

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 Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten.

Der basale Teil des Alpenen 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).

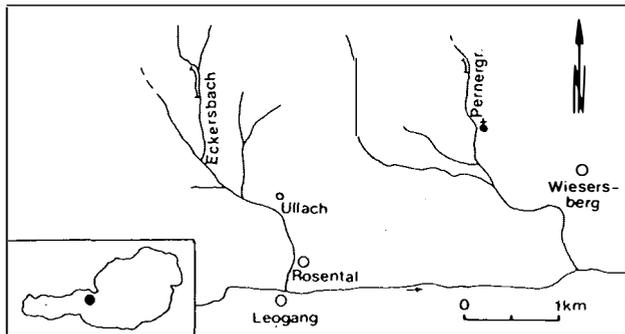


Abb. 1: Lage der bearbeiteten Profile

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 führende Basis- breccie	Tonsch. Basisbr.	Prebichl-Sch. Tonsch. Basisbr.
O b e r - E R - M	Magnetit führende Bunt sandstein	Bunt sandstein	Hangendserie	Bunt sandstein	Permoskyth-Sandstein Quarkongl.	Unterer Alpiner Bunt sandstein Spielbach-Kgl. Mühlbach-Tsch.
S K Y T H	gebankter Bunt sandstein	Bunt sandstein	Alpiner Bunt sandstein	gebankter Bunt sandstein	Permoskyth-Sandstein schräggesch. Sandst.	Werfener Sch. O Werfener Sch.
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.

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 einschneidendes 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, quarzitisch. Trogförmige Schrägschichtung. Bei 10 m flache, ansteigende Rippelkämme und Grabgänge. Am Top 0.40 m Wechsellagerung 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 quarzföhrnden 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 Rekrystallinat 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.

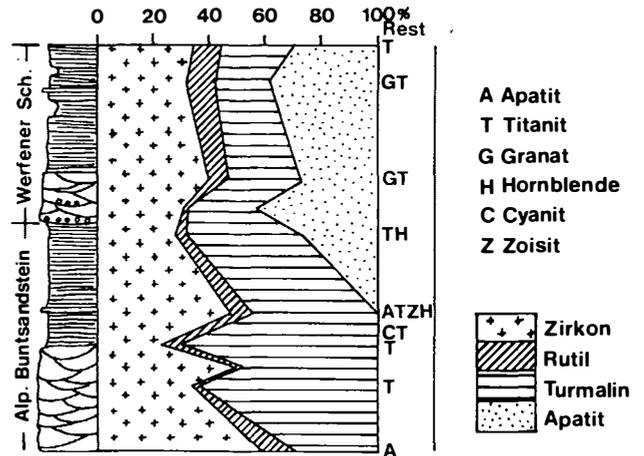


Abb. 4: Schwermineralverteilung im Profil Eckersbach

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 Apatitkörner 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. Seltener 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 Übergangsteil 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-

