 T | 53.5 | 8.95 | | | |

Tab. 1:
Werte für die glycolierten Illit-Halbhöhenbreiten und deren Lage im Profil (s. Abb. 7). Gesteinsarten: K = Karbonat (Kalk, Dolomit), T = Tuff, TM = Tuffitischer Mergel, M = Mergel

| Proben-Nr. | IK [*] | K (%) | Ar _{rad.} (%) | ⁴⁰ Ar _{rad.} ccm · 10 ⁻⁶ NTP/g | Alter (m.y.) |
|---------------------|-----------------|-------|------------------------|--|--------------|
| OB 26 | 6.0 | 4.82 | 62 | 35.13 | 178 ± 11 |
| OB 22 | 8.95 | 6.16 | 93 | 38.7 | 155 ± 7 |
| OB 9 | 5.35 | 8.01 | 96 | 39.8 | 123 ± 5 |
| KW 10 ^{**} | 12.0 | 4.98 | 90 | 41.01 | 200 ± 9 |

Tab. 2:
K/Ar-Isotopendaten von illitreichen Proben der Fraktion kleiner 2 µm Äquivalentdurchmesser.
^{*}IK = Illitkristallinität, glycoliert; ^{**}KW = Kampenwand. Probe aus den Partnachschiehten von der Kampenwand/
Chiemgauer Alpen (s. OHLENSCHLÄGER, 1984).

| | | | | | | | |
|--------------------------------|----------------|-------|-----|-----------|--------|--------|----------------------|
| Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck | ISSN 9378-6870 | Bd.14 | H.6 | S.131-155 | 3 Abb. | 9 Tab. | Innsbruck, Okt. 1987 |
|--------------------------------|----------------|-------|-----|-----------|--------|--------|----------------------|

DECKENSTRUKTUREN IM SÜDLICHEN RANDBEREICH DER WESTKARPATEN (VORLÄUFIGE MITTEILUNG)

H. Kozur & R. Mock

Zusammenfassung:

Die Westkarpaten von der Pieninischen Klippenzone im Norden bis zum Bükk-Gebirge im Süden sind aus völlig unterschiedlichen tektonischen Einheiten aufgebaut, die alle in Deckenposition vorliegen. Die Pieninische Klippenzone repräsentiert die erhaltenen Reste der Fortsetzung von Teilen der Ostkarpaten. Ihre primär innerste Zone (Fortsetzung der Transsylvanischen Decken) - die exotische Cordillere und das anschließende Becken - gehört zum mobilen Tethys-Belt. Zentrale und innere Westkarpaten sind entweder Teile des mobilen Tethys-Belt (z.B. Meliata-Einheit s.str.) oder Teile des Schelfs von Apulia (z.B. Tatricum, Krížna-Decke, Veporicum, Choč-Decke etc.), der während der Trias im Sedimentationsbereich der Ostalpen und Westkarpaten noch mit dem Schelf des stabilen Europa verbunden war. Der südliche Randbereich der Westkarpaten gehört entweder zum mobilen Tethys-Belt (Südbükk-Schiefer-Einheit) oder war primär Teil des Sedimentationsgebietes der Dinariden (Fennsíkum).

Das Penninicum ist Teil des mobilen Tethys-Belt. Das östliche Riftsystem des mobilen Tethys-Belt war vom Unteranis an, im SE seit dem höheren Olenekian, sehr aktiv (große Mengen von Pillow-Laven, Gabbros, z.T. Serpentinite). Es trennte Tisia vom Schelf des stabilen Europa. Das westliche Riftsystem war während dieser Zeit nicht sehr aktiv und unterlag nach dem beginnenden Riffen (Pelson-Illyr) sogar einer gewissen Kompression. Cordevolische Faunen des südlichen Tethysrandes und angrenzender Epikontinentalmeere (*Pseudofurnishius murcianus* - *Theelia tubercula* - *Leviella bentori*-Fauna), die auch in den äußeren Dinariden und Süd-

alpen auftreten, konnten das westliche Riftsystem überqueren. Typische südalpine Events im Sinne von BRANDNER (1984), wie die euxinische Fazies im basalen Ladin (z.B. Grenzbitumenzone), sind auch auf Tisia vorhanden (Peștiș-Schiefer des Bihar-"Autochthon"). In diesen genannten Schichten treten die gleichen Reptilienfaunen sowie die gleichen marinen Mikrofaunen und Invertebratenfaunen auf.

Eine direkte Korrelation von Tisia und dem Tatricum ist wegen zunehmend abweichender Faziesentwicklung seit dem Ladin, und vor allem wegen völlig abweichender faunistischer Beziehungen beider Gebiete vom Ladin bis zum Jura (südliche ladinische bis unterkarnische Faunen und nördliche jurassische Faunen auf Tisia, dagegen nördliche ladinische bis unterkarnische und südliche jurassische Faunen im Tatricum) nicht möglich.

Während der höchsten Trias und des Jura brachte die kompressive Tektonik im östlichen Riftsystem (beginnend mit obernorischen Flyschablagerungen) Tisia näher zum stabilen Europa. Auf der anderen Seite wurden durch das hochaktive westliche Riftsystem und die Öffnung des Penninicums im Jura die austroalpinen Einheiten vom stabilen Europa getrennt. Diese paläogeographischen Umstellungen werden auch durch drastische Änderungen in den faunistischen Beziehungen von Tisia und dem Tatricum zu den Schelfgebieten von Apulia und des stabilen Europa aufgezeigt.

Die nachfolgenden Einheiten in Deckenposition wurden innerhalb des südlichen Teils der Westkarpaten ausgeschieden: Meliaticum (Teil des mobilen Tethys-Belt): Meliata-Einheit,

Südbükk-Schiefer-Einheit s.str., Bôrka-Decke?; Rudabányaicum (Übergangsgebiet zwischen dem mobilen Tethys-Belt und dem Schelf von Apulia): Rudabánya-Decke, Torna-Decke, Szőlósardó-Decke; Silicicum (Schelf von Apulia neben dem südlichen Teil des Oberostalpins): Silica-Decke, Stratená-Decke, Muráň-Decke, Strážov-Decke; Fennsíkum (Schelf von Apulia nahe den äußeren Dinariden und Südalpen): Fennsík-Decke, Mályinka-Decke, Éleskő-Decke.

Summary:

The Western Carpathians from the Pieniny Klippen Belt in the N to the Bükk Mts. in the S are composed of quite different units, all in nappe position. The Pieniny Klippen Belt is the remnant of the continuation of parts of the Eastern Carpathians. Its primary innermost zone (continuation of the Transsylvanian nappes) - exotic ridge and adjacent basin - belongs to the Tethyan Mobile Belt. Central and inner Western Carpathians are either part of the Tethyan Mobile Belt (e.g. Meliata Unit) or part of the Apulian Shelf (Tatricum, Krížna nappe, Veporicum, Choč nappe, etc.) that was connected during the Triassic with the shelf of stable Europe in the sedimentation area of the Eastern Alps/Western Carpathians. The southern marginal parts of the Western Carpathians belong either to the Tethyan Mobile Belt (South Bükk Shale Unit) or were primary part of the sedimentation area of the Dinarids (Fennsíkum).

The Penninicum is part of the Tethyan Mobile Belt. The eastern rift system of the Tethyan Mobile Belt was since the Lower Anisian, in the SE even from the higher Olenekian very active (large amounts of pillow lavas, gabbros, partly serpentinites) and it separated Tisia from the shelf of stable Europe. The western rift system was not very active during the Triassic and it was even somewhat compressed after initial Pelsonian-Illyrian rifting. Cordevolian faunas of the southern margin of the Tethys and of adjacent epicontinental seas (*Pseudofurnishius murcianus*-*Theelia tubercula*-*Leviella bentori* fauna)

present also in the outer Dinarids and Southern Alps, could cross the western rift system. Typical South Alpine events in the sense of BRANDNER (1984) like the euxinic facies in the basal Ladinian (e.g. Grenzbitumenzone) are also present in Tisia (Peștiș shale of the Bihor-"Autochthon"). Both yielded quite the same reptile fauna, marine microfauna and invertebrate fauna. A direct correlation between Tisia and the Tatricum is not possible because of increasingly different facies development since the Ladinian and above all quite different faunistic relations of both units since this time until the Jurassic (southern Ladinian to Lower Carnian faunas and northern Jurassic faunas in Tisia, but northern Ladinian to Lower Carnian and southern Jurassic faunas in the Tatricum).

During the highest Triassic and Jurassic compressive tectonics in the eastern rift system (beginning with higher Norian flysch deposits) brought Tisia closer to stable Europe. On the other hand, during the Jurassic the highly active western rift system and the opening of the Penninicum separated the Austroalpine units (Tatricum etc.) from stable Europe. These fundamental paleogeographic changes are indicated also by drastic changes of the faunistic connections of Tisia and the Tatricum to the Apulian and stable Europe shelves (see above).

The following units in nappe position were recognized within the southern parts of Western Carpathians: Meliaticum (part of the Tethyan Mobile Belt): Meliata Unit, South Bükk Shale Unit s.str., Bôrka nappe?; Rudabányaicum (transitional area between Tethyan Mobile Belt and shelf of Apulia): Rudabánya nappe, Torna nappe, Szőlósardó nappe; Silicicum (shelf of Apulia beside southern part of Upper Austroalpine): Silica nappe, Stratená nappe, Muráň nappe, Strážov nappe; Fennsíkum (shelf of Apulia near to Outer Dinarids and Southern Alps): Fennsík nappe, Mályinka nappe, Éleskő nappe.

1. EINLEITUNG

Während im größten Teil der Westkarpaten der Deckenbau seit langer Zeit unbestritten ist, wurden die Gemeriden und alle südlich anschließenden Gebiete lange Zeit als autochthone Teile der Westkarpaten bzw. südlich angrenzender tektonischer Einheiten angesehen. Erst der Nachweis von großen Deckenstrukturen in den südlichen Westkarpaten durch KOZUR & MOCK (1973 a, b): Silica-Decke, KOZUR (1979): Rudabánya-Decke, MOCK (1980): Stratená-Decke, BALOGH, KOZUR & PELIKÁN (1984): Fennsík-Decke im Bükkgebirge, GRILL et al. (1984): Torna-Decke, führte zu völlig neuen tektonischen Vorstellungen, die bei KOZUR (1984 c) kurz skizziert wurden.

2. TEKTONISCHE SITUATION DER WESTKARPATEN

Nach den Vorstellungen von KOZUR (1984 c) ergibt sich für die Westkarpaten ein durch Fernüberschiebungen gekennzeichnetes Baustil, ähnlich wie ihn TOLLMANN in vielen Publikationen für die Alpen anschaulich aufgezeigt hat. Die Südbükk-Schiefer-Einheit (Substrat des Fennsík-Deckensystems), die Meliata-Einheit, die Transsylvanischen Decken und die inneren Teile des ehemaligen Sedimentationsgebietes der Pieninischen Klippenzone sind nach diesem Modell Teile des hochmobilen Tethys-Belt, in dem es insbesondere vom Dogger bis zur Unterkreide zu starker Krustenausdünnung und teilweise völligem Auseinanderdriften der kontinentalen Kruste kam. Der mobile Tethys-Belt besteht aus zwei räumlich getrennten und zu verschiedenen Zeiten aktiven Haupttriftsystemen, die in sich in langgestreckte Zonen mit subozeanischer bis ozeanischer Kruste und dazwischenliegenden Schwellenregionen mit kontinentaler Kruste unterteilt sein können. Zu diesem mobilen Tethys-Belt gehört auch das Penninicum der Alpen.

In dem hochmobilen, vom Dogger bis zu tinentalen Kollision in großen Teilen subozeanischen bis ozeanischen Tethys-Belt begann das Auseinanderdriften der Kruste im E und SE früher als im NW und W. In den Transsylvanischen Decken und in den inneren Teilen des Sedimentationsgebietes der Pieninischen Klippenzone liegen schon aus dem Unteranis Tiefwassersedimente mit psychrosphärischen Ostracoden vor, die eine Wassertiefe von mindestens 500 m und freie Verbindung zum Weltozean anzeigen. Weiter westlich begann das Riffen erst im Pelson und im Penninicum erst im höchsten Lias oder basalen Dogger, wo auch im übrigen mobilen Tethys-Belt das eigentliche subozeanische bis ozeanische Riffen begann. Dieses subozeanische bis ozeanische Riffen hält sich z.T. an die Riftstrukturen der Trias mit vermutlich ausgedünnter kontinentaler Kruste (z.B. in der Meliata-Einheit über Iadischen bis obertriassischen Tiefwasserablagerungen mit mächtigen Pillowlaven, z.T. Serpentiniten), z.T. reißen völlig neue Riftstrukturen auf zuvor nicht reduzierter kontinentaler Kruste auf wie im Penninicum der Alpen.

Nach diesem Modell lagen die Ostkarpaten am Rande des stabilen Europa. Ihre innersten Teile (Transsylvanische Decken) gehören zum mobilen Tethys-Belt. Ihre übrigen Teile (mediane Daciden sensu SÄNDULESCU, 1983, 1984) und nach außen anschließende Einheiten bilden den ursprünglichen Schelf des stabilen Europa (vgl. Abb. 1-3). Die medianen Daciden waren vom Dogger bis zur Kreide durch die äußeren Daciden (Fortsetzung: Magura-Trog), die ausgedünnte kontinentale, subozeanische und teilweise vielleicht ozeanische Kruste aufwies, vom eigentlichen Schelf des stabilen Europa abgetrennt. Das Sedimentationsgebiet der Pieninischen Klippenzone war ursprünglich die nach NW zu immer schmaler werdende Fortsetzung von Teilen des Sedimentationsgebietes der Ostkarpaten. Die Pieninische Klippenzone zeigte daher die gleiche Zweigliederung in eine äußere Zone (Schelf des stabilen Europa) und eine innere Zone (Teil des mobilen Tethys-Belt). In den Südkarpaten, die

in streichender Fortsetzung der Ostkarpaten liegen, sind bisher nur jene Teile bekannt, die zum Schelf des stabilen Europa gehörten (Supragetische und Getische Decken und ursprünglich weiter außen liegende Einheiten). Die innere, zum mobilen Tethys-Belt gehörende Zone wurde nicht aufgefunden oder ist nicht mehr erhalten (auch die Transsylvanischen Decken der Ostkarpaten sind heute an der Oberfläche nur noch kleine Deckenreste), es sei denn, daß in den Ultramafiten der Kosovica- und Subkosovica-Decke auch triassische Einheiten stecken. Immerhin sind aus den Südkarpaten auch Hallstätter Kalke bekannt, bei denen es sich um riftnahe Sedimente handeln könnte.

Während der Einengungsphasen der alpidischen Orogenese wurde der Sedimentationsbereich der Pieninischen Klippenzone zunächst unter starker Einengung auf das stabile Europa aufgeschoben und später durch die über den größtenteils subduzierten mobilen Tethys-Belt überschobenen zentralen und inneren Westkarpaten nahezu völlig ausgequetscht. Dabei fanden die lateralen Bewegungen nicht nur in Form von Deckentransport statt, sondern die zentralen/inneren Westkarpaten wurden auch entlang von strike slip faults relativ zum stabilen Europa und relativ zu Apulia nach Osten bewegt. Nachweisbar sein sollten hiervon besonders die jüngsten, miozänen Bewegungen. Diese aus unserem Modell vorhersagbaren (bzw. nach unserem Modell unbedingt notwendigen) Lateralverschiebungen der zentralen (und inneren) gegen die äußeren Westkarpaten wurden von BIRKENMAJER (1985) anschaulich aufgezeigt.

An der Südseite der nach NE driftenden Westkarpaten-Einheiten (und im Süden mit ihnen verbundener Einheiten) wurden Teile des NW-Endes der Dinariden mit nach NE geschleppt und als Decken auf den mobilen Belt aufgeschoben. Daher findet man im sogenannten "Igal-Bükk-Trog" (Mitteltransdanubische Zone bis Bükk-Gebirge) Decken von dinarisch ausgebildetem Jungpaläozoikum bis Trias auf einer Melange aus Gesteinen des mobilen Tethys-Belt. Im Bükk-Gebirge wurde nach dem Nachweis des

jurassischen Alters großer Teile der Südbükk-Schiefer-Einheit mit Hilfe von Radiolarien (KOZUR, 1984 b) die Deckenstruktur der darüberliegenden jungpaläozoisch-triassischen Schichtenfolge in dinarischer Ausbildung nachgewiesen (BALOGH, KOZUR & PELIKÁN, 1984). Nun wurde auch die Deckenstruktur im südwestlichen Teil der Mitteltransdanubischen Zone wahrscheinlich gemacht (HAAS, KOZUR & LELKES-FELVÁRI, in Druck). In der Bohrung Inke-I südlich des Balaton (südwestlicher Teil der Mitteltransdanubischen Zone zwischen der Balaton-Linie im NW und der Zentralungarischen Megatektonischen Linie im SE) kommen unter mehrere 1000 m mächtigen tertiären Ablagerungen nach HAAS, KOZUR & LELKES-FELVÁRI (in Druck) sehr schwach metamorphe Schichten vor, die eine Melange aus kieseligen schwarzen Schiefen, Kalksteinen, Vulkaniten und Serpentiniten darstellen. Als das vermutete Liegende der unmetamorphen jungpaläozoischen bis triassischen Gesteine in dinarischer Ausbildung in der Mitteltransdanubischen Zone ("Igal-Trog") wurden sie bisher ohne Fossilbeleg in das Altpaläozoikum gestellt. Mit Hilfe von Radiolarien konnte bei HAAS, KOZUR & LELKES-FELVÁRI (in Druck) julisches (mittelkarnisches) Alter für die schwarzen, leicht metamorphen kieseligen Schiefer nachgewiesen werden. Diese Melange hat die charakteristische Ausbildung für das westliche Riftsystem des mobilen Tethys-Belt. Die schwarzen, sehr pyritreichen kieseligen Schiefer stellen die Ablagerung eines recht tiefen, aber etwas abgeschnürten Beckens dar, in dem am Boden ein gewisser Sauerstoffmangel herrschte. Demgegenüber sind die ladinisch-karnischen Schichten im östlichen Rifttrog stets hochoxydiert, wobei es sich um überwiegend rote Schiefer und Kieselschiefer handelt, die lateral durch mächtige Pillowlaven vertreten werden. Diese Rot- und Buntfazies herrscht auch in dem westlich anschließenden Gebiet der Meliata-Einheit. Diese Einheiten stimmen vom höheren Anis an mit der Ausbildung im östlichen Riftsystem überein. Charakteristisch ist der völlig uneingeschränkte Faunenaustausch mit dem freien Weltozean und das Fehlen jeglicher Anzeichen für abgeschnürte Becken, wie schwarze, pyritreiche

Schiefer, die wiederum für das Karn des westlichen Riftsystems ganz kennzeichnend sind.

Der Nachweis von Gesteinen des mobilen Tethys-Belt an der N- und NE-Flanke der zentralen Westkarpaten (innerste Teile der Pieninischen Klippenzone: mit Tiefwassersedimenten, deren Faunen eine freie Verbindung zum Weltozean seit dem Unteranis anzeigen) sowie an der Südseite der inneren Westkarpaten (pelagische Sedimente ab Pelson, Tiefwassersedimente, Pillowlaven, Serpentine im Ladin und Karn) fügt sich sehr gut in unser Modell ein, das davon ausgeht, daß die Einheiten der zentralen und inneren Westkarpaten und südlich angrenzender Gebiete (nach Süden bis zum Balaton-Hochland und den Decken der Mitteltransdanubischen Zone reichend) von SW nach NE in ein Gebiet mit ozeanischer bis subozeanischer Kruste driftete, deren Reste an der N-, NE- und S-Seite erhalten blieben, während sie an der Ostseite unter mächtigen jüngeren Sedimenten oder mächtigen Deckenstapeln begraben liegen. In den inneren Westkarpaten finden sich Reste des mobilen Tethys-Belt auch in tektonischen Fenstern (alpidisch metamorphe Meliata-Einheit) in den Gemeriden und südlich davon.

Auch die mitgeschleppten Gesteinskörper vom NW-Rand des Dinariden-Sedimentationsgebietes, die jetzt im gesamten "Igal-Bükk-Trog" als Decken über der Melange aus Gesteinen des mobilen Tethys-Belt liegen, bekräftigen unser Modell. Sofern die Abfolge des mobilen Tethys-Belt nicht teilweise tektonisch ganz ausgequetscht ist, müßte sie große Teile der inneren und zentralen Westkarpaten unterlagern. Nur die nicht überfahrenen Teile des mobilen Tethys-Belt am Südrand der Westkarpaten südlich des Fennsíkm könnten in der Kompressionsphase ihrerseits auch auf das Fennsíkm aufgeschoben sein, so daß am Südrand des Fennsíkm durchaus die tektonische Abfolge Meliaticum (alpin-metamorphe Meliata-Einheit) -- Fennsíkm -- Meliaticum (unmetamorphe Teile der Südbükk-Schiefer-Einheit) vorliegen könnte. Das würde erklären, warum in der Bohrung Rm 136 vom Darnóhegy über normal gelagerter, alpin leicht meta-

morpher Fennsíkm-Decke unmetamorphe Schichten der Südbükk-Schiefer-Einheit in überkippter Lagerung anzutreffen sind. Allerdings muß man in diesem durch junge tektonische Bewegungen (Darnó-Linie) stark beanspruchten Gebiet auch damit rechnen, daß die gegenseitige Position der einzelnen tektonischen Einheiten verändert wurde.

Der Sedimentationsraum der zentralen und inneren Westkarpaten lag nach unserem Modell in der Trias und im Jura konsequenterweise südwestlich bzw. westlich des mobilen Tethys-Belt und bildete damit den mehr oder weniger mobilen Schelf von Apulia, wie das schon HORVÁTH et al. (1977) aufzeigten.

In der Trias war die östliche Riftzone des mobilen Tethys-Belt wesentlich aktiver und wohl auch breiter als die westliche (westlich bzw. südwestlich des Serbo-Mazedonischen Massivs und von Tisia). In der östlichen Riftzone treten im Ladin und Unterkarn weitverbreitet vorwiegend rote, z.T. auch grüne Kieselschiefer und Schiefer auf. Vulkanismus zeigt sich teils nur in dünnen Tuffitlagen, teils treten mächtige Pillowlaven mit geringmächtigen Zwischenlagen von roten Schiefen und Kieselschiefern auf. Auch Gabbros und gelegentlich Serpentine sind räumlich oft mit den Vorkommen der Pillowlaven verknüpft. Auffallend ist die zeitliche Parallelität zu den kalkalkalischen Vulkaniten der äußeren Dinariden und Südalpen, die auf konvergente Tektonik hindeuten. Starkes Rifting im östlichen Riftsystem könnte die Ursache für gleichzeitige kompressive Tektonik am E-NE-Rand von Apulia sein. Am Nordrand von Apulia müßte durch den gleichen Prozeß noch zusätzlich Scherungstektonik auftreten, die von BRANDNER (1984) dort auch tatsächlich vermutet wird.

Da während der Trias im Penninicum noch kein Auseinanderdriften der Kruste stattfindet, waren am Westende der Tethys der Schelf des stabilen Europa und der Schelf von Apulia noch miteinander verbunden. Aus diesem Grund haben die nördlichen Einheiten des Ostalpins der Alpen und der Westkarpaten in der Trias eine nördliche

Fauna (austroalpine Faunenprovinz nach KOZUR, 1973, 1980), die südlichen Einheiten (z.B. Südalpen) dagegen eine südliche Fauna (dinarische Faunenprovinz sensu KOZUR, 1973, 1980). Klastische mittelkarnische Schüttungen reichen von ihrem Herkunftsgebiet auf dem stabilen Europa bis weit nach Süden auf den angrenzenden Schelf (z.B. bis zur Choč-Decke der Westkarpaten), während von Apulia klastische Schüttungen bis in den Raum der Südalpen erfolgten.

Die faunistischen Unterschiede wurden durch Schwellen und Tröge in Streichrichtung des Orogens innerhalb des europäisch-apulischen Schelfs der Alpen und Westkarpaten bewirkt. Teilweise dürften sie aber auch auf küstenparallele Meeresströmungen zurückzuführen sein.

Mit dem Beginn des ozeanischen Riftens etwa an der Basis des Dogger änderte sich die paläogeographische Situation grundlegend.

Die stärkste Riftaktivität lag jetzt im westlichen Riftsystem (innere Dinariden), das sich nach NW bis zum südpenninischen Trog ausdehnte. Der nordpenninische Trog war ein Randtrog des mobilen Tethys-Belt ohne eigentliches ozeanisches Riffen, der vom südlichen ozeanischen penninischen Haupttrog durch eine Schwellenregion abgetrennt war.

Durch das subozeanische bis ozeanische Riffen im Penninicum wurde das Sedimentationsgebiet des Ostalpins und der zentralen/inneren Westkarpaten vom stabilen Europa abgetrennt. Im östlichen Trog herrschte zur gleichen Zeit wohl schon Kompression (Flyschentwicklung ab dem Nor und im Jura).

Die Faunenprovinzen verlaufen wegen der veränderten paläogeographischen Situation im Jura ganz anders als in der Trias. Durch die Abtrennung vom stabilen Europa gehören das Ostalpin und die zentralen/inneren Westkarpaten zur südlichen (mediterranen) Faunenprovinz (GÉCZY, 1973, HORVÁTH et al., 1977, VÖRÖS, 1977). Die Südkarpaten, Ostkarpaten und die Pieninische Klippenzone, die außer ihren inne-

ren Zonen (Transsylvanische Decken, innerste Zone der Pieninischen Klippenzone) auch schon in der Trias zur nördlichen Faunenprovinz gehörten, haben weiterhin enge faunistische Beziehungen zu den Faunen des stabilen Europa.

Ganz besonders interessant sind die Verhältnisse auf dem Pannonischen "Median-Massiv" (im folgenden kurz als Tisia bezeichnet). Vom höheren Präkambrium bis zur Trias tritt eine südliche Entwicklung auf, die sich insbesondere in der Trias auch durch südliche Faunen manifestiert. Im jüngeren Proterozoikum treten verbreitet z.T. mächtige Karbonate auf, die in dies Zeitabschnitt in allen Einheiten des stabilen Europa fehlen, in südlichen Einheiten dagegen häufig anzutreffen sind. Im Mecsek-Gebirge liegen diese epimetamorphen, bisher fossilere Schichten unterhalb von dynamometamorph nicht oder nur sehr schwach beeinflusstem Untersilur (tieferes Wenlockian mit Conodonten und Muellerisphaerida, vgl. KOZUR, 1984 c, d, e, f). Hier wurden die Ófalu-Phyllite (metamorphe Tuffe/Tuffite, epimetamorphe Schiefer, kristalline Kalke, tiefer auch Amphibolite) durch JANTSKY (1979) nach detaillierten petrographischen und tektonischen Studien aus regionalgeologischen Erwägungen ins Jungproterozoikum eingestuft. Im Bihar-"Autochthon" kommen nach IANOVICI et al. (1976) in der Serie Arada (Amphibolite, "Porphyroide", kristalline Kalke) Fossilien des Jungproterozoikum (und basalen Kambrium ?) vor. Es ist dies die bisher einzige direkte paläontologische Datierung von Metamorphiten auf Tisia. Varistische Metamorphite stammen aus höheren Deckeneinheiten des nördlichen Apuseni-Gebirges und sind daher für die Altersdatierung der Metamorphite auf Tisia nicht relevant (IANOVICI et al., 1976).

Im Mittelperm treten im Mecsek-Gebirge gelegentlich Gondwana-Elemente unter den Sporomorphen auf (BARABÁS-STUHL, 1981, BARABÁS-STUHL & KOZUR, in Vorbereitung). Allerdings ist die nördliche Verbreitungsgrenze dieser Elemente gänzlich unbekannt, weil im Mittelperm des stabilen Europa wegen der fast ausschließlichen Rotfazies Sporomorphen meist

fehlen. In Südfrankreich treten diese Gondwana-Elemente ebenfalls auf (VISSCHER, 1968, VISSCHER, HUDDLESTONE SLATER-OFFERHAUS & WONG, 1974). Im Mittelperm der Choč-Decke scheinen sie dagegen zu fehlen (PLANDEROVÁ, 1973).

In der Mittel- und Obertrias weichen die Brackwasser-Ostracodenfaunen des Mecsek-Gebirges völlig von den gleichaltrigen Faunen in faziell übereinstimmenden Biotopen des Germanischen Beckens ab. Nicht eine einzige übereinstimmende Art mit dem Germanischen Becken konnte in der ostracodenreichen Kantavár-Formation nachgewiesen werden. Dagegen treten im ca. 2.000 km entfernten Prikaspi-Gebiet ca. 90% der Brackwasser-Ostracodenarten der germanischen Mitteltrias auf.

Die marinen Faunen des höheren Ladin und des Cordevol der Vălani-Decke des nördlichen Apuseni-Gebirges (proximalste Deckeneinheit des Codru-Deckensystems, nur wenig vom Bihor-"Autochthon" abgesetzt) stimmen vollständig mit den Faunen des Südrandes der Tethys und der angrenzenden Epikontinentalmeere (Spanien, Balearen, äußere Dinariden, Nordafrika, Nordrand der Arabischen Plattform, Burma) überein. Solche charakteristischen Faunenelemente der westmediterran-arabischen Faunenprovinz, wie *Pseudofurnishius murcianus* VAN DEN BOOGARD (Conodont), *Theelia tubercula* KRISTAN-TOLLMANN (Holothurien-Sklerit), *Falloticythere KOZUR*, *Leviella sohni* KOZUR; *Lutkevichinella egeleri* KOZUR (Ostracoden) konnten in allen untersuchten Proben (3 cordevolische mit Conodonten und Holothurien-Skleriten, 9 longobardische mit Ostracoden, Conodonten) nachgewiesen werden. Sie fanden sich auch im Probenmaterial von Dr. E. MIRAUȚA (Bucuresti), das Dank der großzügigen Unterstützung durch E. MIRAUȚA und den inzwischen leider viel zu früh verstorbenen Prof. Dr. PATRULIUS eingesehen werden konnte.

Selbst in den südlichsten Einheiten der Ostalpen und Westkarpaten sowie im Balaton-Hochland treten solche eindeutigen Tethys-Südrandfaunen nicht auf; im Budaer Gebirge und im

Fennsík-Deckensystem des Bükk-Gebirges sowie in den anderen Decken mit dinarischer Ausbildung im Bükk-Igal-Belt wären sie noch zu erwarten.

Im tieferen Jura dagegen zeigen die Ammoniten- und Brachiopoden-Faunen des Mecsek-Gebirges und anderer Teile von Tisia starke Anklänge an die Faunen des stabilen Europa (vgl. GÉCZY, 1973, VÖRÖS, 1977), im höheren Jura werden diese Beziehungen wieder wesentlich schwächer.

Diese Änderungen in den faunistischen Beziehungen von Tisia zum Tethys-Südrand bzw. zum stabilen Europa werden durch das neue tektonische Modell ebenso verständlich wie die gegenläufigen Änderungen in den faunistischen Beziehungen der inneren/zentralen Westkarpaten und des Ostalpins, Tisia, das Serbo-Mazedonische Massiv und das Rhodopen-Massiv¹⁾, die heute mehr oder weniger in allochthoner Position vorliegen, gehörten ursprünglich zum Randbereich des Schelfs von Apulia bzw. sie lagen zwischen Apulia und dem stabilen Europa. In der Trias waren sie durch das sehr aktive östliche Riftsystem

¹⁾ Fußnote: Die Bezeichnung "Massiv" für die genannten Gebiete wird manchmal mit autochthoner Position dieser Einheiten gleichgesetzt. Sie bedeutet aber lediglich, daß ein weniger mobiles Gebiet vorliegt, das in seiner heutigen Position von höher mobilen Gebieten umgeben ist, aber durchaus eine allochthone Einheit darstellen kann. Unter dem präkambrischen Basement von Tisia kann also durchaus Mesozoikum oder ozeanische Kruste liegen.

Zu den obengenannten tektonischen Einheiten könnte auch noch die Zentralostalpine Schwellenzone (sensu BRANDNER, 1984) zwischen den Südalpen und den Nördlichen Kalkalpen gehören, die aber sicher nicht direkt mit Tisia verbunden war und auch nur zeitweise eine Faunenscheide zwischen den Südalpen und Nördlichen Kalkalpen darstellte. Ihr Südrand wäre einer der beiden möglichen Wanderwege für die marinen Reptilien, die in den westlichen Südalpen (Grenzbitumenzone) und auf Tisia (Peștiș-Schiefer des Bihor-"Autochthon") gemeinsam vorkommen.

vom stabilen Europa getrennt (spätestens seit dem Höhepunkt des Riftens im Ladin, noch nicht dagegen in der Untertrias), während das starke ladinisch-cordevolische Rift im östlichen Riftsystem gleichzeitige Einengung in dem triassisch noch nicht sehr aktiven westlichen Riftsystem bewirkte (kalkalische Magmen am Rand von Apulia in den äußeren Dinariden und Südalpen). Zumindest im Oberladin und Unterkarn konnten Flachwasserfaunen vom Apulia-Schelf das wenig aktive und im Ladin/Cordevol vermutlich eingeengte oder teilweise aufgefüllte, zumindest nicht verbreitete westliche Riftsystem durchqueren und bis Tisia gelangen. Auf dem gleichen Weg gelangten selbst gute Schwimmer unter den Reptilien, wie *Tanystropheus longobardicus*, von den Südalpen bis nach Tisia.

Im Jura wurde durch das ozeanische Rift im westlichen Riftsystem und im Penninicum die faunistische Verbindung von Tisia zum Sdürand-schelf der Tethys zeitweise stark eingeschränkt (Abb. 3) und über den gleichzeitig eingeengten östlichen Rifttrog wurden faunistische Beziehungen zum Schelf des stabilen Europa hergestellt²⁾. Durch den gleichen tektonischen Vorgang wurden die in der Trias bestehenden

²⁾ Fußnote: Die Einengung im östlichen Rifttrog begann vermutlich schon im höheren Nor, wo Flysch-sedimentation bzw. Auffüllung einsetzte. Selbst in der Meliata-Einheit und in der Südbükk-Schiefer-Einheit s.str., die eine Position zwischen dem östlichen und westlichen Riftsystem einnehmen, endet im Nor die durch pelagische Kalke und vor allem Kieselschiefer gekennzeichnete Mangelsedimentation und es beginnt die Ablagerung grauer oder grauer bis roter, z.T. schluffiger Turbidite. Aus diesem Grund kann man eventuell schon im höheren Nor und Rhät faunistische und floristische Beziehungen von Tisia zum stabilen Europa erwarten. Wegen der limnisch-terrestrischen Sedimentation, die zu dieser Zeit auf Tisia herrschte (sofern überhaupt Sedimente abgelagert wurden und nicht Abtragung zu verzeichnen war, wie im Bihor-"Autochthon"), wird man dies faunistisch aber kaum nachweisen können, weil für Landfaunen die Barrieren wohl noch zu groß waren.

Verbindungen zwischen dem Ostalpin bzw. den zentralen und inneren Westkarpaten zum stabilen Europa unterbrochen und dieser Bereich war nun, auch faunistisch erkennbar, Teil des labilen Schelfs von Apulia. Diese Gebiete, die in der Trias nicht nur faunistisch, sondern auch sedimentologisch enge Beziehungen zum stabilen Europa aufwiesen (z.B. Einschüttungen von mittelkarnischen Klastika vom stabilen Europa aus in die proximalen Einheiten des Ostalpins und in deren Äquivalente in den Westkarpaten) wurden seit dem Jura von Tethyssüdrand-Faunen bewohnt (mediterrane Faunenprovinz im Sinne von GÉCZY), Tisia hatte dagegen enge Beziehungen zu den Tethysnordrand-Faunen (submediterrane Faunenprovinz im Sinne von GÉCZY). Das im höheren Jura zu beobachtende starke Nachlassen der faunistischen Beziehungen zwischen Tisia und dem stabilen Europa ist wiederum durch die Verbreiterung des äußeren dacischen Rifts (Outer Dacian Rift) sensu SĂNDULESCU (Black Flysch, Ceahlău in den Ostkarpaten, Severin-Decke in den Südkarpaten) leicht zu erklären.

Mit dem oben kurz zitierten tektonischen Grundmodell der Westkarpaten und angrenzender Gebiete lassen sich nicht nur die Raum-Zeit-Relationen der Faunenprovinzen des alpin-dinarisch-karpatischen Raumes in der Trias und im Jura erklären (siehe oben), sondern auch einige bisher schwer verständliche tektonische und sedimentologische Daten. So war bisher sehr überraschend, daß die Gerölle aus der Pieninischen Klippenzone (MIŠÍK, MOCK & SÝKORA, 1977) auch unteranische pelagische Tiefwasserfaunen sowie pelagische mittel- und obertriassische Sedimente (graue pelagische Kalke und Hallstätter Kalke) mit reichen Faunen des offenen Weltmeeres führen (psychrosphärische Ostracoden, pelagische Conodonten, Radiolarien), während unteranische pelagische Sedimente und Faunen aus den übrigen Westkarpaten, Ost- und Südalpen sowie auch aus den nördlichen Dinariden völlig unbekannt sind und die Obertrias des Taticums durch den kontinental-lagunären Karpatenkeuper gekennzeichnet ist.

Wenn, wie oben ausgeführt wurde, das Sedimentationsgebiet der Pieninischen Klippenzone die direkte Fortsetzung des Sedimentationsgebietes von Teilen der Ostkarpaten ist, während die überschobenen zentralen und inneren Westkarpaten (mit Ausnahme der Meliata-Einheit) zum Schelf von Apulia gehörten, dann ist nur in der inneren Zone der Pieninischen Klippenzone als Fortsetzung der Transsylvanischen decken vollpelagisches Unteranis zu erwarten. Auf dem Schelf von Apulia (Südalpen, Ostalpin, zentrale/innere Westkarpaten außer Meliata-Einheit, Fennsíkm, Balaton-Hochland, äußere Dinariiden) fehlt pelagisches Unteranis mit offener Verbindung zum Ozean, weil zu dieser Zeit das westliche Riftsystem noch inaktiv war. Aus dem gleichen Grund fehlt es auch im westlichen Riftsystem selbst (zumindest in dessen nördlichem Teil) sowie in den Übergangsgebieten zwischen westlichem und östlichem Riftsystem (Meliata-Einheit, Südbükk-Schiefer-Einheit), obwohl es in diesen beiden letzteren Einheiten noch am ehesten zu erwarten wäre. In den inneren Ostkarpaten (Transsylvanische Decken), im Ostbalkan (Strandža-Gebirge), aber auch in der Dobrudscha ist pelagisches Unteranis mit offener Verbindung zum Ozean (pelagische Conodonten, psychrosphärische Ostracoden-Faunen) dagegen weitverbreitet.

Unser Modell mit zwei annähernd parallelen Riftzonen, von denen die eine in der Mittel- und Obertrias, die andere im Jura sehr aktiv war, läßt sich gut mit einer sprunghaften Verlagerung der Riftachsen erklären, wie das aus der Literatur von vielen Riftsystemen bekannt ist. Beim heutigen Kenntnisstand kann man hinsichtlich des Verlaufes der Riftzonen im südlichen Abschnitt des karpatisch-balkanisch-dinarischen Raumes aber noch nicht ausschließen, daß es in der Trias hier nur eine aktive Riftzone unmittelbar westlich des Rhodopen- und Serbo-Mazedonischen Massivs gab, auf die in Richtung Apulia eine weniger mobile Zone mit vornehmlich differenzierten Vertikalbewegungen folgte. Diese Riftzone müßte sich dann in der Art eines Tripelpunktes zwischen dem Serbo-Mazedonischen Massiv und Tisia aufgabeln, wobei der durch die

Mureş-Zone verlaufende östliche Ast (Mureş-Zone - Transsylvanische Decken - innere Pieninische Klippenzone) in der Trias aktiv war, der westliche Ast, der südwestlich von Tisia verlief, dagegen im Jura. Auch das entspräche dem Riftmodell an Tripelpunkten, wo ein Riftast inaktiv war, die beiden anderen dagegen aktiv (der Ast westlich des Serbo-Mazedonischen Massivs müßte nach dieser Rekonstruktion sowohl in der Trias als auch im Jura hochaktiv gewesen sein). In diesem Fall müßte der ostbalkanische Rift (Strandža) mit pelagischen Faunen des Oberolenekian und Unteranis blind enden, wie der Dobrudscha-Rift. In den Südkarpaten gäbe es dann in der Trias auch primär keine Riftzone. In diesem Fall wären das Serbo-Mazedonische Massiv und das Rhodopen-Massiv Teile des Schelfs des stabilen Europa. Das läßt sich für die Trias gegenwärtig weder belegen noch widerlegen, da von diesen gebieten keine triassischen Faunen bekannt sind.

Mehrere Beobachtungen sprechen gegen diese Modell-Variante (Fig. 2 b). Im Mureş-Trog gibt es keine triassischen Sedimente und das Riffen beginnt offensichtlich erst im Jura. In der Vardar-Zone treten noch im Unteranis Flachwasserkarbonate auf und erst darüber finden sich hemipelagische und pelagische Sedimente. Damit kann man das Fehlen von pelagischem Oberolenekian und Unteranis in der Vardar-Zone und im Mureş-Trog nicht damit erklären, daß in beiden Gebieten nur Sedimente in der Nähe der Riftachse erhalten sind, die jünger sein müssen als die Sedimente in den Riftzonen am Rande des stabilen Europa, die dann die riftachsenfernsten Ablagerungen wären. Ein sehr gewichtiges Argument gegen ein oberskythisches/unteranisches Riffen in der Vardar-Zone ist die Tatsache, daß pelagische Faunen (Conodonten, Ammoniten, artikulate Brachiopoden) im Unteranis aus dem östlichen Rifftrug in das Germanische Becken einwandert und dort trotz relativ ungünstiger fazieller Verhältnisse weitverbreitet sind. Die Einwanderung dieser Faunen erfolgte eindeutig über SE-Polen, eine direkte Einwanderung aus der Vardar-Zone ist ausgeschlossen. In den äußeren Dinariiden und in den Südalpen, wo im Unteranis vielfach die

gleiche fazielle Ausbildung auftritt wie im Germanischen Becken (*Dadocrinus-gracilis*-Kalke, "calcaire vermiculaire"), gibt es im Unteranis weder Ammoniten, noch artikulate Brachiopoden, noch Conodonte, obwohl die äußeren Dinariden direkt an den Sedimentationsraum der Vardar-Zone angrenzen, die Verbindung auf jeden Fall enger war als zwischen dem östlichen Rifttrog und dem Germanischen Becken.

Wenn der Riftast westlich des Serbo-Mazedonischen Massivs schon im Unteranis pelagische Faunen führte (und das müßte er bei dieser Modell-Variante, weil sonst die pelagischen unteranischen Faunen der Transsylvanischen Decken, die freie Verbindung zum Weltmeer anzeigen, nicht existieren könnten), dann erscheint es unerklärlich, warum diese Faunen bzw. ein Teil von ihnen nicht in den auf der ganzen Länge des Riftes unmittelbar benachbarten Schelf von Apulia einwandern konnten, während die faziell mit dem Schelf von Apulia weitgehend übereinstimmenden unteranischen Plattformsedimente des Germanischen Beckens durch die vergleichsweise schmale Verbindung über das Święty Krzys-Gebirge aus dem östlichen Rifttrog mit Conodonten, Ammoniten, artikulaten Brachiopoden etc. besiedelt wurden. Es ist daher wahrscheinlich, daß die Einwanderung der pelagischen unteranischen Faunen in das Sedimentationsgebiet der Transsylvanischen Decken nicht über den Muş-Trog (Trias unbekannt) und die Vardar-Zone (Unteranis nicht pelagisch), sondern aus dem ostbalkanischen Rift (Strandža) erfolgte, wo oberolenekische und unteranische pelagische Faunen weitverbreitet sind. Diese Verbindung müßte zwangsläufig über einen heute nicht mehr erhaltenen Rift in den Südkarpaten führen. Das Riffen in der Vardar-Zone würde dann wie in den übrigen Dinariden erst im Pelson beginnen, woraus zu erklären ist, daß es in den gesamten mittleren und nördlichen Dinariden keine unteranischen pelagischen Sedimente gibt.

Eine weitere theoretische Möglichkeit für das Einwandern pelagischer unteranischer Faunen in das Sedimentationsgebiet der Transsylvanischen Decken wäre die Herkunft aus dem Dob-

rudscha-Rift, wo ebenfalls oberolenekische und unteranische pelagische Faunen weitverbreitet sind. nach den rumänischen Geologen (zuletzt SÄNDULESCU, 1985, KBGA-Tagung in Kraków) endet der Dobrudscha-Rift jedoch blind und hat keine Verbindung zum Sedimentationsraum der Transsylvanischen Decken im Untergrund der Ostkarpaten.

Das östliche Riftsystem wird in letzter Zeit häufig als Paläotethys bezeichnet, im Unterschied zur jurassischen und jüngeren Neotethys. Der Name Paläotethys wird jedoch von verschiedenen Autoren so unterschiedlich verwendet, daß wir ihn hier nicht benutzen. Überdies hat die Tethys vom Mittelperm (nach der Pfälzischen Phase) bis zur Obertrias eine kontinuierliche Entwicklung und sollte daher auch nur diese eine von SUESS geprägte Bezeichnung "Tethys" tragen.

Die jurassische Tethys entsteht teils durch die mehr oder weniger kontinuierliche oder auch diskontinuierliche Fortsetzung des triassischen Riftprozesses (z.B. Meliata-Einheit und Südbükk-Schiefer-Einheit mit roten ladinischen und obertriassischen Kieselschiefern und z.T. mächtigen ladinischen und karnischen Pillowlaven, Gabbros und Serpentiniten sowie mit mitteljurassischen ozeanischen Sedimenten und Pillowlaven), also in Gebieten, wo die kontinentale Kruste wohl schon in der Trias ausgedünnt wurde. In anderen Abschnitten entsteht die jurassische Tethys durch Riffen in Gebieten mit normaler kontinentaler Kruste, wo in der Trias keine Riftprozesse zu beobachten waren (Penninicum). Dabei erfolgte das Riffen der jurassischen Tethys teils am Außenrand des stabilen Europa (Penninicum), teils am Außenrand von Apulia (Vardar-Zone).

Viel bedeutsamer als die räumliche Lage und die triassische Vorgeschichte erscheint uns aber die Tatsache, daß die jurassische Tethys im dinarisch-karpatischen Raum durch eine Verlagerung der Haupttriftachse aus dem triassisch sehr aktiven östlichen Trog in den etwa parallel verlaufenden, in der Trias wesentlich weniger aktiven westlichen Trog gekennzeichnet ist, und daß

gleichzeitig das Riftsystem der jurassischen-Tethys in Gebiete vorgebaut wurde, wo es zuvor keine Riftercheinungen gab. Damit aber ist das östliche triassische Riftsystem des dinarisch-karpatischen Raumes eng mit der jurassischen Tethys verbunden, weil die parallele Verlagerung von Riftzonen ein weitverbreitetes Kennzeichen von Riftzonen ist.

3. DECKENBAU IN DEN SÜDLICHEN WESTKARPATEN

Nach dem in Abschnitt 2 skizzierten Modell müßten alle Einheiten der Westkarpaten, die ursprünglich am Schelf von Apulia lagen, Deckenstrukturen sein, was sowohl für das "Basement" als auch für die zwischen dem "Basement" ausgequetschten bzw. vom "Basement" abgescherten jungpaläozoisch-mesozoischen Sedimentfüllungen gilt. Auch die Reste des mobilen Tethys-Belt wurden lateral transportiert; sie müssen nach dem obigen Modell aber nicht zwangsläufig überschoben sein.

Es besteht jedoch berechtigter Grund zu der Annahme, daß auch die heute noch sichtbaren, nicht subduzierten Reste der mobilen Tethys-Kruste (Meliata-Einheit, Südbükk-Schiefer-Einheit) nicht nur einen lateralen Transport in Richtung auf die Subduktionszone erfahren haben, sondern auch abgescherte und überschobene Deckenstrukturen, vielleicht sogar Deckenstapel sind. Bei den Transsylvanischen Decken ist dies eindeutig nachweisbar, bei der Meliata-Einheit und der Südbükk-Schiefer-Einheit bisher nur zu vermuten. Wenn beide Einheiten nur lateral in Richtung auf die Subduktionszone transportiert und dann von den Westkarpaten überschoben wurden, dann müßte man einen stärkeren Metamorphosegrad erwarten; zumindest könnten dann keine unmetamorphen Bereiche vorkommen. Neben anchimetamorphen Schichten finden sich aber sowohl in der Meliata-Einheit (z.B. Tornakápolna) als auch in der Südbükk-Schiefer-Einheit (Teile des Westbükk, Darnó-hegy) unmetamorphe Gesteine. Da augenscheinlich in beiden Einheiten mehrere Decken oder Teildecken

vorkommen, die beim gegenwärtigen Kenntnisstand noch nicht eindeutig abgegrenzt werden können, und andererseits die Deckennatur nur durch hypothetische Überlegungen postuliert wird (es sind keine tektonischen Fenster überschobener mesozoischer Einheiten unterhalb der Meliata-Einheit und der Südbükk-Schiefer-Einheit bekannt bzw. eindeutig als solche anzusprechen), wird hier von einer Benennung dieser Decken Abstand genommen. Die Komját-Decke nach GRILL, KOVÁCS et al. (1984) wird hier nicht verwendet, da einerseits die Melange der Meliata-Einheit und der Südbükk-Schiefer-Einheit aus mehreren Decken, Schuppen oder auch in salinärer Melange eingequetschten Blöcken besteht, deren gegenseitige Relationen ganz unklar sind, und andererseits in der Komját-Decke auch Folgen vereinigt wurden, die nicht einmal zur Meliata-Einheit gehören. GRILL, KOVÁCS et al. (1984) schieden innerhalb der Komját-Decke die Tornakápolna-Fazies und die Meliata-Fazies aus. Bei der Tornakápolna-Fazies handelt es sich um die vorwiegend magmatische Ausbildung der Mittel- und tieferen Obertrias der Meliata-Einheit s.str. (Jaklovce-Formation nach KOZUR & MOCK, 1985). Unter der Meliata-Fazies wurden ganz verschiedene Folgen aus unterschiedlichen tektonischen Einheiten zusammengefaßt, deren gemeinsames Merkmal die leichte metamorphe Überprägung ist. Ein Teil dieser Schichten gehört zur Meliata-Einheit s.str., ein Teil dagegen zur Torna-Decke (Striežovce-Formation). Dadurch ist unklar, was eigentlich unter der Komját-Decke zu verstehen ist.

Die Komját-Decke ist hier nur insofern interessant, als GRILL, KOVÁCS et al. (1984) sie zwischen ihre Torna-Decke und die Silica-Decke legten. Die Silica-Decke folgt aber über der Torna-Decke (z.B., in deren Typusregion, dem Torna-Becken) oder über der Szőlősdó-Decke, wie das am Südrand der Silica-Decke gut zu beobachten ist, und auch bei Mokrý Lúka bei Silická Brezová liegt ein tektonisches Fenster der Szőlősdó-Decke unter der Silica-Decke vor. Wegen starker tektonischer Bewegungen nach der Deckenbildung, aber auch deshalb, weil die Meliata-Einheit oft in einer evaporitischen Melange

auftritt, die zu Abscherung und Diapirismus neigt, kann es vorkommen, daß die Meliata-Einheit an einigen Stellen nicht unter, sondern über höheren Deckeneinheiten liegt, z.T. sogar auf der Silica-Decke. Gelegentlich kann das Meliaticum auch mit tektonischem Kontakt auf dem Fennikum aufliegen (z.B. in der Bohrung RM 136 vom Darnó-hegy-Gebiet bei Recsk zwischen dem Bükk- und Mátra-Gebirge). In Oberflächenaufschlüssen des gleichen Gebietes liegt jedoch das Fennikum (Kalke und Schiefer des Oberperm) auf Meliaticum (KOZUR & MOCK, in Vorbereitung).

Es hat aber den Anschein, als würde die bei GRILL, KOVÁCS et al. (1984) angegebene Überlagerung der Decken nicht auf konkreten Beobachtungen, sondern eher auf Vermutungen basieren, die aus der hypothetischen Faziesabfolge Bükk-"Autochthon" ("südlicher Schelf") -- Fazies der Torna-Decke -- Fazies der Meliata-Einheit -- Fazies der Silica-Decke ("nördlicher Schelf") abgeleitet wurden, die von KOVÁCS (1984) in Anlehnung an die frühere Auffassung von KOZUR (1979) vertreten wird. Das geht auch aus den Ausführungen bei GRILL, KOVÁCS et al. (1984) hervor, nach denen die Abfolge der Torna-Decke derjenigen des Bükk-Gebirges ähnlich sein soll. Das ist aber gar nicht der Fall. Vielmehr entspricht die Abfolge in der Torna-Decke jener in der Szőlősdó-Decke, nur daß die Schichten leicht metamorph sind, weshalb sie teilweise mit der Meliata-Einheit s.str. zur Meliata-Fazies sensu GRILL, KOVÁCS et al. (1984) vereinigt wurden. Nach der Rekonstruktion der Fazieszonen bei KOVÁCS, die auch in der Arbeit von GRILL, KOVÁCS et al. (1984) zugrunde liegt, müßte die Fennikum-Deckeneinheit autochthon sein, was aber gar nicht der Fall ist. Auf diese "autochthone" Bükk-Entwicklung wären dann die anderen Decken in der postulierten Reihenfolge der Fazieszonen, also zuunterst die Torna-Decke, darüber die Meliata-Einheit (Komját-Decke) und zuoberst die Silica-Decke von N bzw. NW her aufgeschoben. Da diese hypothetische Faziesabfolge nicht existiert, sondern vielmehr auch das Bükk-"Autochthon" in Deckenposition vorliegt und die Meliata-Einheit bzw. die äquivalente

Südbükk-Schiefer-Einheit als Teil des mobilen Tethys-Belt die tiefste Deckeneinheit unter allen anderen Decken bildet, stimmt auch die bei GRILL, KOVÁCS et al. (1984) postulierte Deckenabfolge nicht, was in konkreten Aufschlüssen leicht aufzuzeigen ist (z.B. im Torna-Becken, wo die Silica-Decke auf der Torna-Decke liegt). Die Deckenabfolge lautet. Meliata-Einheit (tiefste Deckeneinheit, Abgrenzung der Teildecken meist noch unklar) - Torna-Decke (leicht metamorph) bzw. Szőlősdó-Decke (unmetamorph) - Silica-Decke. Die "autochthone" Bükk-Entwicklung (Teil der Deckeneinheit des Fennikums) liegt ebenfalls in Deckenposition über der Südbükk-Schiefer-Einheit, die nach der lithologischen Ausbildung und tektonischen Position der Meliata-Einheit entspricht.

Soweit Schichten entsprechenden Alters bekannt sind, stimmen die triassische und jurassische lithofazielle Ausbildung und Abfolge in der Meliata-Einheit und in der Südbükk-Schiefer-Einheit überein (vgl. Tab. 3). Strikt gilt das aber nur für die vermutlich tiefste Deckeneinheit innerhalb der Südbükk-Schiefer-Einheit, wie wir sie in den triassischen und jurassischen Abfolgen am Darnó-hegy (zwischen Bükk- und Mátra-Gebirge) und im westlichen Bükk-Gebirge (Umgebung von Szarvaskő) finden. In dieser Deckeneinheit treten sowohl in der Mittel-/Obertrias als auch im Jura eine vorwiegend magmatische Ausbildung mit Pillowlaven und Gabbros, sowie eine sedimentäre Ausbildung mit vorherrschend Tiefwassersedimenten auf, die miteinander verzahnen können.

Weiter östlich liegt im südlichen Bükkgebirge eine Ausbildung vor, die Anklänge an das Rudabányaicum zeigt (etwas geringere Wassertiefen als in der obigen Entwicklung, bisher keine magmatische Ausbildung nachgewiesen). Diese Ausbildung ist auf eine Decke beschränkt, die wir hier als Répashuta-Decke bezeichnen. Gute Aufschlüsse finden sich u.a. am Bánya-hegy (überkippte Abfolge) und in der Umgebung von Répashuta im südlichen Bükk-Gebirge.

Gemeinsam mit den Transsylvanischen Decken und dem Penninicum bilden die Meliata-Einheit und die Südbükk-Schiefer-Einheit Teile des ab dem Aalenian (oder höheres Toarcian) subozeanischen, teilweise ozeanischen mobilen Tethys-Belt. Im Unterschied dazu wurde bei GRILL, KOVÁCS et al. (1984, Abb. 5) die Ansicht vertreten, daß die Südbükk-Schiefer-Einheit von Szarvaskő über mächtiger kontinentaler Kruste des Bükk-"Autochthons" (südlicher Schelf des Meliata-Ozeans im Sinne von KOVÁCS) in einem flachen schmalen Trog abgelagert wurden und dabei im stratigraphischen Verband über den jungpaläozoisch-triassischen Flachwasserablagerungen (in dinarischer Ausbildung) des Bükk-Gebirges liegen. Die Basalte (und Gabbros) von Szarvaskő werden damit von Magmen hergeleitet, die durch mächtige kontinentale Kruste aufgedrungen sind; die Basalte wären damit untermeerisch ausgeflossene kontinentale Riftbasalte. Dagegen wird von diesen Autoren in Anlehnung an KOVÁCS (1982, 1984) der Ablagerungsbereich der Meliata-Einheit als Teil eines breiten ozeanischen Rifts seit dem Pelson-Illyr gedeutet, in dem vom Pelson bis Cordevol in der Phase des sea-floor spreading ozeanische Riftbasalte aufdrangen. Nach einem Vortrag von Z. BALLA und einer persönlichen Mitteilung dieses Autors ähnelt aber gerade der Chemismus der triassischen Pillowlaven vom Darnó-hegy jenem der kontinentalen Riftbasalte, während es sich bei den Pillowlaven von Szarvaskő um subozeanische Basalte handelt. Neben diesen Daten sprechen vor allem auch die sedimentologischen Daten gegen das o.g. Modell von KOVÁCS, das bisher in vielen Publikationen vorgetragen wurde. Die pelsonischen bis obertriassischen Sedimente der Meliata-Einheit und - soweit bekannt - auch der Südbükk-Schiefer Einheit sind pelagische Sedimente, die im Ladin und in der Obertrias im allgemeinen unter großen Wassertiefen, aber oberhalb der CCD angelagert wurden. Selbst die Kielesschiefer enthalten reichlich Filamente von kalkschaligen Benthos. Dagegen sind die Aalenian- und Bajocian-Schiefer, -Manganschiefer und -Radiolarite echte subozeanische bis ozeanische Tiefwassersedimente, die unterhalb der CCD abgelagert wurden. Kein einziger der zahlreichen

Olistolithe in den jurassischen Tiefwassersedimenten in der Umgebung von Szarvaskő enthält Komponenten aus den angeblich unterlagernden triassischen Flachwassersedimenten des Bükk-Gebirges (Plateaukalk etc.), sondern ausschließlich solche triassischen Tiefwassersedimente, wie wir sie auch aus der Meliata-Einheit oder vom Darnó-hegy kennen. Es steht im Einklang mit unseren Modellvorstellungen, daß die Reste des mobilen Tethys-Belt (Südbükk-Schiefer-Einheit, Meliata-Einheit, Transsylvanische Decken, innere, heute nicht mehr erhaltene Teil der Pieninischen Klippenzone) in den zentralen und inneren Westkarpaten primär immer die tiefste Deckeneinheit bilden, in den Ostkarpaten dagegen die oberste Deckeneinheit (Transsylvanische Decken). Die Ostkarpaten wurden auf dem Schelf von Europa abgelagert. Ihre innerste Zone, die Transsylvanischen Decken, gehörten teils zum Übergangsbereich zwischen dem Schelf des stabilen Europa und dem mobilen Tethys-Belt, größtenteils jedoch zum mobilen Tethys-Belt selbst. Bei der europawärts gerichteten Kompression der Karpaten müssen damit die Transsylvanischen Decken in die höchste Deckenposition gelangen, weil ihr Ablagerungsgebiet am weitesten vom stabilen Europa entfernt war. Durch den gleichen tektonischen Vorgang muß die Fortsetzung des Sedimentationsgebietes der Transsylvanischen Decken in den Westkarpaten (innere Teile der Pieninischen Klippenzone) von den zentralen Westkarpaten überfahren werden, weil deren Sedimentationsgebiet ursprünglich "afrikawärts" an der Innenseite des mobilen Tethys-Belt, d.h. auf dem Schelf von Apulia lag. Der gleiche Sedimentationstrog (Transsylvanische Decken - Pieninische Klippenzone bzw. deren innere Teile) ist damit also hinsichtlich der Ostkarpaten die am weitesten vom stabilen Europa entfernte Einheit, hinsichtlich der zentralen/inneren Westkarpaten die am nächsten zum stabilen Europa gelegene Einheit, wodurch sich die grundsätzlich andere tektonische Position der Pieninischen Klippenzone und der Transsylvanischen Decken gegenüber den zentralen/inneren Westkarpaten bzw. Ostkarpaten ergibt. Daher ist es selbstverständlich auch ausgeschlossen, irgendwelche Einheiten der zentralen und inneren

Westkarpaten mit den Bukovinischen und Subbukovinischen Decken der Ostkarpaten zu korrelieren.

Diese geologischen Fakten sind nach dem Modell von KOVÁCS (1982, 1984), nach dem die gesamten inneren und zentralen Westkarpaten auf dem Schelf des stabilen Europa abgelagert wurden und nur die Meliata-Einheit als Teil des ozeanischen Rifts ursprünglich südlich vom Schelf des stabilen Europas lag, überhaupt nicht zu erklären. In diesem Fall müßte die Pieninische Klippenzone als Fortsetzung der Transsylvanischen Decken, die auch KOVÁCS an die Innenseite des stabilen Schelfs von Europa stellt, von Süden her auf die inneren/zentralen Westkarpaten aufgeschoben sein, d.h. die gleiche tektonische Position einnehmen wie die Transsylvanischen Decken gegenüber den Ostkarpaten.

Da auch die Meliata-Einheit und die Südbükk-Schiefer-Einheit "europawärts" vom Ablagerungsraum der zentralen/inneren Westkarpaten lagen, müssen diese beiden Einheiten, sofern sie überschoben wurden, primär die tiefste Deckenposition einnehmen. In höhere tektonische Positionen können sie nur durch diapirartige Ausquetschungen oder durch jüngere tektonische Bewegungen nach dem Überfahren des mobilen Tethys-Belt gelangen.

Wie aus unserem Modell hervorgeht, müssen über den Deckeneinheiten des mobilen Tethys-Belt in den nächsthöheren Deckeneinheiten jene Schichtfolgen auftreten, die ursprünglich im Übergangsbereich zwischen dem mobilen Tethys-Belt und dem Schelf von Apulia abgelagert wurden. Entsprechend der ursprünglichen geringeren regionalen Verbreitung dieses Übergangsbereiches gegenüber dem mobilen Tethys-Belt und dem Schelf von Apulia, haben diese Deckeneinheiten regional eine wesentlich geringere Verbreitung als jene Decken, die vom Schelf von Apulia hergeleitet werden. Sie müssen überdies auf die Ost- und Südostseite der Westkarpaten beschränkt sein. Kleinere Deckenschollen dieser Deckeneinheiten könnten an der gesamten Südseite der inneren Westkarpaten auftreten.

Die triassisch-jurassische Schichtfolge dieses Übergangsbereiches zeigt eindeutig Übergangscharakter zwischen der Ausbildung im mobilen Tethys-Belt und der Ausbildung auf dem Schelf von Apulia (Tab. 4).

Nach der charakteristischen Ausbildung im Telekes-Tal des Rudabánya-Gebirges (Bodva-Fazies sensu GRILL, KOVÁCS et al., 1984) bezeichnen wir eine Decke mit dieser Übergangsentwicklung als Rudabánya-Decke (bei KOZUR, 1979, erstmals erwähnt). Das Riffen begann in der Rudabánya-Decke wie in der Meliata-Einheit abrupt im Pelson, wobei auch hier die pelagischen Rotkalke (Äquivalente der Žarnov-Kalke) in Spaltenfüllungen in die unterlagernden unteranischen Flachwasserkalke eingreifen. Gelegentlich werden die unteranischen Flachwasserkalke aber auch von pelsonischen dunklen Schiefern, Kieselschiefern, Mergeln und Kalken überlagert. Diese Schichtenfolge führt reichlich Radiolarien und Conodonten, lagert aber nicht so abrupt auf den unteranischen Flachwasserkarbonaten. Die Zugehörigkeit zur Rudabánya-Decke ist indes bei diesen Schichten fraglich, da Schichten dieser Ausbildung für die Szőlősdó-Decke typisch sind.

Auch die postpelsonische mitteltriassische Schichtenfolge ist ähnlich zu der Entwicklung in der Meliata-Einheit und in der Südbükk-Schiefer-Einheit (vgl. Tab. 3, 4). Pillowlaven und andere basische Magmatite wurden jedoch nicht nachgewiesen. Sie fehlen aber auch in einigen Aufschlüssen der Meliata-Einheit. Das Oberkarn und Nor liegen als Hallstätter Kalke vor, das oberste Nor und Rhät in Zlambach-Fazies.

Auch der Jura ist lithologisch ähnlich wie in der Meliata-Einheit und in der Südbükk-Schiefer-Einheit ausgebildet. Nachweise von Lias stehen noch aus. Die kieseligen Manganschiefer und dunklen Radiolarite des Aalenian und Bajocian führen wie in der Südbükk-Schiefer-Einheit Radiolarien der *Unuma-echinatus*-Zone (einschließlich der Typusart, die hier aber seltener auftritt als im Bükk-Gebirge). Ein Unterschied zur Ausbildung im mobilen Tethys-Belt liegt im

jurassischen Vulkanismus. Er ist viel schwächer und durch alkalibetonte intermediäre Vulkanite gekennzeichnet, ganz im Unterschied zu den mächtigen jurassischen basaltischen Pillowlaven in Teilen der Südbükk-Schiefer-Einheit.

Die zweite Übergangsfazies (Szólósdó-Fazies sensu GRILL, KOVÁCS et al., 1984) wurde in der Szólósdó-Decke (Benennung nach der typischen Ausbildung in der Umgebung von Szólósdó, Nordungarn) nachgewiesen. Über den unteranischen Flachwasserkalken (Gutensteiner Kalk, Steinalmkalk) folgt hier die pelsonische bis cordevolische Nádaska-Kalk-Formation (bankige, fleckige, graue bis rötliche pelagische Kalke). Im Übergangsbereich zwischen den Steinalmkalken und den Nádaska-Kalken liegt meist eine charakteristische pelsonische Schichtenfolge aus dunklen Schiefen, Mergeln, dolomitischen Mergeln und dunklen, radiolarien- und conodontenführenden Kieselschiefen. Gelegentlich treten darin auch Tuffite auf. In keinem Fall ist der Fazieswechsel zwischen dem Steinalmkalk und den überlagernden pelagischen Kalken so abrupt wie in der Meliata-Einheit und zumindest im größten Teil der Rudabánya-Decke. Die Nádaska-Kalke können lateral auch durch Reiflinger Kalke vertreten sein.

Im Mittelkarn treten als Anklänge an die Raibler Fazies Mergel und Schiefer auf, die aber stets vollmarin und pelagisch (mit Radiolarien) sind. Sie werden von oberkarnischen bis norischen Kalken überlagert, die im mittleren und oberen Teil Kieselknuern führen (Pötschenkalke s.l.).

Der Sedimentationsraum der Szólósdó-Decke lag im Unterschied zum Sedimentationsraum der Rudabánya-Decke wahrscheinlich nicht zwischen den Sedimentationsräumen der Meliata-Einheit und der Silica-Decke, sondern zwischen den Sedimentationsräumen der Meliata-Einheit bzw. Südbükk-Schiefer-Einheit und der Fennsík-Deckeneinheit. Dafür spricht die ähnliche Ausbildung der karnisch-norischen Schichten von Szólósdó-Decke und Fennsík-Deckensystem (vgl. Tab. 4, 7). Während in der

Rudabánya-Decke und in der Silica-Decke das Mittelkarn klastikafrei ist, treten in der Fennsík-Decke und in der Szólósdó-Decke vergleichsweise mächtige Schiefer, Mergel und z.T. Schluffsteine auf, mehr als in vergleichbaren Schichtabschnitten der Meliata-Einheit (s.str.), die mittelkarnischen Schiefer, Kalke und Mergel von Honce gehören zur Torna-Decke, siehe unten).

Zur Szólósdó-Decke gehören auch die bisher zur Silica-Decke gestellten Schichten von Mokrý Lúka im Slowakischen Karst. Das allseitig tektonisch gegen die Silica-Decke abgesetzte Vorkommen von Mokrý Lúka wird hier als tektonisches Fenster der Szólósdó-Decke unter der Silica-Decke gedeutet. Im Pelson treten hier bereits pelagische Conodontenfaunen mit *Gladigondolella* auf. Das schließt die Ablagerung in einem Intraplattform-Becken innerhalb der pelsonischen Flachwasserkalk-Plattform der Silica-Decke aus, da *Gladigondolella* niemals Intraplattform-Becken erreicht. Desgleichen sprechen auch die anischen Tuffite, die in der umgebenden Silica-Decke gänzlich fehlen, gegen eine Zugehörigkeit zu dieser Decke. Überdies ähneln die pelsonischen Schichten von Mokrý Lúka faziell den pelsonischen Übergangsschichten zwischen dem Steinalmkalk und dem Nádaska-Kalk im Typusgebiet der Szólósdó-Decke. Die darüber folgenden bankigen, fleckigen Kalke, die oberanische und ladinische Conodonten lieferten, entsprechen faziell dem Nádaska-Kalk.

Die Schichten der Szólósdó-Decke sind zwar stets unmetamorph, die Conodonten aus dieser Decke (z.B. aus der Umgebung von Szólósdó) zeigen aber einen höheren CAI-Wert als die Conodonten aus der Silica-Decke, jedoch wird in keinem Fall das anchimetamorphe Stadium erreicht.

Eine völlig übereinstimmende Schichtenfolge tritt in der Torna-Decke sensu GRILL, KOVÁCS et al. (1984) auf. Der einzige definitive Unterschied zur Szólósdó-Decke liegt darin, daß die Schichtenfolge der Torna-

Decke leicht metamorph ist. In beiden Decken treten unteranisische Gutensteiner und Steinalm-Kalke auf. Der darüber folgende Szentjánoshegy-Kalk der Torna-Decke ist das leicht metamorphe Äquivalent der Nádaska-Kalke, der Tornaszentandrás-Schiefer der Torna-Decke das leicht metamorphe Äquivalent der dunklen Mergel und Schiefer der Szőlósardó-Decke und die darüber folgenden Pötschenkalke s.l. finden sich ebenfalls in beiden Decken. Nicht nur die Fazies, sondern auch das Alter der betreffenden Schichten stimmt völlig überein. Die bei GRILL, KOVÁCS et al. (1984) zur Torna-Decke. Auf der anderen Seite stellten GRILL, KOVÁCS et al. (1984) Schichtenfolgen der Torna-Decke in die Meliata-Einheit (Striežovce-Formation), so daß diese Autoren die Unterscheidung Meliata-Einheit -- Torna-Decke nicht immer gelungen zu sein scheint. Das ist aber nicht verwunderlich, weil die Schichtenfolge der Torna-Decke nicht nur in der Turnianska kotlina, sondern auch in anderen Gebieten (z.B. Honce) bisher stets in die Meliata-Einheit gestellt wurden. Wir haben diese Schichten von der Meliata-Einheit s.str. abgetrennt (KOZUR & MOCK, 1985).

Die bisherige Zuordnung der Vorkommen der Turnianska kotlina und von Honce zur Meliata-Einheit basiert im wesentlichen auf der Vorstellung, daß alle Vorkommen der Meliata-Einheit schwach metamorph, alle Vorkommen von Silicium unmetamorph seien. Das ist aber nach neueren Untersuchungen nicht immer der Fall. Teile der Meliata-Einheit sind gänzlich unmetamorph. So konnten in unmetamorphen roten Schiefen und Kieselschiefen, die Einschaltungen in Pillowlaven in dem Basalt/Gabbro/Serpentinit-Assemblage von Tornakápolna bilden, unterladinische Radiolarien gefunden werden (KOZUR & RÉTI, 1986). Gleichfalls unmetamorph sind Teile der Südbükk-Schiefer-Einheit im westlichen Bükk-Gebirge sowie am Darnó-hegy. Andererseits können die überlagernden Decken z.T. leicht metamorph sein (z.B. Fennsík-Decke s.str., transportierte Metamorphose).

Auch bei der Torna-Decke nehmen wir transportierte Metamorphose an, da sowohl die Torna-Decke als auch die Szőlósardó-Decke unter der Silica-Decke liegen, also heute die gleiche Auflage zeigen. Wegen dieser transportierten Metamorphose können die Torna-Decke und die Szőlósardó-Decke nicht in einer Decke vereint werden, wie wir das ursprünglich in Erwägung gezogen haben.

Die Sedimentationsgebiete aller nachfolgend beschriebenen Decken gehören zum labilen Schelf von Apulia. BALOGH, KOZUR & PELIKÁN (1984) konnten erstmalig die Deckenstruktur des Bükk-Gebirges nachweisen. Nach der typischen Ausbildung im Bükk-Fennsík nannten sie die Decke Fennsík-Decke. Sie ist in ihrer typischen Ausbildung anchimetamorph. In tektonischem Kontakt mit dieser Ausbildung befindet sich aber noch eine faziell gleich ausgebildete (ebenfalls südalpin-dinarische) unmetamorphe Schichtenfolge, gleichfalls in Deckenposition über der Südbükk-Schiefer-Einheit. Diese unmetamorphe Schichtenfolge bildet im nördlichen Bükk-Gebirge eine große zusammenhängende Deckenstruktur (siehe BALOGH, KOZUR & PELIKÁN, 1984, Abb. 1: II), die wir hier als Mályinka-Decke bezeichnen (nach der typischen Ausbildung im Gebiet um Mályinka). Nach NW reicht sie bis zum Südrand des Uppony-Gebirges, wo unmetamorphe bis schwach anchimetamorphe silurische bis mittelkarbonische Schichten anstehen, die ihrerseits mit tektonischem Kontakt an die epi-/anchimetamorphe Schichtenfolge des Uppony-Gebirges grenzen (vgl. BALOGH & KOZUR, 1985, KOZUR, 1984, e, g). Von der Mályinka-Decke kennen wir somit Schichten vom oberen Llandoveryan bis zur Obertrias (Tab. 5-7). Wie die mittelkarbonisch-triassische Schichtenfolge der Fennsík-Decke und die gleichaltrigen Anteile der Mályinka-Decke ist auch der silurische bis tief-mittelkarbonische Anteil dieser Decke, der aus der Fennsík-Decke unbekannt ist, rein südalpin-dinarisch ausgebildet.

Im südlichen Bükk-Gebirge liegen auf der Südbükk-Schiefer-Einheit isolierte kleine Deckenreste von unmetamorpher Trias. Wahrscheinlich handelt es sich um Erosionsreste einer von ihrer paläozoischen oder nur von ihrer silurischen bis tief-mittelkarbonischen Unterlage abgesicherten Teildecke der Mályinka-Decke oder um eine selbständige Decke des gleichen Deckensystems.

Im Uppony- und Szendrő-Gebirge liegt eine hoch-anchimetamorphe bis epimetamorphe devonische bis tief-mittelkarbonische Schichtenfolge vor, die sich in mehreren Schuppen wiederholt. Sie endet stratigraphisch dort, wo die Abfolge der Fennsík-Decke beginnt (Hochwipfelschicht des Bashkirian). Nach der typischen Ausbildung am Éleskő (Uppony-Gebirge) und an der gegenüberliegenden Seite des angrenzenden Stausees wird diese Decke hier als Éleskő-Decke bezeichnet (regionale Verbreitung siehe BALOGH et al., 1984, Abb. 1: I). Obwohl das Szendrő-Gebirge räumlich durch jüngere Überdeckung getrennt ist, wird die dortige, in den Grundzügen übereinstimmende und ebenfalls vom Mitteldevon bis zu Bashkirian-Schiefen, -Aleuroliten und -Sandsteinen reichende Schichtenfolge (KOVÁCS, KOZUR & MOCK, 1983) ebenfalls zur Éleskő-Decke gestellt.

Es drängt sich die Vermutung auf, daß die Éleskő-Decke und die Fennsík-Decke aus einem Sedimentationsraum stammen und auch einer gemeinsamen (alpidischen) Metamorphose unterlagen, die posttriassisch-prägosauisch war. Nach dem gemeinsamen Transport als fernüberschobener Deckenkomplex wurden beide Decken erst in einer relativ späten Phase getrennt, wobei die Abscherung in dem mächtigen Schiefer-Aleurolit-Sandstein-Komplex des Bashkirian erfolgte. Die Fennsík-Decke beginnt nämlich stratigraphisch genau dort, wo die Éleskő-Decke aufhört, was wohl kaum zufällig sein dürfte, zumal beide Decken einer schwachen alpidischen Metamorphose unterlagen. Spätere junge gegensätzliche Bewegungen (Fennsík-Decke südvergent, Éleskő-Decke nordwestvergent) führten zu weiterer räumlicher Trennung. So ist es berechtigt, von

zwei Decken und nicht nur Teildecken zu sprechen.

Die Deckenstrukturen in den südlichen Westkarpaten lassen sich zu folgenden Deckenkomplexen zusammenfassen:

Meliaticum

Zum Meliaticum zählen wir die Meliata-Einheit, die Südbükk-Schiefer-Einheit s.str. und die ? Bôrka-Decke sensu LEŠKO & VARGA (1980). Das Meliaticum gehört zum mobilen Tethys-Belt. Die Triasfaunen gehören zur asiatisch-dinarischen Faunenprovinz. Kennzeichnend für das Meliaticum sind: (1) Plattform-Sedimentation bis zum oberen Unteranis. (2) Rapides Niederbrechen der Karbonat-Plattform im Pelson, das durch pelagische Rotkalke repräsentiert wird, die stets in Spaltenfüllungen in die unterlagernden hellen Flachwasserkalke eingreifen. (3) Weitverarbeitete rötliche, seltener grünliche Kieselschiefer im Ladin und Cordevol, die lateral durch pelagische rote Kalke und rote Schiefer vertreten sein können bzw. mit diesen wechsellagern. (4) Vorkommen von Pillowlaven, Gabbros und Serpentiniten ladinischen bis cordevolischen Alters, die sich mit der meist bei weitem vorherrschenden Kieselschiefer-Rotschiefer-Rotkalk-Fazies verzahnen. (5) Turbidite im höheren Nor. (6) Der Lias ist durch dunkle Schiefer, Schluff- und Sandsteine sowie dunkle Kalke charakterisiert und meist nur aus Olistolithen in den darüberliegenden dunklen Aalenian- bis Bajocian-Schiefen bekannt. (7) Mächtige dunkle Schiefer und Schluffsteine, gelegentlich auch Sandsteine im Aalenian und Bajocian, die auch einzelne dunkle Kieselschiefer und Manganschiefer oder Manganoxidknollen mit der ozeanischen *Unuma echinata*-Radiolarienfauna führen. Diese Schichtenfolge des Aalenian und Bajocian wurde unterhalb der CCD abgelagert. Vor allem im Aalenian weist sie durch ihre gradierte Schichtung oftmals Flyschcharakter (Aalenian Black Flysch) auf. Manchmal treten z.T. mächtige subozeanische Pillowlaven, Gabbros und z.T. Ultrabasite auf. (8) Anchimetamorph (HP-LT-Metamorphose), seltener unmetamorph. (9) Bereich maximaler Dehnungsprozesse. Neben der schon oben er-

wähnten, regional aushaltenden Bildung von Spaltenfüllungen mit pelagischen pelsonischen Rotkalken in den unteranischen Flachwasserkalken (Beginn der mobilen Phase nach der Sedimentation von Plattform-Karbonaten), zeigen sich diese Dehnungen vor allem in den weitverbreiteten lystrischen Störungen. Die maximale Dehnungsphase zu Beginn des Doggers (ozeanisches Riffen) führte dazu, daß diese jurassischen Schichten in allen bisher bekannten Vorkommen mit tektonischem Kontakt (lystrische Störungen) auf triassischen Schichten aufliegen, wobei im allgemeinen keine Winkeldiskordanz auftritt und die liassischen Kalke meist nur als Olistolithen vorliegen ("zerbrochene Formation"). Mitunter findet sich auch die Obertrias nur in Form von Olistolithen.

Rudabányaicum

Zum Rudabányaicum gehören die Rudabánya-Decke, die Torna-Decke und die Szőlőszárd-Decke. Das Sedimentationsgebiet lag im Übergangsbereich zwischen dem mobilen Tethys-Belt (Meliaticum) und dem Schelf von Apulia. Die triassischen Faunen gehören zur asiatisch-dinarischen Faunenprovinz. Kennzeichnend sind: (1) Plattform-Sedimentation bis zum oberen Unteranischen. (2) Oft rapides Niederbrechen der Plattform im Pelson, das teils durch pelagische Rotkalken repräsentiert wird, die in Spaltenfüllungen in die unterlagernden Flachwasserkalke eingreifen. Eine zweite Ausbildung des Pelson, die aus dunklen Schiefer, Kieselschiefer und Kalken mit Radiolarien und Conodonten besteht, entwickelt sich ebenfalls rasch, aber weniger abrupt aus den unterlagernden Plattformkarbonaten. (3) Das Ladin liegt durchwegs in pelagischer Entwicklung vor (Kieselschiefer, dünnbankige rote Kalke mit Kieselknuern, am häufigsten bankige graue bis rötliche fleckige Kalke oder bankige graue Kalke mit rötlichen oder bräunlichen Streifen). Es fehlen aber die basischen und ultrabasischen Magmatite. (4) Auch die Obertrias ist durchwegs pelagisch (Hallstätter Kalke, Pötschenkalke s.l.). (5) Das Riffen zu Beginn des Dogger war sehr stark, so daß auch hier der Dogger im allgemeinen (alle bisher bekannten

Vorkommen) mit tektonischem Kontakt (lystrische Störungen) auf Obertrias liegt. (6) Im Aalenian und Bajocian treten dunkle Schiefer, Manganschiefer und Kieselschiefer auf, welche die ozeanische Unuma echinatus-Radiolarienfauna führen, wobei aber Unuma echinatus seltener ist als in den gleichaltrigen Südbükk-Schiefern (Meliaticum). Da in einzelnen Schichtabschnitten die Schiefer einen bestimmten Kalkgehalt aufweisen, kann man annehmen, daß die Ablagerung der Sedimente des Aalenian und Bajocian teils etwas unter, teils etwas über der CCD erfolgten, das Ablagerungsgebiet also zwar sehr tief, aber deutlich flacher war als im Meliaticum. Sandsteineinschüttungen im Jura fehlen, so daß die sandigen Schüttungen im Jura nicht vom Schelf von Apulia, sondern nur aus Osten, von Cordillern im Bereich des triassisch sehr aktiven, im Jura aber eingegengten östlichen Riftsystems geschüttet worden sein können. Das ist ein indirekter Beweis für die starke Einengung des östlichen Rifftrages im Jura. (7) Der jurassische Vulkanismus ist anscheinend schwach. Bisher wurden nur alkalibetonte intermediäre Vulkanite nachgewiesen. (8) unmetamorph bis anchimetamorph.

Silicicum

Zum Silicicum gehören die Silica-, Stratená-, Muráň- und Strážov-Decke. Der Sedimentationsraum lag in Fortsetzung der südlichen Deckeneinheiten des Oberostalpins auf dem Schelf von Apulia. Die triassische Fauna gehört zur austroalpinen Faunenprovinz. Kennzeichnend sind: (1) Die austroalpine Faziesentwicklung: lagunäres bis kontinentales Oberperm, im Ladin keine effusiven Vulkanite, sondern nur sehr geringmächtige Tuffite, Hierlatzkalke und Adneter Kalke im Lias, Radiolarite erst ab höherem Dogger, um nur einige der Merkmale zu nennen, deren Kombination in keiner der anderen hier besprochenen Ausbildungen auftritt. (2) Mitteltrias bis Jul sind größtenteils als küstenferne Flachwasserkarbonate (Plattformkarbonate) ausgebildet. Untergeordnet treten im Illyr und Ladin auch Beckensedimente auf (Schreyeralmkalke, Reiflinger Kalke). (3) Oberkarn bis Rhät sind

teils pelagisch (Brachiopoden-Crinoiden-Kalke, Hallstätter Kalke, Zlambach-Schichten), teils als küstenferne Plattformsedimente ausgebildet (Tisovec-Kalk s.str., Dachsteinkalk). (4) Der Jura, soweit bekannt, enthält keine Vulkanite. (5) Unmetamorph.

Fennsíkum

Zum Fennsíkum gehören die Fennsík-Decke, die Mályinka-Decke und die Éleskő-Decke. Der Sedimentationsraum lag in Fortsetzung der äußeren Dinariden auf dem labilen Schelf von Apulia. Kennzeichnend sind: (1) Südalpin-dinarische Ausbildung vom Silur bis zur Trias: Die silurische Abfolge von Strázsa-hegy bei Nekézseny im südlichsten Uppony-Gebirge entspricht weitgehend der silurischen Abfolge des Cellon-Profiles der Karnischen Alpen, die Devon-Ausbildung des Uppony- und Szendrő-Gebirges kann ebenfalls mit dem südalpinen Devon verglichen werden, Hochwipfel-Flysch im Bashkirian (Mittelkarbon), marine Flachwassersedimente im höheren Mittelkarbon und Oberkarbon, marin-lagunäres Mittelperm, marines Oberperm, kalkige tiefere Untertrias, Emersionshorizont mit Richthofen'schem Konglomerat im Oberanis, mächtige, meist intermediäre Vulkanite im Unterladin, meist basische Vulkanite im Karn. (2) Mitteltrias bis Cordevol sind größtenteils als Flachwasserkalke ausgebildet, einzelne dünne Lagen von pelagischen rötlichen Knollenkalen kommen im Unterladin vor. (3) Im Jul finden sich dunkle Schiefer, Kalke und einzelne basische Vulkanite. (4) Oberkarn bis Nor sind als hornsteinführende, massige bis dickbankige pelagische Kalke oder helle Flachwasserkalke ausgebildet. (5) Unmetamorph bis schwach epimetamorph.

Abschließend noch wenige Bemerkungen zu einigen umstrittenen Problemen. KOZUR & MOCK (1973 a, b) und DUMITRICĂ & MELLO (1982) kamen zu der Auffassung, daß die Silica-Decke eine nördlichere Einheit darstellt als die Meliata-Einheit und die Vergenz am Südrand der Silica-Decke schien das zu bestätigen, weil sie ein Aufschieben von Norden her anzeigt, wobei es sich natürlich auch um jüngere Rücküber-

schiebungen zuvor nach Norden transportierter Einheiten handeln könnte. MAHEL¹ (zuletzt 1983) nahm dagegen eine Herkunft der Silica-Decke von Süden, südlich des Sedimentationsraumes der Meliata-Einheit, an. Unser hier vorgelegtes tektonisches Modell liefert eine Synthese beider Ansichten. Als Teil des labilen Schelfs von Apulia lag der triassisch-jurassische Sedimentationsraum der Silica-Decke tatsächlich Apulia näher als der angrenzende mobile Tethys-Belt, zu dem auch die Meliata-Einheit gehört, was die Ansichten von MAHEL¹ bestätigt. Innerhalb der fernüberschobenen Westkarpaten wurde die permisch-mesozoische Hülle beim Zusammenschub der Westkarpaten während der Kollision abgeschert und größtenteils nach Norden, z.T. aber in Rücküberschiebungen auch nach Süden verfrachtet, was die Ansichten von KOZUR & MOCK (1973 a, b) und DUMITRICĂ & MELLO (1982) hinsichtlich der Schubrichtung der Silica-Decke innerhalb der Westkarpaten zu bestätigen scheint. Es könnte aber durchaus sein, daß auch die Silica-Decke mit ihrem ursprünglichen paläozoischen Verband zunächst "europawärts" nach N, NW oder NE aufgeschoben wurde und erst später im salinaren Oberperm abgeschert wurde, wobei diese seichten (oberpermischen bis jurassischen) Deckenanteile eine nach Süden gerichtete Rücküberschiebung erfuhren.

In diesem Fall würden wir das gleiche Bild erhalten wie im Fennsíkum, wo Éleskő- und Fennsík-Decke ursprünglich als eine große Deckenstruktur gemeinsam "europawärts" aufgeschoben wurden, während später der obere Teil (höheres Mittelkarbon bis Obertrias) innerhalb des mächtigen, gegenüber den unter- und überlagernden Gesteinen weichen, Hochwipfeldflysch abgeschert wurde und als Fennsík-Decke eine südvergente Rücküberschiebung zeigt, während der untere Teil (Éleskő-Decke, stratigraphisch im tieferen Mittelkarbon endend) noch heute NW-Vergenz zeigt. Das gleiche Bild zeigt sich in der Mályinka-Decke, deren NW-vergenter Nordflügel eine Abfolge aufweist, die im tieferen Mittelkarbon endet. Dieser Nordflügel ist aber räumlich nur geringfügig gegen den übrigen Teil der Mályinka-Decke abgesetzt, der wie die Fenn-

sik-Decke im höheren Mittelkarbon beginnt, und zwar stratigraphisch genau dort, wo der Nordflügel innerhalb des Hochwipfelflysch endet.

Es scheint also ein allgemeines Bild der Deckenstrukturen am Südrand der Westkarpaten zu sein, daß diese zunächst als mächtige Deckensysteme "europawärts" nach N (NW, NE) aufgeschoben wurden, während später ihre höheren Teile als seichte Oberflächendecken eine nach Süden gerichtete Rücküberschiebung erfuhren. Dabei erfolgte die Abscherung der seichten Oberflächendecken immer innerhalb der mächtigsten lithologischen "Schwachstellen" in den ursprünglichen mächtigen Deckenpaketen. Das ist im Fennsikum zweifelsohne der mächtige, überwiegend aus weichen Schiefen und Schluffsteinen bestehende mittelkarbonische Hochwipfelflysch (Bashkirian, tieferes Moskovian?), im Silicicum (und Rudabányaicum) dagegen, wo der typisch südalpin-dinarische Hochwipfelflysch fehlt, erfolgte die Abscherung in den mächtigen oberpermischen Evaporitserien, die im Fennsikum wiederum durch Kalke und Mergel (Nagyvisnyó-Formation) vertreten werden. Die im Fennsikum auftretenden mittelpermischen Schiefer, Dolomite und Evaporite sind im Verhältnis zum Hochwipfelflysch eine lithologische "Schwachstelle" zweiter Ordnung, da sie viel geringmächtiger sind als der Hochwipfelflysch, so daß das Abscheren folgerichtig innerhalb des Hochwipfelflysch erfolgte.

LITERATUR

Die vorliegende Arbeit ist eine Zusammenfassung einer ausführlichen Arbeit mit gleichem Titel, die in der Acta geol. geogr. Univ. Comen. Bratislava gedruckt wird. Das Literaturverzeichnis findet sich in dieser Arbeit.

DANKSAGUNG

Für großzügige Unterstützung der Arbeit danken wir Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER, Innsbruck. Für zahlreiche wertvolle Hinweise und Daten, Unterstützung bei Exkursionen und Hilfe bei der Beschaffung schwer zugänglicher Literatur danken wir den Herren Prof. Dr. K. BALOGH, Budapest, Prof. Dr. M. MAHEL, Bratislava, Prof. Dr. M. BLEAHU, Bucureşti, Prof. Dr. K. BIRKENMAJER, Kraków, und Prof. Dr. M. SÁNDULESCU, Bucureşti.

ABBILDUNGSERLÄUTERUNGEN

Abb. 1:

Stark schematische Darstellung der paläogeographischen Situation während des Unteranis im alpin-karpatisch-dinarischen Raum.

Deutlich ist zu erkennen, daß das östliche Riftsystem (innere Ostkarpaten, innere Pieninische Klippenzone) bereits aktiv und ein pelagischer, mit dem offenen Weltmeer verbundener Trog war, während sich das westliche Riftsystem und sein umgebender Schelf (nördliche Dinariden, Fennsikum des Bükk-Gebirges, zentrale und innere Westkarpaten, Alpen) noch im Plattformstadium befanden.

Abb. 2 a:

Stark schematisierte Darstellung der paläogeographischen Situation während des Pelson bis Unterkarn.

Das östliche Riftsystem hat sich erheblich verbreitert und das Meliaticum miteinbezogen. Auch im westlichen Riftsystem kam es zu Riftbewegungen, die aber nicht so stark waren wie im östlichen Riftsystem und von kompressiver Tektonik (? Folge des sehr starken Riftens im östlichen Riftsystem) überlagert wurden (montenegrinische Bewegungen).

1:

Östliches Riftsystem. Umfassendes und abrupt einsetzendes Riften ab Pelson, in den zentralen Riftgebieten (siehe Abb. 1) ab Unteranis, im SE

ab Oberskyth. Förderung basaltischer Pillowlaven sowie Intrusionen von Gabbros und Ultrabasiten im zentralen Riftbereich ab Unteranis, sonst mit Höhepunkt im Ladin und Unterkarn, z.T. bis zum Nor anhaltend.

2:

Westliches Riftsystem. Abrupter Riftbeginn im Pelson uneinheitlich, Einbrechen von Teiltrögen und Fortdauer von Plattformsedimentation in anderen Bereichen. Im Ladin und Unterkarn weitverbreiteter saurer bis basischer kalkalkalischer Vulkanismus.

Auch das östliche Riftsystem ging in der Trias nicht über das Rote-Meer-Stadium hinaus. Um den prinzipiellen Aufbau des alpin-dinarisch-karpatischen Raumes besser darstellen zu können, wurde der östliche Rifttrog besonders in seinem nördlichen Teil wesentlich breiter dargestellt, als er unserer Meinung nach war. Die Sedimentationsgebiete sämtlicher Einheiten westlich des östlichen Rifttroges liegen daher weiter östlich als dargestellt, Das gilt insbesondere für den nördlichen Abschnitt (Westkarpaten, Balaton-Hochland, "Igal-Trog", Fennsík-Decke, Rudabánya-Decke, Meliata-Einheit, Südbükk-Schiefer-Einheit. Das gilt auch für Fig. 1, obwohl die Breite des Rifts hier etwa richtig dargestellt wurde. Viel schmaler konnte er zu dieser Zeit nicht sein, weil dann keine psychrosphärischen Ostracoden einwandern können.

Abb. 2 b:

Stark schematisierte Darstellung der paläogeographischen Situation während des Pelson bis Unterkarn. Hier wurde jene Variante dargestellt, wo der östliche Trog (innere Teile der Pienidischen Klippenzone, Transsylvanische Decken) nicht mit dem ostbalkanischen Rift, sondern über den Mureş-Trog mit der Vardar-Zone verbunden war. Wir halten diese Variante für weniger wahrscheinlich, aber nicht für ausgeschlossen

Abb. 3:

Stark schematisierte Darstellung der Paläogeographie während des tieferen Malm. Das westliche Riftsystem ist sehr aktiv, das Penninicum

hat sich geöffnet und trennt das Austroalpin und die zentralen/inneren Westkarpaten völlig vom stabilen Europa, während die Verbindung zu Apulia bestehen bleibt.

Der wichtige äußere Dacische Rift sensu SÄNDULESCU (1984) wurde in keiner Rekonstruktion eingezeichnet, da er die hier diskutierte Problematik nicht berührt.