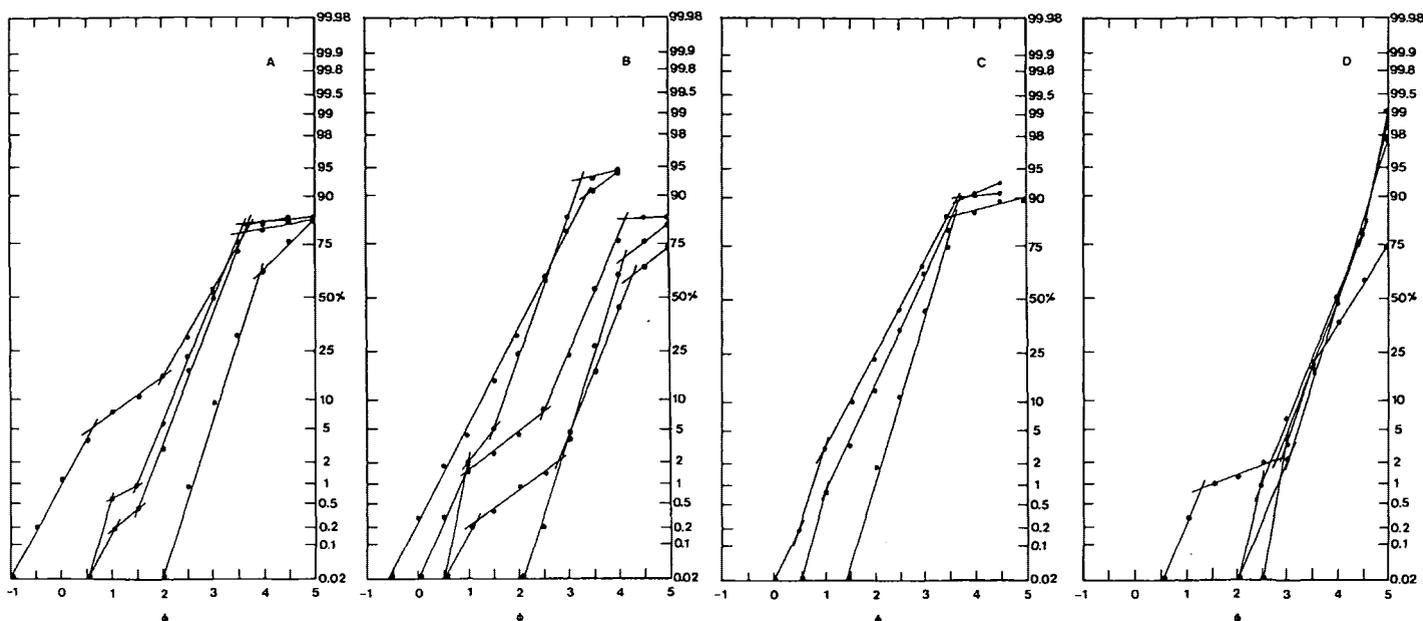


Abb. 5 A - D: Kornsummenkurven Profil Eckersbach (Wahrscheinlichkeitskala). A: Unterer Buntsandstein, fluviale Fazies; B: Unterer Buntsandstein, Küstenfazies; C: Oberer Buntsandstein, fluviale Fazies; D: Werfener Schichten, randmarine Fazies

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 dünnbankten 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

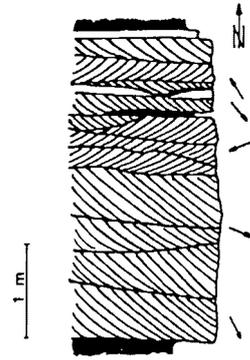


Abb. 7: Schichtabfolge 31 (Oberer Buntsandstein) mit bimodaler Schrägschichtung, Reaktivierungs- bzw. Erosionsflächen und Tonbelägen.

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 Profilverteil (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