Anschriften der Verfasser:

Dr. sc. Heinz Kozur, Rézsü u. 83, H-1029 Budapest, Ungarn; RNDr. Rudolf Mock, Department of Geology and Paleontology, J.A. Comenius University, Mlynská dolina B-2, CS-842 15 Bratislava, ČSSR

Abb. 1

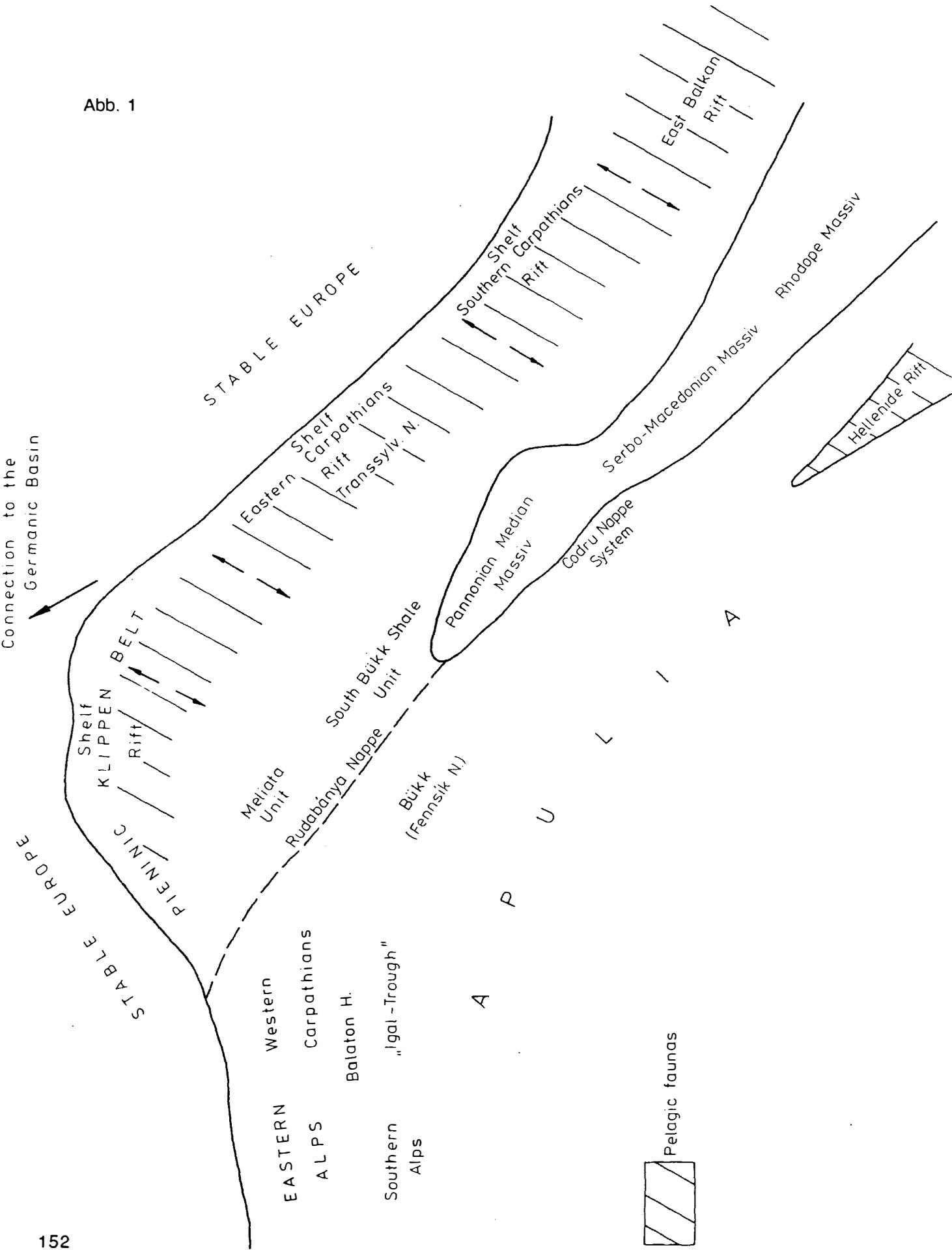


Abb. 2 a

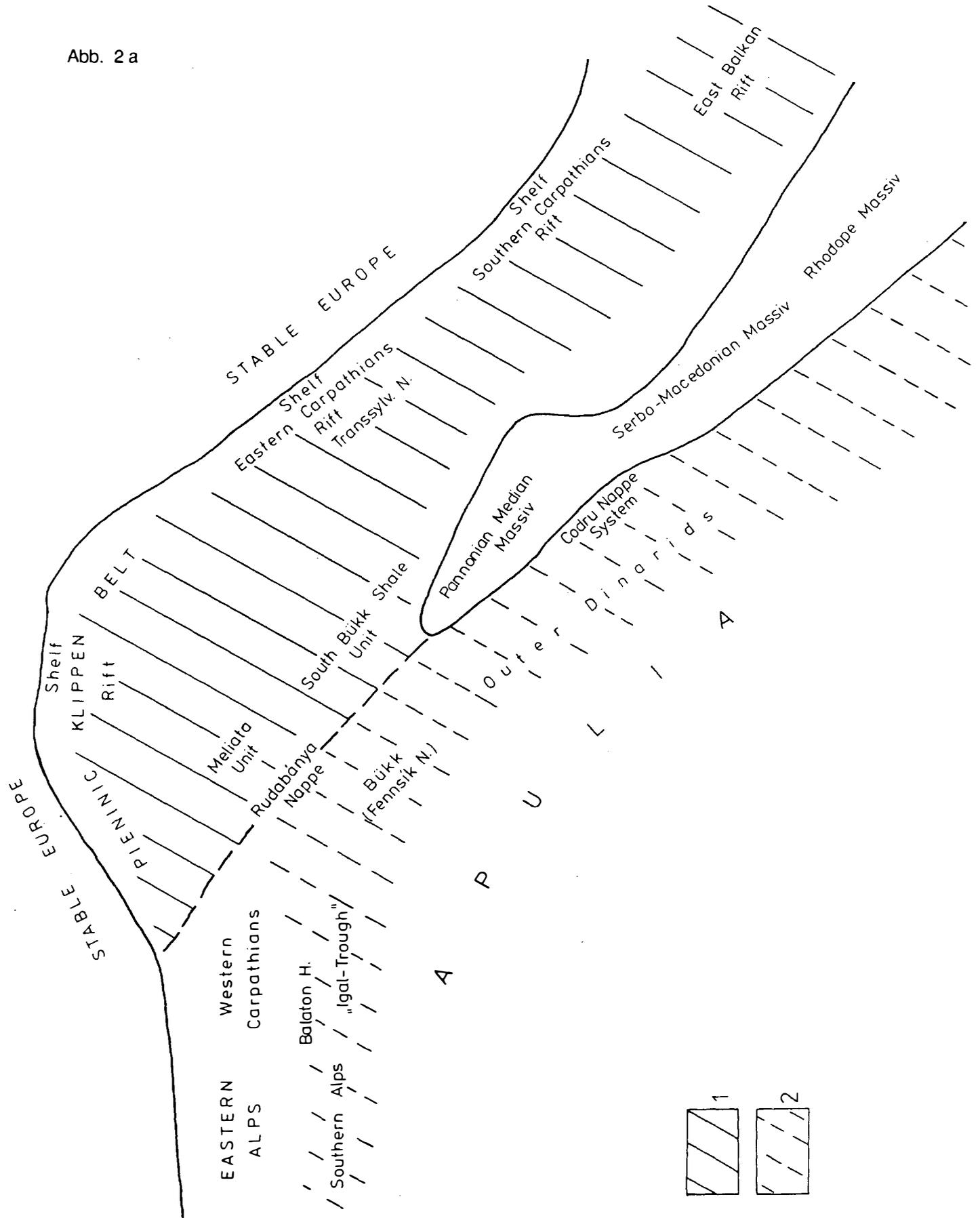
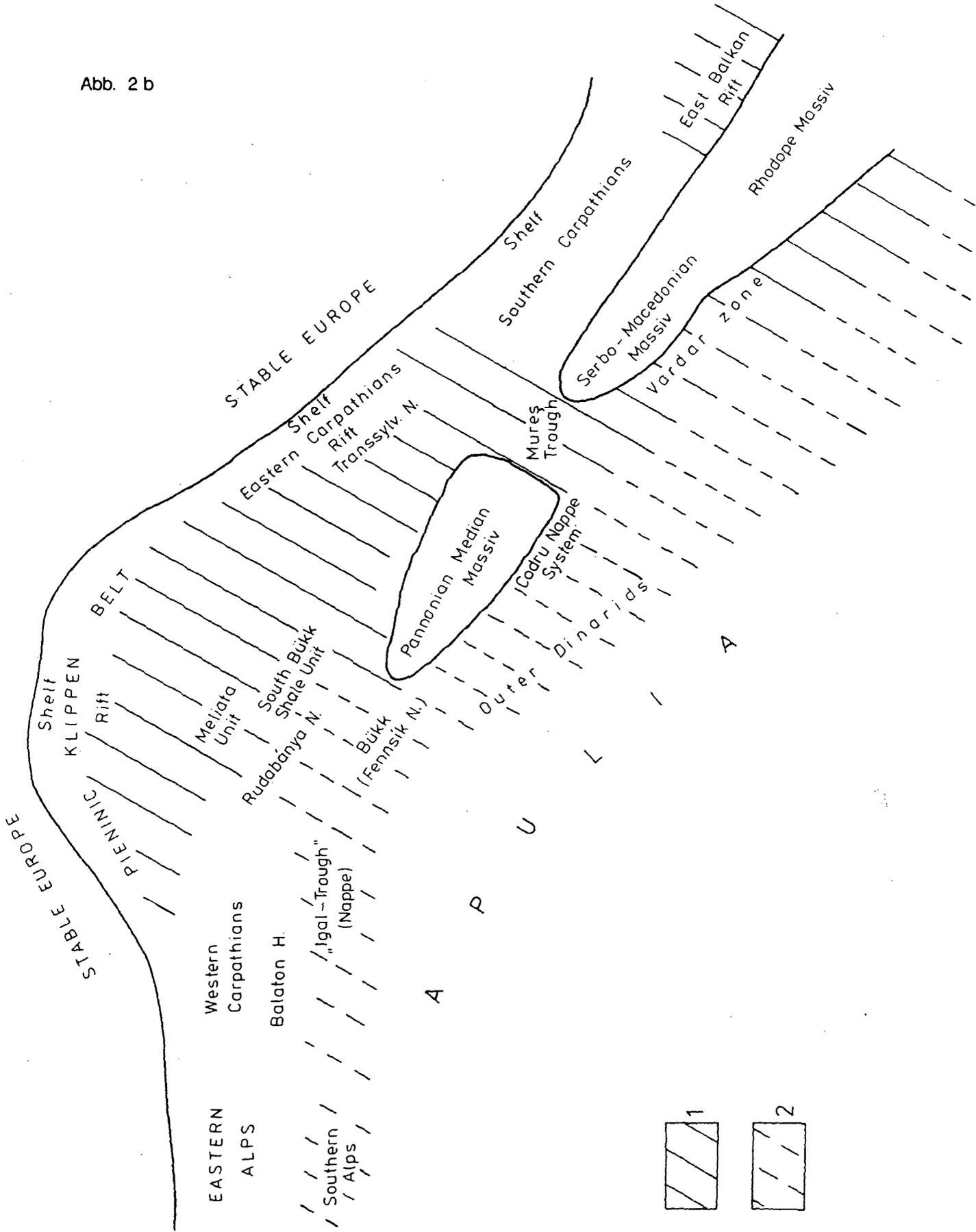


Abb. 2 b



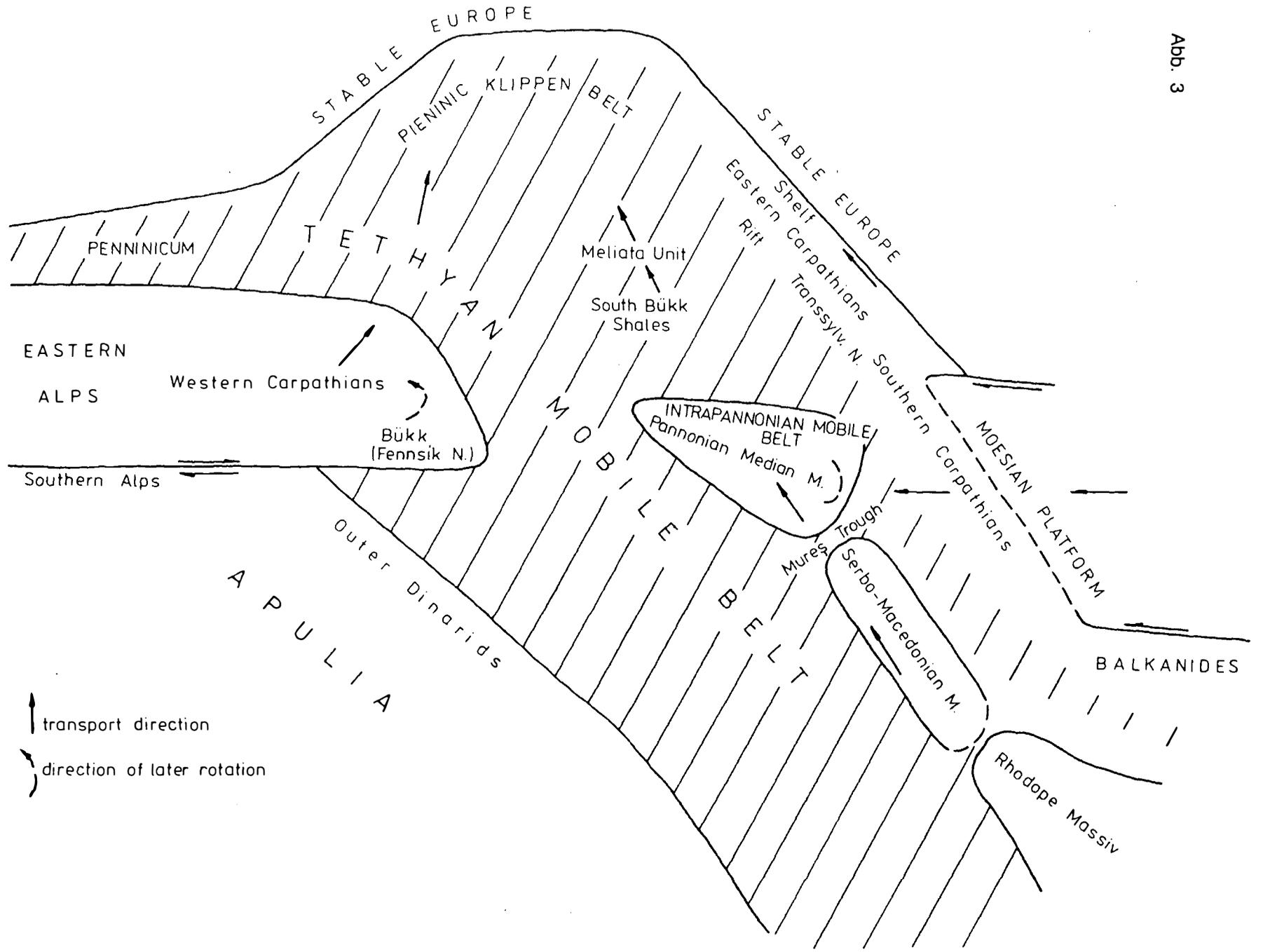


Tabelle 1: Vergleich der lithofaziellen Entwicklung während der Mittel- und Obertrias in der Finiř-Decke (Codru-Deckensystem, nördliches Apuseni-Gebirge) und in der Křížna-Decke (Westkarpaten). Nach KOZUR (1984 d)

| Stufe | Finiř-Decke | Křížna-Decke |
|-------|---|--|
| Rhät | Kössen-Formation | Kössen-Formation |
| Nor | Karpatenkeuper oder Megalodontiden-führende Kalke, Schiefer, Sandsteine | Karpatenkeuper |
| | Dachsteinkalk | |
| | Codru-Formation: Schiefer, Sandsteine, Kalke mit Ammoniten | |
| Karn | bunte Kalke | Haupt-dolomit |
| | Dolomit | Lunzer Schichten oder unterer Karpatenkeuper: rote, grüne, graue Schiefer, Schluff- und Sandsteine mit Pflanzenresten, Dolomite |
| Ladin | pelagische Kalke mit Roveacriniden, Conodonten/einschließlich Gladigondolella/z. T. psychrosphärische Ostracoden, Ammoniten | Ramsau-Dolomit |
| | Daonella-Schiefer | |
| Anis | Dolomit | Annaberg-Kalk |
| | Sandsteine, Schiefer | Gutensteiner Kalk |

| | | Hohe Tatra | Villány-Gebirge | Bihor-"Autochthon" | |
|--------|------------|---|---------------------------|--------------------------------------|---------|
| Neokom | Barrême | Urgonkalk | Flachwasserkalk Bauxit | Flachwasserkalk, z.T. Urgonfazies | Barrême |
| | Hauterive | Spathkalk und Pseudo-Oolith-Kalk | Transgression ↑ | Kalkstein mit Charo- phyten | Neokom |
| | Valangian | Tintinninen-Kalk mit Pseudo-Oolithen und Onkoiden | | Transgression ↑ | |
| | Berriasian | Pelagische Kalke | Bauxit | | |

Tabelle 2: Vergleich des Neokom der Hohen Tatra mit dem nach KÁZMÉR, KOVÁCS & PÉRÓ (1984) angeblich sehr ähnlichen Neokom von Villány-Gebirge/Bihor-"Autochthon"

Tabelle 3: Schichtenfolgen vom Oberperm bis zum Bajocian im Meliaticum

| Stufe/Serie | Südbükk-Schiefer-Einheit/Darnó-hegy | Meliata-Einheit | |
|------------------------------|--|---|---|
| Dogger (bis oberes Bajocian) | Dunkle Schiefer, Sand- und Schluffsteine, z.T. mit gradiertem Schichtung, schwarze und graue Radiolarite mit der Unuma echinatus-Fauna, Pillowlaven, intrusive gabbroide Gesteine (z.T. jünger) | Dunkle Schiefer, Sand- und Schluffsteine, z.T. mit gradiertem Schichtung, schwarze Radiolarite, basische Vulkanite | |
| Lias | Pelagische Kalksteine mit Radiolarien, dunkle Kalksteine mit Ostracoden und Foraminiferen, Oolithkalke ¹⁾ | nicht bekannt | |
| Rhät | nicht bekannt | nicht bekannt | |
| Nor | Turbidite, dunkle pelagische Kalke | Graue Schiefer, Turbidite, ganz untergeordnet pelagische Kalke | |
| Karn | Kieselige und tonige dunkle Kalke ²⁾ | Kieselige und tonige graue und dunkle Kalke, graue Schiefer, darunter rote und graue kieselige pelagische Kalke, Tuffite, Kieselschiefer | |
| | nicht bekannt | | |
| Ladin | Rote, in tieferen Teilen untergeordnet auch grüne Radiolarite, rote Schiefer, untergeordnet rote, dünn-schichtige kieselige pelagische Kalke, dünne Tuffitlagen. Lateral wird diese Schichtenfolge durch mächtige Pillowlaven mit Zwischenlagen von roten Schiefen und Kieselschiefern mit den gleichen Faunen vertreten. Auch Gabbros kommen vor. Liegend: pelagische Rotkalke, Diabase | Rote, in tieferen Teilen untergeordnet auch grüne Radiolarite, rote Schiefer, untergeordnet rote, dünn-schichtige kieselige pelagische Kalke, dünne Tuffitlagen. Lateral wird diese Schichtenfolge durch mächtige Pillowlaven mit Zwischenlagen von roten Schiefen und Kieselschiefern mit den gleichen Faunen vertreten. Auch Gabbros und Serpentinite kommen vor. | |
| Anis | Mittel/Ober- | nicht bekannt | Rote pelagische Kalke |
| | Unter- | Helle massige Flachwasserkalke | Helle massige Flachwasserkalke |
| Skyth | nicht bekannt | nicht bekannt | Gutensteiner Kalk |
| | | | Graue Mergel und plattige Kalke |
| Oberperm | nicht bekannt | nicht bekannt | Bunte Sandsteine, Schluffsteine, Schiefer |
| | | | Graue bis schwarze Schluff- und Sandsteine, Schiefer, Kalke, Dolomite, Anhydrit |

1) Der Lias der Südbükk-Schiefer-Einheit liegt nur aus Olistolithen in den mächtigen mitteljurassischen Schiefen vor (zerbrochene Formation).

2) Diese Kalke gehören zum Mittelkarn. Sie sind bisher nur aus Olistolithen in den mächtigen mitteljurassischen Schiefen bekannt. Die faziell völlig übereinstimmenden Kalke aus der Meliata-Einheit gehören ebenfalls zum Mittelkarn.

Tabelle 4: Ausbildung von Oberperm bis Bajocian im Rudabányaicum, z.T. nach BALOGH & KOVÁCS (1981), GRILL; KOVÁCS et al. (1984)

| | Stufe/Serie | Rudabánya-Decke | Szólósdó- und Torna-Decke | |
|---|---|---|---|---|
| Jura | Dogger (bis Ober-Bajocian) | Dunkle Schiefer, Manganschiefer, Kieselschiefer | Nicht bekannt | |
| | Lias | Nicht bekannt | | |
| S a r a t o n i e | Rhät | Zlambach-Schichten | | |
| | Nor | Hallstätter Kalk | 1  | |
| | | | "Pötschenkalk" | |
| | Karn | | Szólósdó-Mergel oder 3 | |
| | Ladin | Dünnschichtige rote Kalke mit Hornsteinknuern | Szár-hegy-Kieselschiefer | Dickbankige, pelagische, graue bis rötliche, fleckige Kalke (Nádaska-Kalk) oder dickbankige, pelagische graue Kalke mit rötlichen und braunen Streifen  Reiflinger Kalk |
| | | | | |
| | Anis | Ober- | Pelagische Rotkalke |  2 |
| | | Mittel- | | |
| | | Unter- | | |
| | T | | Steinalm-Kalk | Steinalm-Kalk |
| | | Gutensteiner Kalk | Gutensteiner Kalk | |
| Skyth | | Mergel, Kalke, Hangendkalke mit Costatoria | Mergel, Kalke, Hangendkalke mit Costatoria | |
| | Meist rotbunter Sandstein, untergeordnet Schluffstein, Tonstein | Meist rotbunter Sandstein, untergeordnet Schluffstein, Tonstein | | |
| Oberperm | | Perkupa-Evaporit-Formation | Perkupa-Evaporit-Formation | |

1 = rosa bis lichtbraune Hallstätter Kalke mit rötlichen Kieselknuern

2 = dunkle Schiefer, Mergel, Kalke, Kieselschiefer, letztere mit Radiolarien und Conodonten.

Oberer Gutensteiner Kalk und Steinalm-Kalk vertreten einander lateral in gewissem Umfang. Der Vereinfachung wegen wurde dies in der Tabelle nicht dargestellt.

3 = Tornaszentendrás-Schiefer. Diese leicht metamorphen Schichten sind das fazielle und zeitliche Äquivalent der Szólósdó-Mergel.

Tabelle 5: Die silurische Schichtenfolge der Mályinka-Decke vom Aufschluß Strázsa-hegy bei Nekézseny im südlichsten Uppony-Gebirge. Diese Schichtenfolge wurde aus Olistolithen rekonstruiert, die sich in Tuffen und Tuffiten des höheren Emsian bis Mitteldevon finden. Zum Vergleich ist die silurische Schichtenfolge vom Cellon-Profil (Karnische Alpen) angegeben.

| Karnische Alpen (Cellon-Profil) | Mályinka-Decke (Strázsa-hegy) | Conodonten-Zone | Alter |
|---|--|-----------------------------|--------------|
| Megaerella-Schichten (helle, z.T. fossilführende Kalke) | Helle, z.T. fossilführende Kalke | Ozarkodina eosteinhornensis | Pridolian |
| Alticola-Kalkstein (graue und rosa Nautiliden-Kalke) | Graue und rosa Kalksteine und Nautiliden-Kalke | O. crispa | Ludlowian |
| | | O. snajderi | |
| Cardiola-Schichten (schwarze Kalksteine und Schiefer) | Dunkelgraue Kalke und Mergel | P. siluricus | |
| Kok-Kalk (bräunlicher eisenschüssiger Knollenkalk) | Grünlichgraue Kalke mit rötlich-braunen Flecken, bräunlicher bis rotbrauner, z.T. eisenschüssiger Knollenkalk und Nautilidenkalk | K. variabilis | Wenlockian |
| | | O. sagitta | |
| Trilobiten- und Aulacopleura-Schichten (Wechselagerung von Schiefen und bräunlichen Kalken) | Graue Kalke mit Einlagerungen von rötlich-bräunlichen Kalken sowie schwarze mergelige Kalke | Hadrognathus patulus | Llandoverian |
| | | P. amorphognathoides | |
| Untere Schichten und Uggwa-Kalk-Formation | Lichtgrauer Kalk mit Geröllen ¹⁾ | P. celloni | Ordovician |
| | | Bereich I | |
| | Nicht fossilbelegt | | |

1) Die Gerölle bestehen aus bräunlichem Kalkstein, grünlich-grauem Sandstein, grünlichem, hartem Schluffstein und Tuff

Tabelle 6: Devon bis Bashkir (tieferes Mittelkarbon) der Éleskő- und der Mályinka-Decke

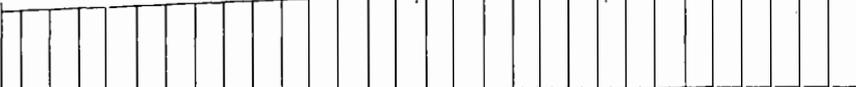
| Serie/Stufe | | Éleskő-Decke | Mályinka-Decke |
|---------------|-----------|--|--|
| Mittel-Karbon | Bashkir | "Hochwipfelflysch" (Tapolcsány-Formation): Graue Schiefer, Schluff- und Sandsteine, im tieferen Teil auch Lydit-ähnliche Schichten (? verkieselte Schiefer), geringmächtige Vulkanite | "Hochwipfelflysch" (Tapolcsány-Formation): Graue Schiefer, Schluffsteine mit Lydit-ähnlichen Einlagerungen (? verkieselte Schiefer), geringmächtige Vulkanite |
| Unter-Karbon | Serpukhov | Wechselagerung von pelagischen Kalken, Mergeln und Schiefen | Pelagische Kalke ¹⁾ |
| | Visé | | |
| | Tournai | | |
| Ober-Devon | Famenne | Graue, seltener rötliche geschichtete Kalke, Knotenkalke, Tuffe, untergeordnet Schiefer | Nicht bekannt |
| | Frasne | | |
| Mittel-Devon | Givet | Uppony-Kalkstein-Formation: helle massige Kalke ³⁾  Helle bis dunkle Kalke mit Conodonten ¹⁾ | Strázsahegy-Formation: Diabase und Schalsteine mit Kalkstein-Einschlüssen, Tuffe und Tuffite mit Kalkstein-Olistolithen |
| | Eifel | | |
| Unter-Devon | Ems | Nicht bekannt | Jöcsösvölgy-Formation ²⁾ : Graue bis gelblich-braune Korallen- und Crinoidenkalke ----- Hell- bis dunkelgraue, oft spärliche, z.T. mikritische Kalke und Crinoiden-Kalke |
| | Prag | | |
| | Siegen | | |
| | Gedinne | | |
| | Lochkov | | |

1) Nur von Olistolithen aus der Tapolcsány-Formation bekannt.

2) Meist nur aus Olistolithen in der Strázsahegy-Formation bekannt.

3) Die Uppony-Kalkstein-Formation hat bisher keine Fossilien geliefert. Ihr Alter wird aus den Conodonten-Datierungen der überlagernden Schichten geschlossen (KOZUR & MOCK, 1977, und spätere Probenahmen). Danach könnten sie auch noch in das Frasn hineinreichen.

Tabelle 7: Mittelkarbon bis Trias des Fennsíkum (überarbeitet nach BALOGH, 1964)

| Stufe/Serie | Mályinka- und Fennsík-Decke | |
|--|--|---|
| s a i r T | Rhät | ? |
| | Nor | Helle Flachwasserkalke  Pelagische Kalke mit Hornstein |
| | Karn | Dunkle Schiefer, Schluffstein, einzelne Kalkbänke, Diabase, Tuffe |
| | | Fehérkő-Kalkstein-Formation: Helle Flachwasserkalke mit einer dünnen Einlagerung von rotem Knollenkalk im Oberfassen |
| | Ladin | Szent-Istvánhegy-Vulkanite (mächtige, vorwiegend intermediäre "Porphyre") |
| | Anis |  |
| | | Konglomerate und rote terrestrische Schiefer |
| | | Flachwasserkalke |
| | | Dolomite |
| | Skyth | Graue Kalke, Mergel und kalkige Schiefer |
| Graue, z.T. rötliche Schiefer, Mergel, untergeordnet Kalke, Sandsteine | | |
| Hellgraue, z.T. auch dunklere Kalke, vielfach oolithisch | | |
| Ober-Perm | 3-5 m plattige, dunkle Kalke, basale cm sandig | |
| |  Fossilreiche dunkle bis schwarze, bituminöse Kalke, Mergel Graue Dolomite, dunkle bituminöse Kalke, fossilreich | |
| Mittel-Perm | Grauer Dolomit, Anhydrit, grünliche und graue, vor allem im tieferen Teil mitunter rote Schiefer, selten fossilführende Kalke | |
| | Rote Sand-, Schluff- und Tonsteine | |
| Unter-Perm |  | |
| Asselian Gzhelian Kasimovian | Vorwiegend graue, im oberkarbonischen Anteil z.T. rote kalkige Schiefer mit z.T. mächtigen Einlagerungen von biogenen Kalken und einzelnen Konglomeratlagen, die markanteste im Kasimovian (Tarófkő-Konglomerat) | |
| | Mittel-Karbon Moskovian Bashkirian | Graue Ton-, Schluff- und Sandsteine, einzelne Konglomerate Sandsteine |
| | | Mächtige flyschoiden Ton- und Schluffsteine mit gradierter Schichtung, Sandsteine |

Bemerkungen:

Die kurze Lücke bzw. der Bereich mit "non-sedimentation" im obersten Perm, die nahezu weltweit nachweisbar ist und mit dem P/T-Event in Zusammenhang steht, umfaßt im Fennsíkum das untere Changxingian oder einen Teil desselben.

Tabelle 8: Oberperm bis Lias im Silicicum

| Stufe/Serie | Silica-Decke | Stratená-Decke |
|-------------|---|--|
| Lias | Rosa bis rote Knollenkalke Rosa Crinoiden-Kalke, z.T. brekziös | Schwarze Kalke, Hornsteinkalke, dunkle Tonschiefer, rosa bis bräunliche Crinoiden- und Brachiopodenkalke |
| | Dunkelgraue Schiefer mit wenig Kalken | Dunkelgraue Schiefer mit einzelnen Kalklagen |
| Rhät | Zlambach-Schichten | Helle Flachwasserkalke mit Korallen, Brachiopoden |
| Nor | Hallstätter Kalke | |
| Karn | Helle und rosa Crinoiden- und Brachiopodenkalke | Tisovec-Kalk (Algenkalk), darunter Dolomit |
| | | dunkle Kalke, Dolomite, dünne Schiefer  |
| Ladin | Wettersteinkalk | Wetterstein-Dolomit Wetterstein-Kalk |
| Anis | Steinalmkalk | Helle Algenkalke (Steinalmkalk) |
| | Gutensteiner Kalke | Gutensteiner Kalk |
| Skyth | "Campiler Schichten" mit Tirolites | "Campiler Schichten" mit Tirolites |
| | Rote Sandsteine, Schiefer | Rote Sand-, Schluff- und Tonsteine mit Claraia |
| Ober-Perm | Rote und dunkle Schiefer, Sandsteine, Dolomit | Salzbrekzien, Anhydrit, Schiefer, Dolomit |

Bemerkungen: Nahe der Perm/Trias-Grenze liegt eine Schichtlücke unbekanntem Ausmaßes.

Obere Gutensteiner Schichten und untere Steinalmkalke können sich bis zu einem gewissen Grad lateral vertreten.

1 Schreyeralm-Kalk und untergeordnet Reiflinger Kalk

2 Dunkle, z.T. bunte pelagische Kalke

Tabelle 9: Lithofazielle Ähnlichkeiten während der Trias in wenig mobilen Zonen in den westlichen Südalpen, im nördlichen Tisia und im Tatricum

| Stufe | Tessiner Südalpen | Bihor-"Autochthon" | Hohe Tatra |
|------------|--|--|---|
| Rhät | | | Kontinentale Schiefer, Sandsteine |
| Nor | Hauptdolomit | | Karpaten- keuper |
| Ober Karn | Bunte Raibler Schichten | Rote Sandsteine, rotbunte Schiefer, mikri- tische oder laminierte Kalke | |
| Mittel- | | | |
| Unter- | Meride- bzw. Esino-Kalk, im tieferen Teil Dolomit | Kalke (Fazies und Fossilführung wie Esino- Kalk), im tieferen Teil auch Dolomit | |
| Ladin | Grenzbitumenzone, bituminöse Sch. | Peştiş-Schiefer: bituminöse Sch. | |
| Anis | Massige Diploporen-Dolomite Kalk Geschichtete Dolomite | Massige Diploporen-Dolomite "Calc. vermiculaire" Geschichtete Dolomite | Kalke, Dolomite und "Calcaire vermiculaire" Dasycladaceen-Kalk Dolomit |
| Olenekian | Graue und bunte Schiefer, Schluff- stein, Dolomit | Graue und bunte Schiefer, Schluffstein, Dolomit | Rote und grüne Schiefer, Sandstein, Rauhacken, bituminöse Kalke |
| Brahmanian | "Buntsandstein" | "Buntsandstein" | "Buntsandstein" |

Bemerkungen: Die grauen und bunten Schiefer, Schluffsteine, Dolomite und Rauhacken über kontinentaler Buntsandstein-Ausbildung wurden in allen drei Gebieten bisher meist in das Skyth gestellt. Sofern die Faunen und Sporomorphen untersucht wurden, gehören sie aber stets zum tieferen Unteranis.

"Calcaire vermiculaire", Dasycladaceen-Kalke und Dolomite der Hohen Tatra können auch in einem Profil wechselweise übereinander folgen, was aus drucktechnischen Gründen nicht dargestellt wurde. Dabei überwiegen im allgemeinen die "Calcaire vermiculaire". Tessiner Südalpen und Bihor-"Autochthon" stimmen in ihren Faziesabfolgen nahezu vollständig überein. Auffällig ist auch die völlige Übereinstimmung der Faunen, einschließlich der Reptilien aus der Grenzbitumenzone und dem Peştiş-Schiefer. Die Abfolge in der Tatra stimmt bis zum Unteranis ebenfalls überein, dann mehren sich bei zunächst noch ähnlicher Ausbildung die Unterschiede.

| | | | | | | |
|--------------------------------|----------------|-------|-----|-----------|--------|----------------------|
| Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck | ISSN 9378-6870 | Bd.14 | H.7 | S.157-167 | 1 Tab. | Innsbruck, Nov. 1987 |
|--------------------------------|----------------|-------|-----|-----------|--------|----------------------|

STRATIGRAPHISCH WICHTIGE FOSSILFUNDE IN DER WERFEN–GRUPPE DES BALATON–HOCHLANDES (VORLÄUFIGE MITTEILUNG)

H. Kozur, Budapest

Zusammenfassung

Die lithostratigraphische Untergliederung der Werfen–Gruppe im Balaton–Hochland wird kurz diskutiert. Die obersten 1–2 m der Balaton–Rotsandstein–Formation in Buntsandsteinfazies werden aus dieser Formation herausgelöst und an die Basis der Werfen–Gruppe gestellt. Der Übergang zwischen diesem geringmächtigen Alpenen Buntsandstein und der Arács–Mergel–Formation ist fließend, während gegenüber der Balaton–Rotsandstein–Formation s.str. eine Lücke existiert. Arács–Mergel– und Csopak–Mergel–Formation werden beibehalten und mit der südalpinen Member–Untergliederung kombiniert. Die Bezeichnung Hidegkút–Sandstein–Formation wird durch die ältere Bezeichnung Campil–Formation ersetzt.

Die stratigraphisch wichtigsten Makrofaunen der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten werden aufgeführt. *Claraia wangi* wurde im Mazzin–Member der Arács–Mergel–Formation gefunden. Übergangsformen zu *C. clarai* finden sich an der Grenze zwischen Mazzin– und Seis–Member. *Cornia germari*, eine wichtige Conchostracen–Leitform des oberen Brahmanian der Nordhalbkugel und von Teilen Gondwanas, wurde in der *C. –aurita*–Zone nachgewiesen. Eine andere Conchostracen–Art, *Liograptia (Magniesteria) magaliensis* wurde im oberen (unbenannten) Member der Arács–Mergel–Formation nachgewiesen. Beide Arten erlauben eine direkte Korrelation von Teilen des Germanischen Buntsandsteins mit Teilen der Werfen–Gruppe der westlichen Tethys. Außerdem zeigen sie kurzzeitige stärkere Verbrackungen innerhalb der marinen bis schwach hypersalinen Werfen–Gruppe an.

Die Reichweiten der wichtigsten Arten der Makrofaunen stimmen im Balaton–Hochland und in den Südalpen völlig überein.

Summary

The lithostratigraphic subdivision of the Werfen Group in the Balaton Highland is shortly discussed. The topmost 1–2 m of the Balaton Red Sandstone Formation in Buntsandstein facies are excluded from this formation and placed into the basal Werfen Group. The transition between the Alpine Buntsandstein and the Arács Marl Formation is gradual and continuous whereas the Balaton Red Sandstone Formation s.str. is separated by a gap. The Arács Marl and Csopak Marl formations are preserved and combined with the Southalpine Member subdivision. The Hidegkút Sandstone Formation is abandoned in favour of the older name Campil Formation.

The stratigraphically most important macrofaunas of the lithostratigraphic units are listed. *Claraia wangi* was found in the Mazzin Member of the Arács Marl Formation. Transitional forms to *Claraia clarai* occur near the boundary between the Mazzin and Seis members. *Cornia germari*, an excellent conchostracan guide form of the Upper Brahmanian on the northern hemisphere and in parts of Gondwana, was found in the *Claraia aurita* zone. An other conchostracan species, *Liograptia (Magniesteria) magaliensis* was found in the upper (unnamed) member of the Arács Marl Formation. Both conchostracan species allow a direct correlation of parts of the Germanic Buntsandstein with parts of the Werfen Group in the western Tethys. They indicate, moreover, short-lasting brackish intervals within the marine to slightly hypersaline Werfen Group.

The ranges of the most important macrofauna species are quite the same in the Balaton Highland and in the Southern Alps.

I. EINLEITUNG

Die Werfen-Gruppe des Balaton-Hochlandes ähnelt der südalpinen Werfen-Gruppe, hat aber eine etwas randnähere Position als die östlichen und mittleren Südalpen. Die wichtigsten lithologischen Einheiten sind in beiden Gebieten ähnlich ausgebildet und führen die gleichen Leitfossilien, so daß nicht nur die Fazies, sondern auch das Alter übereinstimmt. Nachfolgend werden nach einer kurzen Diskussion der lithostratigraphischen Gliederung einige wichtige Fossilfunde aus den einzelnen lithostratigraphischen Einheiten aufgeführt. Die taxonomischen Daten dieser Faunen werden in separaten Arbeiten, z.T. in Zusammenarbeit mit Prof. Dr. C. BROGLIO LORIGA, Prof. Dr. C. NERI und Dr. R. POSENATO, Ferrara, veröffentlicht.

II. LITHOSTRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG

Die Werfen-Gruppe beginnt im Balaton-Hochland mit 1–2 m mächtigen roten, kreuz- und schräggeschichteten Sandsteinen mit Rippelmarken, bei denen es sich um küstennahe, z.T. vielleicht auch fluviatile oder Delta-Ablagerungen handelt. Wegen der durchwegs roten Farbe wurde dieser Sandstein bisher immer zur Balaton-Rotsandsteinformation gerechnet. Nur KOZUR (1985) stellte ihn zur basalen Werfen-Gruppe. Dieser Sandstein in Buntsandsteinfazies weicht faziell stark von der Balaton-Rotsandstein-Formation ab, und zwar in der gleichen Weise wie der Alpine Buntsandstein der Alpen von den unterlagernden Anteilen des "Permoskyth" (siehe KRAINER, 1984) bzw. wie der Germanische Buntsandstein vom kontinentalen obersten Zechstein. Dagegen geht dieser Sandstein ohne Lücke fließend in den basalen Teil des Nádaskút-Dolomit-Member über, der im Unterschied zu der vorherrschenden dolomitischen und sandig-dolomitischen Ausbildung dieses Member noch vorwiegend aus wechselnd grauen, grünlichgrauen und roten Sand- und Schluffsteinen sowie Kalksandsteinen besteht.

Eine Schichtlücke in der basalen Trias unter der Basis der Arács-Mergel-Formation, wie sie HAAS & KOVÁCS (1985) angeben, existiert nicht. Dagegen ist an der Basis des geringmächtigen Alpinen Buntsandsteins eine intrapermische Schichtlücke zu erkennen, die sich schon aus der transgressiven Aufla-

gerung des Alpinen Buntsandsteins ergibt, aber auch mit Sporomorphen nachzuweisen ist (siehe III.)

BALOGH (1981) unterteilte die Werfen-Gruppe (Formation) vom Liegenden zum Hangenden in folgende Member: Nádaskút-Dolomit-, Arács-Mergel-, Hidegkút-Sandstein-, Csopak-Mergel-, Aszófő-Dolomit-, Iszkahegy-Kalkstein-Member. HAAS & KOVÁCS (1985) untergliederten das Skyth in die Arács-Mergel-, Hidegkút-Sandstein- und Csopak-Mergelformation und rechneten auch noch den unteren Teil der Aszófő-Dolomitformation zum Skyth. Angaben über die Reichweite der Werfen-Gruppe machten sie nicht, eine Untergliederung der Formationen in Member nahmen sie nicht vor.

Die Arács-Mergel-Formation kann beibehalten werden. Sie umfaßt 4 Member. Das untere Member ist das Nádaskút-Dolomit-Member. In seinem basalen Teil (ca. 2 m) treten graue und grau-grüne, untergeordnet auch rote Sandsteine, Kalksandsteine und Schluffsteine auf. Darüber sind die Schichten durchwegs grau und bestehen aus vielfach sandigen, dickbankigen, oftmals oolithischen Dolomiten. Der Nádaskút-Dolomit ist das mehr randnahe Äquivalent des Tesero-Ooliths, der im Beckeninneren wiederum von der Fazies des Mazzin-Members vertreten wird (BRANDNER et al., 1986, NERI, 1986). Das zweite Member entspricht lithofaziell weitgehend und nach Fossilien völlig dem Mazzin-Member, das dritte Member dem Seis-Member. Das vierte Member entspricht lithofaziell und nach dem Fossilinhalt weitgehend dem Gastropodenoolith-Member, eine ungünstige Benennung in den Südalpen, die eine Fazies kennzeichnet, die es auch in anderen Schichtfolgen des Skyth gibt. Die Benennung wird daher hier offengelassen.

Die Hidegkút-Sandstein-Formation entspricht nach der lithofaziellen Ausbildung und Fossilführung völlig dem Campil-Member der Südalpen. Diese letztere Bezeichnung wird hier im Formationsrang verwendet. An sich ist es eine Modeerscheinung geworden, in jedem Land lithologische Einheiten neu zu benennen, auch wenn sie jenseits der Grenzen längst beschrieben und klar definiert sind. Das geht soweit, daß Formationen nach einer Ausbildung in einem Bohrprofil neu beschrieben werden, obwohl dann keine Angaben über lateralen Fazieswechsel und nur ungenaue Angaben über Fossilinhalt und Biofazies bzw. deren lateralen Wechsel gemacht werden können. Wenn in einem Land schon beschriebe-

ne lithostratigraphische Einheiten im nationalen Rahmen neu benannt werden, muß man das konsequent tun, weil sonst der Eindruck entsteht, daß aus dem Ausland übernommene Einheiten in der gleichen lithofaziellen Ausbildung vorhanden sind, während neu benannte Einheiten lithofaziell von schon bekannten und benannten Einheiten abweichen. So werden bei HAAS & KOVÁCS (1985) u.a. für das Balaton-Hochland die Bezeichnungen Dachsteinkalk-Formation, Kössen-Formation, Hauptdolomit-Formation und Buchenstein-Formation verwendet und in anderen Einheiten auch Gutenstein-, Steinalmkalk-, Reiflinger Kalk-, Wettersteinkalk-, Wettersteindolomit-, Hallstätter Kalk-, Pötschenkalk- und Zlambach-Mergel-Formation ausgeschieden, was sehr zu begrüßen ist, damit die Flut neuer lithostratigraphischer Namen nicht noch weiter anschwillt. Wann dann aber auf der anderen Seite statt Campil-Formation von Hidegkút-Sandstein-Formation, statt Wetterstein-Dolomit von Budaörs-Dolomit gesprochen wird, dann entsteht zwangsläufig der Eindruck, daß diese Einheiten lithofaziell so verschieden von den alpinen Einheiten sind, daß sie neu benannt werden mußten. Aus diesem Grund werden hier allgemein bekannte und verwendete lithostratigraphische Begriffe nach ihrer Priorität verwendet, zumal einige dieser Begriffe schon in der "klassischen Periode" der ungarischen Geologie verwendet wurden (untere Campiler Schichten für die Hidegkút-Sandstein-Formation!).

Die Bezeichnung Csupak-Mergel-Formation kann wiederum beibehalten werden, weil für diesen stratigraphischen Bereich bei ähnlicher fazieller Ausbildung nur drei verschiedene Member ausgeschieden wurden, die allesamt auch im Balaton-Hochland zu erkennen sind. Das untere Member ist das Val-Badia-Member in gleicher fazieller Ausbildung und bei gleicher Fossilführung wie in den Südalpen. Darüber folgen in der Lokalität Sóly (die härteren Komponenten auch in Lesesteinen aus anderen Lokalitäten) rote, untergeordnet auch graue Schichten, die vorwiegend aus Schiefern und Mergeln mit einzelnen, sehr fossilreichen Kalken und Crinoidenkalken, die mitunter oolithisch und etwas sandig sein können, bestehen. Diese Schichtenfolge ähnelt insgesamt dem Cencenighe-Member der Südalpen und führt auch die gleichen Fossilien. Das oberste Member der Csupak-Mergel besteht aus grünlichgrauen, grauen, gelblichbraunen, ganz untergeordnet rötlichen, vielfach sandigen Mergeln, Ton-, Schluff- und Feinsandsteinen, die dem San-Lucano-Member ähneln,

aber nicht völlig entsprechen, während der überlagernde Aszófő-Dolomit dem Serla-Dolomit entsprechen dürfte.

Noch ähnlicher mit den mittleren Südalpen ist die Ausbildung am Südostrand des Vértes-Gebirges (Bohrung Alcsútdoboz-2, BALOGH et al., 1983). Das dort ausgeschiedene Alcsútdoboz-Kalkstein-Member entspricht im Detail dem Tesero-Oolith, Mazzin-Member, Seis-Member, Gastropodenoolith-Member, das dortige "Arács-Mergel-Member" (stratigraphische Fehlbestimmung) einem Teil des Campil-Member (Rest wohl tektonisch ausgefallen), das Csupak-Mergel-Member dem Val-Badia-, Cencenighe- und San-Lucano-Member, und der Aszófő-Dolomit dem Serla-Dolomit der Südalpen.

III. BIOSTRATIGRAPHIE

Im Profil Vörösberény – vadvirág utca, liegt der Alpine Buntsandstein auf einer dünnen, seitlich rasch auskeilenden Linse von graugrünem Aleurolit und Tonstein mit Pflanzenhäcksel auf, in der eine Sporomorphen-Assoziation mit dominierend *Lueckisporites virkkiae hyalinus* SCHAARSCHMIDT (= *L. virkkiae* norm Ac), *Paravescicaspora splendens* (LESCHIK) KLAUS und *Jugasporites* sp. gefunden wurde, die sich mit der Sporomorphen-Assoziation II₃ nach BARABÁS-STUHL (1981) vergleichen läßt. In den basalen grauen Schichten der Arács-Mergel-Formation (basales Nádaskút-Dolomit-Member) von der gleichen Lokalität tritt eine Assoziation mit *Deltoidospora nigrans* (NAUMOVA) n.comb., *Klausipollenites schaubergeri* (POTONIÉ & KLAUS) JANSONIUS, *K. staplinii* JANSONIUS, *Kraeuselisporites* sp., *Lundbladispora obsoleta* BALME (= "*Lapposisporites*" sensu GÓCZÁN in BALOGH et al., 1983 und in BARABÁS-STUHL et al., 1986 = *Lundbladispora* in Tetraden-Erhaltung!), *Lunatisporites noviaulensis* (LESCHIK) SCHEURING auf, die sich in die *Lundbladispora obsoleta* – *Lunatisporites noviaulensis* A.–Z. nach FUGLEWICZ & KOZUR (in Druck) einstufen läßt. Dabei handelt es sich um die "*Lapposisporites*" – *Kraeuselisporites* –Assoziation sensu GÓCZÁN (in BARABÁS-STUHL et al., 1986). Diese Sporomorphen-Assoziation kommt in den Südalpen im unteren Teil des Tesero-Ooliths von Tesero und Putia vor, und zwar zusammen mit Brachiopoden und Conodonten des oberen Changxingian. Nach NERI, PASINI & POSENATO (1986) treten in den Sporomorphen-führenden Schichten *Globivalvulina* sp., *Den-*

talina sp., *Geinitzina spandeli* TCHERDYNTCHEV, *Geinitzina* sp., *Pseudoglandulina* sp., *Nodosaria* sp., *Miocidaris* sp., *Bellerophon vaceki* BITTNER, *Towapteria* cf. *skythica* (WIRTH), ? *Crurithyris extima* GRANT, *Ombonia* sp., *Spinomarginifera* sp., ? *Ara-xathyris* sp. auf. Die Conodontenfauna besteht aus *Hindeodus latidentatus* (KOZUR, MOSTLER & RAHIMI-YAZD) und *Stepanovites* sp. Diese Assoziation ist älter als die Conodontenfauna der "transitional beds" s.str. von Südchina, in denen schon *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA) auftritt (Prof. Dr. WANG CHEN-YUANG übersandte mir freundlicherweise ein REM-Foto dieser Art), die in den Südalpen erst mehrere Meter über dem Oberchangxing-Horizont mit den Sporomorphen der *L. obsoleta* - *L. noviaulensis* - A.-Z. einsetzt. Obwohl die *L. obsoleta* - *L. noviaulensis* - A.-Z. nicht post-Changxingian ist, wie GÓCZÁN (in BARABÁS-STUHL et al., 1986) annimmt, fehlen trotzdem zwischen beiden Sporomorphen-Zonen von Vörösberény drei Sporomorphen-Zonen: Die *Lueckisporites* n.sp. aff. *parvus* - A.-Z. (oberes Dzhulfian), die *Triquitrites proratus* - A.-Z. (oberstes Dzhulfian oder unteres Changxingian) und die *Protohaploxypinus samoilovichii* - *Striatoabieites richteri* - A.-Z. (unteres Oberchangxingian, untere *Otoceras* - Faunen von Grönland). Die letztere Zone könnte in dem hier 1.40 m mächtigen Alpenen Buntsandstein zeitlich vertreten sein, der wegen seiner Rotfärbung keine Sporomorphen liefern kann. Dies ist umso wahrscheinlicher, als diese Zone immer in einem geringmächtigen Intervall oberhalb des Events im obersten Perm auftritt. Überdies hält KOZUR (1985) den geringmächtigen Alpenen Buntsandstein des Balaton-Hochlandes für ein zeitliches Äquivalent der plattigen grauen Kalke, die im Bükk-Gebirge unmittelbar oberhalb des Events (angezeigt durch wenige cm sandige Mergel mit Aviculopectiniden oberhalb der Nagyvisnyó-Formation in Badiota-Fazies von Gerenavár) folgen. Sie sind durch die Ostracodenfauna der *Indivisia buekkensis*-Zone charakterisiert. In der Bohrung Ad-2 im südöstlichen Vorland des Vértes-Gebirges sind diese hier nur noch ca. 3 m mächtigen Übergangsschichten unmittelbar oberhalb des Events bereits stark sandig, führen aber immer noch *Indivisia buekkensis*. Da die unmittelbar überlagernden Schichten die gleichen Ostracoden führen wie die basalen Schichten des Nádaskút-Dolomit-Member, kann man davon ausgehen, daß der transgressive Alpine Buntsandstein unmittelbar unterhalb des Nádaskút-Dolomit-Member jenen transgressiven, nach Westen zunehmend sandigen Schichten entspricht, die oberhalb der marinen Nagyvisnyó-For-

mation (Badiota-Fazies) bzw. des Dinnyés-Dolomits (Fiamazza-Fazies) folgen. In zeitlichen Äquivalenten dieser Schichten tritt die Sporomorphen-Assoziation der *P. samoilovichii* - *S. richteri* - A.-Z. auf.

Der rasch sedimentierte, nur 1.40 m mächtige Alpine Buntsandstein von Vörösberény enthält aber sicher nicht die beiden weiteren noch fehlenden Sporomorphen-Zonen, so daß das höhere Dzhulfian und Untere Changxingian sicher fehlen. Die Abtragungsbeträge können dabei aber äußerst gering sein, da dieser Zeitraum auch in der marinen Fazies nur durch wenige Meter Sediment repräsentiert ist.

Das Nádaskút-Dolomit-Member enthält ca. 2 m über der Basis die ersten Spurenfossilien (Aufschluß Hajogyár bei Balatonfüred, hier mit *Isopodichnus* sp. und einer neuen Gattung von Spurenfossilien). Körperfossilien sind überaus selten, nur aus dem mittleren und höheren Teil bekannt und praktisch unbestimmbar (Aviculopectinidae indet., *Promyalina* sp. von Vörösberény, vadvirág utca).

Im Mazzin-Member tritt *Claraia wangi* (PATTE) bereits in den basalen Schichten auf; auch ein Teil der unbestimmbaren Muscheln aus dem obersten Nádaskút-Member könnte zu dieser Art gehören. Das Vorkommen dieser stratigraphisch wichtigen Art im Balaton-Hochland und im südöstlichen Vorland des Vértes-Gebirges wurde erstmalig bei KOZUR (1985) verzeichnet. Reiche Vorkommen dieser Art wurden vom Autor im Frühjahr 1983 u.a im Straßeneinschnitt am nördlichen Ortsausgang von Balatonfüred gefunden. Wegen der Wichtigkeit dieser Art wurde die Lokalität im Herbst 1983 zusammen mit Prof. C. BROGLIO LORIGA, Prof. C. NERI und Dr. R. POSE-NATO, Ferrara, noch einmal besucht, wobei die italienischen Kollegen die Bestimmungen des gut erhaltenen Materials als *Claraia wangi* (PATTE) bestätigen konnten.

Die ersten Hinweise für das mögliche Vorkommen dieser Art im Balaton-Hochland erhielt der Autor auf einer Exkursion 1970 von Frau Prof. E. VÉGH, Budapest, die im Unterschied zu der allgemein verbreiteten und einzig publizierten Meinung, daß *C. clarai* (EMMRICH) die älteste *Claraia*-Art des Balaton-Hochlandes sei, die Meinung vertrat, daß in den basalen *Claraia*-Schichten des Balaton-Hochlandes noch keine typische *C. clarai*, sondern stets nur kleine *Claraia* auftreten.

Besonders wichtig ist in dem Aufschluß bei Balatonfüred auch die Tatsache, daß im Übergangsbereich vom Mazzin-Member zum Seis-Member Übergangsformen zwischen *C. wangi* und *C. clarai* auftreten, die im unteren Teil des Seis-Member dann allein vorkommt. Damit kann die Obergrenze der *C.-wangi*-Zone und die Untergrenze der *C.-clarai*-Zone eindeutig definiert werden. In den Südalpen ist das nicht möglich, weil hier zwischen dem Mazzin- und dem Seis-Member der *Claraia*-freie hyper-salinare Andraz-Horizont liegt.

Die übrigen Makrofossilien des Mazzin-Member, wie *Neoschizodus cf. laevigatus* (v. ZIETHEN), *Unionites canalensis* (CATULLO), *U. fassaensis* (WISSMANN), *Spirorbis valvata* (GOLDFUSS) und *Lingula cf. acutangula* LIAO sind stratigraphisch wenig bedeutsam. Massenvorkommen der kleinen *L. cf. acutangula* sind aber für das Mazzin-Member recht charakteristisch. Auch in China sind sie auf die basale Trias beschränkt.

Das erste Einsetzen von *C. wangi* wird in ammonitenfreien Profilen in China zur Definition der Trias-Basis genutzt. In ammonitenführenden Profilen kann aufgezeigt werden, daß diese Art erst oberhalb der transitional beds s.str. (sensu YIN, 1985) einsetzt, ihr erstes seltenes Vorkommen in der obersten *O.-woodwardi*-Zone kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. Die *C.-wangi*-Zone beginnt an der Basis der *Ophiceras-commune*-Zone, selbst wenn ganz vereinzelte Vertreter dieser Art schon in der obersten *C.-woodwardi*-Zone einsetzen sollten. Die transitional beds entsprechen nur der oberen *Otoceras-woodwardi*-Zone, weil sie bereits *H. parvus* (KOZUR & PJATAKOVA) enthalten. In der unteren *O.-woodwardi*-Zone und in der *O.-concauum*-Zone tritt nur *H. latidentatus* (KOZUR, MOSTLER & RAHIMI-YAZD), die Vorläuferform von *H. parvus*, auf und daneben kommt noch *H. minutus* (ELLISON) regelmäßig vor.

Die *Otoceras*-Faunen wurden bei KOZUR (1972, 1974, 1977, a, b, 1980, a, b) in das obere Perm eingestuft, wobei ihr unterer Teil als Äquivalent des oberen Changxingian unterhalb der transitional beds angesehen wird. Insofern kann man das Einsetzen von *C. wangi* in Ammoniten- und Conodonten-freien Profilen durchaus zur Definition der Perm/Trias-Grenze heranziehen, wie das in China bis in die 70-er Jahre üblich war. Das Hauptargument von YIN (1985) für die Einstufung der transitional beds in

die basale Trias ist, daß an der Basis der transitional beds eine scharfe Fazies-Grenze auftritt, an der ein Aussterben von Fossilgruppen von hohem taxonomischen Rang zu beobachten ist. Dagegen tritt an der Obergrenze der transitional beds zwar auch ein starker Faunenschnitt durch das Aussterben zahlreicher permischer Fossilien auf, es kann aber keine Faziesänderung zu den überlagernden Schichten beobachtet werden.

Gerade die scharfe Faziesänderung macht die Basis der transitional beds als Perm/Trias-Grenze ungeeignet. Diese Grenze ist zur Kartierung in Südchina sicher gut geeignet, aber biostratigraphische Grenzen, noch dazu solche ersterangigen wie die Paläozoikum/Mesozoikum-Grenze sollten niemals an fazielle Grenzen gelegt werden. Wie aus der Analyse der Faunen klar hervorgeht, zeigt der Fazieswechsel eine schwache Verbrackung (brachyhalin-marine) in den transitional beds an. Dann ist es natürlich kein Wunder, daß solche Fossilgruppen, wie Fusuliniden, schlagartig verschwinden. Wo dieser Fazieswechsel früher erfolgt, wie in den Südalpen, setzen diese Fossilgruppen entsprechend früher aus (etwa an der Basis des Oberchangxingian, wie die Conodonten anzeigen). Sobald dann kurzzeitig noch einmal normal-marine Bedingungen zurückkehren, wandert ein Teil der zuvor "ausgestorbenen" Arten wieder ein. Schichten im unteren Tesero-Oolith, die durch das Vorkommen von Bairdiidae wieder annähernd normale marine Bildungsbedingungen anzeigen, enthalten wiederum permische Brachiopoden von Oberchangxingian-Alter und Conodonten des Oberchangxingian (älter als jene der transitional beds!). Daher ist der Faunenschnitt an der Obergrenze der transitional beds, der nicht durch fazielle Änderungen hervorgerufen wird, weit höher zu bewerten als jener an der Basis der transitional beds, der nach den Conodontenfaunen inmitten der *Otoceras*-führenden Schichten liegt, wo man ohne Faziesänderungen kaum eine Faunenänderung beobachten kann. Zusammen mit dem Aussetzen der permischen Brachiopoden an der Obergrenze der transitional beds kommt es weltweit zu einer Radiation der triassischen Fossilien, z.B. *Claraia wangi*, *Ophiceras*, *Isarcicella* etc., wobei die Radiation der verschiedenen Fossilgruppen strenggenommen wahrscheinlich nicht zusammenfällt. So konnte im basalen Teil der *C.-wangi*-Zone des Balaton-Hochlandes nur *H. parvus*, jedoch noch nicht *I. isarcica* (HUCKRIEDE) nachgewiesen werden. Das könnte jedoch zufällig sein, da die Conodonten in diesem stratigraphischen Bereich außerordentlich selten

sind und auch in der *I.-isarcica*-Zone *H. parvus* noch auftritt.

Im Seis-Member konnte die schon seit langem bekannte Verbreitung von *C. clarai* (EMMRICH) und *C. aurita* (HAUER) bestätigt werden. Interessant ist in diesem Zusammenhang der Aufschluß Hajógyár südlich von Balatonfüred, wo die Grenze zwischen der *clarai*-Zone und der *aurita*-Zone etwa mit dem Auftreten der ersten roten Einlagerungen zusammenfällt. Dabei kommen beide Arten in einem kurzen Intervall gemeinsam vor. Auch in anderen Lokalitäten, z.B. in den reichen Vorkommen von Balatonfüzfő (temporärer Graben vor dem Hotel Nike) kommt *C. aurita* bevorzugt in roten Mergeln, z.T. auch rötlichen Feinsandsteinen vor. Sowohl die Unter- als auch die Obergrenze der *clarai*-Zone liegt im Balaton-Hochland in Bereichen mit faziellen Änderungen (Untergrenze am Beginn des Seis-Member, Obergrenze am Beginn der roten Einlagerungen innerhalb des Seis-Member). Trotzdem sind diese Grenzen biostratigraphisch belegbar, weil *C. clarai* außerhalb des Balaton-Hochlandes auch in ganz anderen Fazies, z.B. auch in roten Sandsteinen, auftreten kann, und überdies die Untergrenze durch den fließenden Übergang von *C. wangi* in *C. clarai* markiert wird.

Sowohl hinsichtlich der Fazies als auch stratigraphisch bedeutsam ist das Vorkommen von Conchostracen im Seis-Member der Bohrung Alsószalmvár-1 (DETRE & NAGY, 1971). Diese Conchostracen wurden als *Isaura albertii* bestimmt und unmittelbar über dieses Vorkommen wurde *Claraia* sp. angegeben. Nachuntersuchung des Materials ergab, daß es sich um die stratigraphisch wichtige Art *Cornia germari* (BEYRICH) handelt, und zwar um Massenvorkommen hochentwickelter Vertreter ohne das gleichzeitige Auftreten von *Molinestheria seideli postera* KOZUR & SEIDEL und ohne *Vertexia tauricornis transita* KOZUR & SEIDEL, wie das für die oberste *Cornia-germari*-Fauna (oberste Assoziation II, obere *Estheriella-nodosocostata*-Zone nach KOZUR & SEIDEL, 1983 b) des Germanischen Beckens charakteristisch ist. Das Aussterben von *C. germari* fällt nach KOZUR & SEIDEL (1983 b) mit der Obergrenze des Brahmanian (=Obergrenze des Induan) zusammen. Nachuntersuchungen der im Bereich des Conchostracen-führenden Horizonts auftretenden Muscheln ergab, daß 6–11 m unterhalb dieses Horizonts *Claraia clarai* auftritt, während 1 m unter der Schicht mit *Cornia germari* bis 3 m darüber *Claraia aurita* in 5 Horizonten nachgewiesen wurde.

Auch bei den in DETRE & NAGY (1971) als *Claraia* sp. bestimmten Muscheln handelt es sich um *C. aurita*. Eien halben Meter über der Schicht mit *C. germari* tritt *Lingula* cf. *borealis* BITTNER auf und *Unionites* spp. kommen in mehreren Horizonten dieses Bereiches vor.

Durch den Nachweis von *C. germari* ist nun eine direkte Korrelation der Conchostracen-Gliederung des Germanischen Beckens mit der *Claraia*-Gliederung der westlichen Tethys möglich. Die Einstufung der *Estheriella-nodosocostata*-Zone in das Obere Brahmanian bei KOZUR & SEIDEL (1983 b) wurde bestätigt. Die *C.-aurita*-Zone läßt sich damit direkt mit der Oberen Wechsellagerung der Bernburg-Formation (außer ihrem obersten Teil) des Germanischen Beckens korrelieren.

Interessant ist dieses Vorkommen von Conchostracen auch von der Fazies her. *C. germari* kommt im Süßwasser und oligohalinen Brackwasser vor, zeigt also starke Verbrackungen in den Tonhorizonten zwischen den marinen Schichten mit *C. aurita* an. Eine schwache Verbrackung (brachyhalin marin) wird schon durch das häufige Massenvorkommen von *Lingula* spp. im Mazzin-, z.T. auch im Seis-Member angedeutet.

Durch die nun mögliche Korrelation des oberen Seis-Member mit der oberen (nicht obersten) Bernburg-Formation (Conchostracen), und der tonigen Sandsteinschichten der Nordhausen-Formation mit dem Tesero-Oolith (Sporomorphen, FUGLEWICZ & KOZUR, in Druck) ergibt sich für den Bereich Mazzin-Member bis unteres Seis-Member eine Korrelation mit der oberen Nordhausen-Formation (sandige Tonsteinschichten) und der unteren Bernburg-Formation (untere Wechsellagerung und Kraftsdorfer Sandstein) des Germanischen Beckens. Damit läßt sich der hypersalinare Andraz-Horizont zwischen dem Mazzin-Member und dem Seis-Member mit dem ebenfalls hypersalinaren oberen roten Abschnitt der sandigen Tonsteinschichten der obersten Nordhausen-Formation vergleichen, so daß dieses Klima-Event von den Südalpen bis in das Germanische Becken verfolgt werden kann.

Die obere Arács-Mergel-Formation (oberhalb des letzten Vorkommens von *Claraia aurita*) ist arm an stratigraphisch verwertbaren Makrofossilien, darunter vor allem *Eumorphotis hinnitidea* (BITTNER), die aber auch noch in der Campil-Formation, z.B. in den tem-

porären Aufschlüssen in der neuen Weinplantage westlich von Zanka, z.T. häufig ist. Conodonten sind sehr selten, es sind aber bereits *Pachycladina*-Arten vorhanden, die eine Einstufung in das tiefere Unterolenekian (unteres Jakutian) anzeigen. An mehreren Stellen finden sich schlecht erhaltene großwüchsige Conchostracen, die mitunter schwer von kleinwüchsigen Muscheln zu unterscheiden sind. Dr. I. SZABO gelang es, in Bohrproben aus der oberen Arács-Mergel-Formation reichlich gut erhaltene Conchostracen nachzuweisen, die ich als *Liograptia (Magnietheria) mangaliensis* (JONES) bestimmen konnte. Es handelt sich um kleinwüchsige Vertreter dieser an sich sehr großen Conchostracen-Art, die in keinem Fall größer als 6 mm werden, wie sie für die *Lioleaiina-radzinskii*-A.-Z. und die basale *Liograptia (Magnietheria) mangaliensis*-A.-Z. des Germanischen Beckens charakteristisch sind. Dieser Bereich entspricht der allerobersten Bernburg-Formation und der unteren Volpriehausen-Formation. Er wurde nach KOZUR & SEIDEL (1983 a, b) in das tiefere Jakutian (=tiefere Unterolenekian) eingestuft.

Die Campil-Formation ist in mehreren Horizonten sehr fossilreich, führt aber nur wenige stratigraphisch wichtige Formen. Allerdings sind einige Faziesfossilien in bestimmten Abschnitten so häufig, daß sie auch eine stratigraphische Auswertung erlauben. Das gilt z.B. für Massenvorkommen von *Asteriacites* im höheren Teil der Campil-Formation, wo in der Weinplantage westlich von Zanka in einer Stunde mehr als 200 Exemplare aufgesammelt werden konnten. Charakteristisch für diesen Bereich ist auch *Costatoria subrotunda* (BITTNER), die auch in den Südalpen auf das dortige obere Campil-Member beschränkt ist (BROGLIO LORIGA, NERI & POSENATO, 1986). *Eumorphotis hinnitidea* (BITTNER) kommt in der gesamten Campil-Formation vor, häufiger vor allem im unteren Teil. Sie scheint eine Leitform des Unteren Olenekians (Jakutians) zu sein oder nur wenig früher einzusetzen.

Das Val-Badia-Member der unteren Csopak-Mergel-Formation weist die gleiche Fazies und Fossilführung wie in den Südalpen auf. *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT) s.l. ist häufig, z.B. im Aufschluß Sóly. Stratigraphisch wichtig und z.T. häufig ist auch *Eumorphotis kittli* (BITTNER), im Aufschluß Sóly kommt aber auch die für das Cencenighe-Member charakteristische *E. telleri* (BITTNER) bereits im Val-Badia-Member vor. In der Bohrung Alcsútdoboz-2 zeigen häufige Vorkommen von

Lingula sowie schlecht erhaltene Conchostracen (kleinwüchsige *Euestheria* sp.) zeitweilige schwächere bis stärkere Verbrackungen an.

Das Cencenighe-Member (mittlere Csopak-Mergel-Formation) stimmt in der Fossilführung ebenfalls völlig mit den Südalpen überein. Im unteren Teil findet sich *Dinarites dalmatinus* (HAUER), und in den Kalken und Crinoidenkalken treten sehr viele Muscheln auf (Aufschluß Sóly). Stratigraphisch bedeutsam sind *Eumorphotis telleri* (BITTNER), die aber schon im Val-Badia-Member einsetzt. Charakteristisch ist das reiche Vorkommen von Crinoiden, die sich im Cencenighe-Member erstmalig in der Werfen-Gruppe finden, während sie im Ammoniten-führenden Val-Badia-Member noch nicht nachgewiesen wurden. Sehr charakteristisch ist auch das teilweise massenhafte Vorkommen von *Costatoria costata* (ZENKER), wobei meist *C. costata praecostata* n.subsp. auftritt, die nur 7–10 außer-areale Rippen aufweist.

Das Einsetzen von *Dinarites dalmatinus* (HAUER) vor *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT) s.l., das von I. SZABO (in BALOGH, 1981) für das Balaton-Hochland verzeichnet wurde, konnte nicht bestätigt werden. Es handelt sich vermutlich um eine lokale Erscheinung, die sich damit erklären läßt, daß *Tirolites cassianus* s.l. und *Dinarites* im mittleren und höheren Teil des Val-Badia-Member zusammen vorkommen und dann in einem Aufschluß *Dinarites* auch einmal vor *Tirolites* gefunden werden kann, was aber nichts über die wirkliche Reichweite aussagt. *Dinarites dalmatinus* reicht aber höher hinauf als *Tirolites cassianus* und kommt auch im Cencenighe-Member vor, wo *T. cassianus* bereits fehlt.

Soweit man das aus Schlämmrückständen beurteilen kann, liegt die maximale Häufigkeit von *Meandrospira pusilla* (HO) im Cencenighe-Member und im oberen Teil des Val-Badia-Member. In der basalen Csopak-Mergel-Formation fehlt die Art anscheinend noch, oberhalb des Cencenighe-Member wurden nur noch in den grauen Schichten unmittelbar oberhalb der überwiegend rot gefärbten Sedimente des Cencenighe-Member ganz vereinzelte Exemplare der Art in Schlämmrückständen nachgewiesen. Diese Beobachtungen stimmen mit den Reichweitenangaben für *M. pusilla* bei BROGLIO LORIGA, NERI & POSENATO (1986) für die italienischen Südalpen, und von HERAK et al. (1983) für die Äußeren Dinari-

den überein. Sie stehen aber in gewissem Widerspruch zu den Angaben bei GÓCZÁN & ORAVECZ (1985), daß die *Meandrospira-pusilla*-acme-Zone mit der tethyalen *Tirolites*-Fauna korrespondiert und mit der *nejburgii-reductum*- und *Bisaccate-reductum-nejburgii*-Subzone nach GOCZAN korreliert werden kann. Versteht man unter den tethyalen *Tirolites*-Faunen die *Tirolites-cassianus*-Zone, dann kommt *M. pusilla* noch oberhalb dieser *Tirolites*-Faunen s.str. vor und hat hier sogar ihre größte Häufigkeit. Stellt man *Carniolites carniolicus* (MOJSISOVICS) zu *Tirolites* und schließt die *carniolicus*-Zone in die tethyalen *Tirolites*-Faunen ein, dann ist die *M.-pusilla*-acme-Zone im oberen Teil der *Tirolites*-Faunen nicht mehr vorhanden (siehe Reichweitentabelle in HERAK et al., 1983). Es ist also unklar, wo GOCZAN & ORAVECZ die *M.-pusilla*-acme-Zone mit der tethyalen *Tirolites*-Fauna korreliert haben. Die *nejburgii-reductum*-Subzone sensu GOCZAN beginnt in der oberen Campil-Formation und umfaßt den größten Teil des Val-Badia-Member der Csopak-Mergelformation. Weder in der oberen Campil-Formation noch im unteren Drittel des Val-Badia-Member fand sich in Schlämmrückständen *M. pusilla*. Dabei kann man allgemein die Erscheinung beobachten, daß man in Schlämmrückständen Foraminiferen-Arten auch dann findet (wenn Foraminiferen erhalten sind!), wenn sie wegen ihrer Seltenheit in Schliffen schon nicht mehr zu beobachten sind, so daß die in Schlämmrückständen festgestellten Reichweiten ganz allgemein (und z.T. wesentlich) größer sind als die bei Schliffuntersuchungen beobachteten Reichweiten. Aus diesem Grund ist zu erwarten, daß *M. pusilla* in der unteren *nejburgii-reductum*-Subzone (jüngeres Synonym der *nejburgii*-Subzone sensu ORLOWSKA-ZWOLINSKA, 1984) noch nicht auftritt.

Das obere Member der Csopak-Mergel-Formation ist hinsichtlich des Artbestandes an Fossilien recht verarmt. Stratigraphisch wichtig ist nur *Costatoria costata*, wobei schon *C. costata costata* mit mehr als 10 außer-arealen Rippen häufiger ist. Diese Untereart, mit einem phylomorphogenetischen Entwicklungsstand wie im stratum typicum (unteres Röt) von Göschwitz bei Jena (Mergelgrube) findet sich auch im basalen Aszófő-Dolomit von Sóly.

Damit ergibt sich die Frage nach der Position Skyth/Anis-Grenze (Olenekian/Aegean-Grenze) im Balaton-Hochland, die hier nur kurz diskutiert werden soll, da sie in einer separaten Arbeit behandelt wird.

Nach GÓCZÁN (in GÓCZÁN & ORAVECZ-SCHEFFER, 1985, S. 36) ist diese Frage schon definitiv geklärt: "The following continuous evolutionary changes in the palynomorph associations (sic!) allow an exact determination of the Scythian-Anisian boundary". Das muß insofern sehr verwundern, als die Skyth/Anis-Grenze international noch nicht verbindlich definiert und umstritten ist und keinerlei palynologische Daten aus eindeutig eingestuftem unteren Aegean (tieferes Unteranis) der Tethys vorliegen. Schon innerhalb der pelagischen Ammoniten-führenden Trias ist die Korrelation des unteren Aegean umstritten (KOZUR, in Druck). In der nicht-pelagischen marinen Trias konnte das untere Aegean (*Gondolella?-timorensis*-Zone) bisher nur in der Typuslokalität (und im stratum typicum) von *Costatoria costata* nachgewiesen werden, und zwar durch die Korrelation der Holothurien-Faunen mit den Holothurienfaunen der *G.-timorensis*-Zone. Die Arten der *Theelia-mostleri*-A.-Z. kommen nirgends vor der *G.-timorensis*-Zone vor, reichen z.T. aber in höheres Unteranis hinauf.

Diese Einstufung des unteren Röt der Mergelgrube Göschwitz bei Jena (locus typicus von *Costatoria costata*) ist insofern wichtig, weil diese Lokalität gleichzeitig locus typicus für mehrere wichtige anisische Sporomorphen-Arten ist, u.a. auch für *Hexasaccites muelleri* (REINHARDT & SCHMITZ) REINHARDT (= *Stellapollenites thiergartii*), die vielfach für eine Index-Art des Anis gehalten wird (*thiergartii-crassa*- und *thiergartii-vicentinense*-Phasen im Sinne der Utrechter Palynologen-Schule). Untersuchungen an *Costatoria costata* bei BROGLIO LORIGA, KOZUR, NERI & POSENATO (in prep.) haben ergeben, daß bei dieser Art eine statistisch auswertbare Erhöhung der Zahl der extra-arealen Rippen während der phylomorphogenetischen Entwicklung auftritt, die gut stratigraphisch verwertet werden kann. Während im mittleren Oberolenekian Formen mit 7-9 extra-arealen Rippen auftreten, sind im basalen Anis (z.B. im stratum typicum der Art) meist Formen mit 11-15 extra-arealen Rippen anzutreffen. Im höheren Unteranis, z.B. im Patacs-Member des Mecsek-Gebirges, kommen häufig Exemplare mit 16-18 extra-arealen Rippen vor, gelegentlich treten sogar 19 extra-areale Rippen auf. Die phylomorphogenetische Entwicklung verläuft unabhängig von faziellen Beeinflussungen und ist auch nicht an die Größe der Exemplare gekoppelt.

Im Grenzbereich zwischen der Csopak-Mergel-Formation und dem Aszófő-Dolomit (im Aufschluß Sóly) tritt *C. costata* mit der gleichen Anzahl von extra-arealen Rippen wie in der Typuslokalität auf, während die durchschnittliche Rippenzahl bei *C. costata* im höheren Cencenighe-Member der gleichen Lokalität deutlich geringer ist. Aus diesem Grund kann man den Grenzbereich Csopak-Mergel/Aszófő-Dolomit und den basalen Aszófő-Dolomit selbst mit der Schichtenfolge des unteren Aegean aus der Typuslokalität von *C. costata* korrelieren, die wiederum direkt mit dem unteren Aegean des Stratotyps (Chios) und mit der *S-timorensis*-Zone von Nepal korreliert werden kann. Die Einstufung dieser Schichten in das oberste Skyth durch GÓCZÁN (in GÓCZÁN & ORAVECZ-SCHEFFER, 1985) kann daher nicht bestätigt werden. Vielmehr fällt die Obergrenze der Werfen-Gruppe im Balaton-Hochland etwa mit der Skyth/Anis-Grenze zusammen bzw. die oberste Werfen-Gruppe reicht noch geringfügig in das basale Unteranis hinein.

Die Werfen-Gruppe wird hierbei - unabhängig von den biostratigraphischen Ergebnissen - aus lithostratigraphischen Erwägungen enger gefaßt als bei BALOGH (1981). Die Obergrenze der Csopak-Mergel-Formation wird als Obergrenze der Werfen-Gruppe angesehen. Damit wird die gleiche lithostratigraphische Abgrenzung wie in den Südalpen vorgenommen (Grenze San-Lucano-Member/Serla-Dolomit).

Die Sporomorphen, die nach GÓCZÁN eine exakte Festlegung der Skyth/Anis-Grenze im Balaton-Hochland erlauben, sind hinsichtlich dieser Grenze unspezifisch, wie auch die viel reicheren und viel besser untersuchten Assoziationen des Germanischen Beckens zeigen. Es findet ein allmählicher Wechsel in den Assoziationen statt, der durch klimatisch bedingte Änderungen (Evaporit-Maximum nahe der Skyth/Anis-Grenze) überlagert bzw. überhaupt erst hervorgerufen wird. Mitteltriassische Elemente setzen über einen langen Zeitraum vom mittleren Oberolenekian bis zum höheren Unteranis nacheinander ein. Für die Festlegung der Skyth/Anis-Grenze relevant werden diese Änderungen erst, wenn die Sporomorphen-Assoziationen des obersten Skyth und tieferen Unteranis des Balaton-Hochlandes (und anderer nicht pelagischer mariner sowie kontinentaler Ausbildungen) mit dem höchsten Olenekian und unteren Aegean der pelagischen Gliederung korreliert werden können. Die Korrelation mit der alpinen Aus-

bildung hilft da vorerst auch nicht weiter, denn auch in den Alpen ist die exakte Lage der Skyth/Anis-Grenze wegen des Fehlens geeigneter Leitfossilien (Ammoniten, Conodonten, Holothurien) nicht bekannt.

Überdies sind die Angaben zur Sporomorphen-Stratigraphie des Skyths bei GÓCZÁN sehr widersprüchlich. GÓCZÁN (in BALOGH et al., 1983) schied im Skyth 4 Zonen aus, die weniger nach biostratigraphischen Kriterien, als vielmehr nach den Grenzen der ausgeschiedenen lithostratigraphischen Grenzen festgelegt wurden und immer mit diesen zusammenfallen. Der gesamte Aszófő-Dolomit wurde in die *Cycloverrutriletes-presselensis-Triadispora-staplini*-Zone gestellt, was große Schwierigkeiten für die makrofaunistische Korrelation mit sich brachte, die eine Gleichsetzung mit dem höheren Unterröt (unteres Aegean) anzeigt, während die *C. presselensis*-Subzone auf die Hardeggen-Formation (mittleres Oberolenekian) beschränkt ist, wobei der untere Aszófő-Dolomit bei dieser Gliederung in die untere *presselensis*-Zone (=mittleres Oberolenekian) fallen würde.

Wahrscheinlich war diese Einstufung auf taxonomische Fehlbestimmungen zurückzuführen, die durch die damalige Einstufung des Aszófő-Dolomits als skythische Werfener Schichten initiiert wurden. Dafür spricht, daß bei den wenigen aufgeführten oberpermischen bis skythischen Sporomorphen auch solche völlig veralteten Gattungszuordnungen, wie *Lueckisporites noviaulensis*, vorgenommen wurden, die mit der modernen Taxonomie nicht zu vereinbaren sind.

Inzwischen wurden die taxonomischen Bestimmungen GÓCZÁNs durch W.A. BRUGMAN (Utrecht) korrigiert und danach stuften GÓCZÁN & ORAVECZ-SCHEFFER (1985 und Vortrag zum KBGA-Kongreß in Kraków) nur noch den basalen Aszófő-Dolomit in das Skyth, den überwiegenden Teil dagegen in das Anis ein, wiederum aufgrund der gleichen Sporomorphen, mit denen der basale Aszófő-Dolomit von GÓCZÁN (in BALOGH et al., 1983) in die basale *presselensis-staplini*-Assoziation (mittleres Oberskyth) gestellt wurde. Durch die taxonomische Neubearbeitung des Materials durch W.A. BRUGMAN konnte so die Fehleinstufung des Aszófő-Dolomits durch GÓCZÁN (in BALOGH et al., 1983) geklärt werden, die bisher schwerwiegende Probleme bei der Korrelation mit der Germanischen Trias und der Abfolge in den Südalpen verursachte.

Nach der Umstufung der Sporomorphen-Assoziation des basalen Aszófő-Dolomits von der *presselensis-staplini*-Assoziation in die *crassa-balatonicus*-Assoziation ist die Einstufung dieser Assoziation in das oberste Skyth wohl nur noch auf die Armut dieser Assoziationen, verglichen mit den überaus reichen Assoziationen des Germanischen Beckens, zurückzuführen. Die äquivalenten Assoziationen aus dem Germanischen Becken (erstmaliges häufigeres Auftreten von *Triadispora crassa* KLAUS) führen bereits in geringer Menge *Hexasaccites thiergarti* (MÄDLER) n.comb., *Perotrilites minor* (MÄDLER) ANTONESCU & TAUGOURDEAU-LANTZ und *Concentricisporites nevesi* ANTONESCU. Die letztere Art wurde jetzt selbst in reichen Assoziationen unmittelbar an der Rötbasis nachgewiesen, wo *Triadispora crassa* noch ein untergeordnetes Element darstellt. Alle diese Formen gelten als charakteristische anisische Leitformen. Beim Vorliegen von reichen Assoziationen mit vielen 1000 Sporomorphen in einer Probe werden diese Arten sicher in der sonst übereinstimmenden *crassa-balatonicus*-Assoziation noch gefunden werden.

LITERATUR

- BALOGH, K. (1981): Correlation of the Hungarian Triassic.- Acta Geol. Hung., **24** (1), 3-48, Budapest.
- BALOGH, K. et al. (1983): Report on the activities of the Triassic working-group in Hungary. - Schriftenr. Erdwiss. Komm., **5**, 17-36, Wien-New York.
- BARABAS-STUHL, A. (1981): Microflora of the Permian and Lower Triassic sediments of the Mecsek Mountains (South Hungary). - Acta Geol. Hung., **24** (1), 49-97, Budapest.
- BARABAS-STUHL, A. et al. (1986): Permian-Triassic boundary in Hungary. - In: Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South Alpine segment of the western Tethys, and additional reports. 13, Brescia.
- BRANDNER, R. et al. (1986): Events at the Permian-Triassic boundary in the South Alpine segment of the western Tethys, and additional regional reports. 15-16, Brescia.
- BROGLIO LORIGA, C., NERI, C. & POSENATO, R. (1986): The Lower Triassic of the Dolomites and Cadore. - In: Field Guide-Book, Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South Alpine segments of the western Tethys. 29-34, Brescia.
- DETRE, CS. & NAGY, E. (1971): Asteroidea a Bakor Alsó-Triászból. - Oslénytani Viták, **18**, 89-94, Budapest.
- GOCZAN, F. & ORAVECZ-SCHEFFER, A. (1985): New biostratigraphical subdivisions of Werfen Formation in the Transdanubian Central Mountains. - Proc. Rep. XIII Congr. KBGA, part 1, S. 36, Cracow.
- HAAS, J. & KOVACS, S. (1985): Lithostratigraphical subdivision of the Hungarian Triassic. - Albertiana, **4**, 5-15.
- HERAK, M. et al. (1983): The Lower Triassic of Muc - Proposal for a standard section of the European Upper Scythian. - Schriftenr. Erdwiss. Komm., **5**, 93-106, Wien - New York.
- KOZUR, H. (1972): Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 363-412, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1977 a): Beiträge zur Stratigraphie des Perm. Teil I: Probleme der Abgrenzung und Gliederung des Perm. - Freiburger Forsch.-H., **C 319**, 79-121, Leipzig.
- KOZUR, H. (1977 b): Die Faunenänderungen nahe der Perm/Trias- und Trias/Jura-Grenze und ihre möglichen Ursachen. Teil I: Die Lage der Perm/Trias-Grenze und die Änderung der Faunen und Floren im Perm/Trias- Grenzbe- reich. - Freiburger Forsch.-H., **C 326**, 73-86, Leipzig.
- KOZUR, H. (1980 a): The main events in the Upper Permian and Triassic conodont evolution and its bearing to the Upper Permian and Triassic stratigraphy. - Riv.Ital.. Paleont., **85** (3-4), 741-766, Milano.
- KOZUR, H. (1980 b): Die Faunenänderungen nahe der Perm/Trias- und Trias/Jura-Grenze und ihre möglichen Ursachen. Teil II: Die Faunen änderungen an der Basis und innerhalb des Rhäts und die möglichen Ursachen für die Faunenänderungen nahe der Perm/Trias- und Trias/Jura-Grenze. - Freiburger Forsch.-H., **C 357**, 111-134, Leipzig.

- KOZUR, H. (1985): Biostratigraphic evaluation of the Upper Paleozoic conodonts, ostracods and holothurian sclerites of the Bükk Mts. Part II: Upper Paleozoic ostracods. - *Acta Geol. Hung.*, **28** (3-4), 225-256, Budapest.
- KOZUR, H. & SEIDEL, G. (1983 a): Revision der Conchostracen-Faunen des unteren und mittleren Buntsandsteins. Teil I. - *Z. geol. Wiss.*, **11** (3), 289-417, Berlin.
- KOZUR, H. & SEIDEL, G. (1983 b): Die Biostratigraphie des unteren und mittleren Buntsandstein des Germanischen Beckens unter besonderer Berücksichtigung der Conchostracen. - *Z. geol. Wiss.*, **11** (4), 429-464, Berlin.
- KRAINER, K. (1984): Zur Sedimentologie des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **14** (2), 21-81, Innsbruck.
- NERI, C. (1986): Sedimentary events at the Bellerophon/Werfen boundary (dolomites, Italy). - In: *Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South Alpine segment of the western Tethys, and additional regional reports*. 39-40, Brescia.
- NERI, C., PASINI, M. & POSENATO, R. (1986): The Permian/Triassic boundary and the early Scythian sequence - Tesero section, Dolomites. In: *Field Guide-Book, Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South Alpine segment of the western Tethys*. 123-128, Brescia.
- YIN, H.F. (1985): on the transitional bed and the Permian-Triassic boundary in South China. - *Newsl. Stratigr.*, **15** (1), 13-27, Stuttgart.

Anschrift des Verfassers:

*Dr. sc. Heinz Kozur, Rézsű u. 83, H-1029
Budapest, Ungarn*

FAZIESHETEROPIE IN DER MITTEL- UND OBERTRIAS IM RAUM BRIXLEGG (TIROL)

C. Schober, Salzburg

INHALT

Zusammenfassung-Summary

1. Einleitung
Allgemeiner geologischer Überblick
2. Stratigraphie
 - 2.1. Reichenhaller Schichten
Kalke und Kalksandsteine
Breccien, Dolomite und "Rauhwacken"
 - 2.2. Formation des Alpiner Muschelkalkes
Virgloriakalk
Dolomite (z.T. dol. Steinalmkalke)
Reiflinger Kalk
 - 2.3. Partnachschiefer
Schiefertone und Mergel
Kalke
 - 2.4. Ramsaudolomit
 - 2.4.1. Kalklinsen im Ramsaudolomit
 - 2.5. Raibler Schichten
Schiefertone und Mergel
Sandsteine
Kalke und Dolomite
 - 2.6. Hauptdolomit
3. Paläogeographisch-tektonische Verhältnisse
 - 3.1. Paläogeographisch-tektonische Entwicklung
 - 3.2. Modell des Sedimentationsablaufes in Mittel- und Obertrias (Diskussion der Faziesheteropie, bedingt durch die Faziesräume Riff-Becken)

Danksagung

Literatur

ZUSAMMENFASSUNG

Die Schwazer Trias bei Brixlegg wurde geologisch neu im Maßstab 1:5 000 kartiert. Ziel vorliegender Arbeit war es, die fazielle Stellung der triadischen Abfolge zu untersuchen, die Verbindung zu ihrem Liegenden zu klären, sowie eine Aussage über die faziiell-tektonische Situation im Rahmen der Nördlichen Kalkalpen Tirols zu geben.

ren, sowie eine Aussage über die faziiell-tektonische Situation im Rahmen der Nördlichen Kalkalpen Tirols zu geben.

Die paläozoischen Gesteine der Grauwackenzone (Wildschönauer Schiefer, "Basale Quarzite" und Schwazer Dolomit) bilden die ursprüngliche Basis der Schwazer Trias. Die Sedimente des Permoskyths (Basiskonglomerat, Unterer und Oberer Buntsandstein, Werfener Schichten) belegen den sedimentären Übergang Paläozoikum-Mesozoikum. Die skythischen Werfener Schichten gehen teils abrupt, teils über Rekurrenzen in die anisischen Reichenhaller Schichten (Kalke, Kalksandsteine, Breccien und Dolomite) über, welche die Basis für den folgenden Ablagerungsraum Riff (Ramsaudolomit) – Becken (Schiefertone/Mergel und Kalke der Partnachschiefer) darstellen. Die ladinischen Karbonate wurden sedimentologisch untersucht, ihre faziiell-tektonische Stellung zueinander beleuchtet und die von PIRKL (1961) postulierte Faziesdifferenzierung "Berchtesgadener Fazies" – "Hoheneggfazies" diskutiert.

Tektonisch betrachtet, liegt die Trias bei Brixlegg ihrem ursprünglichen Untergrund teils durch durchgreifende Bewegungsflächen gestört, teils sedimentär auf. Generelles E-W-Streichen (im Südwestteil des Arbeitsgebietes WSW-ENE-Streichen) bestimmt den Rahmenbau des Gebirges, Querstreichen kleinerer Schuppen ist durch sekundäre Störungen bestimmt. Als übergeordnete Bauelemente sind vier Einheiten, je zwei paläozoische und zwei mesozoische, von Bedeutung:

1)

Der sich in E-W-Richtung erstreckende Schwazer Dolomitzug, beginnend im Alpbacher Achenal, und über das Graber Joch zur Grat Spitze streichend.

2)

Das "Mauken-Gewölbe", welches südlich von Mauken unter dem Ramsaudolomit als Fenster zutage tritt und im Maukengraben bis auf Seehöhe 1.190 m aufgeschlossen ist, während es im Westen mit den Schwazer Dolomitschollen des Mooschrofens und des Birgschrofens unter die Trias taucht. Im Mehrstein bei Brixlegg treten die paläozoischen Gesteine wieder an die Oberfläche.

3)

Der flächenmäßig weit verbreitete Ramsaudolomit, welcher durch eine S-N-Überschiebung (teils SSE-NNW-Richtung) in seine heutige Position gelangte. Seine Basisgesteine wurden hiebei bis auf eine Serie stark ausgequetschter Reichenhaller Gesteine abgeschert, so daß der Ramsaudolomit jetzt einerseits auf paläozoische, andererseits gleich alte und jüngere Gesteine (der Trias) zu liegen kommt.

4)

Die triadische Abfolge von Scheffachberg und der Zug Einberg-Brunn-Unterstein-Zimmermoos. Der Komplex südlich der Silberberggrabenstörung (Trias von Scheffachberg) liegt dem Paläozoikum sedimentär auf und ist nach Norden überkippt. Die Gesteine der Einberger Trias streichen im Osten bei Hohenbrunn über dem "Mauken-Gewölbe" aus, sie bilden hier eine Mulde mit Raibler Schichten in ihrem Kern, im Westen bilden sie eine steilstehende Serie, welche im Norden (östlich Brixlegg) durch eine durchgreifende Störung begrenzt wird.

Die Trias bei Brixlegg wird durch die Inntalstörung von den Nördlichen Kalkalpen getrennt. Der Komplex triadischer Gesteine südlich des Inns setzt bei Schwaz ein und streicht über das Arbeitsgebiet weiter nach Osten in die Kundler/Wörgler Gegend.

Wichtigstes Ergebnis dieser Arbeit ist die Feststellung eines ehemals zusammenhängenden Sedimentationsraumes in Mittel- und Obertrias, welcher aufgrund seiner faziellen und tektonischen Verhältnisse als eigenständige Einheit im System der Nördlichen Kalkalpen Tirols gesehen werden muß.

SUMMARY

A new, detailed geological map of the area southeast of Brixlegg had been done (scale 1:5 000). The facies of the Triassic sediments had been examined, furthermore the connection between the Paleozoic "Grauwackenzone" and the Triassic system could be defined as sedimentary.

Based on these findings, the tectonics were discussed, considering the Triassic near Schwaz as independent complex in the "Nördliche Kalkalpen".

The Paleozoic rocks of the "Grauwackenzone" are seen as the original basement of the Triassic, leading over the Permoscythian ("Basalkonglomerat, Lower and Upper Alpine "Buntsandstein", "Werfener Schichten") into the system of the Mesozoic sediments. Locally the Scythian "Werfener Schichten" and the following "Reichenhaller Schichten" are linked directly. Other sections show calcareous layers, leading into detrital sedimentation, following each other several times. The "Reichenhaller Schichten" show a rich lithological variety (limestones, dolomites, breccias, calcareous sandstones).

During the Middle Triassic the sedimentation area is divided into reef ("Ramsaudolomit") and basin sediments ("Partnachsichten"). Definitely the examination of these Ladinian rocks saw the author find out new and important results concerning the facial position of the area. Otherwise, the opinion of PIRKL (1961), who found out two different facies regions for the Lower and Middle Triassic, could be corrected.

In the paleoenvironment and the tectonoenvironment of the "Nördliche Kalkalpen", the area southeast of Brixlegg seems to cover an independent position. The strike of the main layers is E-W.

Two Paleozoic and two mesozoic units are seen as the main elements, definitely showing us the tectonic situation of the examined region:

1)

The Paleozoic "Grauwackenzone" is represented by the "Schwazer Dolomit" (Lower Devonian), that overlies the "Wildschönauer Schiefer" (Ordovician-Silurian) and can be found all along the range from the Alpbach valley up to the Grattspitze.

2) Between Zimmermoos and Mauken the "Schwazer Dolomit", the "Wildschönauer Schiefer" and the "Alpine Buntsandstein" build up a huge fault. These sediments are considered to be connected with the Paleozoic in the south (Alpbach valley – Gratlspitze).

3) In the north of the region the "Ramsaudolomit" covers a large area, reaching right up to the Inn valley; its basement had been reduced tectonically through the period of the Alpine overthrust, only parts of the "Reichenhaller Schichten" are still to be found in sedimentary contact with the Ladinian reef. There the "Ramsaudolomit" locally overlies younger Triassic sediments.

4) The Triassic of Einberg and Scheffachberg (both representing parts of a Ladinian basin facies, called the "Partnachsichten") is situated between the Paleozoic range in the south and the "Ramsaudolomit" in the north. Each of these two units consists of the Anisian – Ladinian – Carnian sequence "Reichenhaller Schichten" – "Formation of the Alpine Muschelkalk" – "Partnachsichten" and "Raibler Schichten", they are divided tectonically by the E–W–striking "Silberberggraben fault". Another fault builds up the border between the "Einberg unit" and the "Ramsaudolomit", whereas the Scheffachberg complex is still in sedimentary connection with its Paleozoic basement in the south.

Field evidence and detailed facial and tectonic studies caused the author to consider the paleoenvironment of the Middle and Upper Triassic a linked re – basin system. Moreover, the particular area of the Triassic near Schwaz seems to represent a more or less independent region in the facies–distribution of the "Nördliche Kalkalpen" of the Tyrol.

1. EINLEITUNG

Im Rahmen meiner Dissertation "Zur Geologie der Schwazer Trias und des Schwazer Dolomits bei Brixlegg, Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Vererzung" wurde das Gebiet südöstlich von Brixlegg (40 km östlich von Innsbruck), begrenzt im Norden vom Inntal, im Westen und Süden vom Alpbacher Achenal sowie im Osten bis in den Raum Tierberg/Hochzeil reichend, neu im Maßstab 1:5 000 kartiert. Besonderes Augenmerk wurde hierbei auf die paläozoische Abfolge Wildschönauer Schiefer–"Basale Quarzite"–Schwazer Dolomit, sowie auf die Entwicklung in der Trias gelegt. Vorliegende Arbeit erläu-

tert in gestraffter Form die neuen Ergebnisse, welche durch die Untersuchung der Mittel– und Obertrias gewonnen wurden.