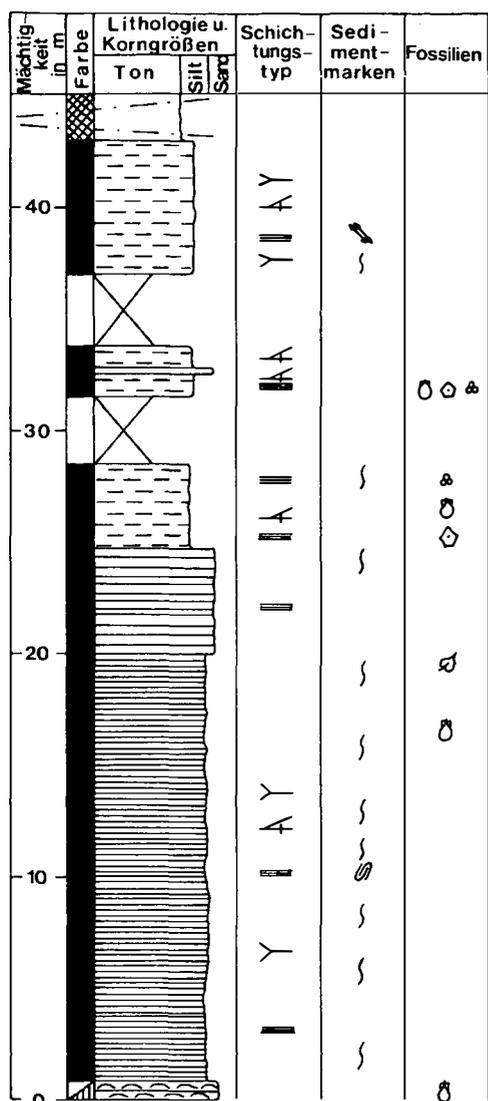


Abb. 8: Profil Pernergraben

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

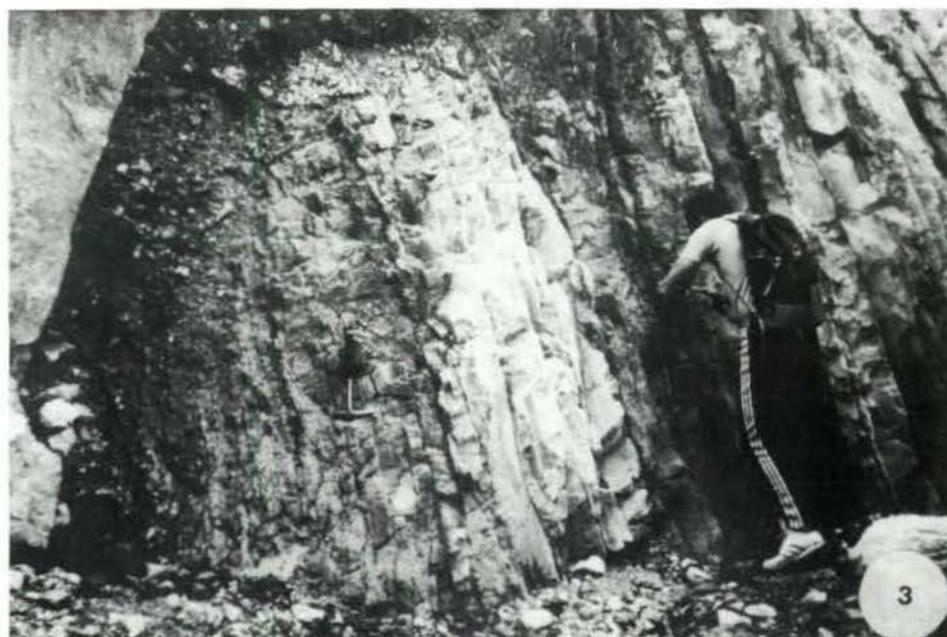
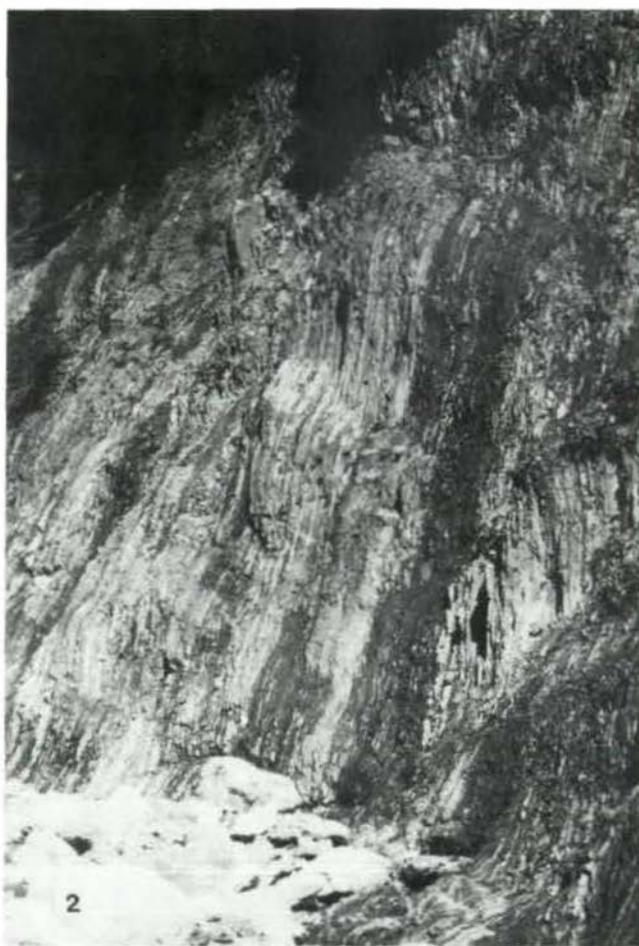
Tafel I

- 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