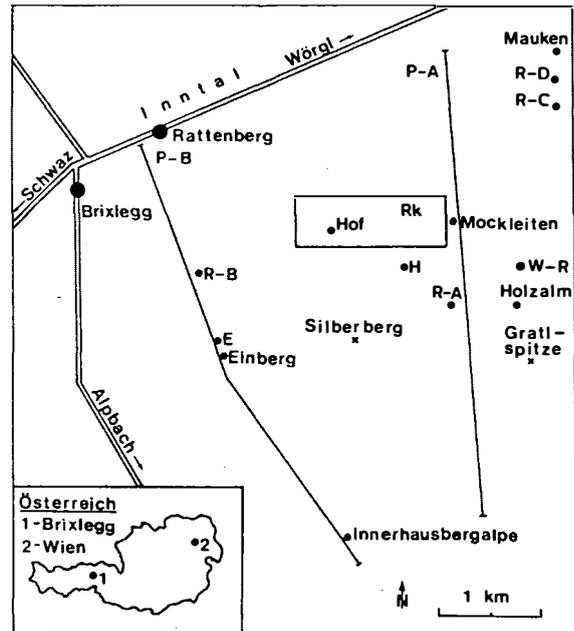


Abb. 1:
Topographische Lage des Arbeitsgebietes

Abkürzungen (Lage der einzelnen Profile):

- W-R: Rekurrenz Werfener Schichten, Abb. 2
- P-A, P-B: Geologische Übersichtsprofile, Abb. 3
- E, H: Sedimentologische Profile, Partnachsichten, Abb. 4
- Rk: Sedimentologische Profile, Kalkklinsen im Ramsaudolomit, Abb. 5, 5a
- R-A, R-B, Sedimentologische Profile,
- R-C, R-D: Raibler Schichten, Abb. 6

Allgemeiner geologischer Überblick

Die vorherrschenden Bauelemente des östlichen Teils Nordtirols sind die sich in E–W–Richtung erstreckenden Nördlichen Kalkalpen, sowie der südlich daran anschließende Streifen der Nördlichen Grauwackenzone und der des Innsbrucker Quarzphyllits. Diese beiden Einheiten gehören dem oberostalpinen Deckensystem an, während der Innsbrucker Quarzphyllit dem Unterostalpin zugeordnet wird.

Das Arbeitsgebiet fällt in den Übergangsbereich westliche Nördliche Grauwackenzone- Nördliche Kalkalpen.

Die Grauwackenzone besteht im Abschnitt beiderseits des Zillertales aus den (kambro-) ordovizischen Wildschönauer Schiefen mit mäßigen basischen Ergußgesteinseinschaltungen und aus einem Streifen von (unter-) devonischem Schwazer Dolomit. Zwischen beide Einheiten ist eine geringmächtige Quarzserie eingeschaltet ("Basale Quarzite", welche einen sedimentären Übergang Wildschönauer Schiefer – Schwazer Dolomit belegt. Der Schwazer-Dolomit-Zug Gratls Spitze - Hauser Joch - Innerhausbergalpe - Alpbacher Achental bildet den nördlichsten zusammenhängenden Block der Grauwackenzone.

Nördlich dieses Zuges wird das Paläozoikum von der Schwazer Trias bedeckt. Die Gesteine der Grauwackenzone treten hierbei nur mehr an Störungen aufgeschuppt (Wildschönauer Schiefer) auf, oder aber sie liegen, wie im "Maukengewölbe" (westlichster Ausläufer ist der Mehrnstein bei Brixlegg, dann erst wieder ab Zimmermoos auftauchend und bis östlich von Mauken streichend), durch Erosion freigelegt, als mächtige Abfolge von Schwazer Dolomit, untergeordnet auch Wildschönauer Schiefer, vor. Der Übergang Paläozoikum - Trias wird durch eine teils mächtige "Permoskyth-Abfolge" (Basalkonglomerat - Unterer Buntsandstein - Oberer Buntsandstein - Werfener Schichten) gebildet. An mehreren Aufschlüssen (Hochzeil, Sommerau, nördl. der Gratls Spitze, Alpbacher Achental) ist ein sedimentärer Übergang Schwazer Dolomit - "Permoskyth-Abfolge" - Trias zu studieren, vielerorts sind jedoch Schichtglieder der "Permoskyth-Abfolge" ausgequetscht, so daß die Grenze Paläozoikum - Trias rein tektonisch vorliegt.

Die der Grauwackenzone auflagernde Trias umfaßt ein durchgehendes Profil von den skythischen Werfener Schichten bis zum norischen Hauptdolomit. Der langsame Fazieswechsel Skyth - Anis wird durch Rekurrenzen Werfener Schichten - Reichenhaller Schichten deutlich belegt. Die Hangendgrenze der Werfener Schichten ist mit dem Einsetzen der ersten Karbonatfällung gegeben (Werfener Kalke treten im untersuchten Gebiet nicht auf). Im ungestörten Profil Hintersommerau (Permoskyth - Anis) folgt über den hier geringmächtigen Werfener Schichten direkt dünn gebankter, brecciöser Kalk der Reichenhaller Schichten, während sich im oberen Maukengraben

(Seehöhe 1380 m) die Reichenhaller Fazies nur langsam durchsetzen kann. Hier treten Rekurrenzen auf, stärkere Silikatdetritusschüttung drängt die Karbonatsedimentation noch zurück.

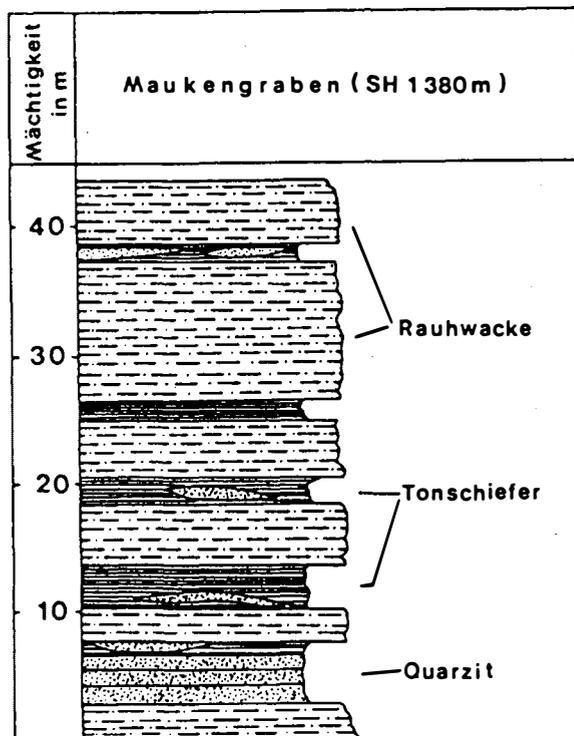


Abb. 2:
Rekurrenz Werfener Schichten - Reichenhaller Schichten
(Oberer Maukengraben, Seehöhe 1.380 m)

Die nun folgende Trias stellt das eigentliche Thema dieser Arbeit dar. Durch erstmalige sedimentologische und mikrofazielle Untersuchungen der anisich-ladinischen Kalke (Partnachkalke, Kalklinsen im Ramsaudolomit) sowie der karnischen Raibler Schichten wird die paläogeographische Situation neu beleuchtet. Wo es die Aufschlüsse erlauben, wurden zusammenhängende sedimentologische Profile aufgenommen und mittels Conodonten stratigraphisch korreliert.

Zwei geologisch-tektonische Übersichtsprofile erläutern abschließend die allgemeine geologische Situation des Grenzbereichs Nördliche Grauwackenzone - Nördliche Kalkalpen:

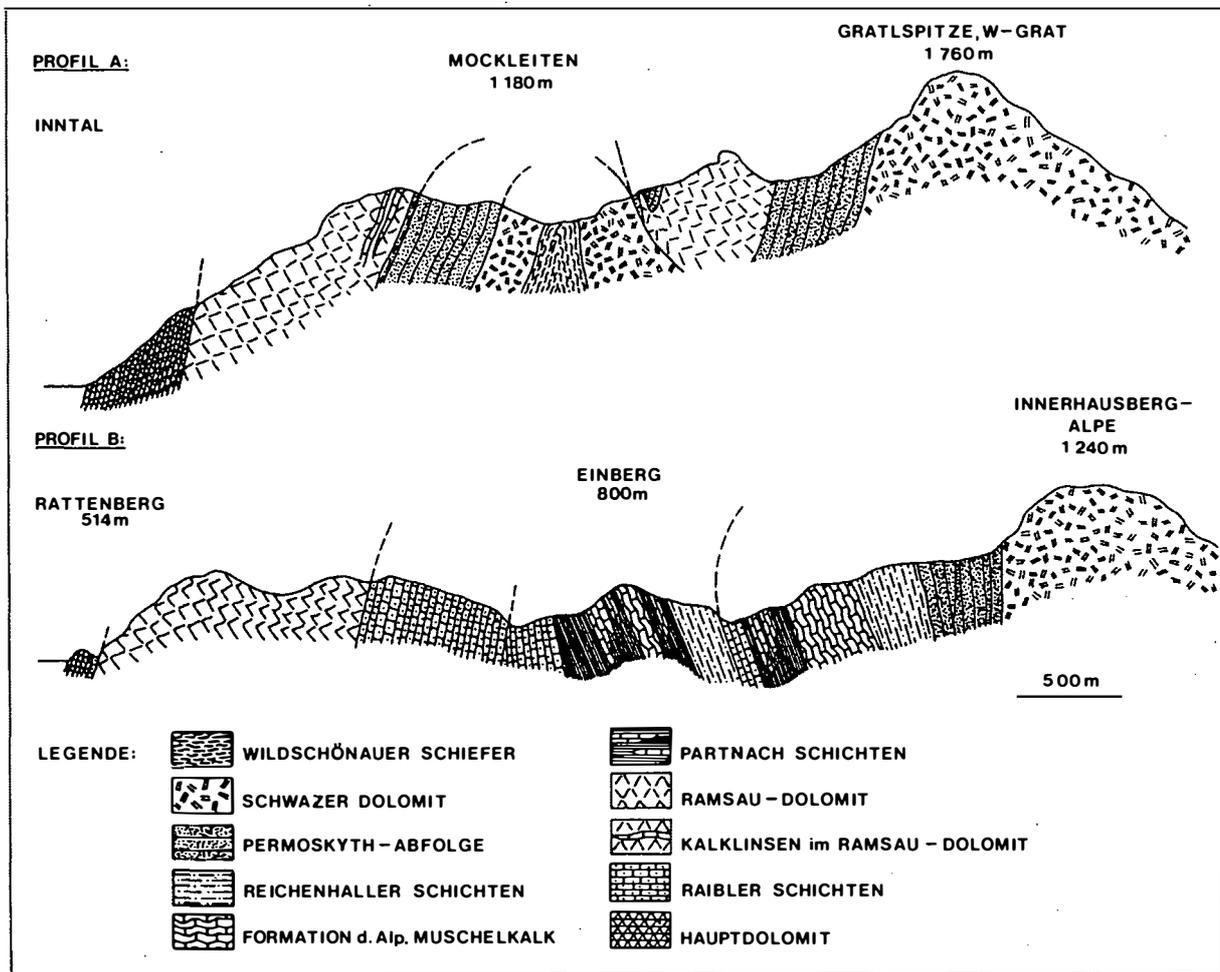


Abb. 3:
Geologische Übersichtsprofile südöstlich Brixlegg (genaue Lage siehe Abb. 1)

Profil A: Inntal - Mockleiten - Gratlspitze-Westgrat.

Die Grauwackenzone, durch den Schwarzer Dolomit repräsentiert, geht über ca. 20 m mächtiges Basalkonglomerat in den Unteren Buntsandstein über. Die Grenze zum nördlich auflagernden Ramsaudolomit wird durch eine scharfe, E-W-streichende Störung markiert. Diese Ramsaudolomit-Scholle (Kalkofenwand) lagert ihrerseits wieder dem südlichen Flügel des "Maukengewölbes" (aus Schwarzer Dolomit bestehend) auf. Eine karnisch-norische Serie (Raibler Kalke und Tonschiefer, Hauptdolomit) lagert dem Ramsaudolomit-Komplex als Mulde auf.

Im Kern des "Maukengewölbes" treten nordöstlich von Schwarzenberg Wildschönauer Schiefer zu Tage, der nördliche Flügel des Gewölbes wird wieder von Schwarzer Dolomit aufgebaut. Der Kontakt zum überlagernden Buntsandstein ist ein rein tektonischer, Basalkonglomerat und ein Teil des folgenden Tonschieferhorizonts sind an einer durchgreifenden Störung abgeschert. Auch die Grenze "Permoskyth-Abfolge" - Anis/Ladin (nördlicher Ramsaudolomit) ist durch eine markante Störungslinie gekennzeichnet.

Der nördliche Ramsaudolomit zug begleitet das Inntal im Süden von Brixlegg bis über Mauken hinaus und streicht nach Osten in die Kundler Gegend weiter. Eine mächtige Scholle norischen Hauptdolomits ist dem Ramsaudolomit-Zug im Norden aufgelagert (beginnend mit dem Wasserfallgraben südlich von Radfeld und bis Mauken im Osten reichend). Eine geringmächtige Abfolge karnischer Sedimente (Raibler Kalke, Sandsteine, Tonschiefer) bildet lokal den sedimentären Übergang zwischen den ladinischen Dolomiten und dem norischen Hauptdolomit; verschiedentlich sind die Raibler Schichten tektonisch ausgequetscht, Ramsaudolomit stößt dann direkt an Hauptdolomit.

Profil B: Rattenberg–Einberg– Innerhausbergalpe.

Die geologische Situation im Süden (Bereich der Innerhausbergalpe) ist ident jener aus Profil A. Auf mächtigen Schwazer Dolomit folgt im Norden die "Permoskyth–Abfolge"; diese steht jedoch hier mit der nördlich anstehenden Trias in sedimentärem Kontakt, es folgt ein durchgehendes Profil Reichenhaller Schichten - Kalke und Dolomite der Formation des Alpenen Muschelkalkes - Partnachschichten, und als höchstes Schichtpaket noch die Raibler Schichten. Durch die Silberberggrabenstörung wird diese Abfolge von der nördlich des Silberberggrabens liegenden Trias getrennt. Dieser Einberger Komplex setzt mit Reichenhaller Schichten ein, es folgen Partnachtonschiefer mit eingeschalteten Kalklinsen, Dolomit der Muschelkalkformation (tektonisch eingeschuppt) sowie Raibler Tonschiefer. Im Zimmermoosgraben sind die Raibler Schichten gut aufgeschlossen, ihr mächtiges Schichtpaket stößt an scharfer Störung an den nördlichen Ramsaudolomit zug (Rattenberger Stadtberg - Mauken). Der Rattenberger Schloßberg wird, vom Ramsaudolomit-Zug durch Raibler Tonschiefer getrennt, aus Hauptdolomit aufgebaut.

2. STRATIGRAPHIE

2.1. Reichenhaller Schichten

Aus den permoskythischen Ablagerungen entwickelt sich allmählich der Reichenhaller Schichtkomplex. Diese Entwicklung einer ersten Karbonatfällung im Flachwasserbereich wird gebietsweise durch eine immer wieder auftretende silikatische Detritusschüttung unterbrochen (siehe Abb. 2); der Übergang zur Rei-

chenhaller Fazies kann jedoch auch relativ abrupt vor sich gehen, wie die Profile im westlichen Teil des Arbeitsgebietes und die Abfolgen in der Sommerau zeigen.

Lithologie der obersten Werfener Schichten: an den Rekurrenzen mit den ersten kalkreichen Rauhwacken der Reichenhaller Schichten sind helle, schmutzigweiße und rosa Quarzite sowie bunte Tonschiefer beteiligt. Für die Tonschiefer wurde röntgendiffraktometrisch folgender Mineralbestand ermittelt (Oberer Maukengraben, Seehöhe 1.380 m): Quarz, Muskowit, Plagioklas, Orthoklas, Chlorit und Hämatit.

Die Reichenhaller Schichten zeigen im Arbeitsgebiet teils starke lithologische Unterschiede, deshalb erfolgt eine Unterteilung in

a) Kalke und Kalksandsteine (einschließlich feiner Breccien) und

b) Breccien, Dolomite und Rauhwacken auch vornehmlich aus lithologischen Gründen. Es herrschen jedoch (in von PIRKL getrennten Faziesräumen) durchaus Übergänge und verschiedentlich Einlagerungen lithologisch verschiedener Typen in der gleichen Einheit (PIRKLs) vor. Weiters muß eine tektonische Reduzierung eines Schichtpaketes nicht gleichbedeutend sein mit einer anderen faziellen Ausbildung, wie dies von PIRKL für die "ockrig anwitternden Kalke (einschließlich Breccien und des Dolomits mit dünnen Eisenockerlagen)" postuliert wurde. Diese Sedimente treten wohl überwiegend als Basisgesteine des Ramsaudolomits auf, sind jedoch auch am Aufbau des Hohenbrunner Hauskogels und des Geyer beteiligt. In beiden Vorkommen treten auch Breccien auf, am Geyer neben Dolomiten sogar überwiegend, welche den "Breccien der Reichenhaller Schichten" nach PIRKL zugeordnet werden müßten.

Nordöstlich des Kitzloches (südlich von Mauken) ersetzen Reiflinger Kalke lokal die feingeschichteten Reichenhaller Kalke, teils treten hier beide Gesteine, geschichtete Kalke der Reichenhaller Schichten und Reiflinger Kalke nebeneinander auf.

Ein durchgehendes Profil der Reichenhaller Schichten, wie es SCHENK (1967) aus dem östlichen Karwendel beschreibt, ist im Gebiet der Schwazer Trias östlich des Zillertales nirgends anzutreffen. Auch eine charakteristische Abfolge, welche die Hangengrenze der Reichenhaller Schichten eindeutig definieren würde (MILLER, 1962: "eine bis zu einem Meter mächtige Breccienlage"; diese Breccienlage hat je-

doch nach SARNTHEIN, 1965, nur lokale Gültigkeit, was auch von HEISSEL, 1977, bestätigt werden konnte), ist im Arbeitsgebiet nicht vorhanden.

Die Mächtigkeiten der einzelnen Vorkommen schwanken stark; die geschichteten Kalke erreichen (als Basisgesteine des Ramsaudolomits) in der Maukenklamm 20-30 m Mächtigkeit, am Hohenbrunner Hauskogel (Ostseite) 50 m, am Geyer (einschließlich der Breccien und Dolomite) bis zu 200 m, wahrscheinlich tektonisch bedingt. Die Breccien der Reichenhaller Schichten erreichen ihre größte Mächtigkeit im Alpbacher Achenal und am Scheffachberg mit bis über 100 m.

Kalke und Kalksandsteine

Hierzu werden die feingeschichteten Kalke, welche den nördlichen Ramsaudolomit (Brixlegg - Hof - Mauken) an dessen Basis begleiten, gezählt. Weiters finden sich als Basalbildungen des Ramsaudolomits noch feine Breccien (Hochzeil) und lokal Kalksandsteine (Mauken, Silberbergalm).

Am weitesten verbreitet sind feinstgeschichtete, oft auch gefältelte Kalke, welche tektonisch stark ausgedünnt sind und so meist nur geringmächtig erhalten sind. Frisch gebrochen, zeigt das Handstück eine dunkelgraue bis schwarze Farbe, das Gestein wittert jedoch schnell hellbraun bis ockrig an.

U.d.M. zeigt sich als Matrix ein feiner Kalkschlamm (vielfach rekristallisiert), in welchem Quarzkörnchen (gerade Auslöschung) und Hellglimmerschuppen schwimmen. Fossilien sind nicht zu beobachten. Vereinzelt sind schöne, umkristallisierte Gipskristalle im Dünnschliff zu erkennen, feinste Pyritaggregate sind häufig. Die Schichtflächen sind reich an toniger Substanz.

Am Hohenbrunner Hauskogel alternieren feinstlaminierter mit gröber geschichteten Partien in Zentimeterlagen.

Feinbreccien zeigen schon eine Ähnlichkeit zu den mächtigen Breccien von Scheffachberg. Sie wittern ebenfalls ockrig bis hellrötlich-braun an, die Bankungsdichte erreicht bis 1 dm. Als Matrix tritt feiner Kalkschlamm auf, die Komponenten erreichen eine Größe bis zu maximal 3 mm; es finden sich mikritische Kalke, grobkristalline Kalke und Kalksandsteine. Idiomorphe Pyrite sind häufig und im Gestein regelmäßig

verteilt. Größere Klüfte sind von grobspätigem Karbonat verheilt. Gegen die Oberfläche hin ist das Gestein durch Komponentenverwitterung lokal sehr porenreich, die Hohlräume erreichen bis zu 1 cm Durchmesser. Kalksandsteine treten untergeordnet auf, ein mächtigerer Zug streicht westlich der Silberbergalm am Südfuß des Silberberges in E-W-Richtung. Diese Kalksandsteine zeigen Feinschichtung und meist helle (hellgelb bis hellst-braun) Farbe. Sie bestehen aus feinsten Karbonatkörnchen (arenitische Matrix), einzelne Quarzfragmente und sulfidisches Eisen sind eingeschwemmt. In frischem Zustand sind die Kalksandsteine hart und kompakt, verwittern jedoch an der Oberfläche schnell bröselig.

Breccien, Dolomite und "Rauhwacken"

Breccien der Reichenhaller Schichten stehen im Arbeitsgebiet zum größten Teil im Bereich des Scheffachberges, am Geyer und im Alpbacher Achenal an, hier hat die Alpbacher Ache eine tiefe Schlucht in die untertriadischen und permoskythischen Schichten gefressen.

Die Breccien vom Westabhang des Geyer zeigen eine Grundmasse aus Kalkschlamm, welcher die einzelnen Komponenten (Quarzkörner, Tonschieferbruchstücke, mürbe Kalksandsteine, bis zu 1.5 cm lange Dolomitbruchstücke, Fahlerzbutzen) kompakt verkittet.

Die Breccien weisen eine Bankung von mehreren Dezimetern auf. Oberflächlich ist eine völlige Umsetzung der mürben Kalksandsteine (als Komponenten der Breccie) in Limonit zu beobachten, so daß kleinere Bereiche oft ganz aus Limonit bestehen. An Kalksandsteinbruchstücken im Verwitterungsbereich ist eine randliche Limonitisierung zu erkennen, welche in Oberflächennähe eine Limonitrinde zur Folge hat. Kleine Hohlräume sind durch ausgewitterte Komponenten bedingt. Malachitanflüge (vereinzelt auch Azurit) sind im Bereich des Geyer keine Seltenheit. Rauhwacken s.s. sind im Arbeitsgebiet selten. Teils sind sie an den Rekurrenzen mit der Permoskyth-Abfolge beteiligt, teils sind Breccien und zellige Dolomite schon einer tiefgreifenden Verwitterung unterworfen worden, so daß hier der Terminus "Rauhwacke" angebracht erscheint. Rein lithologisch entsprechen diese Gesteine den oben behandelten Breccien. Die Rauhwacken des oberen Maukengrabens zeichnen sich nur durch eine viel höhere Quarzführung ±

Auftreten accessorischer Minerale (Chlorit, Turmalin, Hellglimmer) aus. Die Quarzdetritusführung nimmt gegen das Hangende hin ab. Die hellbraunen Breccien und Dolomite des Einberger Gebietes führen sehr viel Limonit, das Gestein ist reich an schaligen Limonitkonkretionen und synsedimentären Limonitlinsen, welche eine Mächtigkeit bis zu einem halben Meter erreichen können. Im Einberger Stollen wurden diese Limonitlinsen früher abgebaut.

2.2. Formation des Alpinen Muschelkalkes

Der Sammelbegriff "Formation des Alpinen Muschelkalkes" wird für jene Gesteine, welche die stratigraphische Position zwischen den Reichenhaller Schichten (im Liegenden) und den Partnachschiefern bzw. dem Ramsaudolomit im Hangenden einnehmen, verwendet.

Als Liegendgrenze des Alpinen Muschelkalkes wurde von SARNTHEIN, 1965 (im Karwendel), die hangende Breccienlage der Reichenhaller Schichten definiert, welche jedoch, wie bereits erwähnt, nur lokale Gültigkeit hat. Im Brixlegger Gebiet trifft diese Grenzziehung nur bedingt zu, da die hangenden Partien der Reichenhaller Schichten hier gleichförmig brecciös ausgebildet sind und keine Untergliederung in Kalke, Dolomite und eine hangende Breccienlage vorliegt. Es wird daher mit Einsetzen einer ersten Wurstelkalkabfolge die Grenze zu den liegenden Reichenhaller Schichten gezogen. Die Hangendgrenze des Muschelkalkkomplexes ist aufgrund der darüber folgenden Partnachschiefern (mit ebenfalls filamentführenden, teils knolligen Kalken) und dem Wettersteinkalk (weiter im Westen) nicht so einfach gegeben. Nach BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) wird die Grenze durch eine deutliche Faziesausprägung gezogen: die Partnachschiefern setzen bei Überwiegen der Mergelsedimentation ein, die im Partnachprofil eingeschalteten Kalke werden daher als Partnachkalke ausgeschieden. Die Grenze zum Wettersteinkalk wird durch Einsetzen biogen-bioklastreicher Lagen arenitisch-ruditischer Größe, welche eindeutige Riffbildner enthalten, gezogen.

Am Scheffachberg ist nun eine nach Norden überkippte stratigraphische Abfolge gegeben, welche von den Reichenhaller Breccien über dolomitisierte Bankkalke, Virgloriakalk und Reiflinger Kalke bis zu den Partnachschiefern hinaufreicht. Das tiefste Schichtglied der Formation, der Virgloria ("Wurstel")-Kalk, tritt nur geringmächtig auf, während

die Bankkalke (zum größten Teil dolomitisiert) als auch die Reiflinger Kalke mächtig vertreten sind.

Die normale stratigraphische Abfolge ist jedoch tektonisch teils stark gestört (Brunnerberg, Stein, Leitertock bei Mauken), so daß nur im Gebiet der Scheffachalm (Ramsberg bis gegen Hohenegg) ein einigermaßen zusammenhängendes Profil vorgefunden werden kann. Auch hier sorgen Zerlegungen in einzelne Schollen und Störungen (Silberberggrabenstörung) für komplizierte tektonische Verhältnisse, Teilprofile erlauben jedoch einen Einblick in die einisch-ladinischen Verhältnisse.

Virgloriakalk

Der Virgloriakalk tritt im Arbeitsgebiet nur untergeordnet nördlich des Ramsberges auf. Es ist jedoch durchaus möglich, daß auch noch Teile des mächtigen Dolomituges, welcher nördlich an diesen schmalen Wurstelkalkzug anschließt, hierher zu stellen sind. Diese Dolomite weisen keine Reliktgefüge oder u.d.M. zu definierenden Merkmale des Virgloriakalkes auf, es besteht jedoch eine Vergleichsmöglichkeit, da dem Wurstelkalk verschiedentlich mächtigere Dolomitbänke eingelagert sind, welche dem nördlich anschließenden Dolomit gleichen.

Der Wurstelkalk selbst erreicht eine Bankung von mehreren cm bis zu maximal 2 dm, wittert grau mit einem Stich ins Braune an und zeigt im frischen Bruch mittelgraue Farbe.

Mikrofazies: Es handelt sich um einen überwiegend mikritischen Kalk, welcher als Komponenten Foraminiferen, Crinoidenbruchstücke sowie pellets enthält. Weiters sind Pseudomorphosen von Calcit nach Baryt (Coelestin) des öfteren zu erkennen. Den Mikriten sind teils arenitische Bänke zwischengeschaltet; reichliche Bioturbation ist charakteristisch ("Wurstel" entstehen durch Schlammwühlertätigkeit, Sedimentverwühlung). Diese Faktoren sprechen für eine Bildung dieser Serie im Flachwasserbereich.

Dolomite (z.T. dolomitisierte Steinalmkalke)

Über den Wurstelkalken folgt ein mächtiger Dolomitkomplex (bis 150 m), welcher einige Kalkbänke enthält. Diese massigen Kalke führen pellets, Foraminiferen und Crinoidenbruchstücke, auch einige Ooide sind zu beobachten, außerdem ist bereichsweise eine Lamination vorhanden. Auch hier

haben wir Flachwassersedimente vor uns, durch das Vorkommen in der mächtigen Dolomiterie ist eine genaue Alterseinstufung nur insofern möglich, als diese Kalke und Dolomite stratigraphisch zwischen den Wurstelkalken im Liegenden und den Reiflinger Kalken im Hangenden zu liegen kommen. Die Annahme liegt nahe, daß Teile des oberen Virgloriakalkes sowie des Steinalmkalkes dolomitisiert wurden; Kieselgehalte in den Dolomiten sind nicht gefunden worden.

Reiflinger Kalk

Für den westlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen führten BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) den Terminus "Reiflinger Kalk" für die "Obere Gesteinsserie" des Alpinen Muschelkalkes wieder ein und unterteilten diese Einheit in Reiflinger Knollenkalke sowie Reiflinger Bankkalke. Diese Einteilung wird auch hier verwendet.

Hauptvertreter der Reiflinger Kalke im Brixlegger Bereich sind die Knollenkalke, während Bankkalke sensu BECHSTÄDT & MOSTLER nur untergeordnet anzutreffen sind (z.B. mächtigere, hornsteinarme Kalkbänke nördlich des Steinbruches Scheffachalm).

Die Knollenkalke sind von mittelgrauer, im Anwitterungsbereich auch von hellbräunlicher Farbe. Im frischen Bruch zeigen sie hell- bis mittelgraue Farbtöne. Ihre Schichtmächtigkeit liegt im Dezimeterbereich, 50-cm-Bankungen werden nicht überschritten, während die kompakten Bankkalke Meter-Bankmächtigkeit und darüber erreichen können. Die Schichtoberflächen der Knollenkalke sind wellig, knollig, mit Tonbelägen überzogen, öfters sind auch (überwiegend mittelgraue) Tonmergellagen zwischengeschaltet. Die Knollen werden durch Hornsteinknauern, aber auch durch eine Knollenbildung im Kalk selbst, hervorgerufen. Die Kieselknollen sind dabei an den Schichtflächen oft sehr zahlreich und zu einem zusammenhängenden Netz angereichert.

Weiters sind Tuff- und Tuffitzwischenlagen für die Knollenkalke charakteristisch, die mächtigste "Pietra verde"-Lage wurde im Steinbruch Scheffachalm mit ca. 0.75 m angetroffen. Der Mineralbestand der teils körnig, teils schiefrig auftretenden hellgrünen Vulkanite wurde röntgendiffraktometrisch bestimmt: Quarz, Biotit, Hellglimmer, Plagioklas, Calcit, Chlorit; Epidot konnte nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden; somit liegen hier "trachyandesitische" Tuffite mit Mergelzwischenlagen vor.

Mikrofazies: Bei den Reiflinger Knollenkalken handelt es sich um überwiegend lutitische Kalke, welche als Komponenten reichlich Filamente, Radiolarien, pellets (seltener auch fecal pellets) und sehr selten Crinoidenstielglieder enthalten. Im Dünnschliff ist deutlich eine verschieden dichte Packung des Sediments zu beobachten, welche auf Bioturbation zurückzuführen ist. Diese Durchwühlungen sind häufig über das ganze Schliffbild verteilt, eine "ungestörte" Matrix über größere Bereiche hinweg ist nicht vorhanden. Zu unterscheiden sind lediglich relativ reine Lutite mit geringer Komponentenführung, sowie Kalke, welche überwiegend aus umkristallisierten Radiolarien, pellets und Filamenten bestehen, hier nimmt die lutitische Grundmasse nur einen sehr geringen Volumensprozentsatz ein. Die Filamente schwimmen gleichmäßig verteilt in der Matrix, können aber auch lagenweise angereichert sein oder wolkenartig zusammengeschwemmt vorkommen. "Umbrella structures" sind häufig zu beobachten. Radiolarien sind in allen Proben anzutreffen, Anreicherungen fallen bereichsweise auf. Sie zeigen keinen kieseligen Aufbau mehr; großteils sind die Radiolarien verkalkt. Im Zug westlich von Leitn (nördlich Einberg) ist der Kalk äußerst komponentenreich, er besteht überwiegend aus pellets, fecal pellets, zahlreichen Filamenten und Radiolarien, welche zusammen mit einigen umkristallisierten Crinoidenstielgliedern den geringsten Anteil bilden.

Schon im Handstück fallen die teils mehrere cm bis zu einige dm langen und bis zu mehrere cm dicken Hornsteinknollen auf. Sie sind meist an den Schichtflächen angereichert, durchziehen jedoch auch die Bänke selbst und sind zum größten Teil für die Knolligkeit der Kalke verantwortlich. Daneben treten aber auch, wenn auch mit weit geringerer Verbreitung, Kalkknollen auf. Da, wie schon erwähnt, den Knollenkalken mehrere Vulkanitlagen zwischengeschaltet sind, ist eine Herkunft der Kieselsäure aus diesen Pyroklastika wahrscheinlich. SARNTHEIN (1965) nimmt noch zusätzlich an, daß die Kieselknauern als "Subsolutionsreste" kieselensäurereicher Kalke anzusehen sind; dies hätte eine Weglösung kieselensäureärmerer Kalkbänke sowie Anreicherung der Kieselsäure in anderen, benachbarten Kalkbänken bedeutet. Wie BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) bemerken, muß auch der ehemalige Kieselgehalt der umkristallisierten Radiolarien als Kieselsäurelieferant in Betracht gezogen werden. Die in den Knollenbänken westlich Leitn und auch um die Scheffachalm enthaltenen Radiolarien lassen zwar diese Möglichkeit durchaus offen, eine alleinige Herkunft aus dem Kieselsäureangebot

der Radiolarien kann aber für dieses Gebiet mit Sicherheit ausgeschlossen werden, da die Häufigkeit der jetzt als Calcit vorliegenden Radiolarien viel zu gering erscheint.

Das Erscheinungsbild der Kieselknauern ist nicht durchwegs das gleiche, es stehen daher für ihre Genese mehrere Möglichkeiten zur Debatte. Es treten einerseits isolierte, scharf begrenzte Knollen auf, welche frei in der lutitischen Matrix schwimmen. Andererseits sind Knauern beobachtbar, welche in Flaserichtung eingeregelt sind und von einem knolligen, flaserigen Kalk eingebettet werden. Diese Knollen sind also sicherlich älter als die Flaserung. Schließlich finden sich Kieselknollen, welche keine deutlichen Umrisse mehr zeigen, Reste des ehemaligen Sediments (+ Radiolarien und Filamente) führen und "wolkig" in die umgebenden Kalke hineingreifen. Als Ursache für die Entstehung der Flaser-Knollenkalke werden somit Sedimentinhomogenitäten angesehen, welche durch Bioturbation, unterschiedliche Tonanteile, organische Substanzen und Hornsteinknollen bedingt sein können. Außerdem liegt eine deutliche Bindung der Knollenkalke an den Pietra-verde-Vulkanismus vor. Im Raum Brixlegg dürfte der überwiegende Anteil der Kieselsäure durch diesen Vulkanismus angeliefert worden sein. Auch ist eine deutliche Anreicherung der Hornsteinflaser gegen Schichtgrenzen hin zu beobachten, welche von Vulkanitlagen überdeckt werden.

2.3. Partnachschiechten

Die Partnachschiechten stellen die (mergelige) Bekenfazies des Ladin (teils bis ins Karn reichend) dar. Die Liegendgrenze wird durch die obersten Teile der Reiflinger Kalke, mit welchen noch eine kurzzeitige Wechsellagerung möglich ist, gebildet, gegen das Hangende hin ist eine Verzahnung mit dem mächtigen Ramsaudolomitkomplex augenscheinlich.

Die Partnachschiechten setzen sich im Arbeitsgebiet überwiegend aus Tonschiefern und Mergeln zusammen, welchen geringmächtige Kalkzüge und -linsen eingelagert sind. Mächtigere Karbonatabfolgen, wie sie von DONOFRIO, HEISSEL & MOSTLER (1980) von der Torscharte im Karwendel beschrieben wurden (z.T. Einheit 1, Einheiten 3 und 5); sind in der Schwazer Trias bei Brixlegg nicht aufgeschlossen. Zur Klärung der paläogeographischen Verhältnisse ist im Arbeitsgebiet der jeweils im Hangenden auftretende Schichtkomplex zu beachten. Im Bereich des Silberberggrabens sowie im Ge-

biet gleich südlich des Zimmermooshauptgrabens (etwa ab Hasla bis westlich von Hohenbrunn) folgt auf die Partnachschiechten die Serie der Raibler Schichten, während im nördlichen Ramsaudolomitzug (Rattenberger Stadtberg - Hof - Mauken) nur mehr Kalklinsen vorhanden sind, welche den Partnackalken ähneln und auf eine Verzahnung von Riff und Becken schließen lassen (siehe Kapitel 3.).

Schiefertone und Mergel

Dunkelbraune bis schwarze Schiefertone und Mergel nehmen innerhalb der Partnachschiechten den überwiegenden Anteil ein. Die Pelite sind im frischen Bruch schwarz, wittern jedoch (durch fein verteilten Pyrit) schnell hellbraun an, mergelige Partien können oberflächlich auch ganz ausbleichen. Durch ihre leichte Verwitterbarkeit (die geschichteten Schiefertone zerfallen blättrig, griffelig) bilden sie sanfte Geländeformen, sind aber auch Ursache für Hangrutsche. Die eingelagerten Kalkzüge treten als Härtinge deutlich hervor. Röntgendiffraktometrisch konnte folgender Mineralbestand ermittelt werden: Quarz-Muskowit-Illit-Chlorit-Plagioklas-Pyrit. Calcit tritt nur in Mergeln auf.

Kalke

Als Partnackalke werden nur jene Kalke bezeichnet, welche innerhalb der mergeligen Partnackfazies auftreten, da die Ähnlichkeit (im Gelände wie auch mikrofaziell) zu den hangendsten Bänken der Reiflinger Kalke sehr groß ist. Allerdings ist der Hornsteingehalt ein geringerer als bei den Reiflinger Knollenkalcken.

Die Kalke sind im frischen Bruch überwiegend dunkelgrau, wittern hell bis bräunlichgrau an und sind gut gebankt (dm- bis m-Bankung). Die Schichtflächen sind meist uneben und leicht wulstig bis knollig ausgebildet, Tongallen und auch dünnere Schiefertonzwischenlagen sind häufig. Die Mächtigkeit der Kalklinsen überschreitet selten 25 m, am Brunnerberg steht eine isolierte Scholle an, welche ca. 35 m mächtig ist. Mikrofaziell lassen sich die Partnackalke folgendermaßen aufgliedern:

a) Reine Filamentkalke: ein lutitischer Kalk führt überwiegend Filamente (lokal deutliche Filamentanreicherungen möglich), vereinzelt sind Radiolarien zu beobachten. Partienweise herrschen höhere Bitumengehalte vor. Bei diesen Kalken handelt es sich um autochthone Sedimente ohne Beeinflussung von Riff oder Flachwasser.

b) Radiolarienführende Filamentkalk: neben Filamenten treten hier sehr häufig Radiolarien auf, weiters recht oft Echinodermatenbruchstücke. Bioturbation ist verbreitet, wodurch authochthones Sediment mit allochthonem vermischt wurde. Diese Kalk stellen eine typische Beckenfazies dar.

c) Mergelige Kalk: meist einheitliche, deutlich mergelige, siltische Kalk. Vereinzelt Radiolarienreste. Ein schwach mergeliger Kalk (nördl. von Einberg) führt als Komponenten Intraklaste eines filamentreichen, radiolarienführenden lutitischen Kalkes.

d) Mikrodolosparite: einzelne Vorkommen zeigen fortgeschrittene Umkristallisation. Ein Schliff eines Dolosparits (Silberberggraben, Seehöhe 740 m) führt Ostracoden, Echinodermatenrelikte (Einkristalle) und Filamente. Idiomorphe Pyrite in der Grundmasse sind häufig. Verschiedentlich sind Filamentkalk mit dolosparitischen Zwischenlagen zu finden.

e) Knollenkalk ± Hornsteinknuern: diese Kalk sind den Reiflinger Knollenkalken sehr ähnlich; die Hornsteinverteilung ist unregelmäßig, der Filamentanteil ein höherer als bei den Reiflinger Kalken.

Schichtabfolgen (Abb. 4)

Einberg:

- 1: 3 m schwarze, blättrig zerfallende Schiefertone
- 2: 2 m gebankter Knollenkalk (Bankmächtigkeit im dm-Bereich schwankend), Filamentführung
- 3: 7.5 m schwarze Schiefertone, gegen die hangende Kalkbank mergelig (zunehmende Karbonatführung)
- 4: 6 m mittelgrauer Filamentkalk, Bankungsmächtigkeit bis zu 3 dm, Radiolarienführung
- 5: 6 m schwarze Schiefertone, blättrig zerfallend, mit einigen, mehrere cm mächtigen Mergelzwischenlagen
- 6: 3.5 m gebankter Filamentkalk
- 7: 7.5 m schwarze, blättrige Schiefertone
- 8: 7 m im dm-Bereich gebankter Filamentkalk, liegende Bänke reich an Hornsteinknuern, Radiolarienführung
- 9: ca. 17 m mächtige Schiefertonserie mit hell anwitternden Mergelzwischenlagen
- 10: 5 m grob gebankter (mehrere dm Bankmächtigkeit) Filamentkalk
2.5 m Knollenkalk
- 11: ca. 5 m grob gebankter Filamentkalk
bräunlich-schwarze Schiefertone, Hangengrenze nicht abgeschlossen

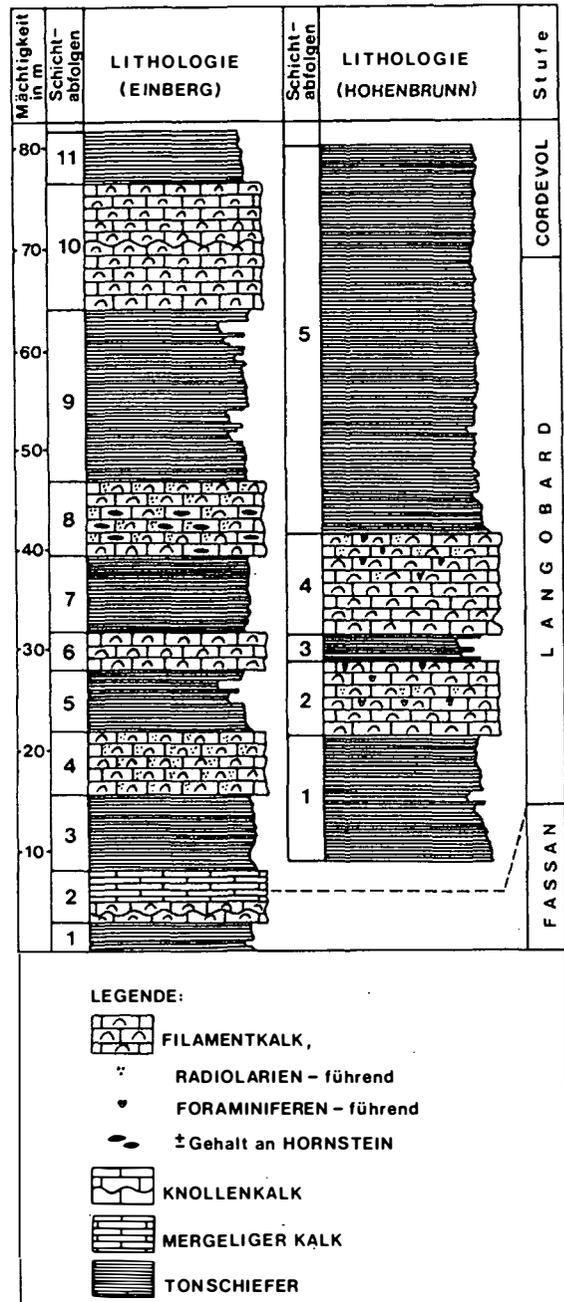


Abb. 4:
Sedimentologische Profile der Partnachschichten
a) nördlich von Einberg
b) westlich von Hohenbrunn

Hohenbrunn:

- 1: ca. 15 m braun-schwarze Schiefertone, blättrig zerfallend, mit Mergelanteil
- 2: 2 m grob gebankter Filamentkalk
- 3: 3 m schwarze, blättrige Schiefertone mit

griffelig zerfallenden Mergellagen, welche einen hohen Pyritgehalt aufweisen

- 4: 5 m Filamentkalk, reich an Radiolarien; Foraminiferenführung
- 5: mächtiger (ca. 60 m) Schiefertonekomplex (schwarze Schiefertone, im Liegenden mehrere braune Mergellagen)

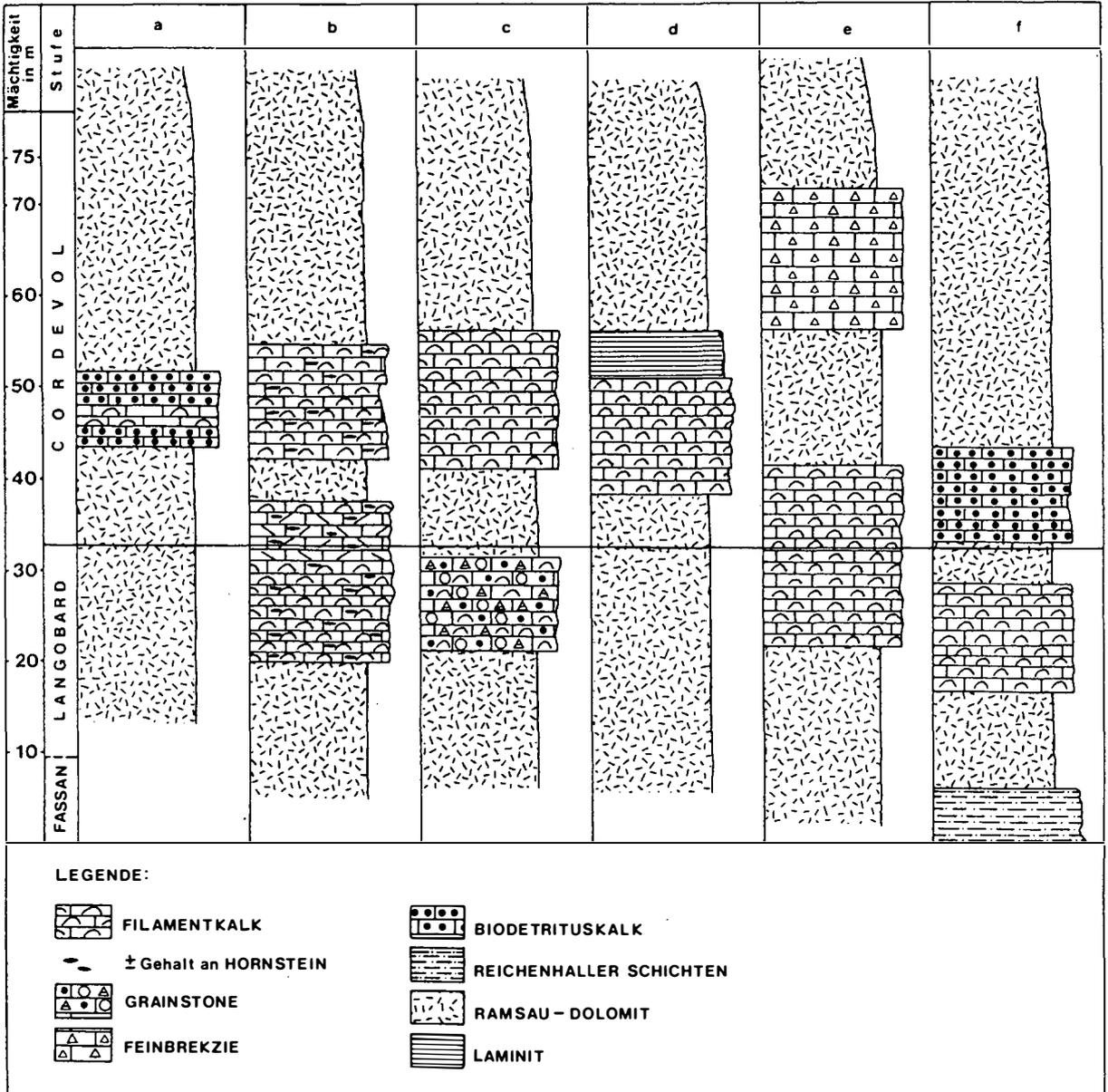


Abb. 5:

Sedimentologische Profile veranschaulichen die Position der Kalklinsen im Ramsaudolomit und ihre stratigraphische Stellung; Profile Hof a-f; Lage der Profile siehe Abb. 5 a

2.4. Ramsaudolomit

Der Ramsaudolomit stellt im Arbeitsgebiet das flächenmäßig am weitesten verbreitete Schichtglied dar. Im Gelände lassen sich zwei Komplexe, ein unterer, meist dunklerer, verschiedentlich gebankter, von einem oberen, helleren, massigen Dolomit unterscheiden, wobei der Übergang kontinuierlich sein kann.

Dem gesamten nördlichen Ramsaudolomit sind, in Ost-West-Richtung streichend, eine Reihe geringmächtiger Kalkzüge und -linsen eingelagert (siehe hierzu 2.4.1.).

Der massive, nur im unteren Abschnitt stellenweise gebankte Ramsaudolomit weist noch alle Merkmale einer einstigen Riffbildung auf. Im nördlichen Dolomitzug (Rattenberg - Hof - Mauken) konnten an mehreren Punkten gegliederte und ungegliederte Sphinctozoen gefunden werden. Diese Kalkschwämme weisen auf den zentralen Riffbereich hin. Großoolithe sind sehr häufig zu finden. Manche Hohlräume sind von feinem, eisenhaltigem Karbonatsand erfüllt, vielfach auch sparitisch auszementiert. Sowohl in der unteren als auch in der oberen Abteilung des Ramsaudolomits treten Lagen mit Feinschichtung auf; in einem solchen Laminit nördlich von Hof konnten Foraminiferen (cf. *Glomospira*) nachgewiesen werden. Südöstlich des Kitzloches (südlich Mauken, Seehöhe 740 m) ist dem Ramsaudolomit eine wenige Meter mächtige, ockrigbraune bis rötliche Linse eines feinkörnigen Kalkes eingelagert. Hierbei handelt es sich um aufgearbeitetes Material, welches als Internsediment in kleinen Wannsen sedimentiert wurde.

Vielfach ist der Ramsaudolomit in eine endogene Breccie aufgelöst, die Komponenten sind durch Calcit, Dolomit sowie feinste tonige Häutchen verkitet. Klüfte durchziehen den Dolomit in allen Richtungen, mylonitisierte Zonen weisen oft eine intensive Rotfärbung auf.

2.4.1. Kalklinsen Im Ramsaudolomit

Kalkeinlagerungen treten im Ramsaudolomit nur im nördlichen Zug Rattenberg - Hof - Mauken auf, sie streichen überwiegend in Ost-West-Richtung. Diese geringmächtigen Linsen (maximal bis 30 m mächtig) setzen knapp über den liegenden Partien des Ramsaudolomits ein und reichen nach

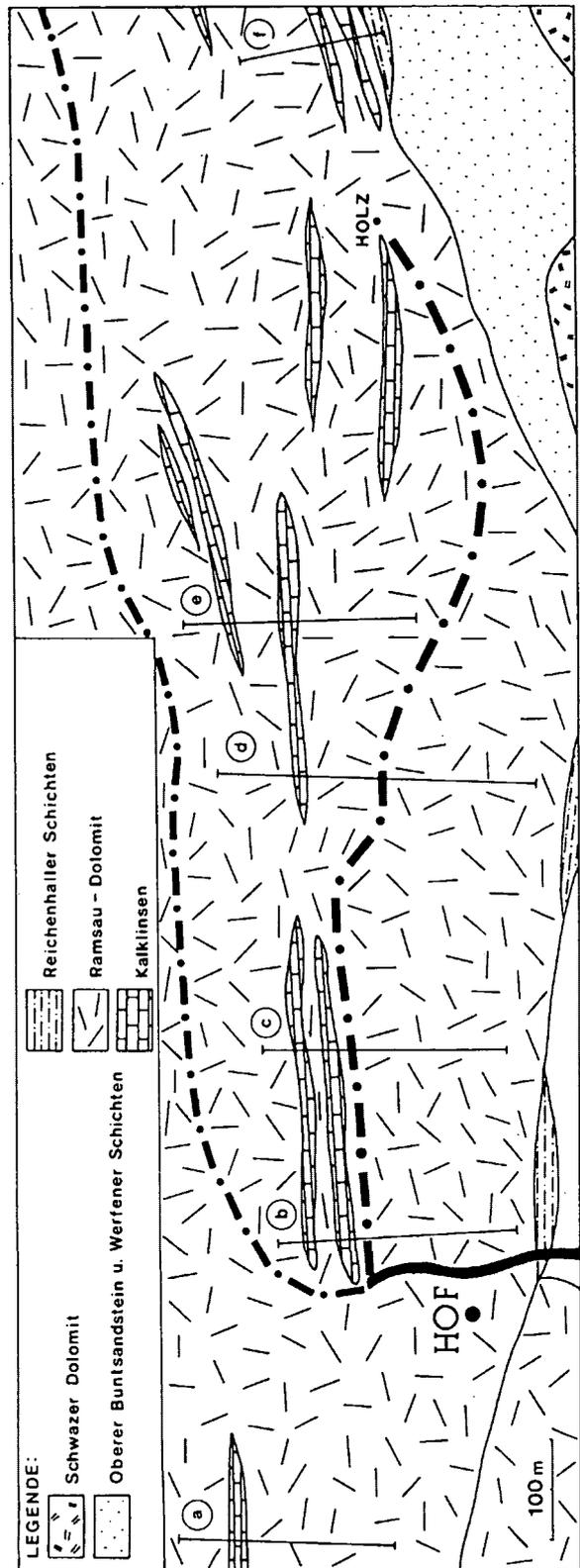


Abb. 5 a:

Geographische Lage der Profile aus Abb. 5 in der Umgebung von Hof (Zimmermoos), 3 km östlich von Brixlegg

Conodontenbefunden bis ins Cordevol hinauf. Die Kalke ähneln den Partnachkalken, es handelt sich um gebankte (bis zu mehreren dm Bankmächtigkeit), hell anwitternde, im frischen Bruch mittel- bis dunkelgraue Kalke. Bereichsweise ist Hornsteinführung zu beobachten. Bemerkenswert ist, daß nur ein kleiner Bereich einer Kalklinse (Profil Hof b) dolomitisiert ist, das Dolomitpflaster weist keine Relikte mehr auf, das Material wurde diagenetisch umgesetzt. Im Gegensatz zu diesen kompakten Kalkbänken wurde der umgebende Bereich des hohlraumreichen Riffkörpers vollständig dolomitisiert.

Auch mikrofaziell zeigen die Kalkeinlagerungen Parallelen zu den Partnachkalken, es lassen sich vier Typen unterscheiden, wobei bei weitem die Filamentkalke (ident mit den Partnachkalken) überwiegen:

- a) Filamentkalke: Kalke lutitischer Grundmasse führen Filamente, Pellets, seltener einige umkrustete Körner, Radiolarien, Echinodermatenbruchstücke. Teils kommt es zu starker Filamentanreicherung (Zusammenschwemmung), Bioturbation ist ebenfalls zu beobachten. Einige Schriffe zeigen eine schwache Umkristallisation.
- b) Biodetrituskalke: Dieser Kalk besteht überwiegend aus fein aufgearbeitetem Riffbiodetritus, Flachwasserformen. Die Ablagerung dürfte im tieferen Wasser vor sich gegangen sein. Einzelne Partien sind stark umkristallisiert.
- c) Grainstone: Hier liegt ein Flachwassersediment vor (subtidal sedimentiert - Lagunenfazies), welches Gastropoden, einfach umkrustete Körner und Echinodermaten enthält. Reiner Komponentenkalk aus dem Hinterriffschuttbereich.
- d) Feinbreccie: Die eckigen Komponenten bestehen aus Bruchstücken von Grainstones, lutitischen Kalken und grobspätigen Kalken. Die Grundmasse wird von Makrospat gebildet.

2.5. Raibler Schichten

Die Raibler Schichten sind im Arbeitsgebiet gut abgeschlossen und bilden die stratigraphisch höchste Abfolge (nur im geringmächtigen Zug südlich von Hohenbrunn/Zimmermoos und im Gebiet westlich der Maukenklamm folgt über den Raibler Schichten noch der norische Hauptdolomit). Es ist sowohl die untere als auch die obere Abteilung (JERZ, 1966; TOLL-

MANN, 1976) vertreten, die Raibler Schichten reichen über die höheren Raibler Serien (= 2 c) im Sinne von JERZ, 1966 (... "alle im Hangenden der fossilreichen Bänke folgenden Schichten") bis in den Hauptdolomit hinauf.

Die Gesamtmächtigkeit der Raibler Schichten anzugeben, ist wegen der meist komplizierten Tektonik nicht sicher möglich, im Zimmermoosgraben beträgt die Mächtigkeit ca. 200 m, im Larchgraben (südwestlich von Mauken) ca. 30 m.

Schiefertone und Mergel

Die Raibler Pelite können nach ihren Hauptbestandteilen sowie einer, vor allem in Übergängen zu Kalken bzw. Sandsteinen auftretenden, Karbonat- bzw. Detritusführung eingeteilt werden. Demnach sind Schiefertone, sandige Schiefertone, Schiefertone mit Sandsteinzwischenlagen sowie Mergel zu unterscheiden.

Reine Schiefertone haben dunkelgraue bis schwarze Farbe und führen Pyrit in unterschiedlicher Menge. Durch die Verwitterung von Pyrit entstandener Limonit ist fast immer vorhanden und gibt dem Gestein eine charakteristische Braunfärbung. Pflanzenreste (eingeschwemmt und anschließend inkoht) konnten im nördlichen Zimmermoosgraben auf Seehöhe 670 m gefunden werden. Das Gestein besteht aus wechselnden Mengen von Quarz und Feldspat (röntgendiffraktometrisch wurden Plagioklas und Orthoklas bestimmt), beide jedoch meist nur sehr gering am Aufbau beteiligt, weiters Glimmer (Biotit, Muskowit, Sericit), sowie den Tonmineralen, hauptsächlich der Illit- + Kaolinitgruppe. Mittels Röntgendiffraktometer wurden noch Chlorit und Goethit bestimmt. Der von PIRKL (1961; auch von JERZ, 1966, erwähnt) angeführte Hydrargillit ("radialstrahlige Kristallaggregate") konnte trotz genauer Suche am Forstweg oberhalb von Mauken nicht gefunden werden.

Sandige Schiefertone zeichnen sich durch einen deutlichen Detritusgehalt, überwiegend Quarz, meist auch etwas Glimmer, aus. Sie treten im Hangenden bzw. Liegenden der Sandsteinbänke bevorzugt auf, wobei ein kontinuierlicher Übergang (Zunahme des Sandgehalts, Abnahme der tonigen Matrix) zu beobachten ist. Auch in reinen Schiefertonehorizonten sind vereinzelt sandige Zwischenlagen festzustellen. Diese Zwischenlagen unterscheiden sich von den sandigen Schiefertönen hauptsächlich durch die

Korngröße und ein fast völliges Zurücktreten der tonigen Matrix, wodurch man von Sandsteinen sprechen kann. Diese Linsen erreichen jedoch kaum mehr als einige cm Mächtigkeit. Die Kornsortierung in den sandigen Zwischenlagen ist gut.

Im Übergang zu den Kalk- bzw. Dolomithorizonten ist eine deutliche Karbonatzunahme bemerkbar. Diese Mergel zeigen Graufärbung und verwittern hellgrau-bräunlich. Ihr Auftreten ist an eine beginnende Karbonatausfällung im Profil gebunden, isolierte Mergelschuppen konnten nicht gefunden werden.

Sandsteine

Die Bezeichnung "Sandstein" wird hier im Sinne von JERZ (1966) verwendet, wonach nicht ein reiner Korngrößenbegriff vorliegt, sondern sich der Gebrauch dieser Bezeichnung nach dem Gehalt an silikatisch-detritischen Mineralkörnern richtet.

Sandsteine (mit weniger als 20% "Ton") sind im Arbeitsgebiet im Larchgraben, Zimmermoosgraben, Wasserfallgraben (südlich von Radfeld) und unterhalb Madersbach (Abzweigung der Straße nach Oberkienberg, oberhalb von Brixlegg) zu finden.

Die Sandsteine sind von bräunlich-grauer Farbe, teils mit schwachem grünlichen Stich. Rostigbraune Anwitterungsfarbe zeigen Sandsteine mit reichlicher Pyrit/Limonitführung. Sie sind gut gebankt (Larchgraben - cm-Bankung, Zimmermoosgraben - dm-Bankung) und zeigen Feinschichtung, Kreuzschichtung ist im mm-Bereich anzutreffen, Korngradierung liegt nicht vor.

Als Hauptbestandteile lassen sich u.d.M. feststellen:

Quarz:
Überwiegend eckige Bruchstücke, vielfach undulös auslöschend, vereinzelt mit blasigen Einschlüssen.

Feldspat:
Hauptsächlich Plagioklas mit typischer Zwillingsstreuung; im Vorkommen an der Straße nach Oberkienberg auch große Mikroklinkristalle mit charakteristischer Kreuzlamellierung; verschiedentlich ist ein Zerfall der Feldspäte zu erkennen - Sericitisierung.

Glimmer:
Detritische Hellglimmer von teils beachtlicher Länge,

überwiegend in die Schichtung eingeregelt; seltenes Auftreten von Biotit, randlich Chloritisierung an einigen Biotiten feststellbar.

Pyrit/Limonit:

Pyrit ist in den Sandsteinen des Zimmermoosgrabens sehr häufig und fein im Gestein verteilt, Limonit ist besonders reichlich im Vorkommen bei Madersbach vorhanden.

Glaukonit:

Grüne, rundliche Körner sind in den Sandsteinen des Zimmermoosgrabens häufig, in den anderen Vorkommen selten.

Als Schwerminerale lassen sich farblose, gerundete Apatite, Zirkon und gelblich-grüne, teils dunkle Turmaline bestimmen.

Kalke und Dolomite

Die Raibler Kalke und Dolomite zeigen im frischen Bruch überwiegend dunkelgraue, in der Anwitterung graue bis bräunlich-graue Farbtöne. Sie sind meist gut gebankt (Dezimeter- bis Halbmeter-Bankung), die Schichtflächen sind, im Gegensatz zu den Partnach- und Reiflinger Kalken, meist eben bis schwach wellig. Kalke überwiegen, Dolomite sind jedoch immer vertreten. Poröser Dolomit mit feiner Kräuselschichtung konnte südwestlich von Madersbach gefunden werden.

Die Grundmasse reiner Raibler Kalke besteht aus lutitisch-arenitischem Kalk- bzw. Dolomitschlamm; die Karbonate sind deutlich gröber als die Partnachkalke. Als Komponenten sind pellets recht häufig, weiters sind die Kalke bereichsweise stark bioturbat verwühlt. Feine Bitumenfilme sind in fast allen Vorkommen zu beobachten, Feinschichtung tritt oft auf. Auffallend ist das recht häufige Vorhandensein von Ooiden in Kalken, welche reich an Organodetritus bzw. detritischen Mineralkörnern (Pyrit, Quarzbruchstücke, Karbonat) sind. Die Ooide schwimmen in einer mikritischen Matrix, deutliche Strukturen in ihrem inneren Aufbau sind selten.

Die Raibler Kalke sind arm an Makrofossilien, diese sind an einige Horizonte gebunden, wo sie dann jedoch sehr zahlreich auftreten (Lumachellenkalk, Sphaerocodienonkolith). In den lutitisch-arenitischen Kalken sind vorwiegend Foraminiferen (*Trochammina* sp., verschiedene, nicht näher bestimmbar

re Sandschaler), Kleingastropoden und Echinoder-
 matenbruchstücke zu finden. In Dünnschliffen eines
 Kalkes (Fundort nördlich des Gasthofes Alpenrose,
 SH 930 m) konnte neben Echinidenstacheln, Ophi-
 urenbruchstücken und Kleingastropoden ein recht
 häufiges Auftreten von *Aulotortus sinuosus pragso-*
ides OBERHAUSER (früher: *Involutina*) nachgewie-
 sen werden. Die Kammerausfüllung besteht aus Ku-
 gelpyrit, teils auch Limonit. Einige Formen sind durch
 fortgeschrittene Diagenese nur mehr schlecht zu
 identifizieren. Südlich der Inntallinie konnten diese
 Foraminiferen bis jetzt nicht nachgewiesen werden,
 die nächsten Vorkommen liegen in der Thaurer
 Klamm bzw. im Karwendel und weiter östlich im Kaiser-
 gebirge.

Die Raibler Kalke liegen meist umkristallisiert
 vor, so daß primäre Gefüge nicht mehr zu erkennen
 sind (auch die Diagenese ist südlich des Inns weiter
 fortgeschritten als in den nördlichen Raibler Vorkom-
 men). Kalke mit zunehmendem Gehalt an feinem
 Quarzdetritus werden als Sandkalke bezeichnet, sie
 folgen auf sandige Schiefertone und bilden den
 Übergang zu den reinen Karbonaten. Der Sandgehalt
 kann bis zu 50% betragen. Lumachellenkalke bilden
 eine ca. 4 m mächtige Abfolge des Raibler Profils im
 Zimmermoosgraben (südöstlich von Hohenbrunn).
 Die Schalenbruchstücke (Mollusken) sind rekrystalli-
 siert, zeigen keine bevorzugte Einregelung, sie
 schwimmen im dunklen Kalkmikrit, welcher reich an
 feinst verteiltem Eisenkies ist. Onkoide und pellets
 treten untergeordnet auf.

Sphaerocodienonkolithe sind im Profil des
 Larchgrabens und im Zimmermoosgraben (südöstlich
 von Hohenbrunn) zu finden. Sie wittern hellbraun bis
 ockriggrau an und sind grob gebankt (dm- bis maximal
 Halbmeterbankung). Die Grundmasse besteht aus
 mikritischem Karbonatdetritus, teils Sparit, reich an

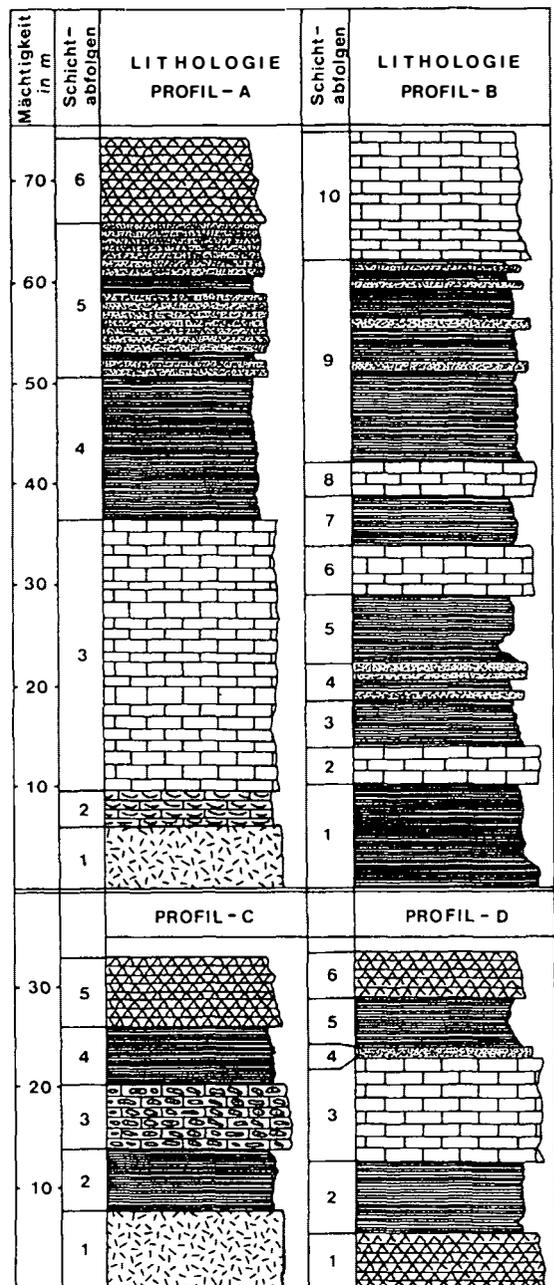
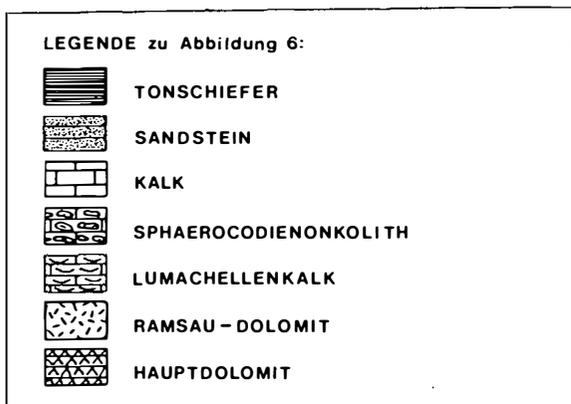


Abb. 6:

- Sedimentologische Detailprofile der Raibler Schichten (geographische Lage siehe Abb. 1)
- Profil A: Zimmermooshauptgraben (südöstlich von Hohenbrunn, Beginn bei SH 1135 m). Obere Abteilung.
 - Profil B: Zimmermoosgraben, nördlicher Ast (östlich von Bad Mehrn, Beginn hinter Schießstand, SH 650 m). Untere Abteilung.
 - Profil C: Südlich von Mauken, Larchgraben, SH 760 m. Obere Abteilung.
 - Profil D: Südlich von Mauken, Larchgraben, SH 670 m. Obere Abteilung.

idiomorphen Pyriten und gerade auslöschenden Quarzbruchstücken. Echinodermatenbruchstücke und Schalenreste dickwüchsiger Mollusken sowie Brachiopoden- und Crinoidenreste sind vereinzelt zu beobachten. Den überwiegenden Volumsteil des Gesteins nehmen die Kalkalgen (*Sphaerocodium bornemanni* ROTHPLETZ) und von ihnen umwachsene Mineralaggregate bzw. Organodetritus ein. Hauptsächlich wird umkristallisierter Karbonatdetritus ± eingestreuten Quarzkörnchen umwachsen, seltener sind rekristallisierte Echinodermatenfragmente als Kern. Die Umkrustungen zeigen annähernd konzentrisch-schaligen Aufbau und setzen sich aus wechselnden Lagen von Karbonatschlamm sowie toniger Substanz mit teils reichlich Pyrit zusammen. Die Größe des Gesamtkörpers (Kern + Umkrustung) erreicht durchschnittlich 1 cm, Einzelaggregate werden deutlich größer.

Schichtabfolgen

Profil-A:

- 1: Ramsaudolomit im Liegenden der Raibler Schichten.
- 2: 4 m Lumachellenkalk (dm-Bankung). Dunkelgrauer bis schwarzer mikritischer Kalk mit Schalenbruchstücken dickwüchsiger Mollusken, Brachiopodenresten, Onkoiden und pellets.
- 3: 26 m dunkelgrauer, kompakter Kalk. Bankungsmächtigkeit schwankend (10–40 cm-Bänke). Überwiegend mikritischer Kalk, dem grobspätige, geringmächtige Kalke zwischen geschaltet sind.
- 4: ca. 15 m schwarze Schiefertone, plattig verwitternd, mit wechselndem Pyritgehalt
- 5: 2 m Sandstein, reich an fein verteiltem Pyrit; Glaukonitführung.
1 m schwarzer Schiefertone mit blättrigem Zerfall.
6 m graubrauner Sandstein mit deutlichem Grünstich, dm-Bankung; große, bis zu 1 mm ø Pyrite und lappige Glaukonitkörnchen führend.
2 m dunkelgrauer, sandiger Schiefertone.
5 m graubrauner Sandstein (wie vorhergehender Sandstein).
- 6: Einsetzen von dunkelgrau-bräunlichem Hauptdolomit.

Profil B:

- 1: Liegendgrenze nicht aufgeschlossen.
10 m schwarze, plattig-griffelig zerfallende Schiefertone mit Mergelzwischenlagen.

- 2: 3.5 m dunkelgrauer Kalk. Bankungsmächtigkeit 2-4 dm. Das Gestein ist stark umkristallisiert, von feinen Klüftchen richtungslos zerlegt, Calcit verheilt die feinen Risse.
- 3: 5 m schwarze Schiefertone, cm-mächtige sandige Lagen enthaltend.
- 4: 1 m Sandstein, Bankung maximal 1 dm. Glaukonitfrei. Tonige Zwischenlagen bis zu 5 mm mächtig.
1 m dunkelgraue-braunstichige sandige Schiefertone.
2 m gebankter Sandstein; Sandsteinbänke alternieren mit sandigen Schiefertonen.
- 5: 7 m schwarze Schiefertone.
- 6: 4.5 m grob gebankte, dunkelgraue, teils grobspätige Kalke, hangende Bänke tektonisch stark beansprucht.
- 7: 5 m schwarze Schiefertone, bräunlich anwitternd (hoher Pyritgehalt). Störungsreich, liegende Partie mylonitisiert.
- 8: 3 m grob gebankte, dunkelgraue-schwarze Kalke mit grobspätigen Bänken zwischengelagert. Basale Bänke führen inkohlte Pflanzenreste.
- 9: 10 m graue-schwarze Schiefertone, blättrig zerfallend.
1 m dunkelgraubrauner Sandstein mit Feinschichtung und Kreuzschichtung im mm-Bereich. Linsen mit Mächtigkeitsschwankungen von gröberkörnigem Quarz-Glimmerdetritus eingeschwemmt. Pyritreich.
10 m schwarze Schiefertone, mit konkordanten, bis zu mehrere dm mächtigen Sandsteinbänken. Hangendste Bank karbonatreich, Übergangsbereich zu
- 10: ca. 15 m dunkelgraue, grobbankige, mikritische Kalke, bereichsweise stark umkristallisiert; grobspätige Calcitlagen, einige mm mächtig, führend.
Weitere Abfolge durch Tektonik nicht mehr zusammenhängend.

Profil C:

- 1: Ramsaudolomit im Liegenden des Raibler Komplexes.
- 2: ca. 6 m schwarze, plattig-griffelig zerfallende Schiefertone.
- 3: 6 m dunkelgrauer-schwarzer Kalk, hell-mittelbraun anwitternd. Bankung 10-40 cm. "Sphaerocodienonkolith". Mehr als die Hälfte des Volumens von *Sphaerocodium bornemanni* erfüllt. Grundmasse mikritisch; weiters führt der Kalk noch Echinodermatenbruchstücke sowie Mol-

lusken (*Myophoria inaequicostata*, *Gervilleia bouéi*, *Pecten hallensis*).

- 4: ca. 6 m schwarze Schiefertone, im Liegenden deutlicher Mergelanteil.
- 5: Im Hangenden der Raibler Serie folgt Hauptdolomit.

Profil D:

- 1: Im dm-Bereich gebankter, dunkelgrau-brauner Dolomit (Hauptdolomit) unterlagert die liegendste Schiefertonserie (tektonische Position der Basis dieser Raibler Abfolge).
- 2: 7 m schwarze Schiefertone, bräunlich anwitternd, mit hohem Pyritgehalt.
- 3: 10 m grobgebankte, dunkelgraue bis schwarze mikritische Kalke, grobspätige Bänke eingelagert. Der ganze Komplex ist von einem feinen Kluftnetz (Calcit \pm Limonit erfüllt) durchzogen.
- 4: ca. 60 cm brauner Sandstein, cm-Bankung mit glatten Schichtflächen. Feinschichtung und Kreuzschichtung im mm-Bereich. Glaukonitführend.
- 5: 5 m schwarze Schiefertone, blättrig zerfallend.
- 6: Einsetzen des gebankten Hauptdolomits.

2.6. Hauptdolomit

Der Hauptdolomit stellt im bearbeiteten Gebiet die stratigraphisch höchste Formation dar. Die in seinem Liegenden auftretenden Raibler Schichten gehören der Oberen Raibler Abteilung an, so daß der Großteil des Hauptdolomits mit Sicherheit ins Nor zu stellen ist. Die Verbreitung des Hauptdolomits beschränkt sich im wesentlichen auf eine dem nördlichen Ramsaudolomit (Rattenberg-Hof-Mauken) südwestlich von Mauken auflagernde Serie, welche bis zu 500 m Mächtigkeit erreicht. Bereichsweise kommt der Hauptdolomit direkt auf den Ramsaudolomit zu liegen (Raibler Sedimente tektonisch ausgequetscht), südlich von Radfeld und südlich von Mauken ist der sedimentäre Übergang durch geringmächtige Raibler Sedimente noch erhalten.

Norischer Dolomit baut den Rattenberger Schloßberg auf, ein weiteres Vorkommen beginnt südöstlich von Hohenbrunn im Zimmermoosgraben. Hier liegt der Hauptdolomit zusammen mit Raibler Schichten dem Ramsaudolomit als Mulde auf, die karisch-norischen Gesteine streichen nach ENE bis in den Maukengraben.

Im frischen Bruch zeigt der Hauptdolomit dunkelgraue bis braunschwarze Farbe, er verwittert feinsplittrig, oberflächlich bleicht er aus und zeigt dann einen hell-graubraunen Farbton. Das Gestein ist überwiegend im dm-Bereich gebankt, mit 40 cm wird die maximale Bankungsmächtigkeit erreicht, die Schichtflächen sind glatt und führen des öfteren tonige Beläge. Bituminöse Horizonte können bis zu 0.5 m mächtig werden (Aufschlüsse am neuen Forstweg von Mauken nach Lofert). Mehrere Vorkommen an diesem Forstweg zeigen paragenetische, brecciöse Zwischenlagen.

U.d.M. zeigt sich ein Laminit mit wechselndem, aber nie fehlendem Bitumengehalt. Nach der Grundmasse liegen Doloaphanite bzw. Calciaphanite vor, Umkristalliation (dann Dolo- bzw. Calcisparite) ist nicht selten. Der Komponentenanteil ist (<25%) gering, Biogene (außer einigen umkristallisierten Foraminiferen) konnten nicht gefunden werden, pellets sind teils stärker angereichert. Hohlraumgefüge (LF-A-Gefüge, PLF-Gefüge) sind häufig.

Für die Bildung des Hauptdolomitkomplexes kann ein für die Dolomitierung günstiges, lebensfeindliches Milieu eines relativ gleichförmigen Supratidals angenommen werden.

3. PALÄO GEOGRAPHISCH-TEKTONISCHE VERHÄLTNISSE

3.1. Paläogeographisch-tektonische Entwicklung

Die Basis der Schwazer Trias bei Brixlegg wird ohne Zweifel von den paläozoischen Gesteinen der Nördlichen Grauwackenzone (Schwazer Dolomit bzw. Wildschönauer Schiefer) gebildet. Als älteste Gesteine treten die Unteren Wildschönauer Schiefer auf, welche typischen eugeosynklinalen Charakter zeigen (die basischen Vulkanite, der Tonschiefer-Subgrauwackenserie weiter im Osten und gleich im Süden eingeschaltet, fehlen im Brixlegger Bereich; dies ist durch die Gebundenheit der Wildschönauer Schiefer an tektonische Linien zu erklären, da hier ja nur geringmächtige Schuppen an die Oberfläche hochgepreßt wurden). Von Interesse ist der Übergang Wildschönauer Schiefer-Schwazer Dolomit (Grenze Ludlow-Unterdevon). Am Südrand des Schwazer-Dolomit-Zuges, Alpbacher Achenal-Gratlspitze, sind beiden Serien geringmächtige Quarzite ("Basale Quarzite") zwischengeschaltet, wo ich einen sedimentären

Übergang nachweisen konnte. Dies hat zur Folge, daß aus dem mächtigen Schieferkomplex der Wildschönauer über vermehrte Quarzdetritusschüttung im schon flachen Meer die Karbonatsedimentation eingesetzt hat (MOSTLER, 1967, hält ein Hinaufreichen der Wildschönauer Schiefer bis an die Grenze Silur/Devon für möglich).

Der Schwazer Dolomit, größtenteils sicherlich im Flachwasser entstanden, fällt nach biostratigraphischen Untersuchungen in die Zeit des Unterdevons. Die Dolomitisierung des ehemaligen Kalksediments dürfte spätestens durch die variszische Orogenese vor sich gegangen sein, denn die Komponenten der reliefausgleichenden Basalbreccie bestehen durchwegs aus Schwazer Dolomit. Während der alpidischen Orogenese unterlag der Schwazer Dolomit einer zweiten Dolomitisierung (Sammel- bzw. Umkristallisation).

Die "Permoskythabfolge" stellt den Übergang zu den mesozoischen Sedimenten dar. Ihr ursprünglicher sedimentärer Verband ist durch alpidische Deckenbewegungen fast überall gestört, wenn auch ungestörte Detailprofile, welche miteinander korrelierbar sind, die einstige stratigraphische Position deutlich unterstreichen. Der Übergang zu den anisischen Reichenhaller Schichten vollzog sich nicht durchgehend abrupt, wie Rekurrenzen belegen, welche auf eine nur langsam abnehmende, die Karbonatsedimentation noch zurückdrängende Detritusschüttung hinweisen.

Bevor nun weiter auf die paläogeographische Entwicklung der Trias eingegangen wird, ein Wort zur Faziesdifferenzierung von PIRKL (1961) in eine "Berchtesgadener Fazies" und eine "Hoheneggfazies". Nach PIRKLs Ansicht beginnt eine Zerteilung der Entwicklung mit den Reichenhaller Schichten, wobei die Gesteine in deren Liegendem (Unterer und Oberer Buntsandstein, Werfener Schichten) im ganzen Gebiet eine einheitliche Ausbildung zeigten. Wichtiges Zeugnis einer Faziesdifferenzierung stellt für PIRKL die ladinische Stufe dar, wo Alpiner Muschelkalk/Partnachschiefer dem Ramsaudolomit gegenüberstehen, während im Karn mit Einsetzen der Raibler Schichten wieder Ähnlichkeiten gegeben wären.

Nach meinen Untersuchungen kann man von einer Trennung im Anis (Reichenhaller Schichten) nicht sprechen, ebensowenig wie eine Faziesdifferenzierung im Ladin angebracht erscheint. Dies hätte

zwei völlig verschiedene Ablagerungsräume zur Folge gehabt; außerdem kann man aus der Überschiebung der "Berchtesgadener Fazies" (wobei übrigens auch Schuppen aus PIRKLs "Hoheneggfazies" mitbewegt wurden!) über die "Hoheneggfazies" nicht auf eine isolierte fazielle Stellung beider Einheiten geschlossen werden. Daß Überschiebungen und Brüche (Vertikalbewegungen) einen ehemals zusammenhängenden Sedimentationsraum Becken-Riff getrennt haben, und die ursprüngliche Abfolge nur mehr in Teilbereichen erhalten ist, wird nicht bestritten, allerdings scheint diese Annahme bei PIRKL ja gar nicht auf.

Im einzelnen: Die lithologische Einteilung der Reichenhaller Schichten in Kalke/Kalksandsteine-Breccien/Dolomite/Rauhwacken ist eine rein beschreibende, es sind in der gleichen tektonischen Einheit öfters beide Varietäten zu finden (Hohenbrunner Hauskogel, Geyer, Einberg, Südrand des Grassbergjöchls/Hochzeil). Zusätzlich zeigen manche "ausgedünnten Kalksandsteine" (der "Berchtesgadener Fazies" PIRKLs) noch längsgestreckte (tektonisch veränderte!) Komponenten und deren Verkittung, während andere, tektonisch nicht beanspruchte Kalksandsteine der gleichen Einheit dies in keiner Weise zeigen. Auch herrscht verschiedentlich Mylonitierung vor (Silberberg-Südrand-Störung), so daß ehemalige Texturen natürlich nicht mehr erkennbar sind.

Über den Reichenhaller Schichten folgen einerseits die Formation des Alpinen Muschelkalks sowie die Partnachschiefer, andererseits der Ramsaudolomit mit seinen Kalkeinlagerungen.

Dem nördlichen Ramsaudolomit (Rattenberger Stadtberg-Hof-Mauken) ist in dessen unterer/mittlerer Abteilung eine ganze Anzahl E-W-streichender Kalkzüge eingelagert; PIRKL schenkte ihnen außer einer lithologischen Bemerkung ("es sind dies gebankte, meist dunklere, hell anwitternde Kalke von gleicher Beschaffenheit wie jene in der Fazies von Hohenegg") keine Beachtung. Eine genaue Kartierung sowie Profilaufnahmen einschließlich mikrofazieller Untersuchungen führte im Rahmen meiner Arbeit zu einigen neuen Erkenntnissen, welche für die Verhältnisse im Ladin von Bedeutung sind. Im direkten Vergleich mit den Partnackalken (sedimentologische Dünnschliffe, Mikrofauna) sind die meisten dieser Kalkbänke von den Partnackalken nicht auseinanderzuhalten. Schiefertone und Mergel fehlen (eine geringmächtige Partnack-Schiefertonlinse konnte im

Maukengraben auf SH 960 m knapp an der Basis des Ramsaudolomits, an der begrenzenden Störung eingeschuppt, gefunden werden; ebenso konnte nördlich von Hof Schieferton - einer Kalkprobe anhaftend - entdeckt werden, doch wurden diese beiden Funde natürlich nicht für weitere Folgerungen herangezogen), es treten im Ramsaudolomit ansonsten nur Kalkbänke auf. Dies legt den Schluß nahe, daß hier im Bereich Riff-Riffschutthalde-Becken eine Verzahnung mit den Beckensedimenten der Partnachsichten sowie den Reifflinger Kalken vorlag, wobei das vorwandernde Riff die Beckensedimente überwuchs.

Die karnischen Raibler Schichten setzen mit der 1. Schiefertonserie ein (im Arbeitsgebiet treten beide Abteilungen sensu JERZ, 1966, auf) und überdecken den gesamten Ablagerungsraum, die Sedimentation setzt sich kontinuierlich bis ins Nor (Hauptdolomit) fort.

Mit Beginn der alpidischen Deckenbewegungen wird einerseits eine Einengung des Ablagerungsraumes bedingt, andererseits führte der von Süden nach Norden gerichtete Druck zu Teilüberschiebungen, welche den Riffkomplex von seinem Untergrund lösten. Die Basis der Trias erfuhr hiebei ebenfalls eine Überprägung der alten Strukturen (d.h. der Ergebnisse der variszischen Gebirgsbildung) und liegt als gefalteter, in Schollen zerlegter Teppich unter den mesozoischen Gesteinen. Tektonische Fenster, wie das "Kitzloch", der Mehrnstein und das "Maukengewölbe" gestatten Einblick in diese Situation. Faltenstrukturen innerhalb dieser Einheiten weisen auch auf S-N-Druck hin (ebenso die an N-S-Dehnungsbrüchen zerbrochenen und gestaffelt nach NE verschobenen Schwazer-Dolomit-Schollen des "Maukengewölbes") und erklären den Bau der überlagernden Trias.

Für den zentralen Teil des Arbeitsgebietes sind folgende tektonische Einheiten maßgebend: Ganz im Süden der paläozoische Anteil, welcher vom Schwazer-Dolomit-Zug Albacher Achental-Gratspitze eingenommen wird, sowie diesem an Störungen eingelagerte paläozoische Schiefer.

Nördlich an diesen Zug anschließende, steil nach S einfallende (nach N überkippte) mesozoische Gesteine (Profil von Reichenhaller Schichten über die Formation des Alpinen Muschelkalkes und die Partnachsichten bis zu den Raibler Schichten im Han-

genden), an deren Basis die "Permoskythabfolge" als sedimentäre Verbindung zum Paläozoikum ansteht. Diese Serie wird gegen N von der E-W-streichenden Silberberggrabenstörung begrenzt; nördlich dieser durchgreifenden Bewegungsfläche schließen wieder anisische, ladinische und karnische Gesteine an, wobei sie, im großen gesehen, eine relativ flache Mulde ("Zimmermoosmulde") bilden, deren Kern aus Raibler Schichten aufgebaut wird; ihre südliche Flanke setzt nördlich der Silberberggrabenstörung mit Reichenhaller Breccien und Dolomiten ein, es folgen Reifflinger Kalke und Partnachsichten. An Blattverschiebungen sind hiebei Teilschollen in N-S-Richtung versetzt. Eine Dolomitschuppe der Formation des Alpinen Muschelkalkes (nördlich von Einberg) scheint den Partnachsichten von Osten her aufgeschoben zu sein.

Der Ostflügel der Zimmermoosmulde taucht im Hohenbrunner - Hauskogel-Westhang mit Partnachsichten wieder auf. Auch die Basisgesteine der Mulde sind im Süden an der Silberberggrabenstörung nach Norden überkippt, während sie im Ostflügel im Hohenbrunner Bereich mittelsteil nach Westen einfallen; diese tektonische Einheit streicht hier über der Schuppenzone des "Maukengewölbes" aus. Gegen Norden sind die Raibler Schichten des Muldenordflügels durch eine große E-W-streichende Bewegungsfläche von Ramsaudolomit zug Rattenberger Stadtberg - Hof - Mauken abgeschnitten.

Die Einengung des ursprünglichen Ablagerungsraumes hatte somit:

- a) die Loslösung des Ramsaudolomits von einem Teil seiner sedimentären Basis sowie seine Überschiebung über die Formation des Alpinen Muschelkalkes, die Partnachsichten und die Raibler Schichten zur Folge;
- b) außerdem muß sie als die Ursache für die Zerbergung des ehemaligen Beckenbereiches gesehen werden. Die Herausbildung zweier faziell (den Sedimentationsraum betreffend) gleichartiger Triasserien (Trias vom Scheffachberg südlich der Silberberggrabenstörung, Einberger Trias nördlich derselben), im Profil eine Schichtverdoppelung, entstand ebenfalls im Rahmen dieser Einengung, wobei noch die Einberger Trias von ihrem sedimentären Untergrund abgeschert wurde (E-W-Muldenstrukturen belegen den S-N-Druck in der Einberger Trias, kleinere interne Verschüppungen sind durch spannungsbedingte Querbrüche zu erklären).

3.2. Modell des Sedimentationsablaufes in Mittel- und Obertrias

(Diskussion der Faziesheteropie, bedingt durch die Faziesräume Riff-Becken)

Die paläozoischen Gesteine der Grauwackenzone bilden die Basis der Trias. Über die Sedimente der "Permoskythabfolge" (Prebichlschichten, Unterer und Oberer Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten) besteht ein sedimentärer Übergang Paläozoikum-Trias. Die Gesteine des Permoskyths sind im gesamten untersuchten Ablagerungsbereich einheitlich entwickelt, verschiedentliche Mächtigkeitsschwankungen sind tektonisch bedingt. Die Formation setzt mit der Basalbreccie ein, welche das Relief des Schwazer Dolomits ausgleicht, es folgen rote Tonschiefer und Quarzkonglomerate. Durch anhaltende klastische Schüttung entwickelt sich aus den Quarzkonglomeraten der mächtige Alpine Buntsandstein, welcher den überwiegenden Anteil der Formation im Arbeitsgebiet stellt. Die feinklastischen Sedimente der Werfener Schichten zeigen bereits marinen Einfluß (Wühlspuren, Rippelmarken).

Der Übergang zu den rein marinen Reichenhaller Schichten vollzieht sich bereichsweise abrupt, lokal aber auch nur langsam. Rekurrenzen von hellen Quarziten und bunten Tonschiefern des Skyths mit Breccien und "Rauhwacken" der Reichenhaller Schichten sind Zeugnis hierfür.

Die anisischen Reichenhaller Schichten zeigen eine vielfältige lithologische Ausbildung. Es treten Kalke, Kalksandsteine, Dolomite und Breccien (mit Komponenten vorhergenannter Gesteine sowie bunten Tonschiefern - Permoskyth - und Schwazer Dolomit) auf. PIRKL (1961) beginnt seine Faziesdifferenzierung ("Berchtesgadener Fazies" bzw. "Hoheneggfazies") mit den Reichenhaller Schichten.

Die Gebundenheit bestimmter Sedimente nur an einen Faziesraum (z.B. Breccien + Rauhwacken nur in der "Hoheneggfazies") ist nicht stichhaltig. Breccien und "Rauhwacken" konnten von mir (neben den Hauptvorkommen in der Einberger und Scheffachberger Trias) am Nordostabhang des Hohenbrunner Hauskogels, westlich von Hochzeil, am Geyer und südlich des Silberberges sowie auf der Holzalm in Abfolgen gefunden werden, welche ebenfalls Kalke/Dolomite und geschichtete Kalksandsteine führen. Mehrere geschichtete Kalke bis Kalksandsteine sind vermutlich auch als Breccien zur Ablagerung gekommen,

sie führen Komponenten (welche anderen Kalken und Kalksandsteinen fehlen), die tektonisch deformiert wurden. Die wechselnde Mächtigkeit der Reichenhaller Schichten hat nach meiner Aufnahme zwei Ursachen:

- a) Die Basisgesteine des Ramsaudolomits weisen Mächtigkeiten von einigen Metern bis über 50 m auf, diese Schwankungen sind tektonisch bedingt (Überschiebung des Ramsaudolomits sowie lokale Abscherung seiner Basis).
- b) Die Mächtigkeitsunterschiede (Einberger bzw. Scheffachberger Trias) der Reichenhaller Schichten, auf welche direkt die Formation des Alpenen Muschelkalke zu liegen kommt, scheinen durch synsedimentäre, lokale Absenkungen entstanden zu sein, so daß bereichsweise die Karbonate (ohne tektonische Reduzierung der Reichenhaller Sedimente) des Muschelkalke auf geringmächtigere Reichenhaller Schichten sedimentär folgen.

Neben dem Anis ist für PIRKL (1961) die ladinische Stufe Zeugnis für zwei getrennte Faziesräume (in der "Hoheneggfazies" nur Partnachschichten, in der "Berchtesgadener Fazies" nur der Ramsaudolomit entwickelt). Nach meiner Neuaufnahme ergibt sich für das Ladin folgende, von PIRKLs Ergebnissen abweichende Situation:

- a) Im Anis konnten, wie oben erwähnt, keine Hinweise für getrennte Sedimentationsräume, welche zwei deutlich verschiedene Faziesausbildungen der Reichenhaller Schichten bedingt hätten, gefunden werden.
- b) Im Ladin stehen sich im Arbeitsgebiet zwei Schichtkomplexe gegenüber: der Ramsaudolomit zeigt typische Merkmale eines Riffs, während die Schiefertone/Mergel mit eingelagerten Kalkbänken der Partnachschichten ein schön ausgebildetes Beckensediment darstellen.

In meiner Arbeit wurden nun auch die Kalke, welche dem Ramsaudolomit zwischengeschaltet sind, mikrofazial untersucht; die enthaltenen Conodonten lassen eine stratigraphische Einordnung der Kalke ins mittlere Langobard bis Cordevol zu. PIRKL (1961) erwähnt zwar die lithologische Ähnlichkeit der Partnachkalke, anisischen Kalke und der Kalkeinlagerungen im Ramsaudolomit, begnügt sich jedoch mit der Feststellung: "Nach dem Faziesbereich und nach dem Gestein, in dem sie eingeschaltet

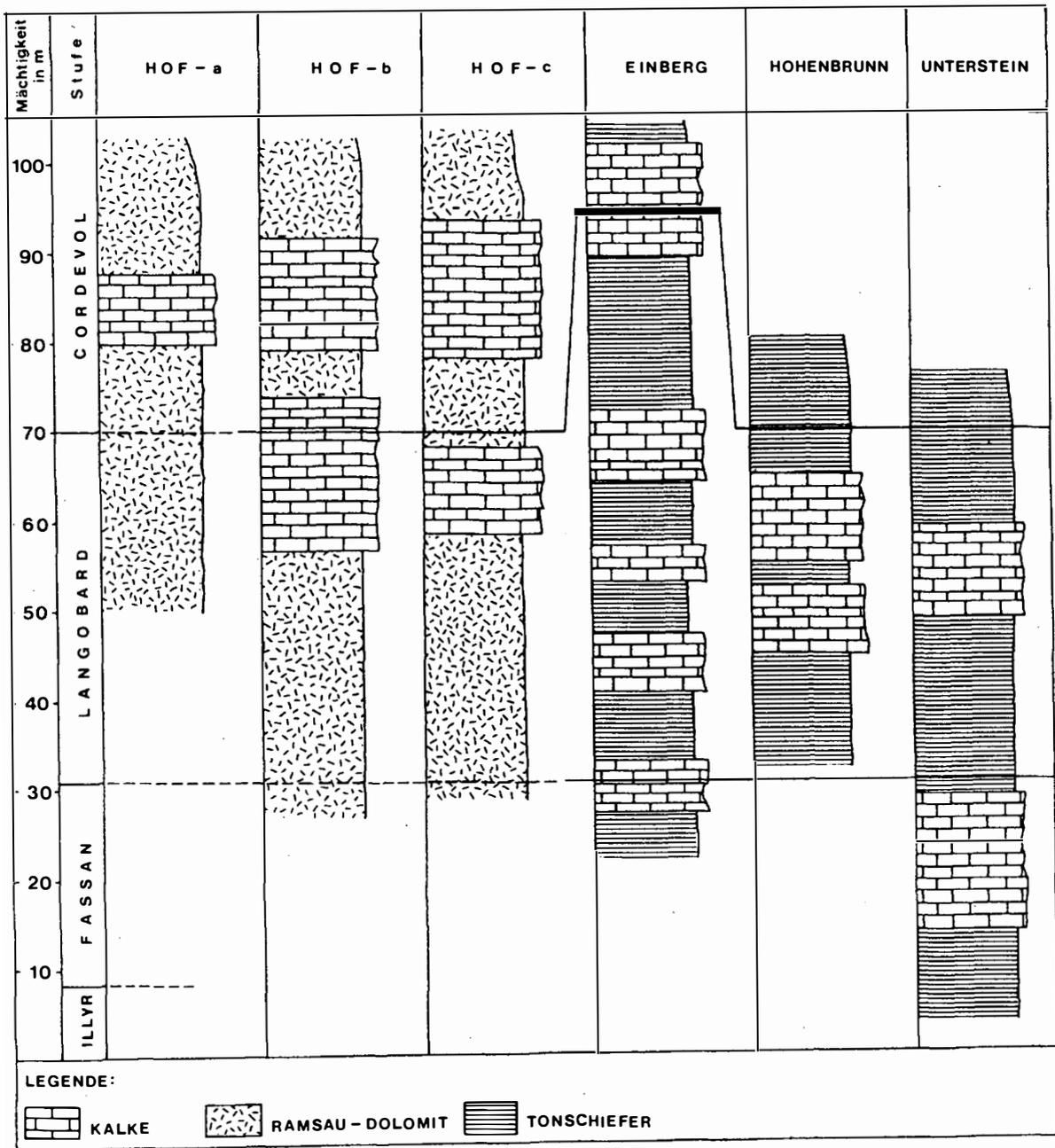


Abb. 7:

Conodontenstratigraphischer Vergleich: Kalke aus dem Ramsaudolomit/Partnachkalke

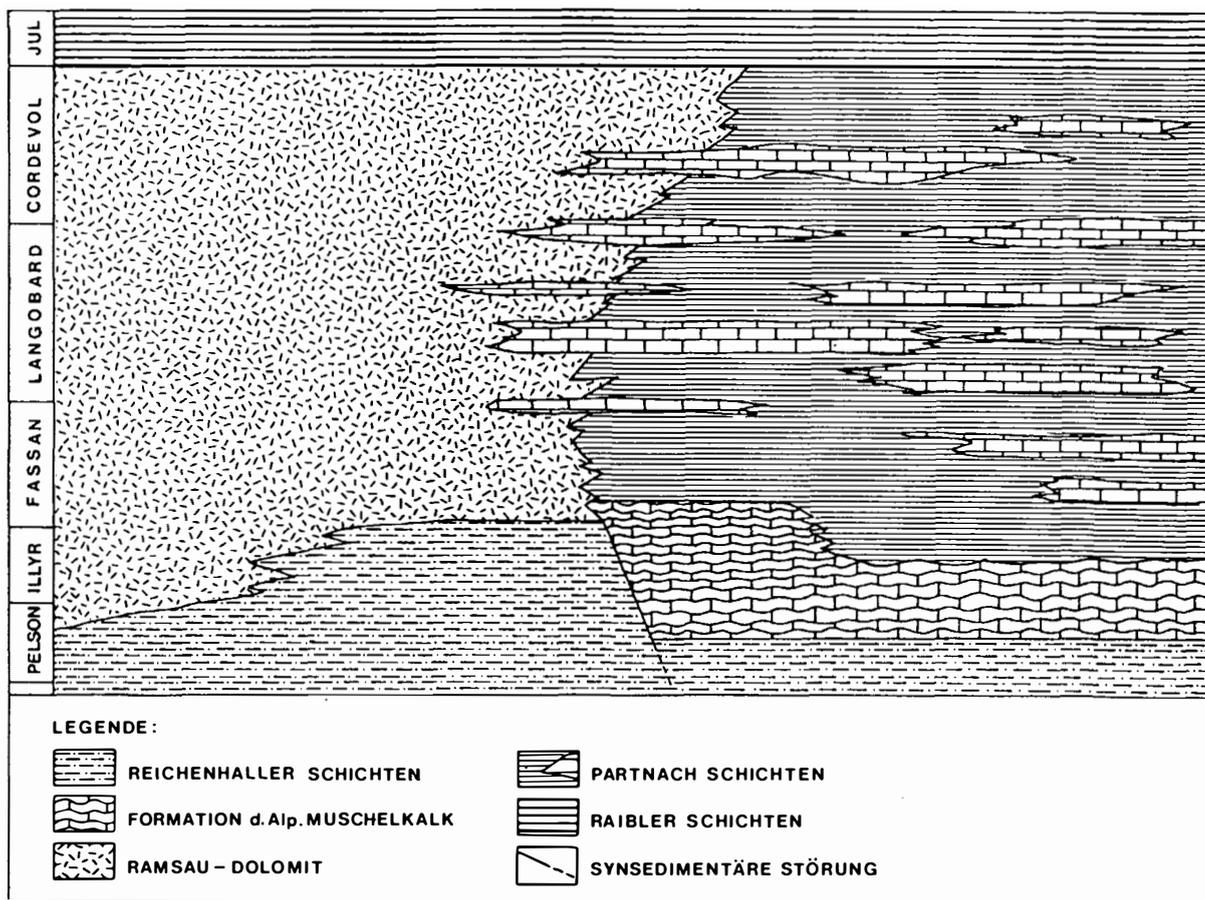


Abb. 8:

Schematisiertes Modell für den Ablagerungsraum Riff-Becken sowie seiner Unterlage für den Zeitraum Oberes Anis-Ladin-Karn

sind, ergibt sich eindeutig die stratigraphische Zugehörigkeit", ohne weiter nach der Entstehung der verschiedenen Kalke im jeweiligen, von ihm postulierten Faziesraum zu fragen.

Die Partnachkalke, überwiegend als Filamentkalke vorliegend, stellen mikrofazial eine typische Beckenfazies dar (außerdem ist ihre Stellung durch

die s-konkordante Lage in der Schiefer-ton/Mergelfazies eindeutig). Altersmäßig fallen die Kalke, durch Conodonten datiert, überwiegend ins Langobard sowie basale Cordevol. In Abb. 7 wird die conodonten-stratigraphische Gegenüberstellung der Profile Hof a, b, c (Kalklinsen im Ramsaudolomit), und Einberg, Hohenbrunn sowie Unterstein (Kalke, der Partnachmergelfazies eingelagert) gezeigt.

Die Kalkeinlagerungen im Ramsaudolomit weisen nicht nur makroskopische lithologische Parallelen zu den Partnachkalken auf, nach mikrofazialer Untersuchung ist ein Großteil dieser Kalke von den Karbonaten der Partnachmergelfazies nicht zu unterscheiden (Filamentkalke).

Zusätzlich treten hier noch Kalke auf, deren Komponenten aus dem Riffbereich bezogen wurden und einen mehr oder weniger weiten Transportweg bis zu ihrer Sedimentation zurücklegten (Biodetrituskalk - fast ausschließlich aus fein aufgearbeiteten Komponenten bestehend, weiterer Transport; Feinbreccie: enthält Bruchstücke von Flachwassersedimenten wie auch Intraklaste - resedimentiert im Becken - lutitische Kalke).

Die Stellung der Kalklinsen im Ramsaudolomit wirft natürlich zusätzliche Fragen auf. Warum wurden sie nicht dolomitisiert, wie liegen sie im umgebenden Sediment? Wie gelangten die kompakten Kalkbänke der Beckenfazies in die Rifffazies? Der untere Ramsaudolomit ist lokal gebankt, im Vergleich (wo dies möglich ist) liegen die Kalklinsen konkordant im Dolomit. Durch Funde von Laminiten im Ramsaudolomit (Im Profil Hof d, sowie im Dolomitzug nordöstlich von Hof) läßt sich eine konkordante Lage der im Liegenden anstehenden Kalkbänke erkennen. Die kompakten, kaum geklüfteten Kalke setzten einer Dolomitisierung größeren Widerstand entgegen, als das kavernöse, oolithreiche ehemalige Karbonat, welches als Ramsaudolomit vorliegt.

Da in den Kalklinsen auch vereinzelt Flachwassersedimente gefunden werden konnten, scheint dieser Bereich des Ramsaudolomitkomplexes in den Übergang Riff-Becken zu fallen. Durch weitere Funde von Kalken, welche Komponenten aus dem Riffbereich wie auch autochthone Sedimente des Beckens führen, zeigt sich eine Verbindung zentrales Riff-Becken.

Für den Zeitraum des Ladin nehme ich daher einen zusammenhängenden Sedimentationsraum an; dieser beinhaltete wohl zwei Faziesbereiche - einerseits die Riffsedimente des Ramsaudolomits, andererseits die mergelige Beckenfazies der Partnachschichten, welche jedoch in engem Kontakt zueinander standen. Da Schieferton/Mergelfunde, welche als eindeutige Beweisstücke (Ausnahmen siehe 3.1.) anzusehen wären, im Ramsaudolomit in Nachbarschaft

der Kalklinsen noch ausstehen, ist zu vermuten, daß das vorwandernde Riff den Beckenbereich lokal überwuchs.

Die im Hangenden des Ramsaudolomits bzw. der Partnachschichten folgenden Raibler Schichten zeigen wieder eine ziemlich einheitliche Ausbildung (dies wird auch von PIRKL, 1961, festgestellt), wobei in beiden von PIRKL postulierten Faziesräumen ein durchgehendes Profil nicht vorhanden ist (tektonische Ursachen), wohl aber sind beide Abteilungen der Raibler Schichten (sensu JERZ, 1966) in Detailprofilen erhalten. Der Hauptdolomit, welcher über den Raibler Schichten südwestlich von Mauken und südöstlich von Hohenbrunn folgt, im Bereich der Einberger und Scheffachberger Trias aber fehlt, dürfte hier bei der Überschiebung des Ramsaudolomits abgeschert worden sein (in diesem Raum bilden die Raibler Schichten das höchste Schichtglied, sie sind in ihrem Hangenden durch Störungen abgeschnitten).

Zusammenfassend ergibt sich für den ehemaligen Ablagerungsraum der Schwazer Trias folgendes Bild:

- 1) Die Basis der Trias wird vom Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone dargestellt.
- 2) Die Verbindung Paläozoikum-Mesozoikum wird durch die Sedimente des Alpenen Buntsandsteins sowie die marin beeinflussten Werfener Schichten gebildet, wobei der sedimentäre Kontakt lokal noch erhalten ist.
- 3) Die Sedimente der Mittel- und Obertrias gehören einem Ablagerungsraum an. Die anisichen Reichenhaller Schichten, lithologisch vielfältig entwickelt und tektonisch lokal stark reduziert, bilden die Basis für den ladinischen, fazial aufgliederten Meeresbereich Riff-Becken, wobei eine Verzahnung des riffogenen Ramsaudolomits mit der Schieferton/Mergelfazies der Partnachschichten angenommen wird. Die Raibler Sedimentation des Karn übergreift den gesamten Sedimentationsraum, der norische Hauptdolomit ist nur mehr lokal erhalten.
- 4) Aus diesen neuen Ergebnissen muß die fazial/tektonische Stellung des kalkalpinen Bereiches südlich des Inns im Brixlegger Raum gegenüber älteren Ansichten revidiert werden: eine Differenzierung in zwei Faziesbereiche der Ordnung "Berchtesgadener Fazies"- "Hoheneggfazies" (als Untertyp der "Bayerisch-

tirolischen Fazies" von PIRKL, 1961, bezeichnet) ist nicht haltbar. Die Schwazer Trias zeigt Anklänge an beide Faziesausbildungen; sie steht jedoch in deutlichem Gegensatz zu der Bayerisch-Nordtiroler Fazies, wie sie nördlich des Inntals das Bild der Nördlichen Kalkalpen prägt (mächtiger Wettersteinkalk, Partnachschichten untergeordnet).

Durch die Verbindung der sich südlich des Inns Richtung Wörgl fortsetzenden Trias, welche der Berchtesgadener Fazies ähnlich erscheint, ergibt sich für die Schwazer Trias eine recht eigenständige fazielle Stellung, welche Merkmale sowohl der Berchtesgadener als auch der Bayerisch-Nordtiroler Fazies in sich vereint. Die Eigenständigkeit wird außerdem noch durch den Kontakt zur ursprünglichen Basis sowie durch die deutliche tektonische Abtrennung (durch die Inntalstörung) vom Hauptkomplex der Nördlichen Kalkalpen Tirols aufgezeigt.

Möglicherweise ist in der Schwazer Trias ein Verbindungsglied der beiden Unterordnungen "Berchtesgadener - Bayerisch-Nordtiroler Fazies" der Hauptdolomit- bzw. Dachsteinkalkfazies erhalten.

DANKSAGUNG

Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER danke ich für die stetige Anteilnahme am Gelingen der Arbeit sowie für seine zahlreichen Hinweise und Ratschläge. Den Herren Univ.-Doz. Dr. W. RESCH, Univ.-Doz. Dr. R. BRANDNER, Dr. G. HEISSEL, Dr. P. GSTREIN und Dr. D.A. DONOFRIO gebührt mein Dank für informative Gespräche und die Klärung verschiedener Probleme. Herrn Univ.-Doz. Dr. W. RESCH möchte ich zusätzlich für die Bestimmung der zitierten Fossilien danken.

LITERATUR

- ANGERMAIER, H.G., PÖSCHL, A. & SCHNEIDER, H.J. (1963): Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der "Tirolischen Einheit" der östlichen Chiemgauer Alpen. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **3**, 83-105, München.
- BARNICK, H. (1962): Tektonite aus dem Verband der permotriadischen Basisschichten der mesozoischen Auflagerung auf der Nördlichen Grauwackenzone - Verh. Geol. B.-A., Jg. 1962, **13**, 295-311, Wien.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **4**, 5/6, 1-74, 4 Abb., 3 Taf., Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Z. dt. geol. Ges., **127**, 271-289, 6 Abb., Hannover.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K. (1978): Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **156**, 2, 157-178, Stuttgart.
- BRANDNER, R. (1978): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **8**, Festschrift W. Heißel, 317-345, Innsbruck.
- CZURDA, K. (1970): Sedimentationszyklen aus dem Nor der Kloistertaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). - Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, **58**, 465-482, Innsbruck.
- DONOFRIO, D.A. & MOSTLER, H. (1978): Zur Verbreitung der Saturnalidae (Radiolaria) im Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen und Südalpen. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **7**, 1-55, Innsbruck.
- DONOFRIO, D.A., HEISSEL, G. & MOSTLER, H. (1979): Zur tektonischen und stratigraphischen Position des Martinsbühels bei Innsbruck. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **7**, 7, 1-43, Innsbruck.
- DONOFRIO, D.A., HEISSEL, G. & MOSTLER, H. (1980): Beiträge zur Kenntnis der Partnachschichten (Trias) des Tor- und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel. - Mitt. Österr. Geol. Ges., **73**, 55-94, 12 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Wien.

- FLÜGEL, E. (1978): Fazies-Lexikon, mikrofa-
zielle Untersuchungsmethoden von Karbo-
natgesteinen. - Arbeitsunterlagen, inter-
universitärer Kompaktkurs, 114 S., Inst.
f. Paläont. Univ. Erlangen.
- FOLK, R.L. (1980): Petrology of sedimentary
rocks. - Hemphill Publ. Comp., 182 S.,
Austin, Texas.
- FRISCH, J. (1975): Sedimentologische, lithofa-
zielle und paläogeographische Untersu-
chungen in den Reichenhaller Schichten
und im Alpinen Muschelkalk der Nördli-
chen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. -
Jb. Geol. b.-A., **118**, 75-117, Wien.
- GSTREIN, P. (1978): Neuerkenntnisse über die
Genese der Fahlerzlagerstätte Schwaz, Ti-
rol. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck.
- HEISSEL, G. (1977): Die geologische Neuaufnah-
me des Karwendelgebirges und seine tekto-
nische Ausdeutung. - Unveröff. Diss., Univ.
Innsbruck.
- HEISSEL, G. (1978): Karwendel - geologischer
Bau und Versuch einer tektonischen Rück-
formung. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck,
8, Festschrift W. Heiße, 227-288, Inns-
bruck.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbe-
stand, Bildungsbedingungen und Paläogeog-
raphie der Raibler Schichten zwischen
Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). -
Geologica Bavarica, **56**, München.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): Geologie von Ti-
rol. - Gebr. Borntraeger, Berlin.
- KOVACS, S. & KOZUR, H. (1980): Stratigraphi-
sche Reichweite der wichtigsten Conodonten
(ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel-
und Obertrias. - Geol. Paläont. Mitt.
Innsbruck, **10**, 2, 47-78, Innsbruck.
- KRAUTER, E. (1971): Zur Genese rauhwackiger
Breccien der alpinen Trias an Beispielen
aus der Schweiz und Österreich. - Geol.
Paläont. Mitt. Innsbruck, **1**, 7, 1-12, 5
Abb., Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westab-
schnitt der Nördlichen Grauwackenzone
(Tirol und Salzburg). - Mitt. Ges. Geol.
Bergbaustud., **18**, Wien.
- MOSTLER, H. (1971): Zur Gliederung des Per-
moskyth im Raum zwischen Wörgl und
Hochfilzen (Tirol). - Mitt. Ges. Geol.
Bergbaustud., **20**, Wien.
- MOSTLER, H. (1972): Die stratigraphische Be-
deutung von Crinoiden-, Echiniden- und
Ophiurenskelettelementen in triassischen
Karbonatgesteinen. - Mitt. Ges. Geol. Berg-
baustud., **21**, 711-728, Wien.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1984): Mikrofa-
zies und Palökologie der höheren Werfener
Schichten (Untertrias) der Nördlichen
Kalkalpen. - Facies, **10**, 87-144, 16
Abb., 1 Tab., 7 Taf., Erlangen.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.H. & TOSCHEK, P.H.
(1969): Karbonatsedimentologische Ar-
beitsgrundlagen. - Veröff. Univ. Inns-
bruck, Alpenkundl. Studien III, Innsbruck.
- OTT, E. (1967): Segmentierte Kalkschwämme
(Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias
und ihre Bedeutung als Riffbildner im
Wettersteinkalk. - Abh. bayer. Akad.
Wiss., math.-naturw. Kl., N.F. **131**, 5-
96, 10 Taf., 9 Abb., 5 Tab., München.
- OTT, E. (1972): Mitteltriadische Riffe der
Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche
Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägä-
is). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**,
251-275, Wien.
- PIRKL, H. (1961): Geologie des Trias-Streifens
und des Schwazer Dolomits südlich des Inn
zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). - Jb.
Geol. B.-A., **104**, 1-150, Wien.
- PREY, S. (1978): Rekonstruktionsversuch der
alpidischen Entwicklung der Ostalpen. -
Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**, 1-25, 6 Abb.,
Wien.
- PROEDROU, P. (1968): Die Grenze Grauwacken-
zone-Kalkalpen in der Umgebung von Leo-
gang (Salzburg). - Unveröff. Diss., Univ.
Innsbruck.
- SANDER, B. (1936): Beiträge zur Kenntnis der
Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und
Dolomite aus der Trias). - Tmpm, **48**,
27-139, Wien.
- SARNTHEIN, M. (1965): Sedimentologische Pro-
filreihen aus den mitteltriadischen Karbo-
natgesteinen der Kalkalpen nördlich und
südlich von Innsbruck. - Verh. Geol. B.-A.,
119-162, Wien.

- SCHÖBER, C. (1984): Zur Geologie der Schwazer Trias und des Schwazer Dolomits bei Brixlegg (Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Vererzung. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck.
- SCHULZ, O. & SCHROLL, E. (1977): Die Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg/Kreuth. - Verh. Geol. B.-A., 3, 375-386, Wien.
- STINGL, V. (1983): Ein Beitrag zur Fazies der Prebichlschichten zwischen St. Johann i.T. und Leogang (Tirol/Salzburg). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 10, 207-233, Innsbruck.
- STINGL, V. (1984): Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten bei Leogang (Salzburg). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 14, 1, 1-19, Innsbruck.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums; Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - 580 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. - 449 S., Deuticke, Wien.

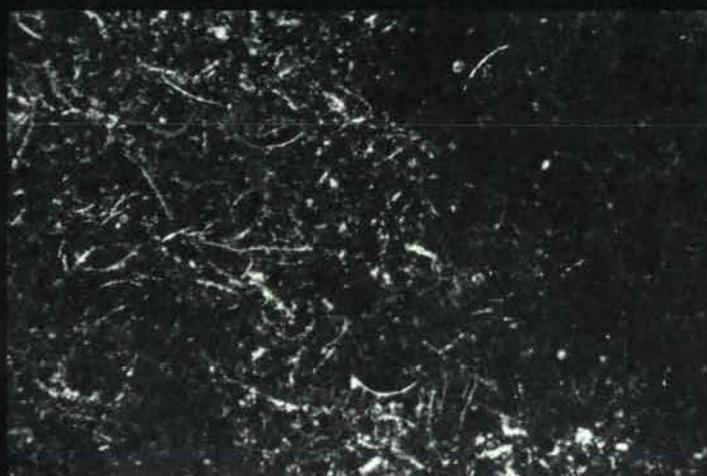
ERLÄUTERUNGEN ZU DEN FOTOTAFELN

- 1: Reiflinger Knollenkalk (Formation des Alpinen Muschelkalkes). Lutitischer Kalk, reich an Filamenten, pellets und Radiolarien.
Knollenkalkzug westlich von Leitn (Einberg).
- 2: Partnachkalk. Stopfgang (mit fecal pellets, links unten teils auspatitisiert) im feinen Kalkschlamm, filamentführend.
Partnachabfolge nördlich von Einberg.
- 3: Partnachkalk. Filamentkalk, bereichsweise stärker bioturbat verwühlt. Sekundäres Karbonat verkittet die Klüfte.
Partnachabfolge nordwestlich von Einberg.
- 4: Grainstone (Kalklinse im Ramsaudolomit). Kalk der Lagunenfazies - Flachwassersediment. Reiner Komponentenkalk mit Gastropoden, umkrusteten Körnern und Echinodermaten.
Kalklinse nördlich von Hof.
- 5: Filamentkalk (Kalklinse im Ramsaudolomit). Untere Bildhälfte zeigt zahlreiche Filamente, obere Hälfte führt überwiegend pellets.
Kalklinse nordöstlich von Hof.
- 6: Raibler Kalk, Sphaerocodienonkolith. Ein Kern aus umkristallisiertem Karbonat wird von den Algenfäden umwachsen, die einzelnen Lagen bestehen aus Karbonatschlamm sowie toniger Substanz. Quarzdetritus ist unregelmäßig in der Grundmasse verteilt.
Raibler Abfolge, Larchgraben bei Mauken, SH 800 m.
- 7: Raibler Kalk. Führt neben Quarzbruchstücken vor allem Foraminiferen (*Aulotortus sinuosus pragoides* OBERHAUSER, Pfeile). Kluftverheilung durch sekundären Calcit.
Raibler Schichten, nördlich Gasthof Alpenrose (Zimmermoos).
- 8: Raibler Kalk. Wird überwiegend aus Ooiden aufgebaut, in deren Kern deutlich Quarzbruchstücke, Karbonatdetritus und Erzpartikel zu erkennen sind.
Raibler Schichten, Zimmermooshauptgraben, SH 740 m.
- 9: Raibler Kalk. Lumachelle. Die rekristallisierten Schalenbruchstücke von Mollusken schwimmen in lutitisch-arenitischem Kalk.
Raibler Abfolge, Zimmermooshauptgraben, SH 1140 m.
- 10: Raibler Kalk. Lutitisch-siltitischer Kalk, im Bild *Trochammina* sp., der gleiche Schriff zeigt noch andere gekammerte Sandschaler.
Raibler Schichten, westlich von Madersbach bei Brixlegg.

11: Raibler Schiefer-ton. Schwarzer Schiefer-ton alterniert mit feinsandigen Lagen. Diese zeigen Geopetalgefüge (Feinschichtung mit Mächtigkeitsunterschieden, verschiedentlich tritt auch Kreuzschichtung auf; die feinsandigen Partien sind durch Pyritgehalt, welcher zu Limonit verwittert, auch oberflächlich leicht zu erkennen). Raibler Schichten, Zimmermooshauptgraben, SH 960 m.

Alle Größenangaben auf den Fotos in mm.

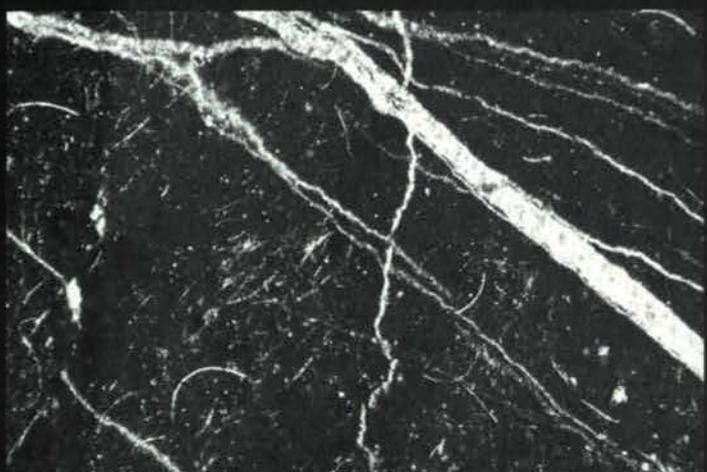
Anschrift des Verfassers:
Dr. Christian Schober, Aignerstr. 83/20,
A-5026 Salzburg.



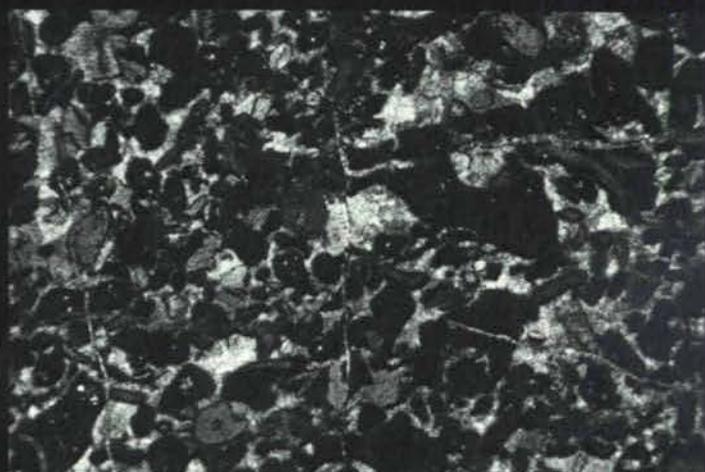
1



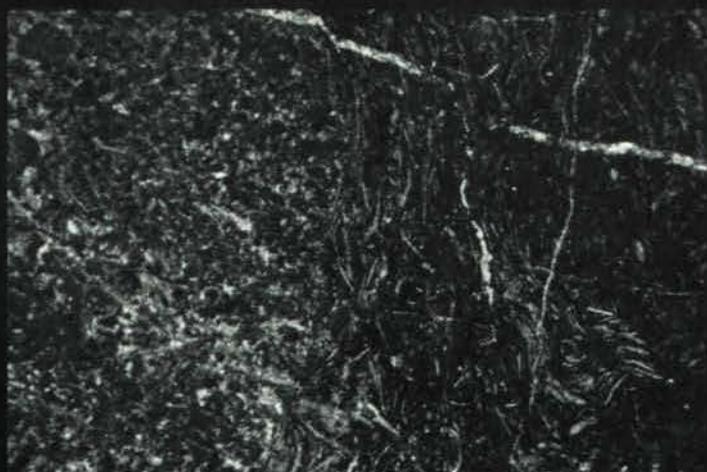
2



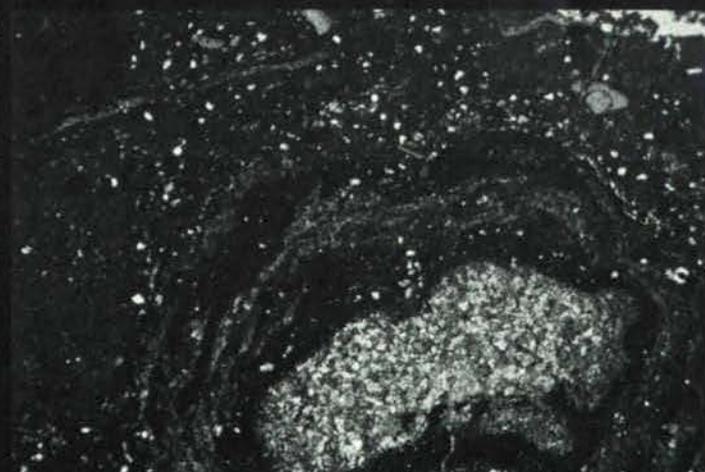
3



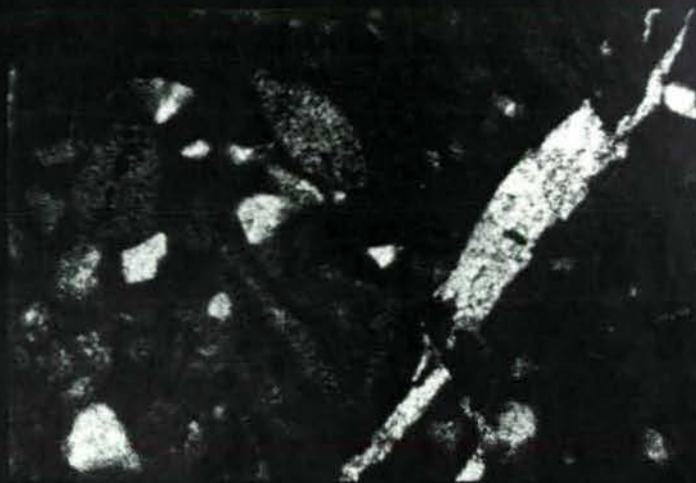
4



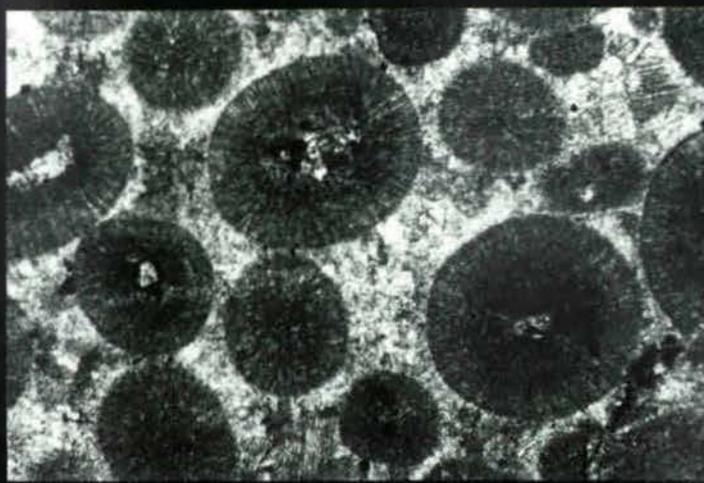
5



6



7



8



9



10



11

ZUR ALTERSSTELLUNG PERMOSKYTHISCHER GIPSE IM RAUM DES ÖSTLICHEN KARWENDELGEBIRGES (TIROL)

Ch. Spötl, Innsbruck

INHALT

Zusammenfassung

Abstract

1. Einleitung und Problemstellung
2. Kurzcharakterisierung der wichtigsten Salinar-Aufschlüsse
3. Geochemie der Gipsgesteine
4. Sedimentologie und Sedimentpetrographie der grünen Haselgebirgsklastika
 - 4.1. Sedimentstrukturen
 - 4.2. Mineralbestand
5. Korrelation: Grüne Haselgebirgsklastika - Mitterberger Schichten (Oberperm)
6. Fazielle Interpretation der permoskythischen Evaporite im Untersuchungsgebiet

Dank

Literatur

Zusammenfassung

Die evaporitischen Serien des Permoskyth im Bereich der Karwendel-Schuppenzone zwischen Hall in Tirol und Rofangebirge wurden sedimentologisch untersucht, wobei mittels neuer S-Isotopendaten die stratigraphische Einstufung durchgeführt wurde. So konnten erstmalig im Gelände oberpermische Anteile (Alpines Haselgebirge) von Evaporiten des Skyth/Anis-Grenzniveaus (Reichenhaller Fm.) differenziert werden. Erstere zeichnen sich durch die reichliche grüne Klastikaführung aus und werden mit den Mitterberger Schichten des Mittelabschnittes der Nordkalkalpen parallelisiert.

Die Reichenhaller Evaporite treten stets in Wechsellagerung mit Karbonaten und Rauhacken auf und zeigen mancherorts eine charakteristische Fluoritmineralisation.

Durch zwei S-Isotopenwerte wurde erstmalig die Einstufung der Mitterberger Schichten an der Typlokalität und im Profil Karlgraben/Dachsteinsüdseite als Oberperm bestätigt.

Abstract

Recent investigations in Permo-Scythian evaporites of the realm between Hall in Tyrol and the Rofan Mountains (Northern Calcareous Alps, Austria) are recorded. Based on new S-isotope data and sedimentological analyses, a clear distinction can be made between two independent saline phases: the first one occurred in Upper Permian (Alpine Haselgebirge Fm.) and displays typically marine S-isotope values of appr. + 11‰ CDT. At the Scythian-Anisian turning point a second saline development resulted in the deposition of Ca-sulfates, carbonates and collapse-breccias. S-isotope data are compatible with the world-wide Röt event, characterized by values of appr. + 25‰ CDT.

1. Einleitung und Problemstellung

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, durch Untersuchung gipsführender Aufschlüsse im Raum des östlichen Karwendels und Rofangebirges neue Daten zur Stratigraphie und Fazies des Permoskyth in diesem Raum beizutragen. Die Einstufung der Ca-Sulfatgesteine erfolgte durch Schwefelisotopenbestimmung.

Es treten in diesem tektonisch komplizierten Gebiet der Nördlichen Kalkalpen mehrere lithologische Ausbildungen permoskythischer Gesteine auf:

- (1) Rote bis weiße Quarzsandsteine, Siltsteine und Schiefertone, z.T. mit Magnesitknollen (EISBACHER, 1969), die - ohne detailliert bearbeitet worden zu sein - generell dem Alpinen Buntsandstein zugerechnet werden (LECHLEITNER, 1878, AMPFERER & OHNESORGE, 1924, AMPFERER & HEISSEL, 1950, EISBACHER, 1963, 1964).
- (2) Grünliche Sandsteine, Silt- und Tonsteine, stets vollkommen tektonisch aufgelöst, häufig mit

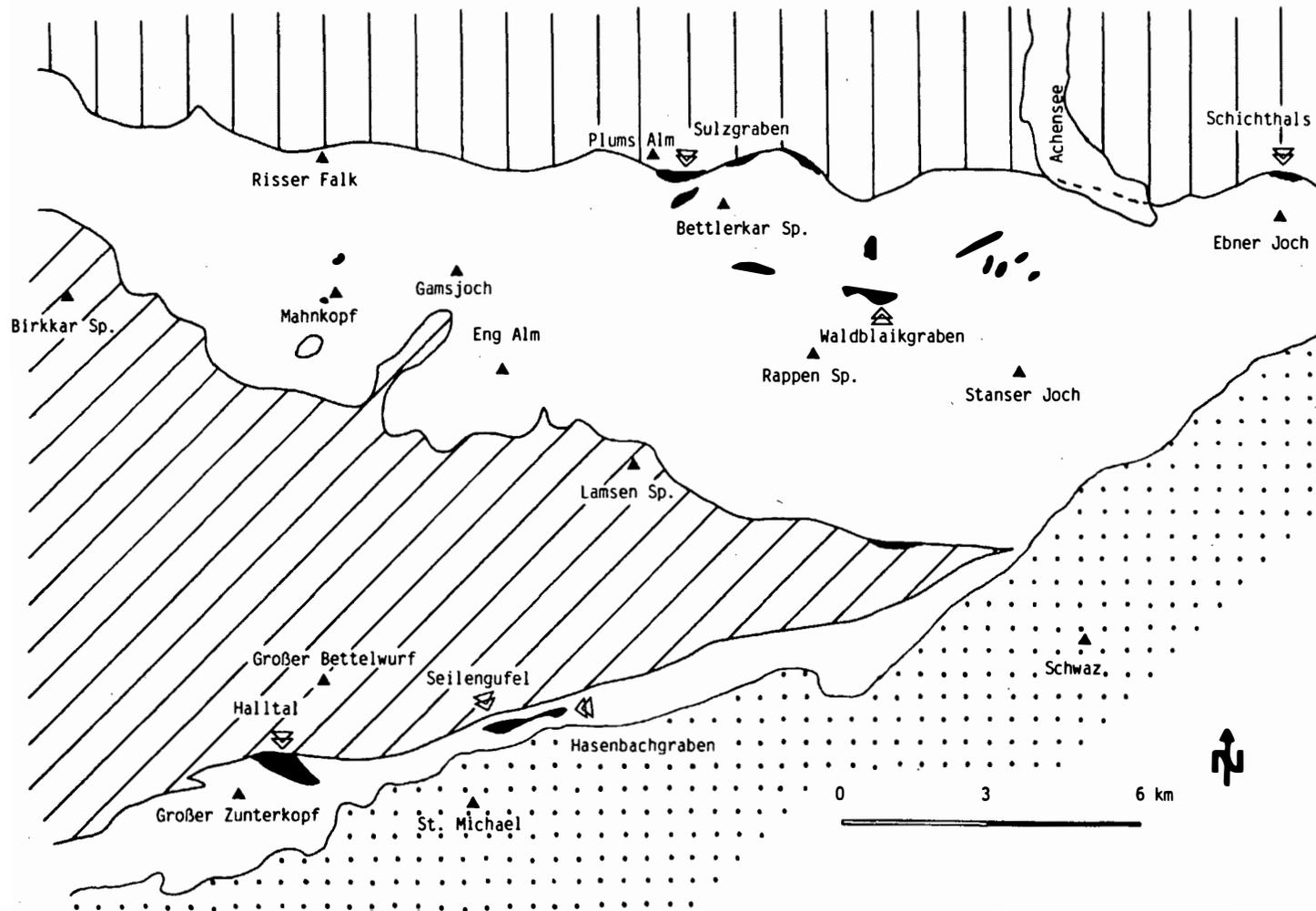


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte (n. HEISSEL, 1978) mit der Lage der größeren permoskythischen Salinarvorkommen zwischen Halltal und Rofengebirge. Die Doppelpfeile weisen auf Lokalitäten, von denen Schwefelisotopenanalysen vorliegen.

Legende: Schrägschraffur = Inntaldecke
 Vertikalschraffur = Lechtaldecke
 Weiß = Karwendel-Schuppenzone
 Schwarz = Salinarausbisse

Steinsalz-hohlformen und in Begleitung von Gipsen. Sie werden dem Alpenen Haselgebirge zugeordnet.

- (3) Dunkle, häufig bituminöse Dolomite und Kalke z.T. kavernös, selten fossilführend (*Neritaria stanensis* (PICHLER), *Dadocrinus gracilis* (BUCH) und *Costatoria costata* (ZENKER) in höheren Partien) vom Typus Reichenhaller Schichten. Sie wechsellagern im liegenden Abschnitt mit Gipsbänken, die aufgrund ihrer S-Isotopenzusammensetzung mit dem Dolomitanhydritkomplex des Haller Salzberges (SPÖTL, 1988) korreliert und ins Skyth/Anis-Grenzniveau gestellt werden können.

Die folgenden Ausführungen beziehen sich auf die beiden letzteren Ausbildungen, die häufig an tektonischen Schwächezonen und großen Bewegungsbahnen wirr verknetet und zerquetscht auftreten (Abb. 1).

2. Kurzcharakterisierung der wichtigsten Salinar-Aufschlüsse (s. Abb. 1)

2.1. Halltal und Haller Salzberg

Der vermutlich zur Karwendel-Schuppenzone zu stellende Salinarkomplex (HEISSEL, 1978, 1981) besitzt, nach den Untertage- und Übertageaufschlüssen zu urteilen, eine E-W-Mindesterstreckung von 3 km (Grubengebäude: 2.6 km) bei einer maximalen Mächtigkeit von mindestens 700 m, wobei die Liegendgrenze nicht bekannt ist.

Weitere Daten zur Tektonik und Lagerstättenbeschaffenheit sind HIMMELBAUER, 1931, SCHMIDEGG, 1951 und SCHAUBERGER, 1968, zu entnehmen. Ein vollständiges Literaturverzeichnis findet sich in SPÖTL, 1987a.

Pollen/Sporen- und S-Isotopenuntersuchungen (KLAUS, 1953, 1965, PAK, 1982, PAK & SCHAUBERGER, 1981, SPÖTL, 1988) bestätigen neben dem Vorhandensein eines mächtigen Dolomitanhydritkomplexes im Reichenhaller Niveau auch eindeutige oberpermische Haselgebirgs-Evaporite im Liegenden. Nähere sedimentologische Daten letzterer fehlen und dürften aufgrund des raschen Verfalls des Grubengebäudes (Stille 1967) wohl kaum mehr erbracht werden. Weiterführende Daten zur Sedimentologie und Fazies des Reichenhaller Evaporitanteils sind SPÖTL, 1987a, 1988, zu entnehmen.

2.2. Lokalität Seilengufel und Hasenbachgraben NE Hall i.T.

In der Karwendel-Schuppenzone zwischen Halltal-Durchbruch und Walderjoch wurde an mehreren Stellen Salinarmaterial an tiefgreifenden Schuppenzonen hochgeschüfirt. So nachweislich an der Hangendgrenze des liegenden Hauptdolbmits zum tektonisch darüberfolgenden Kössener Schichtpaket und an der Grenze von Aptychenschichten zu invers lagernden Raibler Schichten (SPÖTL, 1987a).

Das Vorkommen in der Seilengufel befindet sich am orographisch rechten Rand des oberen Urschenbaches und zeigt auf ca. 20 m Aufschlußbreite stark tektonisierte grüne Siltsteine und Schiefertone mit dm-mächtigen Gipsbänken. Eine S-Isotopenanalyse (Probe G 2) ergab einen typischen Oberperm-Wert: + 11.2‰ CDT. Sicher anzusprechende Reichenhaller Gesteine wurden nicht gefunden.

Der Aufschluß im oberen Hasengraben ("Blauer Lahm Graben" im Volksmund) wurde bereits von AMPFERER, 1942: Fig. 35, beschrieben und von PAK, 1974: 170, durch zwei S-Isotopendatierungen ins Oberperm eingestuft. Allerdings dürften mit hoher Wahrscheinlichkeit auch Reichenhaller Rauhwacken und Kalkbreccien an diesem Aufschluß beteiligt sein.

2.3. Oberer Waldblaikgraben - Dristl-Alm SW Pertisau

Die kleinen zerstreuten Ausbisse wurden zuletzt von KRAUTER, 1968, auskartiert, nachdem vor ihm AMPFERER & HEISSEL, 1950, das Aufschlußareal (etwa im Bereich des "Wilden Mann"-Grabens) wesentlich zu groß eingezeichnet hatten.

Im oberen Teil des Waldblaikgrabens wurde ein NNE-SSW-Profil aufgenommen (s. Abb. 2). Es zeigt eine wirre Aufeinanderfolge von Reichenhaller Karbonaten, Rauhwacken und Gipsbänken mit eingeschuppten Resten grüner Haselgebirgsklastika. Zwei S-Isotopenproben von Gipsen dieses Aufschlusses lieferten folgende Werte:

| | |
|------------|-------------|
| Probe DR 1 | + 23.3‰ CDT |
| Probe DR 3 | + 24.2‰ CDT |

Die Einstufung als Reichenhaller Evaporite ist damit abgesichert.

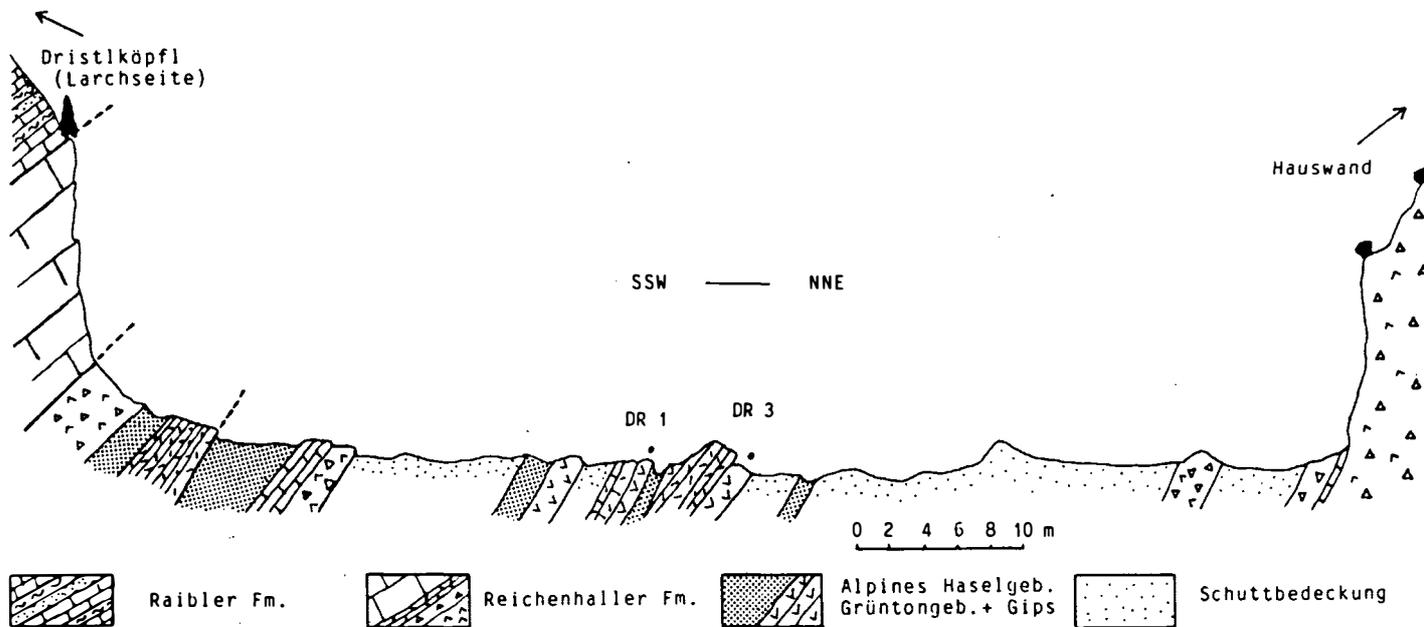


Abb. 2: Profil durch den oberen Teil des Waldblaikgrabens (SE Dristl-Alm) mit Lage der Schwefelisotopenprobenpunkte

2.4. Sulzgraben SW Plumsjoch am Achensee

Einen der größten Salinaufbrüche im Karwendel stellt das Gebiet des unteren und oberen Sulzgrabens dar, dessen Etymologie bereits eine Assoziation mit Salz i.w.S. verrät. Der großtektonischen Position nach ist dieses Vorkommen an den Nordrand der Karwendel-Schuppenzone (HEISSEL, 1978) zu stellen, wobei der felsbildende Wettersteinkalk der Schaufel-Spitze die tieferen Schichtglieder nordvergent überfahren hat.

Abb. 3 zeigt, daß die gipsführende Serie zwischen dem tektonisch liegenden Hauptdolomit der Lechtal-Decke und dem Wettersteinkalk eingeklemmt vorliegt. Es handelt sich um eine sicherlich tektonisch bedingte Wechselfolge von geringer lateraler Konstanz, an der Gesteine der Reichenhaller Fm., grüne und rötliche Haselgebirgs-Klastika und Gipsbänke (m-mächtig) beteiligt sind.

Hingewiesen werden soll noch auf die nur hier beobachtete reichliche Hämatitführung der grünen Sandsteine, eine Mineralisation, die ansonsten aus-

schließlich im Zusammenhang mit oberpermischen Diabasen, z.B. in Webing bei Abtenau (Salzburg), bekannt ist.

Zwei Gipsproben wurden auf ihre S-Isotopen-Zusammensetzung hin analysiert:

| | |
|------------|-------------|
| Probe SU 1 | + 23.9‰ CDT |
| Probe SU 2 | + 12.7‰ CDT |

Somit dürfte neben einem durch Karbonate belegbaren Skyth/Anis-Anteil auch ein oberpermischer (Haselgebirgs-) Anteil in diesem Aufschluß vorliegen (vgl. Haller Salzberg).

2.5. Sonntagstell/Schichthals im Rofangebirge

Das Vorkommen liegt im tektonischen Grenzbereich zwischen dem östlichsten Ausläufer der Karwendel-Schuppenzone und der den übrigen Rofan aufbauenden Lechtal-Decke.

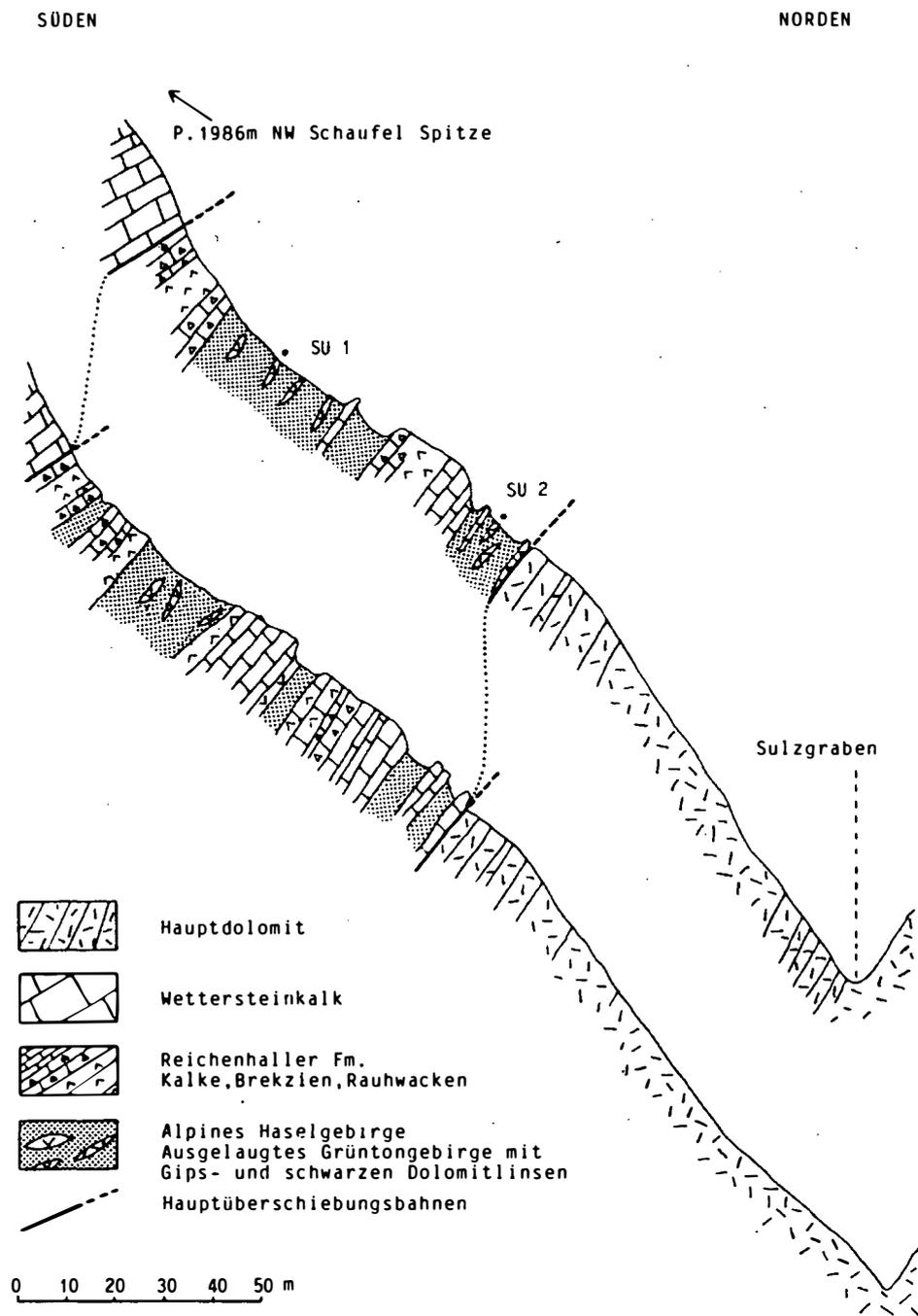


Abb. 3: Profilschnitte durch das Salinarvorkommen im oberen Sulzgraben (orogr. links) mit Lage der S-Isotopenproben

Die besten Aufschlüsse finden sich zwischen Schichthals und Sonntagstell und in den nach Osten hinabziehenden Gräben des Schichteneeders (vgl. AMPFERER, 1908: 295; 1942: Fig. 66). Das Profil (Abb. 4) weist im oberen Teil reichlich grüne Haselgebirgs-Klastika auf, während der mittlere und tiefere Abschnitt durch eine \pm sedimentäre Wechselfolge von m-mächtigen Gipsbänken mit kavernösen Dolomiten und vereinzelt fossilführenden Kalken mit

Neritaria stanensis (PICHLER) - Abb. 5 - bestimmt wird.

Eine ältere S-Isotopenprobe (PAK, 1974: 191 - dort allerdings fälschlicherweise als "Lachwaldspitze am Achensee" geführt) lieferte den erwarteten hoch positiven $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von + 25.6‰ CDT. Als weiteres geochemisches Charakteristikum sei auf die wiederholt anzutreffende violette Fluoritmine-

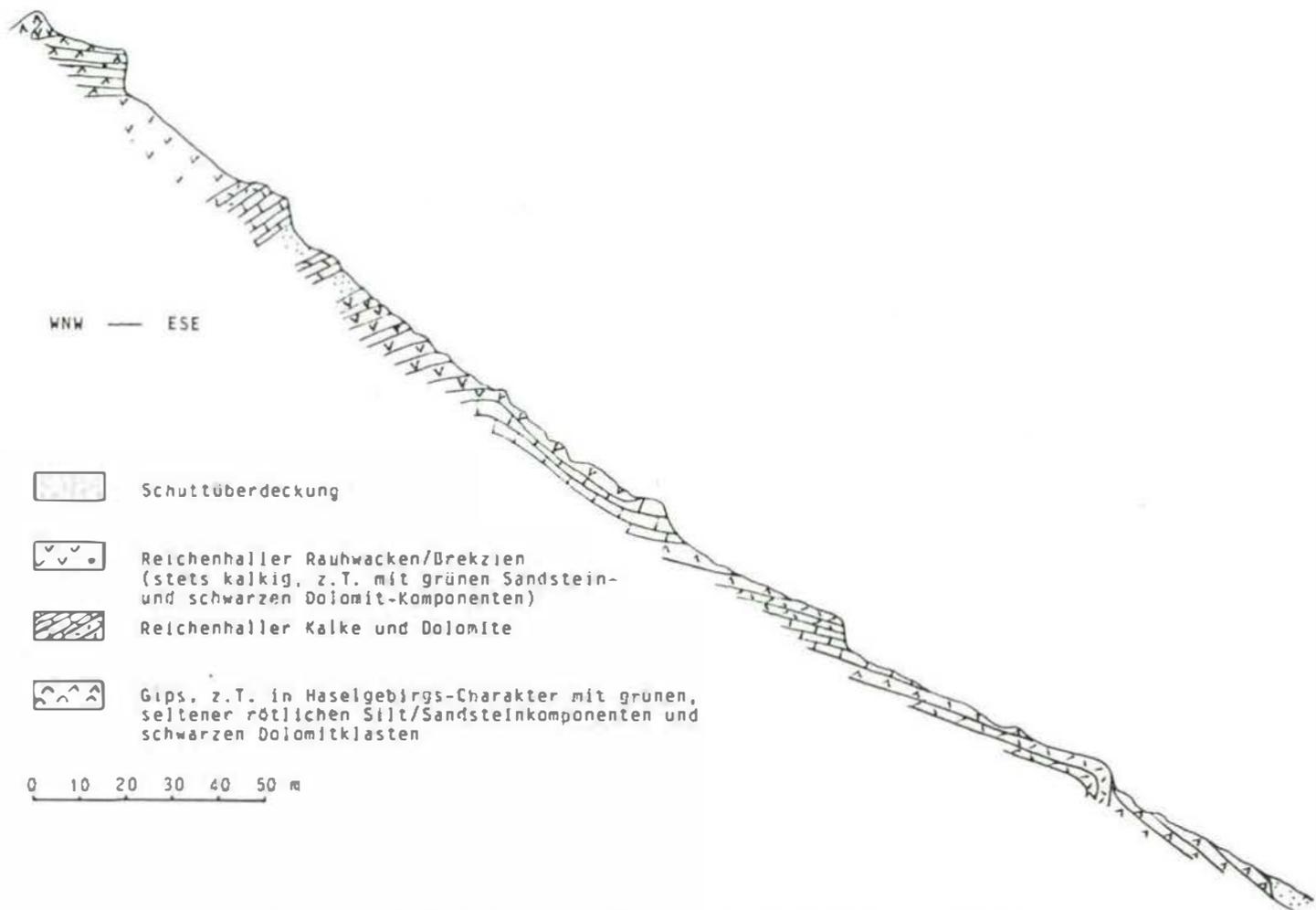


Abb. 4: Profil durch die gipsführende Reichenhaller Abfolge im Bereich E Sonntagstell (Rofan)



Abb. 5: Dünnschliff eines Gastropoden-Pelmikrits aus den Reichenhaller Schichten des Aufschlusses Sonntagstell mit Quer- und Längsschnitten von *Neritaria stanensis* (PICHLER). Probe Schi 2. Bildbreite = 16 mm

ralisation hingewiesen, die häufig in unteranischen Karbonatgesteinen auftritt (vgl. GÖTZINGER & WEINKE, 1984, GÖTZINGER, 1985, WALLENTA & GÖTZINGER, 1985).

3. Geochemie der Gipsgesteine

Tab. 1 gibt einen ersten Überblick über einige Haupt-, Neben- und Spurenelemente der Gipsgesteine, gemessen mittels AAS in HCl-Aufschlüssen. Aufgrund der zu geringen Probenzahl und fehlender veröffentlichter Daten muß von einer geochemischen Differenzierung

oberpermischer und untertriadischer Ca-Sulfatgesteine (vgl. BODE et al., 1987) vorerst Abstand genommen werden. Möglicherweise dürften jedoch erstere im Schnitt einen etwas höheren Background für Cu, Pb, Zn (U) aufweisen, was generell aus der spurenhafte Mineralisation im Oberperm abgeleitet werden kann. Weiters soll hingewiesen werden, daß sich in diesen obertägigen Gipsaufschlüssen häufig noch geringe Prozentsätze von Anhydrit (neben Magnesit und Dolomit) im XRD identifizieren ließen. Beim derzeit herrschenden Klima würde man eine vollständige Hydratation des Anhydrits erwarten (vgl. SHUKLA & FRIEDMAN, 1981).

| Probe | Fundort | SO ₄ | Ca | Mg | Fe | Sr | Mn | Zn |
|--------|-------------------|-----------------|------|------|------|------|-----|----|
| Schi 3 | Schichthals | n.b. | 23.9 | 0.4 | 2170 | 766 | 112 | 16 |
| V 1 | Mitterbergrunse | 59.6 | 26.1 | 0.7 | 413 | 1530 | 20 | 11 |
| SU 3 | Oberer Sulzgraben | 51.6 | 25.5 | 0.04 | 1835 | 2150 | 30 | 13 |
| Schi 4 | Schichthals | 53.3 | 25.7 | 0.06 | 1600 | 1867 | 37 | 29 |
| SU 1 | Oberer Sulzgraben | 56.3 | 25.3 | 2.7 | 910 | 2610 | 58 | 29 |

Tab. 1: Geochemische Analysen von permoskythischen Gipsgesteinen des Karwendel- und Rofangebirges. Angaben für SO₄, Ca und Mg in Gew.-%, Rest in ppm

4. Sedimentologie und Sedimentpetrographie der grünen Haselgebirgsklastika

Im folgenden werden die häufig auftretenden, grünlich gefärbten Sandsteine des Haselgebirges sedimentologisch näher charakterisiert. Das Hauptproblem dabei war, daß sich an keiner der untersuchten Lokalitäten ein primär zusammenhängendes Profil von mehr als 1 m erarbeiten ließ.

4.1. Sedimentstrukturen

4.1.1. Steinsalzkristallhohlformen, -skelette und -ausgüsse

Häufig treten lagenweise einige mm bis maximal 5 cm große kubische Hohlformen in den Sandsteinen auf, die eindeutig primären Halitkristallen zuzuschreiben sind. Sie wurden bereits von PICHLER, 1859: 174, aus dem Halltal beschrieben. Nicht selten finden sich auch Kristallskelette, aufgebaut aus einer Anzahl von zonar angeordneten Schalenkru-

sten, die mit grünen Siltfüllungen alternieren. Die hellen Schalenkrusten bestehen aus idiomorph begrenzten, klaren bis ziegelroten Quarzkriställchen (240–500 µm Durchmesser) und farblosen bis orange gefärbten Fe-Magnesiten (bis 3 mm Kantenlänge), die z.T. limonitisiert sind. Nach XRD-Untersuchungen und Einbettungsmethoden (vgl. KENNEDY, 1947) handelt es sich um die Glieder Breunnerit/Mesitinspat. Daneben treten auch "Pseudomorphosen" von Gips oder Siltmatrix nach Halit auf, die nicht selten eingedellte Kristallflächen und ausgezogene Kristallenden und -ecken zeigen, typische Kennzeichen von Halit-XX (sog. hopper im Angelsächsischen), die in äußerst flachen Salztümpeln (saline mud flats, sand flats, salt pans) bei starker Evaporation und großer Wachstumsgeschwindigkeit gebildet wurden (vgl. NEEV & EMERY, 1967, ARTHURTON, 1973, HANDFORD, 1982, HARDIE et al, 1985, LOWENSTEIN & HARDIE, 1985).

Ein Zusammenhang mit dem im Alpenen Haselgebirge recht häufigen Tonwürfelsalz (auch Jod- oder Kropfsalz genannt - Etymologie vgl. GÖRGEY, 1912: 377) drängt sich zwangsläufig auf (vgl. NOEGERATH, 1846, HAIDINGER, 1847, GÖRGEY, 1912, MAYER, 1913, WESTNER, 1951). Letzteres findet sich im Bereich der Salzberge untertage in verschiedenen Größenbereichen, eingewachsen in verschiedene Silt- und Tonsteine (graue, grüne, schwarze, rote) und zeigt neben seiner roten Farbe häufig verzerrte, von 90° deutlich abweichende Winkel. Beim vorsichtigen Herauslösen des NaCl bleibt in fast allen Fällen neben dispers verteiltem Hämatit (vgl. NEUMAYER, 1981: 78) ein filigranes Skelett aus Quarz und Fe-Magnesit-XX zurück (vgl. GRIMM, 1962a, b, HILLER & KELLER, 1965).

Die Genese dieser Steinsalzkristall-Ausgüsse und -Hohlformen, wofür in der Literatur eine Reihe von Termini existieren (Steinsalz-Pseudomorphosen, Sand-Steinsalz-Kristalle, Granokristalle, Steinsalz-Kristall-Relikte, Steinsalzkristalloide, Steinsalz-Kristall-Marken, etc.; im Angelsächsischen unter displace halite casts, skeletal halite, displace hopper crystals) ist je nach Form und Habitus verschieden (vgl. SOUTHGATE, 1982), im Detail auch heute noch nicht gänzlich geklärt (vgl. LINCK, 1946, GORNITZ & SCHREIBER, 1981, PARNELL, 1983, JOKOB, 1983, 1984, HAUSCHKE, 1985). Für die Bildung der Quarz- und Karbonatapatiten ist eine diagenetische Neubildung in salinaren elektrolyt-reichen Lösungen zu postulieren, die vollkommen an-

alog der weitverbreiteten Authigenese der biternierten "Salinarquarze" ist (vgl. GRIMM, l.c., NACHSEL, 1966, 1969, FRANZ, 1967, SCHETTLER, 1972).

4.1.2. Rippelmarken

Selten wurden Wellenrippelmarken mit $R_i = 7$, $H = 5-15$ mm gefunden.

4.1.3. Bioturbation und inkohlte Pflanzenreste

Die grünen Silt- und Sandsteine sind häufig durchwühlt. Selten wurden kohlige, unbestimmbare cm-große pflanzliche Reste gefunden und weisen mm- bis 1 cm dicke Grabgänge auf, die jedoch meist 2 mm stark und unverzweigt sind. Sie liegen \pm in der ss-Fläche. Daneben treten auch Spreitenbauten auf, die einen Durchmesser von ca. 1 cm aufweisen.

4.1.4. Tonscherben

Große siltige Intraklaste, meist sehr gut gerundet, sind lagenweise in den Sandsteinen anzutreffen. Die Größe liegt meist im Bereich von 1 cm.

4.1.5. Trockenrisse

Selten konnten Trockenrisse gefunden werden. Der Abstand der Netzleisten beträgt 2–4 cm.

4.1.6. Silcrete

Wenige mm dicke, dunkle, dichte Quarzkrusten treten auf unebenen, oft von Rissen durchzogenen Lagen der Sandsteine auf. Vermutlich handelt es sich dabei um pedogene Quarz-Zementation (Silcrete).

4.2. Mineralbestand

Es handelt sich um gut ausgewaschene, meist unter 1% Matrix führende Arkosen, lithische Arkosen bis Subarkosen (Abb. 6). Es sind gut sortierte, subgerundete bis gerundete, textuell reife Fein- bis Feinstsandsteine (selten Mittelsandsteine). Untersucht wurden die detritischen Komponenten Quarz, Feldspat, Gesteinsbruchstücke und Glimmerminerale, sowie Schwerminerale und Zement.

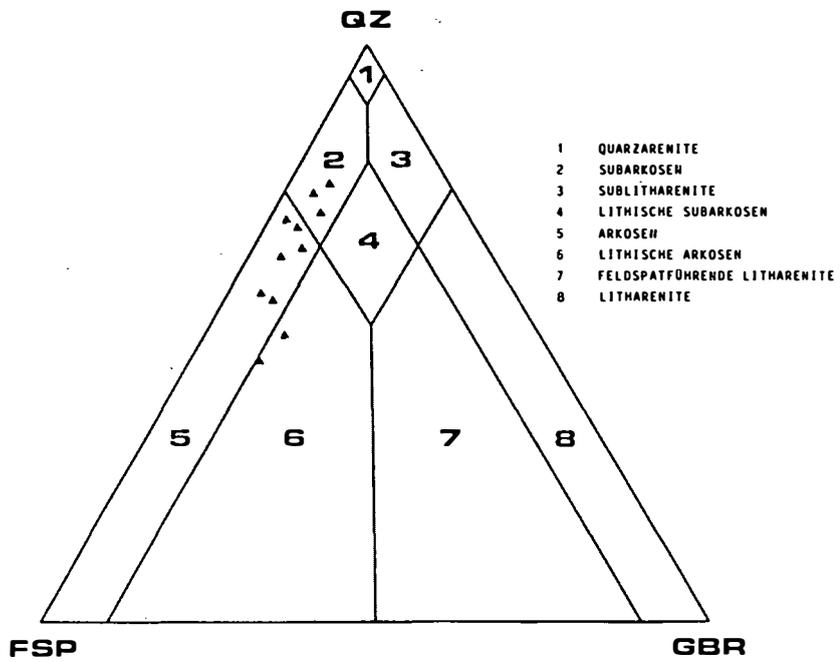


Abb. 6: Klassifikation der grünen Haselgebirgs-Sandsteine nach McBRIDE, 1963, modifiziert: Qz (mono- und polykristalliner Quarz) - Feldspäte - Gesteinsbruchstücke

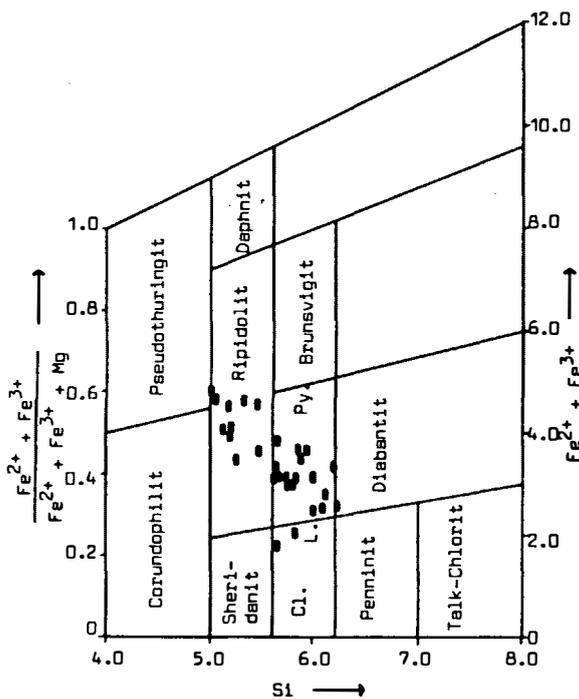


Abb. 7: Klassifikation der detritären Chlorite nach HEY, 1954

- Cl = Clinochlor
- L = Leuchtenbergit
- Py = Pyknochlorit

Quarz

Die hier betrachteten monokristallinen Quarze sind nicht bis schwach undulöse, z.T. einschlußreiche (u.a. winzige fluid inclusions, die oft lagig angeordnet sind) Kristalle, die durch die Bank diagenetisch weitergewachsen sind. Die ursprüngliche Kornform ist meist durch Pigmentierung bzw. spätdiagenetische Neuspaltung winziger Quarz-XX (s.u.) gut erkennbar. Porphy Quarze wurden nicht beobachtet.

Feldspäte

Die ursprünglich reichlich vorhandenen Feldspäte (hauptsächlich Kalifeldspäte) sind stets sehr stark bis komplett in Phyllosilikate umgesetzt und liegen i.d.R. als Pseudomorphosen vor. Maximale Interferenzfarben sind grauschwarz. Selten wurden Mikrokline beobachtet. In den Proben aus dem Utzschneider Werk/Haller Salzberg liegen die Feldspäte besser erhalten vor, sodaß gefolgert werden kann, daß die Feldspatersetzung bis dato andauert. Zwillinge wurden nicht gefunden.

Nach Mikrosondenanalysen handelt es sich um K-Feldspäte mit meist >90 Mol.-% Or. Sie sind jedoch stets weitgehend umgesetzt in ein Serizit/Chloritgemenge (mit ca. 3% FeO + Fe₂O₃ und 4–11% MgO in der Analyse).

Detritische Glimmer

Es herrschen Hellglimmer vor. Chlorite und gebleichte Biotite sind untergeordnet. Die analysierten Hellglimmer (EMPA) weisen 1–17 Mol.-% Par-An teil auf (meist 6–11).

Die Chlorite plotten nach HEY, 1954, i.w. in die Felder des Pyknochlorits und Ripidolits (Abb. 7), was gut mit den XRD-Analysen übereinstimmt. Nach FOSTER, 1962, handelt es sich um Mg-reiche Ripidolite und Brunsvigite. Neben grünen Chloritvarietäten wurden auch selten ungefärbte gefunden, z.T. in Paragenese mit Muskovit innerhalb eines Kornes.

Gesteinsbruchstücke

- 1) Metamorphe GBR: Polykristalline Quarze treten in Form von "recrystallized metamorphic quartz" (KRYNINE, 1940) untergeordnet auf.
- 2) Sedimentäre GBR: sehr gut gerundete Feinsiltklasten bis cm-Größe (Übergänge zu flat pebbles).

3) Vulkanische GBR: fragliche chert-Fragmente.

Matrix

Die gut ausgewaschenen Feinsandsteine führen kaum Matrixanteile. Nur bisweilen ist lagenweise tonig-siltige Grundmasse eingeschaltet, aus der auch die aufgearbeiteten flat pebbles herzuleiten sind.

Zement

Es handelt sich zur Hauptsache um Quarz-Zement. Er tritt zum einen in Form von oft breiten syntaxialen Anwachssäumen auf, zum anderen als charakteristische, 5–10 µm große Nuklei von oft pseudokubischem Habitus (Identifikation im KEVEX) massenhaft an Korngrenzen.

Karbonatzement kommt nur akzessorisch vor. Fragliche Kaolinitaggregate konnten beobachtet werden.

Erzminerale

Nicht selten tritt Pyrit und vereinzelt auch Kupferkies (Identifikation im KEVEX) in den Opakfraktionen auf.

Schwerminerale

Wie aus Abb. 8 ersichtlich, besteht das SM-Spektrum zur Hauptsache aus Zi, Tu und Ap. Letzterer ist vielfach authigen neugebildet.

Zirkon

In wechselnden Häufigkeiten finden sich idiomorphe, oft zonierte Individuen und bereits zerbrochene, metamiktisierte Körner. In einem Fall (Probe SU 3) liegt die Vermutung auf diagenetische Neubildung nahe, zumal die Individuen sehr gehäuft beinahe größengleich und idiomorph auftreten (ca. 80 µm Länge).

Nicht selten trifft man auch im Schliff auf lagi-ge "Zirkonseifen", zusammen mit reichlich Opaksubstanz und Turmalin. Diese Zirkone sind oft von einem rostigen Hof umgeben, der möglicherweise radioaktiver Entstehung ist.

Turmalin

Er überwiegt in den meisten Fällen leicht über Zirkon. Es fanden sich nur braune Farbvarietäten. Etwa

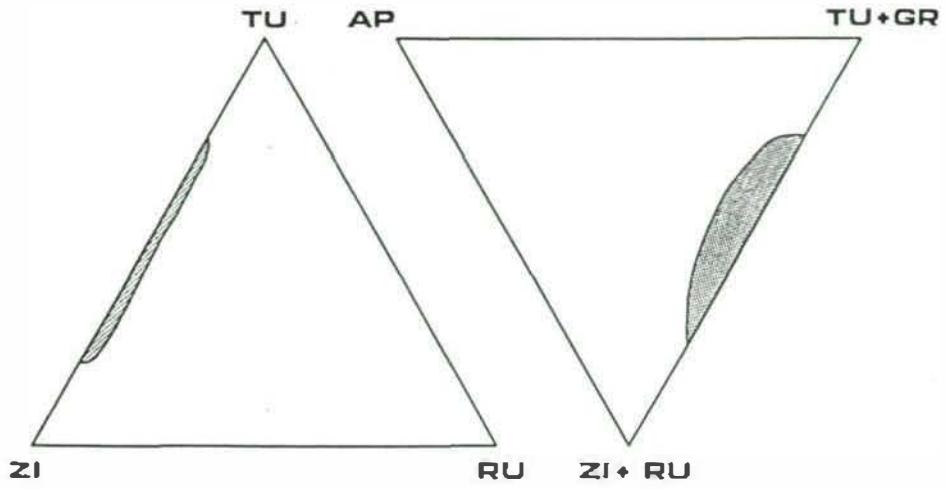


Abb. 8: Graphische Darstellung des SM-Spektrums der grünen Haselgebirgs-Klastika im Raum des Karwendels und Rofans. Probenzahl = 12

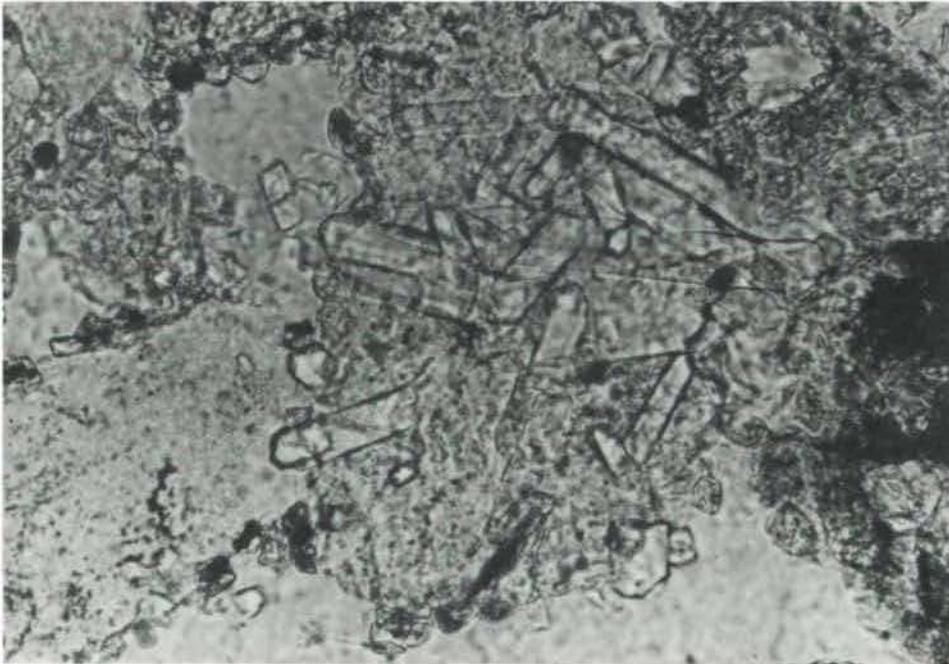


Abb. 9: Authigener Apatitcluster in grünen Haselgebirgs-Sandsteinen (Probe Nr. 107). // Nicols. Bildbreite = 0.3 mm

die Hälfte der Individuen ist authigen weitergewachsen (vgl. SPÖTL, 1987b). Zonarbau tritt bisweilen auf.

Apatit

In den Streupräparaten konnten nur mehr wenige Exemplare der vermutlich primär reichlicher vorhandenen Ap-Fraktion gefunden werden. Diagenetisch ist in fast allen Fällen Apatit neu gebildet worden. In clusterartigen Aggregaten entwickelten sich bis zu 450 µm lange, prismatische, einschlußarme Kristalle (Abb. 9). Sie sind häufig biteterminiert und vollkommen idiomorph (vgl. MADER, 1985).

Rutil

Rutil wurde nur in Einzelkörnern gefunden.

Diagenese

Folgende Prozesse konnten herausgearbeitet werden, die vereinfacht nach folgendem Schema gegliedert werden können, wobei jedoch große gegenseitige Überlappungen bestehen.

- (1) Syntaxiale Qz-Zement-Abscheidung in optischer Kontinuität mit dem detritischen Kern
- (2) K-Feldspat-Umsetzung in Phyllosilikate. Die im Verwitterungsbereich beginnende Feldspatersetzung fand ihre Fortsetzung in der Diagenese und führte i.d.R. zu einer vollständigen Umsetzung der Partikel in ein feinfilziges Aggregat aus Hellglimmern und Chloritmineralen. Letztere tragen zusammen mit Prozeß 8 zur charakteristischen Grünfärbung des Gesteins bei.
- (3) Vermutlich Ap-Auflösung unter leicht saurem pH und diagenetische Ausfällung unter vollständiger Qz-Verdrängung.
- (4) Teilweise Anhydrit-Ausscheidung im Porenraum. Verdrängung von Quarz und Feldspat
- (5) Spätdiagenetische Qz-Ausfällung in Form von klaren, ± isometrischen XX (unter 10 µm), die oft massenhaft auftreten können.
- (6) Geringfügige Karbonatzementation in Zwirkelporen.
- (7) Starke Drucklösung und Anhydritlösung. Bildung eines suturierten Kornkontaktgefüges.
- (8) Stellenweise feinste Chloritauthigenese, die mitverantwortlich zeichnet für die Grünfärbung des Gesteins.

- (9) Lokale Hämatitmineralisation (Aufschluß Sulzgraben).

5. Korrelation: Grüne Haselgebirgsklastika-Mitterberger Schichten (Oberperm)

Die grünen Haselgebirgsklastika treten in völlig analoger Ausbildung außerdem im Gebiet Mitterberg am Hochkönig-Lammermasse-Dachsteinsüdseite-Schildmauer bei Admont bis mindestens zum Kaswassergraben bei Großreifling auf. Sie werden dort als Mitterberger Schichten bzw. ausgelaugtes Haselgebirge (in der Varietät des Grüntongebirges nach SCHAUBERGER, 1949) angesprochen (GEYER, 1914, GANSS et al., 1954, GABL, 1954, UNGER, 1967, MOSTLER, 1972a, b, NOWY & LEIN, 1984, HESS, 1985, KIRCHNER, 1987).

Folgende stratigraphische Fixpunkte existieren:

- In grünen Tonschiefern des Karlbach-Profiles/Dachsteinsüdseite bestimmte KLAUS Oberperm-Sporen, außerdem treten Melaphyrkomponenten auf (ERKAN, 1977: 361).
- An der Typlokalität der Mitterberger Schichten, dem stillgelegten Kupfererzbergbau Mitterberg, erfolgt die Einbindung dieser Serien durch die Überlagerung von Werfener Schichten (MOSTLER, 1972a).

Durch zwei neue S-Isotopendaten kann nun diese Einstufung weiter untermauert werden:

| | | |
|----------|--|-------------|
| Pr. MI 1 | Bergbau Mitterberg, 7. Sohle, 3000 m W Emilstollen | + 11.9‰ CDT |
| Pr. K 3 | Karlgraben, Gipsbank im tektonisch Liegenden des etwa 30 m mächtigen violetten Quarzitkomplexes in ca. 1600 m NN | + 11.0‰ CDT |

Aufgrund vorliegender Daten möchte ich als Arbeitshypothese eine Parallelisierung der grünen Haselgebirgsklastika im Raum des östlichen Karwendelgebirges mit den Mitterberger Schichten postulieren. Das fehlende laterale Bindeglied könnte das Gips/Anhydritvorkommen (zusammen mit der Solequelle im 7. Lauf) im ehemaligen Kupfererzbergbau Rerobichl bei Kitzbühel (MUTSCHLECHNER, 1968) darstellen, das ebenfalls einen oberpermischen $\delta^{34}\text{S}$ -Wert geliefert hat (PAK, 1982: 193).

6. Fazielle Interpretation der permoskythischen Evaporite im Untersuchungsgebiet

Die bisherige Kenntnis der Fazies der Mitterberger Schichten beschränkt sich auf das Herausstreichen ihres klar salinaren Einschlages (Gips- und Anhydritlagen, Hinweise auf primäre Halitführung) und Fossillosigkeit.

Die sedimentologische Analyse dieser Klastika im Raum des Karwendels spricht für ein evaporitisches, vermutlich supratidales Environment, etwa vergleichbar rezenten saline mud/sand flats mit einzelnen salt pans (vgl. HANDFORD & BASSETT, 1982, LOWENSTEIN & HARDIE, 1985, PRESLEY, 1987).

Die oberskythisch-unteranisischen Gipsgesteine dürften einzelnen evaporitischen Flachstwasserbereichen entstammen, die immer wieder trockenfielen und sich in Sabkhas umwandelten. Inwieweit auch Steinsalz an der Sedimentation beteiligt war, läßt sich zur Zeit nicht sicher entscheiden (vgl. dazu PAK & SCHAUBERGER, 1981). Sicherlich muß mit bedeutenden postsedimentären Lösungs- und Kollapsprozessen gerechnet werden, die im Verein mit Dedolomitisierungen zur Bildung von Teilen der weitverbreiteten Reichenhaller Rauhwackenhorizonte geführt haben.

Dank

Für stetes Interesse und Ermöglichung der Schwefelisotopenanalysen (Analytiker: Dr. E. PAK/Wien) möchte ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Univ.-Prof. Dr. Helfried MOSTLER, sehr herzlich danken. Herr Univ.-Doz. Dr. Franz VAVTAR stellte freundlicherweise eine Gipsprobe aus dem ehemaligen Bergbau Mitterberg für die Analyse zur Verfügung. Für die Durchsicht des Manuskripts sei Herrn Univ.-Prof. Dr. Helfried MOSTLER und Herrn Univ.-Doz. Dr. Rainer BRANDNER gedankt.

Literatur

- AMPFERER, O. (1908): Studien über die Tektonik des Sonnwendgebirges. - Jb. Geol. R.-A., 58, 281-304.
- AMPFERER, O. (1942): Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. - Denkschriften Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., 106, 1-95.
- AMPFERER, O. & HEISSEL, W. (1950): Das östliche Karwendel. Erläuterungen zur geologischen Karte des östlichen Karwendels und des Achensee-Gebietes. - 55 S., Innsbruck (Wagner).
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1924): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Innsbruck-Achensee (Nr. 5047). - 108 S., Wien (Geol. B.-A.).
- ARTHURTON, R.S. (1973): Experimentally produced halite compared with Triassic layered of northeast Yorkshire. - *Sedimentology*, 17, 221-232.
- BODE, W., BRODE, T., REUTER, A. & ZACHMANN, D. (1987): Geochemische Untersuchungen zur Differenzierung von Anhydriten des Zechsteins (A3) und des Oberen Buntsandsteins. - [in]: Klare, B. & Schröder, B. (eds.): International Symposium Zechstein 1987, Abstracts, 20.
- CLAYPOOL, G.E., HOLSER, W.T., KAPLAN, I.R., SAKAI, H. & ZAK, I. (1980): The age curves for sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. - *Chem. Geol.*, 28, 199-260.
- EISBACHER, G. (1963a): Sedimentpetrographische Untersuchungen am alpinen Buntsandstein im Raume Innsbruck-Saalfelden. - Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 85 S.
- EISBACHER, G. (1963b): Primäre gerichtete Gefüge und Paläogeographie des alpinen Buntsandsteines im Raume Innsbruck-Saalfelden. - *Veröff. Mus. Ferd.*, 43, 133-141.
- EISBACHER, G. (1969): Neue Beobachtungen zur Deutung der knolligen Magnesite im Tonschieferkomplex des alpinen Buntsandsteines der Nördlichen Kalkalpen. - *Miner. Dep.*, 4, 219-224.
- ERKAN, E. (1977): Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. - *Jb. Geol. B.-A.*, 120/2, 343-400.
- FOSTER, M.D. (1962): Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 414-A, 1-33.

- FRANZ, E. (1967): Zur Frage der Genese authigener idiomorpher Quarze im Salinar. - *Z. angew. Geol.*, 13/3, 157-159.
- GABL, G. (1964): Geologische Untersuchungen in der westlichen Fortsetzung der Mitterberger Kupfererzlagerstätte. - *Arch. Lagerst.forsch. Ostalpen*, 2, 2-31.
- GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E. (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. - *Wiss. Alpenvereinshefte*, 15, 1-82.
- GEYER, G. (1914): Die Aufschliessungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. - *Denkschriften Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl.*, 82, 1-40.
- GÖRGEY, R. (1912): Zur Kenntnis der Kalisalzlager von Wittelsheim im Ober-Elsaß. - *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.*, 31, 339-468.
- GORNITZ, V.M. & SCHREIBER, B.C. (1983): Displacive halite hoppers from the Dead Sea: some implications for ancient evaporite deposits. - *J. Sedim. Petrol.*, 51/3, 787-794.
- GÖTZINGER, M.A. (1985): Mineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis) Ostösterreichs. Ein Überblick. - *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 6, 183-192.
- GÖTZINGER, M.A. & WEINKE, H. (1984): Spurenelementgehalte und Entstehung von Fluoritmineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis-Mitteltrias), Nördliche Kalkalpen, Österreich. - *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.*, 33, 101-119.
- GRIMM, W.-D. (1962a): Ausfällung von Kieselsäure in salinar beeinflussten Sedimenten. - *Z. dt. geol. Ges.*, 114, 590-619.
- GRIMM, W.-D. (1962b): Idiomorphe Quarze als Leitmineralien für saline Fazies. - *Erdöl & Kohle, Erdgas, Petrochemie*, 15/11, 880-887.
- HAIDINGER, W. (1847): Über die Pseudomorphosen nach Steinsalz. - *Natwiss. Abh.*, 1, 65-78.
- HANDFORD, C.R. (1982): Terrigenous clastic and evaporite sedimentation in a recent continental Sabkha-Playa basin, Bristol dry lake, California. - [in]: HANDFORD, C.R., LOUCKS, R.G. & DAVIES, G.R. (eds.): *Depositional and diagenetic spectra of evaporites*. - *Soc. Econ. Paleont. Miner. Core Workshop*, 3, 276-304.
- HANDFORD, C.R. & BASSETT, R.L. (1982): Permian facies sequences and evaporite depositional styles, Texas Panhandle. - [in]: HANDFORD, C.R., LOUCKS, R.G. & DAVIES, G.R. (eds.): *Depositional and diagenetic spectra of evaporites*. - *Soc. Econ. Paleont. Miner. Core Workshop*, 3, 210-237.
- HARDIE, L.A., LOWENSTEIN, T.K. & SPENCER, R.J. (1985): The problem of distinguishing between primary and secondary features in evaporites. - [in]: SCHREIBER, B.C. & HARNER, H.L. (eds.): *Sixth Symposium on salt*, Toronto 1983, 11-39, Alexandria (Salt Inst.).
- HAUSCHKE, N. (1985): Beitrag zur Genese des Unteren Gipskeupers (km 1). - Unveröff. Diss. Univ. Münster, 258 S.
- HEISSEL, G. (1978): Karwendel - geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 8, 227-288.
- HEISSEL, G. (1981): Bericht 1980 über geologische Aufnahmen im Mesozoikum des Karwendelgebirges auf den Blättern 118 Innsbruck und 87 Walchensee sowie den angrenzenden Nachbargebieten. - *Verh. Geol. B.-A.*, 1981, A64-A67.
- HESS, R. (1985): Petrographie, Sedimentologie und Paläogeographie der Permoskythschichtfolge zwischen Liezen und dem Johnsbachtal (Stmk.) unter besonderer Berücksichtigung der grobklastischen, basalen Anteile. - Veröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Erlangen-Nürnberg, 267 S.
- HEY, M.H. (1954): A new review of chlorites. - *Min. Mag.*, 30, 277-292.
- HILLER, J.E. & KELLER, P. (1965): Untersuchungen an den Lösern der Kalisalzlagerstätte Buggingen. - *Kali & Steinsalz*, 5/6, 190-203.
- HIMMELBAUER, A. (1931): Der petrographische Aufbau der österreichischen alpinen Salzlagerstätten verglichen mit dem Staßfurter Permsalze. - *Sitzber. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., Abt.1*, 140, 347-357.
- JAKOB, H. (1983): Über Sand-Steinsalzkristalle. - *Aufschluß*, 34, 47-64.
- JAKOB, H. (1984): Über experimentell erzeugte Sand-Steinsalz-Kristalle. - *Aufschluß*, 35, 161-167.
- KENDALL, A.C. (1984): Evaporites. - in: WALKER, R.G. (ed.): *Facies models*. - *Geoscience Canada Reprint Series*, 1, 259-298.
- KENNEDY, G.C. (1947): Charts for correlation of optical properties with chemical composition of some common rock-forming minerals. - *Amer. Miner.*, 32, 561-573.
- KIRCHNER, E.C. (1987): Die Mineral- und Gesteinsvorkommen in den Gipslagerstätten der Lammernasse, innerhalb der Hallstattzone, Salzburg. - *Jb. Haus der Natur*, 10, 156-167.
- KLAUS, W. (1953): Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. - *Verh. Geol. B.-A.*, 1953/3, 161-175.
- KLAUS, W. (1965): Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen. - *Verh. Geol. B.-A., Sh. G.*, 288-292.
- KRYNINE, P.D. (1940): Petrology and genesis of the Third Bradford Sand. - *Pennsylvania State Coll. Bull.*, 29, 1-134.
- LECHLEITNER, C. (1878): Über den rothen Sandstein an der Grenze der Central- und nordtiroler

- schen Kalkalpen. - 40 S., Innsbruck (Programm Gymn. Innsbruck).
- LINCK, O. (1946): Die sogenannten Steinsalz-Pseudomorphosen als Kristall-Relikte. - Abh. Senckenberg. naturforsch. Ges., 470, 1-50.
- LOWENSTEIN, T. & HARDIE, L.A. (1985): Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. - *Sedimentology*, 32, 627-644.
- MADER, D. (1985): Diagenetic evolution of opaque and transparent heavy minerals reflecting colour genesis in continental fluvial Buntsandstein red beds of the Eifel (FR Germany). - [in]: MADER, D. (ed.): Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. - *Lecture Notes in Earth Sciences*, 4, 531-560.
- MAYER, F. (1913): Geologisch-mineralogische Studien aus dem Berchtesgadener Land. - *Geognost. Jahreshft*, 25, 121-158.
- McBRIDE, E.F. (1963): A classification of common sandstones. - *J. Sedim. Petrol.*, 33/3, 664-669.
- MOSTLER, H. (1972a): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). - *Verh. Geol. B.-A.*, 1972, 155-162.
- MOSTLER, H. (1972b): Anhydrite and gypsum in low grade metamorphic rocks along the northern margin of the Grauwackenzone (Tyrol, Salzburg). - [in]: RICHTER-BERNBURG, G. (ed.): *Geology of saline deposits. Proceedings Hanover Symposium 1968.* - *Earth Science Series* 7, 213-214, Paris (UNESCO).
- MUTSCHLECHNER, G. (1968): Das Kitzbüheler Bergbaugebiet. - [in]: WIDMOSER, E. (Hrsg.): *Stadtbuch Kitzbühel*, 2, 11-30, Kitzbühel.
- NACHSEL, G. (1966): Quarz als Faziesindikator. - *Z. angew. Geol.*, 12/6, 322-326.
- NACHSEL, G. (1969): Idiomorphe Quarze und Ver-taubungen im Kaliflöz "Staßfurt" des Südharz-Kalireviers. - *Z. angew. Geol.*, 15/8, 420-425.
- NEEV, D. & EMERY, K.O. (1967): The Dead Sea. Depositional processes and environments of evaporites. - *Bull. Isreal Geol. Survey*, 41, 1-147.
- NEUMAYER, M. (1981): Gefügestudien in alpinen Salzlagerstätten. - Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 127 S.
- NIELSEN, H. (1979): Sulfur isotopes. - [in]: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C. (eds.): *Lectures in isotope geology*, 283-312, Berlin (Springer).
- NOEGERATH (1846): Irreguläre Steinsalz-Krystalle und Pseudomorphosen nach solchen. - *N. Jb. Miner., Geognosie, Geol. u. Petrefaktenkunde*, 1846, 307-317.
- NOWY, W. & LEIN, R. (1984): Zur Geologie des Bos-ruck-Autobahntunnels (Pyhrnautobahn, Öster-reich). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 30/31, 45-94.
- PAK, E. (1974): Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik I. - *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl.*, 111, 166-174.
- PAK, E. (1982): Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik III. - *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl.*, 118, 187-199.
- PAK, E. & SCHAUBERGER, O. (1981): Die geologi-sche Datierung der ostalpinen Salzlagerstät-ten mittels Schwefelisotopenuntersuchungen. - *Verh. Geol. B.-A.*, 1981/2, 185-192.
- PARNELL, J. (1983): Skeletal halites from the Juras-sic of Massachusetts, and their significance. - *Sedimentology*, 30, 711-715.
- PICHLER, A. (1859): Beiträge zur Geognosie Tirols. Aus dem Inn- und Wipptale. - *Z. Ferd. f. Tirol u. Vorarlberg*, 8, 137-232.
- PRESLEY, M.W. (1987): Evolution of Permian Evapo-rite Basin in Texas Panhandle. - *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 71/2, 167-190.
- SCHAUBERGER, O. (1949): Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. - *Berg- u. Hüttenm. Mh.*, 94/3, 46-56.
- SCHAUBERGER, O. (1968): Lagerstättenbeschrei-bung des Salzberges Hall i. Tirol. - Unveröff. Manuskript, 17 S., Bad Ischl.
- SCHETTLER, H. (1972): The stratigraphical signifi-cance of idiomorphic crystals in the saline for-mations of the Werra-Ems area, north-western Germany. - [in]: RICHTER-BERNBURG, G. (ed.): *Geology of saline deposits. Proceedings Hanover Symposium 1968.* - *Earth Science Se-ries*, 7, 111-127, Paris (UNESCO).
- SCHMIDEGG, O. (1951): Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendelgebir-ges. - *Jb. Geol. B.-A.*, 94, 159-205.
- SOUTHGATE, P.N. (1982): Cambrian skeletal hali-te crystals and experimental analogues. - *Sedi-mentology*, 29, 391-407.
- SHUKLA, V. & FRIEDMAN, G.M. (1981): An unusu-al occurrence of surficial anhydrite in a moist temperate zone: exmple from the Lockport Formation (Middle Silurian) of New York. - *Sedim. Geol.*, 29, 125-131.
- SPÖTL, C. (1987a): Sedimentologisch-fazielle und geochemische Untersuchungen am permosky-thischen Salinar der Nördlichen Kalkalpen. - Unveröff. geol. Diplomarb. Univ. Innsbruck, 130 S.
- SPÖTL, C. (1987b): Eine klastisch-evaporitische Oberperm-Entwicklung im Hallstätter Salz-berg (Salzkammergut, Österreich). - *Mitt. österr. geol. Ges.*, 80, 115-141.

- SPÖTL, C. (1988): Evaporitische Fazies der Reichenhaller Fm. (Skyth/Anis) im Haller Salzberg (Tirol). - Jb. Geol. B.-A., 131/1 (in Druck).
- UNGER, H.J. (1967): Geologische Untersuchungen im Kupferbergbau Mitterberg in Mühlbach/Hochkönig (Salzburg). - Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 61 S.
- WALENTA, K. & GÖTZINGER, M.A. (1985): Ein neues Vorkommen flächenreicher Fluorite in den Gutensteiner Schichten, Oberösterreich. - Mitt. Österr. Miner. Ges., 130, 21-26.
- WESTNER, G. (1951): Ein Beitrag zur Kenntnis der Salzlagerstätte Berchtesgaden. - Unveröff. Diss. Univ. München, 128 S.

Anschrift des Verfassers:

Mag. Christoph Spötl, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck