

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 130	Heft 1	S. 61-91	Wien, Mai 1987
-----------------	----------------	----------	--------	----------	----------------

Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol)

Von KARL KRAINER*)

Mit 16 Abbildungen und 3 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 180, 195, 196, 197

Kärnten
Osttirol
Drauzug
Permoskyth
Alpiner Buntsandstein
Werfener Schichten
Fazies
Sedimentpetrographie

Inhalt

Zusammenfassung	61
Abstract	62
1. Einleitung	62
2. Stratigraphische Gliederung des Skyth	63
3. Alpiner Buntsandstein	65
3.1. Fazielle Entwicklung	65
3.1.1. Fluvatile Fazies	65
3.1.2. Marine Fazies	69
3.2. Mineralogische Zusammensetzung	70
3.2.1. Mineralbestand	71
3.2.2. Unterschiede Oberperm – Alpiner Buntsandstein	72
3.2.3. Diagenese	73
3.2.4. Schwerminerale (Perm und Skyth)	74
4. Werfener Schichten	77
4.1. Einleitung	77
4.2. Zusammensetzung	77
4.2.1. Karbonatfreie Sandsteine (und Konglomerate)	78
4.2.2. Stark karbonatführende Sandsteine mit und ohne Biogenreste	78
4.2.3. Klastisch beeinflusste biogenführende Karbonatbänke	78
4.3. Fazielle Ausbildung	79
4.3.1. Werfener Schichten an der Südseite des westlichen Drauzuges	79
4.3.2. Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm	81
5. Schlußbemerkungen	82
Dank	89
Literatur	89

Zusammenfassung

Anhand mehrerer Profile werden Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten (Skyth) des westlichen Drauzuges (westliche Gailtaler Alpen und Lienzener Dolomiten) einschließlich dem Vorkommen nördlich der Drau bei Oberdrauburg (Simmerlacher Klamm) sedimentologisch untersucht.

Das Skyth setzt mit dem Alpinen Buntsandstein über dem Oberperm ein. Diese Grenze, die ungefähr mit der Perm-Trias-Grenze gleichzusetzen ist, wird durch einen plötzlichen Umschwung in der Sedimentation markiert und äußert sich in einer sprunghaften Änderung von Lithofazies, mineralogischer Zusammensetzung, textuellem Reifegrad, Schwermineralspektrum und Diageneseprozessen.

Das Skyth selbst kann auf Grund von Ereignissen, die den Charakter von Trans- und Regressionen haben, in drei Mega-sequenzen – Unterer und Oberer Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten – gegliedert werden.

Unterer und Oberer Alpiner Buntsandstein sind faziell ähnlich ausgebildet. Der Untere Alpine Buntsandstein beginnt mit fluvialen Grobschüttungen, die nach oben feiner werden und teilweise in eine wattähnliche, feinklastische Fazies übergehen. Mit einer scharfen Grenze in Form einer Regression setzt darüber der Obere Alpine Buntsandstein ein, wiederum mit fluvialen Grobschüttungen an der Basis, abnehmender Korngröße nach oben und Übergang in eine flachmarine, stark klastisch beeinflusste Gezeitenfazies, vereinzelt mit Anzeichen einer Küstensabkha. Diese Regression konnte im Profil der Simmerlacher Klamm durch Sporenfunde aus „Kohleflözchen“ im Liegenden und Hangenden stratigraphisch schon vor längerer Zeit erfaßt werden und entspricht ungefähr dem „Campill-Ereignis“ in den Südalpinen Werfener Schichten.

Über dem marinen Oberen Alpinen Buntsandstein folgen mit einer Transgression die Werfener Schichten, die an der Südseite des westlichen Drauzuges an der Basis in einer grobklastischen Gezeitenfazies entwickelt sind, nach oben allmählich feinkörniger werden und in eine dünngebankte Abfolge von Tonschiefern und Siltsteinen und eingeschalteten dünnen, meist karbonatführenden Sandsteinbänken übergehen. Im Profil der Simmerlacher Klamm fehlt diese basale Grobfazies, die Werfener Schichten sind dort sehr geringmächtig, führen je-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. KARL KRAINER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

doch im Unterschied zur Südseite des westlichen Drauzuges nicht selten Mikrofossilien, besonders Foraminiferen, die eine Einstufung des höheren Profilabschnittes der Werfener Schichten in das Anis vermuten lassen.

Dagegen fehlt in den Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm die evaporitische Fazies. Während sich in diesem Profil die Regression am Top der Werfener Schichten lediglich durch eine leicht verstärkte klastische Einschüttung bemerkbar macht, sind an der Südseite des westlichen Drauzuges mächtigere Evaporitabfolgen in Form von Rauhwacken, Gips, Magnesit und Dolomit ausgebildet. Diese Regression im Übergangsbereich Skyth – Anis ist auch in den Nördlichen Kalkalpen (Reichenhaller Rauhwacken) und in den Südalpen deutlich ausgebildet (San Lucano Member).

Die Grenze Alpiner Buntsandstein – Werfener Schichten ist vermutlich mit der „Badia-Transgression“ in den Südalpen Werfener Schichten gleichzusetzen, die Werfener Schichten selbst sind in das oberste Skyth (Spathian) einzustufen und reichen im Profil der Simmerlacher Klamm vermutlich in das unterste Anis hinein.

Zuletzt werden einige Vergleiche mit den skythischen Abfolgen der Nördlichen Kalkalpen angestellt und mögliche Ursachen der Trans- und Regressionsereignisse kurz diskutiert.

Abstract

Lower Triassic (Scythian) Alpine Buntsandstone and Werfen Beds of the western Drau Range (western Gailtal Alps and Lienz Dolomites, Eastern Alps, Austria), the occurrence north of the Drau river near Oberdrauburg (Simmerlach gorge) included, have been studied sedimentologically.

The Scythian Sequence starts with the Alpine Buntsandstone that overlies the clastic Upper Permian sediments. The sharp boundary between Upper Permian clastics and Alpine Buntsandstone approximately corresponds with the Permian/Triassic boundary and is marked by a sudden change of sedimentation (lithofacies, mineralogical composition, textural maturity, heavy mineral suite and diagenetic features), caused by a climatic change from somewhat more arid conditions during Permian to more semiarid conditions during Scythian.

Based on transgression and regression events the Scythian sequence is divided into three megasequences: Lower and Upper Alpine Buntsandstone (Alpine Buntsandstone Fm.) and Werfen Beds (Werfen Fm.).

In terms of lithofacies Lower and Upper Alpine Buntsandstone show a quite similar evolution, both are built up by a fining-upward megasequence.

Both megasequences start with sediments of gravelly braided rivers (quartz-rich conglomerates), grading upward into cyclic deposits of sandy braided rivers. In some of the studied sections a clastic shallow marine tidal facies is developed at the top of the megasequences.

The lithofacies assemblages of the gravel dominated braided river deposits at the base of the two megasequences are composed of lithofacies-types Gm (mostly longitudinal bars), Gt (channel fills) and St (migrating dunes in channels, sometimes "sand wedges").

The sand-dominated lithofacies assemblage is dominated by the lithofacies-types Se (channel fills with intraclasts), St (migrating dunes), Sh (sheet-flood deposits) and Fm (overbank deposits), frequently forming small fining-upward sequences (Se → St → Sh → Fm). Lithofaciestypes Sl, Sr, Sp and C (two thin layers of swamp deposits with plants in the Simmerlach section) are subordinate.

The marine environment is characterized by herringbone crossbedding, wave- and current ripples, trace fossils (*Diplocraterion*, *Rhizocorallium*) and sometimes poorly preserved shell imprints amongst other sedimentary features which are not diagnostic.

The Upper Permian sandstones are angular to subangular, poorly sorted lithic arenites, rich in volcanic rock fragments derived from intra-Permian volcanics, nearly free of feldspars and low in quartz, especially monocrystalline quartz. The matrix content is high, the sandstones are not cemented.

The boundary between the Upper Permian sandstones and the Alpine Buntsandstone is marked by a significant change in the heavy mineral suite. Upper Permian sandstones are characterized by dominance of zircon and tourmaline and small amounts of rutile, the heavy mineral suite of the Alpine Bunt-

sandstone is dominated by apatite beneath tourmaline, zircon, rutile and sometimes small amounts of garnet.

The sandstones of the Alpine Buntsandstone are moderately to well sorted, subangular to subrounded, sometimes rounded (marine) lithic arenites, sublitharenites and subarcoses (marine), low in volcanic rock fragments and matrix, high in quartz and moderately high in feldspar. The sandstones are well cemented by authigenic quartz- and feldspar overgrowths and carbonate cements.

Small differences exist in composition and textural maturity between the fluvial and marine environment (marine: better rounded and sorted, higher in feldspar) and also between the different sections studied.

With a sharp boundary caused by a regression event the Upper Alpine Buntsandstone overlies the megasequence of the Lower Alpine Buntsandstone.

Based on palynomorphs from two thin coal-bearing mudstone layers with plants above and below this regression event in the Simmerlach Section, the event can be compared with the "Campill Event" of the Werfen Fm. in the Southern Alps.

The Upper Buntsandstone is transgressively overlain by the marine Werfen Beds. In the southern part of the western Drau Range the Werfen Beds show a coarse-grained tidal facies at the base, grading upward into a fine-grained, thin bedded sequence of shales and siltstones with thin carbonaceous sandstones interlayered. In all investigated sections the boundary Upper Alpine Buntsandstone/Werfen Beds is sharp.

The sandstones from the lower part of the Werfen Beds are moderately to well sorted, subangular to subrounded arcoses and subarcoses, sometimes sublitharenites with a composition similar to the sandstones of the Alpine Buntsandstone, only somewhat higher in feldspars and detrital micas. The sandstones from the upper part of the Werfen Beds are highly carbonaceous (50 % carbonate cements), containing also some microfossils in the Simmerlach section (ostracods, echinoderms, small gastropods and above all foraminifers), probably indicating lower Anisian age for the upper part of this section.

No microfossils could be found in the Werfen Beds in the southern part of the western Drau Range.

The regression on top of the Werfen Beds (Scythian/Anisian boundary) in the thin Simmerlach section (the basal, coarse grained clastic tidal facies is not developed there) is marked by slightly increased clastic input.

In the southern part of the western Drau Range this regression is indicated by an evaporitic facies (rauhwacke, gypsum, magnesite, dolomite).

The regression on top of the Werfen Beds is also distinctly developed in the Northern Calcareous Alps (evaporitic "Reichenhaller Rauwacke") and in the Southern Alps (evaporitic "San Lucano Member").

Based on palaeontological data from sections of the eastern Drau Range and the Gurktal Nappe (KRAINER, 1985) the Werfen Beds are of Upper Scythian age (Spathian), the upper part of the Simmerlach (and Riedgraben) section presumably of lower Anisian age.

Therefore, the boundary Alpine Buntsandstone/Werfen Beds can presumably be correlated with the "Val Badia Transgression" of the Southern Alps.

Finally the investigated sections are compared with the Scythian of the western Northern Calcareous Alps and possible causes of the transgression and regression events are discussed.

1. Einleitung

Über Jahrzehnte hindurch wurden die permoskythischen Sedimentabfolgen der Ostalpen, besonders des Oberostalpins, unterschiedlich gegliedert und uneinheitlich bezeichnet, was letztlich zu einer entsprechenden Verwirrung in der Permoskythstratigraphie geführt hat (ausführliche Diskussion bei KRAINER [1985]).

Intensive sedimentologische Untersuchungen in den letzten Jahren haben es jedoch ermöglicht, das „Permoskyth“, basierend auf überregional wirksamen Leit-

ereignissen, einheitlich zu gliedern und die einzelnen Einheiten auf Grund ihrer jeweils charakteristischen strukturellen, textuellen und kompositionellen – kurz faziellen – Eigenschaften zu charakterisieren und gegeneinander abzugrenzen (z. B. STINGL, 1983, 1984; POSCHER, 1985 im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982 im Drauzug, KRAINER, 1985 in der Gurktaler Decke und im östlichen Drauzug).

In den Gailtaler Alpen liefern ANGER (1964) und MOSTLER (1972) erste Ansätze für eine brauchbare Untergliederung der postvariszischen Klastika.

In der Folge haben NIEDERMAYR (1975, 1985) und NIEDERMAYR et al. (1978) das Permoskyth der westlichen Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten sedimentologisch untersucht und zuletzt eine lithostratigraphische Gliederung vorgestellt (NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird nun der Versuch unternommen, basierend auf den Ergebnissen von NIEDERMAYR und Mitarbeitern sowie auf eigenen sedimentologischen Untersuchungen den Kenntnisstand besonders der skythischen Abfolge (Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten) bezüglich ihrer faziellen Entwicklung zu erweitern und die lithologische Gliederung zu verfeinern.

Die skythische Abfolge (Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten) wurde an den Profilen „Laaser Wald“, „Gailbergstraße“, „Mensalwald“, „Abfaltersbach“ und „Simmerlacher Klamm“ studiert, das Perm, das ebenfalls in die Untersuchungen miteinbezogen wurde, an den Profilen „Lanz“, „Eggenkofel“, „Ochsengarten“, „Mensalwald“ und „Abfaltersbach“.

Im Folgenden soll die geographische Lage der einzelnen Profile kurz beschrieben werden (siehe auch Abb. 1).

○ „Laaser Wald“

Profil am Forstweg von der Lungenheilanstalt Laas Richtung Jukbühel in ca. 1050 m SH im Laaser Wald (vgl. VAN AMEROM et al., 1976b, Abb. 1).

○ „Lanz“

Profil entlang des Forstweges von Lanz zur Dellacher Alm, S der Stelzinger Jagdhütte ab ca. 1290 m SH (vgl. NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982, Abb. 1).

○ „Gailbergstraße“

Profil an der Bundesstraße ungefähr auf halber Strecke zwischen Laas und dem Gailbergsattel (im Bereich der Kehren).

○ „Mensalwald“

Profil in einem nördlichen Seitengraben des Lababaches ca. 1,5 km W der Lotteralm im Mensalwald (N Untertilliach).

○ „Eggenkofel“

Profil am Südfuß des Eggenkofel in ca. 2000–2100 m SH im obersten Bereich des Nieschen Baches („Gumpedall“).

○ „Ochsengarten“

Profil unmittelbar W der Ochsengartenalm entlang des Baches am Eingang zum Windischen Tal (Oberperm bzw. „Grödener Schichten“ liegen tektonisch auf Gailtalkristallin).

○ „Abfaltersbach“

Profil entlang des Forstweges an der Ostseite des Badbaches in ca. 1450 m SH (S Abfaltersbach).

○ „Simmerlacher Klamm“

Das Profil durch den Alpiner Buntsandstein wurde entlang des Steiges und teilweise im Bachbett durch die Simmerlacher Klamm (Dobelklamm) aufgenommen, die Werfener Schichten im oberen Teil der Steinbruchwand an der SW-Seite der Klamm (N Simmerlach).

1. Stratigraphische Gliederung des Skyth

Erstmals gelang es NIEDERMAYR und Mitarbeitern, im westlichen Drauzug auf Grund sedimentpetrographi-

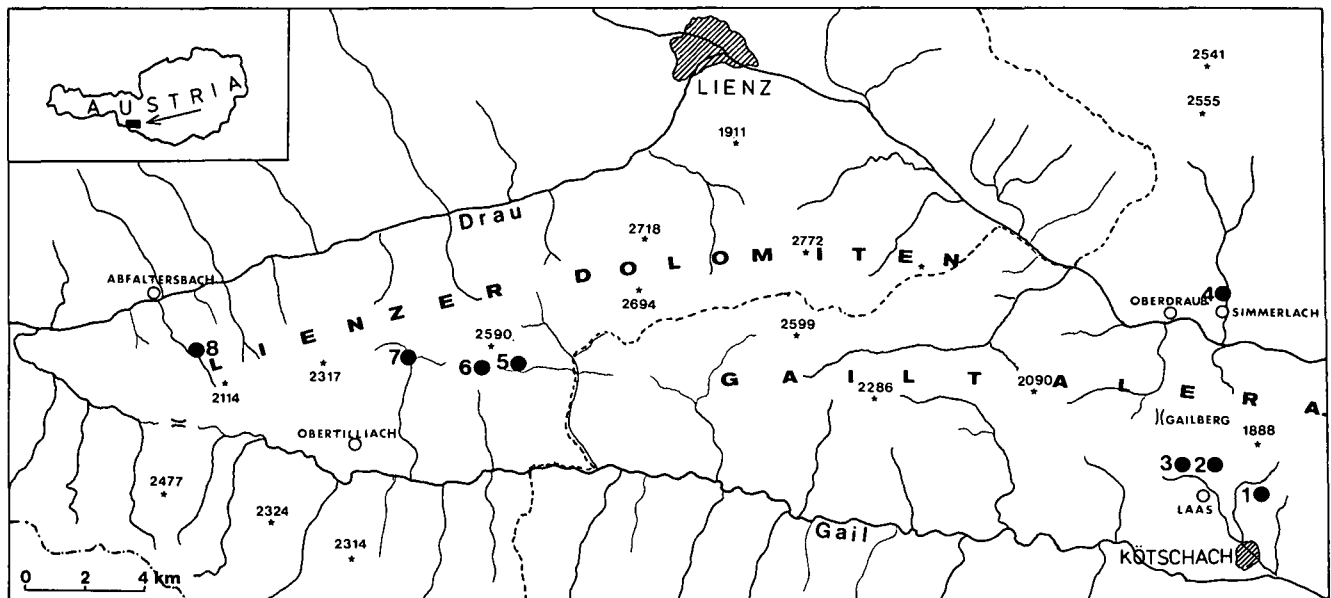


Abb. 1: Lage der untersuchten Profile.

1 = Lanz (Perm); 2 = Laaser Wald (Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten); 3 = Gailbergstraße (Werfener Schichten); 4 = Simmerlacher Klamm (Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten); 5 = Mensalwald (Oberperm, Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten); 6 = Eggenkofel (Unterperm); 7 = Ochsengarten (Oberperm); 8 = Abfaltersbach (Oberperm, Oberer Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten).

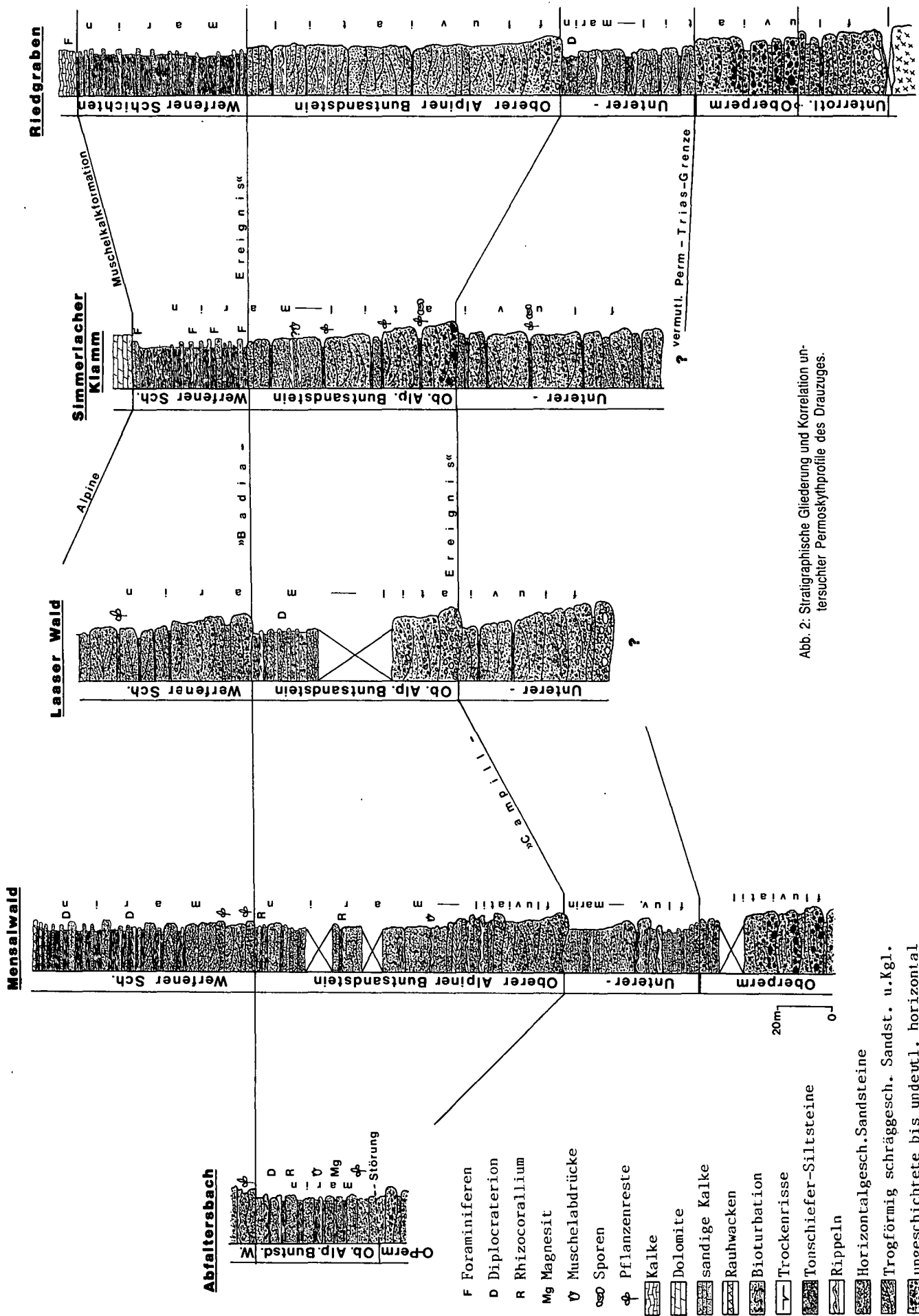


Abb. 2: Stratigraphische Gliederung und Korrelation untersuchter Permoskythprofile des Drauzuges.

scher Untersuchungen den bis dahin als „Permoskyth-sandstein“ zusammengefaßten Komplex in eine permische Abfolge („Grödener Schichten“ sensu NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR [1982]) und eine durch einen plötzlichen Sedimentationsumschwung gekennzeichnete unterskythische Abfolge (Alpiner Bundsandstein) zu trennen.

Wie in den folgenden Abschnitten noch ausführlich dargestellt, ist das Skyth selbst durch drei deutlich ausgebildete und über weite Bereiche verfolgbare, auf Trans- und Regressionsereignisse zurückführbare „Fining Upward“-Megasequenzen gekennzeichnet (Abb. 2).

Der Alpine Buntsandstein (Alpine Buntsandstein Formation) wird dabei aus zwei Megazyklen aufgebaut, wodurch eine Unterteilung in einen Unteren und einen Oberen Alpen Buntsandstein (Unteres und Oberes Alpines Buntsandsteinmember) möglich ist.

Darüber folgt teilweise ebenfalls in Form einer „Oben-fein“-Megasequenz die Werfen-Formation (Werfener Schichten), siehe Abb. 2.

Eine chronostratigraphische Zuordnung dieser lithostratigraphischen Abfolge innerhalb des Skyth ist nur beschränkt möglich, da aussagekräftige Fossilien meist fehlen, vor allem im Übergangsbereich bzw. Grenzbe- reich der einzelnen Einheiten.

KRAINER (1985) konnte jedoch zeigen, daß das nordalpine Skyth im Mittelkärntner Raum und das südalpine Skyth aus ungefähr zeitgleichen Trans- und Regressionsabfolgen aufgebaut ist und eine Korrelation einzelner Ereignisse als sehr wahrscheinlich erscheint (vgl. auch BRANDNER et al., 1984). Ob, in welchem Sinne (z. B. Rang in der lithostratigraphischen Hierarchie) und auf welche ostalpine Einheiten der von NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) neu definierte Begriff „Grödener Schichten“ angewendet werden kann, soll in einer eigenen Arbeit diskutiert werden (KRAINER in Vorb.).

Daher wird in der vorliegenden Arbeit die zwischen den intrapermischen Vulkaniten und dem Alpen Buntsandstein liegende grobklastische Serie zunächst noch mit dem provisorischen Arbeitsbegriff „Oberperm“ bezeichnet.

3. Alpiner Buntsandstein

3.1. Fazielle Entwicklung

In fazieller Hinsicht wird der Alpine Buntsandstein aus fluviatilen und marinen Sedimenten aufgebaut. Beide Faziesbereiche lassen sich durch einige wenige „Standardlithofaziestypen“ charakterisieren, die im fluviatilen und mitunter auch im marinen Bereich oft in einer bestimmten Reihenfolge auftreten und Sequenzen bilden.

Der Untere Alpine Buntsandstein stellt als ganzes eine Megasequenz dar, die an der Basis mit grobkörnigen fluviatilen Sedimenten einsetzt, nach oben feiner wird und örtlich (im Profil „Mensalwald“) in eine geringmächtige marine Wattfazies übergeht. Im Profil „Laaser Wald“ und in der Simmerlacher Klamm (eigentliche Bezeichnung lautet „Dobelklamm“) ist der Untere Alpine Buntsandstein rein fluviatil entwickelt.

Auch der Obere Alpine Buntsandstein bildet eine Megasequenz, beginnt an der Basis mit groben fluviatilen

Schüttungen, die nach oben wiederum feinkörniger werden und in ein marines Ablagerungsmilieu überleiten.

3.1.1. Fluviatile Fazies

Die fluviatile Fazies ist im Unteren und Oberen Alpen Buntsandstein ähnlich ausgebildet. Die Faziesanalyse erfolgt in Anlehnung an die Arbeiten von MIALL (1977, 1978, 1981, 1984), RUST (1978), CANT & WALKER (1976), CANT (1978).

MIALL (1977) hat basierend auf Untersuchungen rezenter und fossiler fluviatiler Sedimente erstmals ein generalisiertes Lithofaziesschema für verzweigte Flußsysteme aufgestellt, das in der Folge weiter ausgebaut wurde (MIALL, 1978; RUST, 1978) und inzwischen verbreitet Anwendung findet. Dieses Lithofaziesschema, das auf rund 20 Lithofaziestypen aufbaut, läßt sich auf nahezu alle fluviatilen Systeme bis hin in den Deltabereich anwenden (MIALL, 1984) und ermöglicht eine relativ einfache und rasche fazielle Beschreibung und Interpretation von Profilen, wobei man innerhalb eines bestimmten Faziesbereiches mit weniger als 10 Lithofaziestypen das Auslangen findet (vgl. z. B. CANT & WALKER, 1976).

Auch im Alpen Buntsandstein läßt sich die fluviatile und marine Entwicklung durch wenige Lithofaziestypen charakterisieren.

Die im Folgenden für die einzelnen Lithofaziestypen verwendeten Abkürzungen entstammen der Arbeit von MIALL (1978).

Lithofaziestypen der fluviatilen Fazies

- Gm** Ungeschichtete bis schlecht geschichtete, schlecht sortierte, quarzreiche Konglomerate mit grobsandiger Matrix („Orthokonglomerate“, Abb. 11b). Gerölle sind gerundet, teilweise auch eckig, nicht selten eingeregelt, vereinzelt ist Dachziegellagerung (Imbrikation) zu beobachten. Bisweilen sind die Lagen gradiert. Der Matrixgehalt (sandig) kann teilweise hoch sein („Matrixstützung“).
- Gt** Quarzreiche Konglomerate mit undeutlich ausgebildeter trogförmiger Schrägschichtung, häufig gradiert. Im allgemeinen erreichen die Konglomerate, die besonders an der Basis der zwei Megasequenzen ausgebildet sind, sowohl im Unteren als auch im Oberen Alpen Buntsandstein (z. B. Profil „Laaser Wald“) Korngrößen von ca. 15 cm. Im Profil Simmerlacher Klamm könne einzelne Vulkanitgerölle an der Basis des Oberen Alpen Buntsandsteins auch Korngrößen über 15 cm erreichen. Meist liegt die Korngröße der Konglomerate (Gm und Gt) unter 10 cm, die Bankmächtigkeit beträgt max. knapp über 2 m, meist unter 1 m.
- St** Trogförmig schräggeschichtete Sandsteine, meist grobkörnig, mit eingestreuten Kiesgeröllen (Abb. 11d). Einzelne Bänke sind bis zu mehrere dm mächtig. Dieser Lithofaziestyp ist an der Basis der fluviatilen Abfolgen (Profil „Laaser Wald“) den Konglomeratlagen in Form rasch auskeilender Sandsteinkörper zwischengeschaltet. Durch Korngrößenabnahme gehen die Konglomerate (Gm und Gt) meist in trogförmig schräggeschichtete Sandsteine über.
- Sp** Grobkörnige Sandsteine mit planarer Schrägschichtung, an der Basis mit Kiesgeröllen bis ca. 1 cm, einzelne Bänke max. 20–30 cm mächtig. Dieser Lithofaziestyp ist sehr selten ausgebildet

(im Oberen Alpinen Buntsandstein, Profil „Mensalwald“).

- Se** Grobsandsteine bis Feinkonglomerate, häufig schräggeschichtet, erosiv eingeschnitten in Form kleiner Rinnen mit aufgearbeiteten roten siltigen, mm- bis cm-großen Tonschieferscherben (aufgearbeitete Überflutungssedimente) an der Basis. Diese Tonschieferscherben sind oft parallel zu den Schrägschichtungsblättern eingeregelt. Quarz ist oft gut gerundet, die einzelnen Lagen sind häufig gut sortiert und matrixarm (gut ausgewaschen).
- Sh** Meist fein- bis mittelkörnige Sandsteine, horizontalgeschichtet, dünn gebankt, meist nur wenige dm mächtig.
- Sl** Meist mittelkörniger, teilweise auch feinkörniger Sandstein mit sehr flacher Schrägschichtung, max. ca. 20 cm mächtig.
- Sr** Feinkörniger Sandstein mit Kleinrippeln und Rippelschichtung (Schrägschichtung), max. ca. 10 cm mächtig.
- Fm** Dünne, max. ca. 30 cm mächtige (Profil Simmerlacher Klamm) siltige, rote Zwischenlagen, vor allem im sandigen Profilabschnitt.
- C** Im Profil Simmerlacher Klamm treten im Alpinen Buntsandstein zwei „Kohleflözchen“ auf. Das „Liegendflöz“ ist eine rund 20 cm dicke Lage aus meist grünlichen, tonig-siltigen Sedimenten, aus denen Sporen bekannt sind. Das „Hangendflöz“ besteht aus einer ca. 50 cm mächtigen Wechsellagerung stark pflanzenführender schwarzer Tonschiefer, ebenfalls Sporen enthaltend, und grauer, siltiger bis feinsandiger Zwischenlagen.

Jeder Lithofaziestyp charakterisiert nun ein bestimmtes hydrodynamisches Environment, d. h. er ist unter bestimmten Strömungsverhältnissen entstanden.

Auf Grund einer Reihe von Untersuchungen an rezenten Flüssen und experimentell im Strömungskanal sind die hydrodynamischen Bedingungen, unter denen einzelne Lithofaziestypen und die für sie charakteristischen Strukturen gebildet werden, relativ gut bekannt (z. B. HARMS & FAHNSTOCK, 1965; SIMONS et al., 1965). Daher ist es auch möglich, aus den einzelnen Lithofaziestypen und ihrer Vergesellschaftung im Profil (Sequenzen), gewisse Rückschlüsse auf das Ablagerungsmilieu zu ziehen und daraus ein einfaches Sedimentationsmodell aufzubauen.

Die einzelnen Lithofaziestypen im fluviatilen Bereich des Alpinen Buntsandstein sind nun häufig zu „Finig-Upward-Sequenzen“ kombiniert (Abb. 3).

Im Profil der Simmerlacher Klamm dominieren die Lithofaziestypen Gm, Gt, St, Se und Fm, andere sind selten. Die einzelnen Sequenzen beginnen an der Basis mit Konglomeratlagen (Gm, Gt, z. T. Se), die meist in trogförmig schräggeschichtete und grobkörnige Sandsteinlagen (St) übergehen. (Abb. 11c, d). Am Top der Sequenzen sind oft dünne Siltlagen (Fm), in zwei Fällen „Kohleflözchen“ (C) ausgebildet.

Im Profil „Laaser Wald“ dominieren an der Basis der fluviatilen Abfolgen Konglomeratlagen (Gm und Gt), in die vereinzelt dünne, rasch auskeilende Sandsteinkörper (St) eingeschaltet sind (Abb. 11b). Die Konglomeratlagen gehen in grobkörnige, trogförmig schräggeschichtete Sandsteine (St) über. Im höheren, feinkörnigeren Abschnitt der fluviatilen Abfolgen treten an der Basis der einzelnen Sequenzen häufig schräggeschichtete Feinkonglomerate bis Grobsandsteine mit aufgear-

beiteten Tonschieferscherben (Se) auf, die meist in trogförmig schräggeschichtete Sandsteine (St), selten in horizontalgeschichtete Sandsteine (Sh) übergehen. Am Top der Sequenzen sind oft dünne Siltlagen ausgebildet (Fm). Im Profil „Mensalwald“ ist der grobkörnige Bereich ähnlich ausgebildet (Konglomerate Gm, Gt, gehen in schräggeschichtete Sandsteine St über). Im feinkörnigeren Bereich ist über trogförmig- oder horizontalgeschichteten Sandsteinlagen (St, Sh) nicht selten Rippelschichtung zu beobachten (Sr). Die Sandsteinlagen (St, Sh, selten Sl, Sp) folgen über erosiv in Form kleiner Rinnen eingeschnittenen, dünnen Feinkonglomeratlagen (Gt), teilweise mit aufgearbeiteten Tonscherben (Se).

Die fluviale Fazies wird also fast ausschließlich aus Rinnensedimenten (Rinnenfüllungen, Barren) aufgebaut, mit abnehmender Korngröße treten auch feinkörnige Überflutungssedimente auf. Die Art der Rinnensedimente und ihrer Sedimentstrukturen ist generell stark abhängig von der Korngröße des Sediments bzw. vom Kies-Sand-Verhältnis, vom Sediment-Input und der Art der Wasserführung. BLUCK (1979) hat gezeigt, daß es in unterschiedlichen Klimabereichen – im proglazialen Bereich (Island), im gemäßigten Bereich (Schottland) und im semiariden-ariden Bereich (Marokko) – zur Ausbildung verzweigter Flußsysteme mit denselben Lithofaziestypen kommt. Diese unterschiedlichen Klimabereiche haben jedoch 2 gemeinsame Merkmale, nämlich eine stark schwankende Wasserführung (jahreszeitlich bedingt) und eine geringe Vegetationsbedeckung.

Rezentuntersuchungen haben gezeigt, daß die nicht- bis undeutlich geschichteten Konglomeratlagen (Gm) im proximalen Bereich („Upper Fan“) verzweigter Flußsysteme in Form longitudinaler Barren zwischen den einzelnen Rinnen im oberen Fließregime, d. h. zur Zeit des Hochwassers gebildet werden (MCDONALD & BANERJEE, 1971; RUST, 1972; BOOTHROYD & ASHLEY, 1975; CHURCH & GILBERT, 1975; BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978). Diese longitudinalen Barren migrieren nur bei Hochwasser. Schräggeschichtete Konglomeratlagen (Gt, Se) entstehen durch migrierende Transversalbarren in den einzelnen Rinnen (MCDONALD & BANERJEE, 1971). Nach ORE (1964) und SMITH (1970) entstehen longitudinale Barren hauptsächlich dort, wo grobkörniges und schlecht sortiertes Material vorherrscht. Allerdings sind die Barrentypen raschen Veränderungen unterworfen, vor allem infolge Korngrößenänderungen und/oder Änderungen in der Wasserführung. Aus longitudinalen Barren entwickeln sich bei überwiegend Sandanlieferung andere Barrentypen (Transversal-, Diagonal-, Uferbarren), die durch laterale Anlagerung (Entstehung von Schrägschichtung) charakterisiert sind.

In sandigen verzweigten Flußsystemen mit flachen und kleinen Rinnen mit stark herabgesetzter Strömung werden bevorzugt transversale Barren mit planarer und trogförmiger Schrägschichtung (Sp, St) gebildet (HEIN & WALKER, 1977). Trogförmige Schrägschichtung entsteht generell in den Rinnen durch migrierende Sanddünen oder Megarippeln im unteren Fließregime (MCDONALD & BANERJEE, 1971; BOOTHROYD & ASHLEY, 1975; CANT & WALKER, 1978). Nach HARMS et al. (1975) entsteht trogförmige Schrägschichtung (St) aus linguoiden Sanddünen und planare Schrägschichtung aus Sanddünen mit einem mehr oder weniger geraden Kammverlauf.

Die linsigen, schräggeschichteten Sandsteineinschlüssen in den Konglomeraten, die an der Basis der fluviatilen Abfolgen vereinzelt auftreten, können durch Ab-

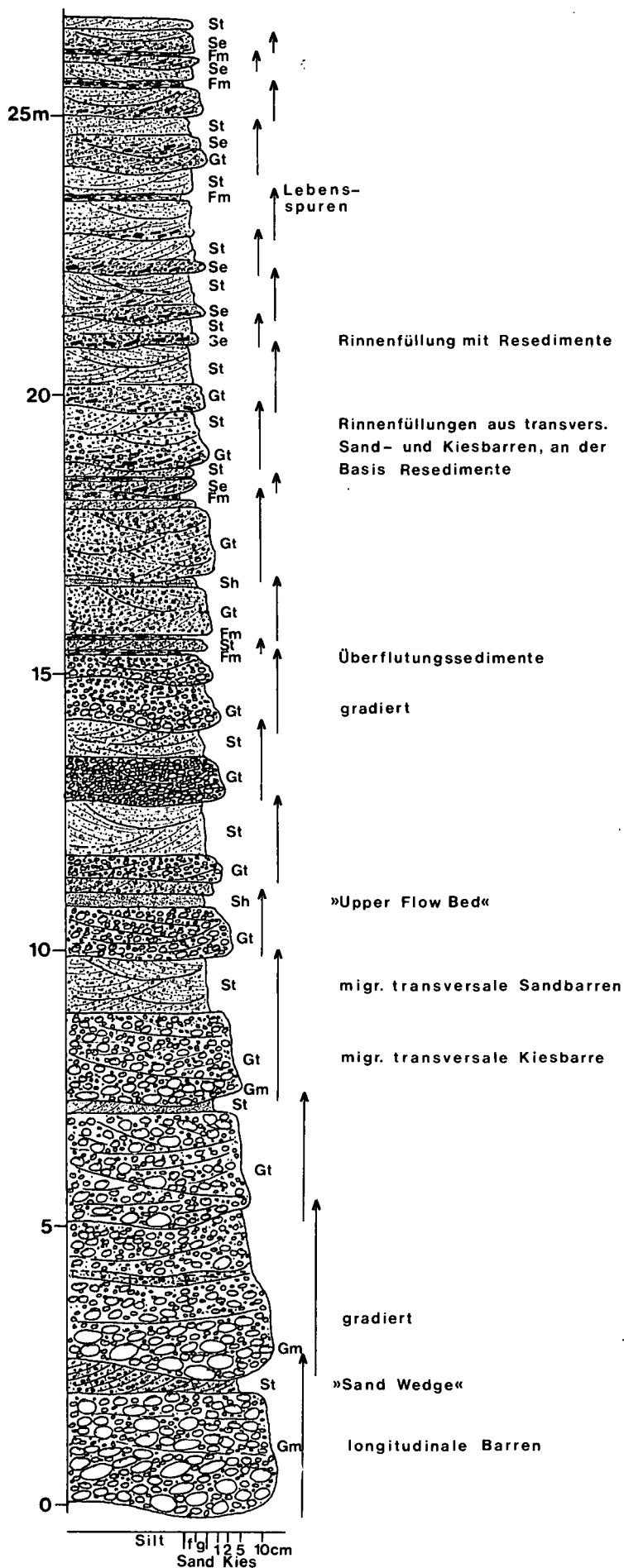


Abb. 3: Detailprofil aus der fluviatilen Abfolge des Unteren Alpinen Buntsandsteins, Profil Laaser Wald.
Gm, Gt, St, Sh, Se, Fm = Lithofaziestypen (Erklärung im Text), Pfeile markieren einzelne Ober- und Unter-Quenzen.

nahme der Strömungsgeschwindigkeit und dabei entstehenden Sandmegarippen gebildet werden (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975) oder am Barrenrand, ebenfalls infolge sinkender Strömungsintensität durch laterale Sandanlagerung („Sand Wedges“ sensu RUST, [1972]). Letztere Möglichkeit konnte vom Verfasser rezent auch am Inn beobachtet werden.

Im distalen, sandigen Abschnitt kommt es infolge der flach ausgebildeten und durch zunehmende Verzweigung kleinen Gerinne häufiger zu flächenhaften Überschwemmungen. Dabei entstehen die „Upper Flow Beds“ (horizontalgeschichtete Sandlagen, Sh) und bei abnehmender Strömungsgeschwindigkeit kommt es zur Bildung siltig-toniger Überflutungssedimente (Fm) (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975). Zur Entstehung horizontalgeschichteter Sandlagen (Sh) wiesen COLLINSON & THOMPSON (1982) darauf hin, daß diese, falls sie nicht glimmerreich sind, bevorzugt im oberen Fließregime entstehen.

Unter anderem haben BLUCK (1967, 1980), WILLIAMS & RUST (1969), MIALI (1977) aufgezeigt, daß „Fining-Upward“-Sequenzen auch in einem verzweigten Flußsystem entstehen, vor allem durch Überschwemmungsereignisse, und nicht nur auf mäandrierende Flüsse zurückzuführen sind („Point-Bar-Sequenzen“).

Allerdings sind „Fining-Upward“-Sequenzen aus mäandrierenden und verzweigten Flußsystemen nicht leicht unterscheidbar. Unterscheidungsmerkmale haben vor allem JACKSON (1978) und BLUCK (1979, 1980) herausgearbeitet. Das Fehlen von Epsilon-Schrägschichtung (= planare Schrägschichtung) ist kein Unterscheidungskriterium, wie vielfach angenommen, da sie auch in verzweigten Flußsystemen häufig auftreten kann (JACKSON, 1978; BLUCK, 1979).

Im Alpenen Buntsandstein fehlen jedoch die typischen „Point-Bar-Sequenzen“, vor allem die dafür charakteristischen und meist mächtigeren Überflutungssedimente sind selten und sehr geringmächtig. Auch sind diese Überflutungssedimente nicht auf den planar schrägschichteten Uferbarren (Point Bars mit Epsilon-Schrägschichtung) entwickelt.

Der fluviatile Alpine Buntsandstein ist vielmehr aus Lithofaziestypen aufgebaut, die bevorzugt in einem verzweigten Flußsystem gebildet wurden und besonders im sandigen Abschnitt „Fining-Upward“-Sequenzen bilden (vgl. auch STINGL, 1984; KRÄINER, 1985).

Das vor allem auf Grund der Rotfärbung der Sedimente und ihrer geringen bis fehlenden Pflanzenführung anzunehmende semiaride Klima mit stark schwankender Wasserführung der Gerinne und geringer Vegetationsbedeckung (keine Stabilisierung von Barren und Flußufern) hat auf alle Fälle die Ausbildung eines verzweigten Flußsystems gefördert.

Insgesamt zeigt die fluviatile Fazies der einzelnen Megasequenzen eine Abfolge von einem grobkörnigen bzw. geröllbetonten, eher proximalen verzweigten Flußsystem aus longitudinalen Kiesbarren und grobkörnigen Rinnenfüllungen mit vereinzelt eingeschalteten Sandsteinlinsen. Diese Entwicklung geht allmählich durch Korngrößenabnahme in ein gemischt sandig-kiesiges und schließlich in ein distales, sandiges verzweigtes Flußsystem über, das häufig aus „Fining-Upward“-Sequenzen aufgebaut wird (basale, erosiv eingeschnittene gröbere Rinnenfüllungen, darüber schräg- oder horizontalgeschichtete Sandsteine, am Top feinkörnige Überflutungssedimente [Abb. 3]).

Ähnliche Lithofaziestypen wie im Alpenen Buntsandstein, ebenfalls zu „Fining-Upward“-Sequenzen kombiniert, haben CANT & WALKER (1976) aus der devonischen Battery Point-Formation (Kanada) beschrieben und mit dem rezenten verzweigten Flußsystem des South Saskatchewan verglichen (CANT, 1978; CANT & WALKER, 1978).

Mit der Korngrößenabnahme innerhalb der einzelnen Megasequenzen ist auch eine Abnahme in der Bankmächtigkeit zu beobachten, verursacht durch die flacheren Rinnen, die sich zunehmend stärker verzweigen und eine immer geringere Strömungsgeschwindigkeit aufweisen (vgl. FRIEND, 1978). Dies hat auch zur Folge, daß es häufiger zu flächenhaften Überschwemmungen („Sheet-floods“) und den dabei entstehenden Überflutungssedimenten kommt. Die im distalen Bereich vereinzelt auftretenden horizontalgeschichteten Sandsteine des oberen Fließregimes sind ebenfalls auf Überschwemmungsereignisse zurückzuführen.

Markant sind die Unterschiede zwischen Oberperm („Gröden Schichten“) und Unterskyth (Alpiner Buntsandstein), nicht nur bezüglich der kompositionellen und textuellen Eigenschaften, sondern auch bezüglich ihrer lithofaziellen Ausbildung.

Die wesentlichen lithofaziellen Unterschiede sollen kurz herausgestrichen werden. Im Vergleich zum Alpenen Buntsandstein ist das Oberperm allgemein grobkörniger und unreifer entwickelt. Es überwiegen Konglomerate und Grobsandsteine (Abb. 11a) mit einem hohen Anteil an Matrix, Vulkanit- und Kristallingeröllen (polymikte Konglomerate, stellenweise „Porphyrkonglomerate“). Die einzelnen Schüttungen sind im allgemeinen mächtiger und das Oberperm ist aus einer geringeren Anzahl von Lithofaziestypen aufgebaut. Überwiegend sind es unreife, meist ungeschichtete, häufig gradierte Konglomerate (Gm) mit viel sandiger Matrix, oft mit Fanglomeratcharakter, sowie massige, bis horizontalgeschichtete, meist grobkörnige Sandsteine (Sh). Trogförmig schrägschichtete Konglomerate und Grobsandsteine (Gt und St) sind nur untergeordnet zu beobachten, feinkörnige Überflutungssedimente (Fm) sind selten. Andere Lithofaziestypen fehlen mehr oder weniger vollständig.

Die ungeschichteten Konglomerate und massigen bis horizontalgeschichteten Sandsteine, die sich lateral oft über einige Zehnermeter verfolgen lassen und oft Sequenzen bilden (Konglomerate gehen durch allmähliche Korngrößenabnahme in Sandsteine über, selten sind am Top der Sequenzen noch feinkörnige Überflutungssedimente ausgebildet) prägen im Oberperm das lithofazielle Bild und sind als ephemerale Bildungen aufzufassen, somit ein Hinweis auf stärker aride Klimabedingungen als im Skyth. Diese beiden dominierenden Lithofaziestypen sind auf schichtflutartige Ereignisse zurückzuführen, ausgelöst durch nur selten auftretende, dafür aber sehr heftige Niederschläge.

Deutlich ausgebildete Rinnen und die dazugehörigen schrägschichteten Rinnensedimente, wie sie für den Alpenen Buntsandstein charakteristisch sind, treten im Oberperm stark in den Hintergrund.

Die lithofazielle Ausbildung des Alpenen Buntsandsteins mit den deutlich besser ausgewaschenen und besser gerundeten Sedimenten und den deutlich ausgeprägten Rinnen verlangt ein höheres Wasserangebot als im Oberperm.

3.1.2. Marine Fazies

Unterer Alpiner Buntsandstein

Der Untere Alpine Buntsandstein ist in den Profilen „Laaser Wald“ und Simmerlacher Klamm durchwegs fluviatil ausgebildet. Im Profil „Abfaltersbach“ fehlen der Untere Alpine Buntsandstein sowie die fluviatile Abfolge des Oberen Alpiner Buntsandsteins, sie sind tektonisch abgeschert.

Im Profil „Mensalwald“ sind die obersten 10–12 m des Unteren Alpiner Buntsandsteins in einer marinen Wattfazies ausgebildet, ähnlich wie im Profil Riedgra-

ben (Abb. 4). Der Übergang vom fluviatilen in den marinen Faziesbereich ist fließend, eine scharfe Abgrenzung ist nicht möglich. Es handelt sich um eine dünngebankte, überwiegend sandige, rot gefärbte Abfolge aus Lithofaziestypen, wie sie auch in der fluviatilen Fazies häufig vorkommen. Es sind dies dünne, trogförmig schräggeschichtete Feinkonglomeratlagen mit häufig aufgearbeiteten tonig-siltigen Resedimenten, sowie trogförmig schräggeschichtete und horizontalgeschichtete Sandsteinlagen. Zusätzlich treten häufiger Kleinrippeln, teilweise in Form von Wellenrippeln, dünne, selten bioturbate Tonschieferzwischenlagen und vor allem

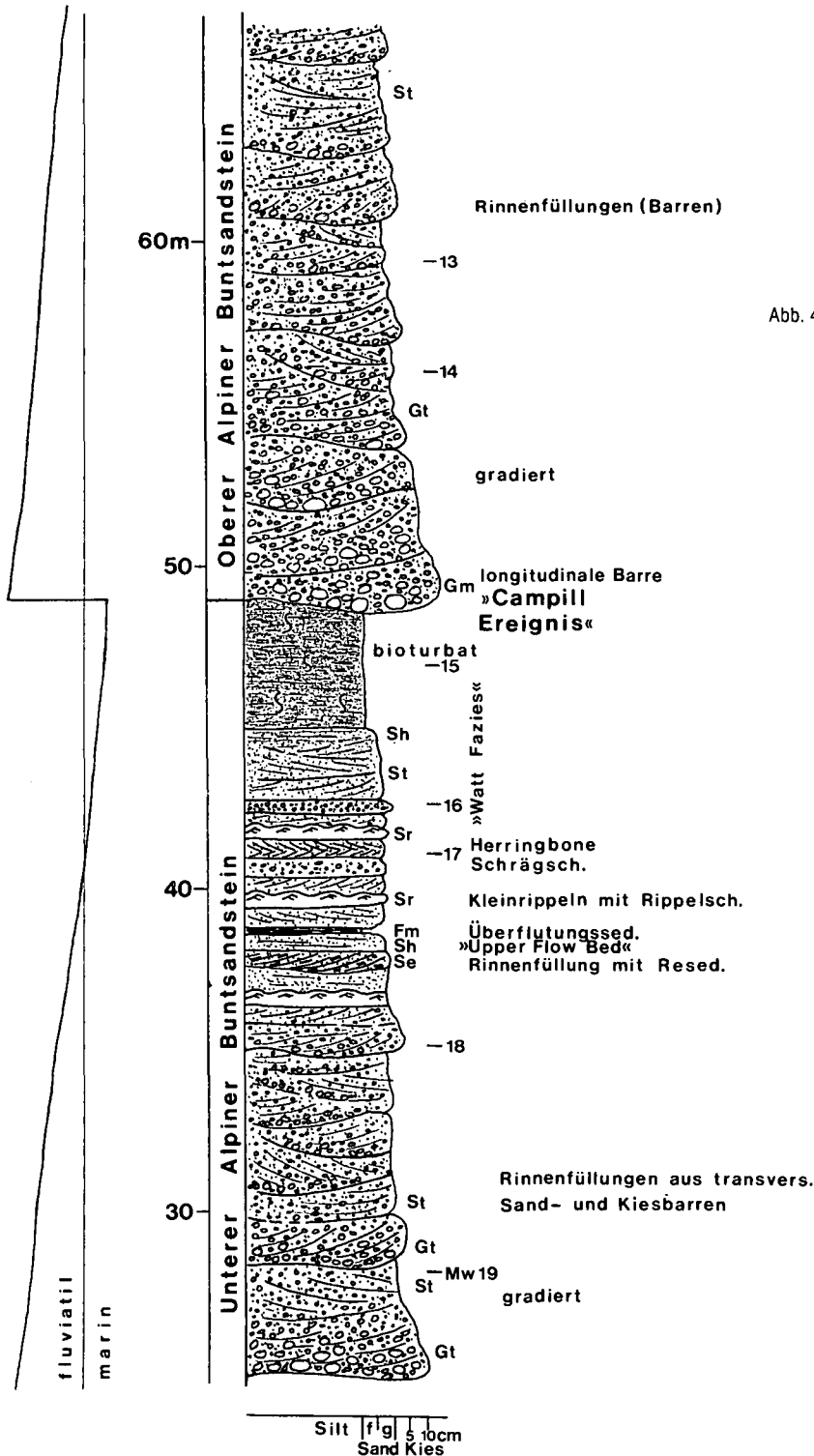


Abb. 4: Detailprofil mit Regression an der Grenze Unterer – Oberer Alpiner Buntsandstein, Mensalwald.
Gt, St, Se, Sh, Sr, Fm = einzelne Lithofaziestypen (Erklärung im Text).

die für den Gezeitenbereich typischen Sandsteinlagen mit „Herringbone-Schrägschichtung“ auf. Den Abschluß bilden ca. 4 m mächtige, durchwühlte, rote, matrixreiche feinkörnige Sandsteine. Hinweise für marines Milieu liefern Wellenrippeln und „Herringbone-Schrägschichtung“ sowie die starke lithologische Ähnlichkeit zur marinen Wattfazies im Profil Riedgraben in derselben stratigraphischen Position. Ein eindeutiger Beleg für marines Milieu konnte allerdings nicht gefunden werden.

Oberer Alpiner Buntsandstein

Der Obere Alpine Buntsandstein beginnt an der Basis jeweils mit grobkörnigen Schüttungen (Regression [Abb. 4]) und geht über sandige fluviatile Bildungen in eine marine Fazies über, bildet dadurch eine „Fining-Upward“-Megasequenz.

Im Profil Simmerlacher Klamm besteht der marine Obere Alpine Buntsandstein aus einer überwiegend rot, teilweise auch grünlichgrau gefärbten Abfolge von trogförmig schräggeschichteten Sandsteinen, Sandsteinen mit sehr flacher Schrägschichtung, horizontalgeschichteten Sandsteinlagen, feinsandigen, stark karbonatischen Lagen mit flaseriger Schichtung, feinsandigen Lagen mit Kleinrippeln und teilweise bioturbaten roten Siltlagen. Selten sind kleine Belastungsmarken und Strömungsmarken (Fließrichtung aus N, 355°) zu beobachten.

An zwei Stellen waren in dieser Abfolge fragliche Muschelabdrücke enthalten, in einer siltigen grauen Lage kam Pflanzenhäcksel zum Vorschein. Mariner Faziescharakter ist hier zwar sehr wahrscheinlich, aber nicht eindeutig nachweisbar.

Im Profil „Mensalwald“ ist innerhalb der grobkörnigen fluviatilen Fazies des Oberen Alpiner Buntsandsteins eine wenige m mächtige Abfolge aus dünngebankten Sand- und Siltsteinbänken entwickelt. Die Sandsteine sind teilweise schräggeschichtet, führen häufig aufgearbeitete rote siltige Tonscherben, zeigen selten Trockenrisse und sind teilweise stark durchwühlt. Ebenso sind die roten Siltsteine stark durchwühlt, Lebensspuren sind häufig, u. a. tritt cf. *Diplocraterion* auf, was auf marines Milieu schließen läßt (Wattfazies ähnlich wie im Riedgrabenprofil).

Eine charakteristische marine Fazies ist am Top des Oberen Alpiner Buntsandsteins an der Südseite des westlichen Drauzuges ausgebildet und läßt sich vom Laaser Wald (N Kötschach) bis in den Raum S Abfaltersbach verfolgen (Abb. 9).

Am besten aufgeschlossen ist diese markante Fazies im Profil „Abfaltersbach“ und im Profil „Mensalwald“, im Podlaniggraben ist die skythische Abfolge tektonisch gestört. Im Profil „Laaser Wald“ ist diese Fazies dagegen gut aufgeschlossen.

Es ist eine Abfolge von dm bis m mächtigen mürben, rötlichen, auch gelblich-braun anwitternden, meist karbonatreichen, teilweise auch matrixreichen Sandsteinlagen. Charakteristisch sind bis zu mm-große, gut gerundete, locker eingestreute Quarzkomponenten, wodurch häufig eine bimodale Korngrößenverteilung gegeben ist. Selten sind in diesen Sandsteinen (z. B. am Top im Profil „Abfaltersbach“) vor allem rötliche, selten auch grüne, bis rund 10 cm große, siltig-feinsandige Resedimente zu beobachten (Abb. 14c,d). Bioturbation ist häufig (u. a. *Diplocraterion*). Mitunter sind die Sandsteine quarzreicher, gebankt und nicht bioturbat, vereinzelt sind Trockenrisse zu beobachten (Abb. 12a).

Zwischen den Sandsteinbänken finden sich cm- bis wenige dm-mächtige rote und grüne Tonschiefer bis Siltsteine sowie bis zu mehrere m mächtige Abfolgen, die aus einer cm-dm-Wechselagerung von bis zu etwa 10 cm dicken, stark karbonatischen Sandsteinbänken mit teilweise bimodaler Korngrößenverteilung, dünnen rötlichen Silt- bis feinkörnigen Sandsteinbänken mit Kleinrippeln sowie grünen und roten, häufig bioturbaten Siltsteinen bis Tonschiefern (*Diplocraterion*, *Rhizocorallium*) aufgebaut sind (Abb. 12b). Selten findet man in den siltigen bis feinsandigen Lagen schlecht erhaltene, nicht mehr bestimmbare Muschelabdrücke. Im Profil „Abfaltersbach“ konnte an der Basis dieser marinen Abfolge vereinzelt Pflanzenhäcksel gefunden werden. In diesem Profil ist im tieferen Abschnitt auch Magnesit in Form einer dünnen Lage und cm großer Konkretionen enthalten.

Das vereinzelte Auftreten von Muschelabdrücken in dieser Fazies weist auf marine Ablagerungsbedingungen. Auch *Diplocraterion* und *Rhizocorallium* sind nur aus marinen Sedimenten bekannt und besonders für den Gezeitenbereich typisch (IRELAND et al., 1978).

Eine genauere fazielle Interpretation vor allem der grobkörnigen Sandsteinbänke ist allerdings nicht möglich, da auf Grund der meist starken Durchwühlung und starken Karbonatzementation strukturelle und textuelle Gefügeeigenschaften nicht mehr erhalten sind. Hin und wieder aufgearbeitete Tonschiefer-Siltresedimente in diesen Sandsteinen deuten auf eine Aufarbeitung feinkörniger Sedimente durch stärkere Strömung hin, wie dies beispielsweise in Gezeitenkanälen (Prielen) während der Ebbe- oder Flutströmung der Fall sein kann.

Die gut gerundete grobe Sandfraktion der mitunter bimodalen Sandsteinlagen stammt entweder aus aufgearbeiteten äolischen Sedimenten, die z. B. fluviatil antransportiert und marin umgelagert wurden (eine primär äolische Einwehung ist auf Grund der relativ groben Korngröße eher auszuschließen) oder ist überhaupt das Produkt küstennaher Sedimentationsprozesse. Zuletzt konnten KRAINER (1985) und POSCHER (1985) einige Hinweise auf äolische Sedimente im Alpiner Buntsandstein herausarbeiten.

Eingeschwemmte Pflanzenreste (Profil „Abfaltersbach“) weisen auf einen relativ küstennahen Ablagerungsraum hin. Der hohe Karbonatgehalt ist wohl zumindest teilweise auf eine primäre Karbonatfällung aus dem Meerwasser zurückzuführen. Vereinzelt auftretende Magnesitlagen und -konkretionen können als Hinweis auf zeitweise evaporitische Bedingungen (Küstensabkha) gewertet werden.

Bei den Sedimenten des marinen Oberen Alpiner Buntsandsteins handelt es sich somit um relativ küstennahe, flachmarine, vermutlich gezeitenbeeinflusste klastische Bildungen mit zeitweise evaporitischen Verhältnissen. Ähnliche Sedimentationsbedingungen findet man rezent zum Beispiel im stark klastisch beeinflussten Abschnitt an der SW-Küste des Sinai entlang des Golf von Suez, wo ebenfalls äolische Sedimente eingeweht und fluviatil eingeschwemmt werden und stellenweise Küstensabkhas entwickelt sind.

3.2. Mineralogische Zusammensetzung

Zur Erfassung des Mineralbestandes und der Diageneseprozesse wurden die einzelnen Profile beprobt. Zu Vergleichszwecken wurde auch das Perm genauer un-

tersucht, die permische Abfolge soll jedoch in einer gesonderten Arbeit dargestellt werden.

Das Probenmaterial wurde an Hand von ca. 200 Dünnschliffen unter dem Mikroskop untersucht. An sämtlichen Proben (ausgenommen karbonatreiche Sandsteine und Karbonatlagen der Werfener Schichten) wurde ferner das Schwermineralspektrum ermittelt, zur genaueren Untersuchungsmethodik siehe KRAINER (1985).

3.2.1. Mineralbestand

Detritische Komponenten sind mono- und polykristalliner Quarz, vulkanische Gesteinsbruchstücke, metamorphe und vereinzelt sedimentäre Gesteinsbruchstücke, Feldspat, detritische Glimmer und Schwerminerale (siehe Tab. 1).

Bei den monokristallinen Quarzen ist immer ein geringer Anteil an Porphy Quarzen feststellbar. Die polykristallinen Quarze lassen sich auf Grund ihrer Ausbildung (Anzahl, Korngröße, Korngrößenverteilung und Art der Korngrenzen der internen Kristallindividuen) in verschiedene Typen unterteilen, die jedoch alle von einem metamorphen Liefergestein (Gailtalkristallin) zu beziehen sind.

Bei den vulkanischen Gesteinsbruchstücken, die Aufarbeitungsprodukte des intrapermischen Vulkanismus darstellen, konnten dieselben Typen beobachtet werden, wie sie aus dem Alpinen Buntsandstein des Mittelkärntner Raumes und des östlichen Drauzuges beschrieben wurden (KRAINER, 1985). Dasselbe gilt auch für die metamorphen Gesteinsbruchstücke (Qz-Fsp, Qz-Gl, Qz-Fsp-Gl). Zusätzlich treten in allen untersuchten Profilen, auch im Perm, vereinzelt ganz charakteri-

stische Quarz-Turmalin-Gesteinsbruchstücke auf. Typisch für den Alpinen Buntsandstein der untersuchten Vorkommen sind auch metamorphe Gesteinsbruchstücke aus grobkörnigem Quarz, Glimmer und meist perthitischem Kalifeldspat, sowie grobkörnige Quarz-Glimmer-Plagioklas (Albit)-Bruchstücke, beide wohl aus Gneisen zu beziehen.

In einzelnen Lagen finden sich immer wieder bis zu mehrere cm große, aufgearbeitete, intensiv rot gefärbte tonig-siltige Intraklaste. Sedimentäre Gesteinsbruchstücke in Form von Extraklasten fehlen vollkommen.

Charakteristisch für den Alpinen Buntsandstein ist ein durchwegs vorhandener, mäßiger bis vereinzelt relativ hoher Feldspatgehalt, überwiegend in Form unverzwilligter Kalifeldspäte. Mikrokline, verschiedene Perthittypen und granophyrische Quarz-Feldspatverwachsungen sind selten. Plagioklas konnte im Alpinen Buntsandstein des Drauzuges nur in Form von Einsprenglingen in vulkanischen Gesteinsbruchstücken beobachtet werden, im Profil der Simmerlacher Klamm tritt dagegen Plagioklas auch in Form von detritischen Körnern auf. Für dieses Profil ist auch das recht häufige Auftreten von teilweise recht großen perthitischen Kalifeldspäten und „gefüllten“ Plagioklasen, beide aus Metamorphiten stammend, ein typisches Merkmal (Abb. 15a). So sind z. B. in grobkörnigen Sandsteinen bis Feinkonglomeraten relativ frische perthitische Feldspäte von Größen bis zu 7 mm, teilweise mit verzwilligten Entmischungen, keine Seltenheit. Im Profil Simmerlacher Klamm stammt im Vergleich zu den anderen Profilen ein höherer Feldspatanteil aus Metamorphiten (Glimmerschiefer und Gneise).

Detritische Glimmer sind durchwegs in geringer Menge vorhanden, und zwar in Form von mehr oder weniger stark deformierten Muskowiten und meist schon

Tabelle 1: Mineralogische Zusammensetzung untersuchter permischer und skythischer Sandsteine.

V = ungefähre Anteil an Komponenten vulkanischer Herkunft (Porphy Quarze, vulkanische Gesteinsbruchstücke, vulkanischer Chert, Feldspäte); Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; Chert = „vulkanischer Chert“; vGBR = vulkanische Gesteinsbruchstücke; GBR = metamorphe und sedimentäre Gesteinsbruchstücke; F = Feldspat; Fz = Feldspatzement; Gl = detritische Glimmer; Zkb = Karbonatzement; Zqz = Quarzzement; Mf = sekundäre Matrix aus zersetzten Feldspäten; M = Matrix.

	V	Qm	Qp	Chert	vGBR	GBR	F	Fz	Gl	Zkb	Zqz	Mf	M
Simmerlach [32 Proben]													
Unterer Alpinen Buntsandstein [8]	40	19,5	14,7	15,0	15,4	16,0	9,5	0,1	1,3	—	0,3	0,2	8,0
Oberer Alpinen Buntsandstein [12]	45	18,0	13,8	15,9	16,5	13,9	13,4	0,4	0,6	1,7	1,0	—	4,8
Werfener Schichten, basal [3]	35	17,8	12,2	15,9	4,4	10,1	18,8	n.d.	4,5	9,6	—	—	6,7
Werfener Karbonatsandsteine [9]	10	11,3	3,1	4,2	0,5	1,7	9,3	—	3,2	66,7	—	—	—
Abfaltersbach [29 Proben]													
Oberperm („Grödener Schichten“) [5]	45	15,6	17,2	10,6	22,1	15,0	1,7	—	0,7	0,4	—	2,7	14,0
Oberer Alpinen Buntsandstein [10]	15	25,8	18,3	2,1	0,6	10,1	13,0	n.d.	0,9	23,4	0,2	—	5,6
Werfener Sandsteine [4]	15	19,6	26,8	4,3	1,3	13,1	20,0	1,9	3,7	—	2,3	0,4	6,6
Eggenkofel [5 Proben]													
Unterrotliegend [5]	—	10,2	11,4	—	—	51,7	0,6	—	6,0	—	—	—	20,1
Mensalwald [46 Proben]													
Oberperm („Grödener Schichten“) [7]	45	12,1	19,0	12,7	20,1	16,4	4,6	—	1,1	—	—	0,4	13,6
Unterer Alpinen Buntsandstein [21]	15	29,3	28,9	3,7	1,6	11,8	11,0	1,1	1,8	0,1	3,2	—	7,5
Oberer Alpinen Buntsandstein [10]	20	15,1	26,7	5,8	4,3	22,6	16,7	0,8	0,5	0,1	2,7	—	4,7
Oberer Alpinen Buntsandst. (marin) [2]	10	24,5	22,4	1,1	—	9,4	15,4	0,7	1,1	22,6	1,0	—	1,8
Werfener Schichten (Grobfazies) [4]	15	17,1	25,1	5,2	1,0	15,1	23,1	2,2	2,2	1,9	0,9	—	4,2
Werfener Schichten [2]	15	27,7	9,5	4,9	0,2	9,7	28,1	2,3	2,5	12,9	1,3	—	0,9
Lanz [10 Proben]													
Unterrotliegend [6]	—	8,7	17,6	0,4*)	—	54,4	1,3	—	0,5	7,3	—	—	9,8
Oberperm („Grödener Schichten“) [4]	40	16,4	18,9	13,4	19,9	8,1	0,8	—	1,4	—	—	3,8	17,3
Laaser Wald [16 Proben]													
Unterer Alpinen Buntsandstein [3]	15	28,2	29,5	3,8	1,2	8,3	14,3	2,5	2,1	—	6,1	—	4,0
Oberer Alpinen Buntsandstein [7]	20	22,2	22,7	8,9	2,6	13,4	12,0	1,1	2,3	—	2,9	—	6,9
Werfener Schichten (Grobfazies) [6]	15	22,8	27,5	1,2	0,2	10,7	21,3	2,4	3,4	—	2,0	—	5,2

*) sedimentärer Chert (Kieselschiefer)

entmischten Biotiten. Chlorit ist selten. Die Matrix besteht aus einem durch Hämatitpigment rötlichbraun gefärbten Phyllosilikat-Quarz-Feldspat-Gemenge. Gut ausgewaschene Sandsteine sind matrixfrei, die Porenräume sind durch Quarz- und Feldspatzement, z. T. auch durch Karbonat ausgefüllt.

3.2.2. Unterschied Oberperm – Alpiner Buntsandstein

Der plötzliche Sedimentationsumschwung mit dem Einsetzen des Alpinen Buntsandsteins führt auch zu einer markanten Änderung sowohl im kompositionellen als auch im textuellen Reifegrad der Sedimente (Tab. 1, 2 und Abb. 5, 6).

Gegenüber den permischen Sandsteinen (und Konglomeraten) weist der Alpine Buntsandstein einen deutlich höheren kompositionellen und textuellen Reifegrad auf. Die wichtigsten Unterschiede seien kurz aufgelistet:

Bei den permischen Sandsteinen handelt es sich um schlecht sortierte, angulare bis subangulare lithische Arenite mit einem hohen Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten des intrapermischen Vulkanismus sowie einem sehr geringen bis vollkommen fehlenden Feldspatgehalt. Der Anteil an Quarz, besonders monokristallinem Quarz, ist ebenfalls gering. Der Matrixgehalt ist hoch (über 10 %) und stark mit Hämatit pigmentiert, wodurch die Sedimente eine intensiv rote Färbung aufweisen (Abb. 13c, d).

Diagenetischer Zement (Qz, Fsp, Karb) fehlt, daher sind die permischen Klastika kaum verfestigt und erscheinen im Gelände mürb. Die Konglomerate sind charakterisiert durch einen sehr hohen Anteil an vulkanischen Komponenten („Porphyrkonglomerate“) und auch an metamorphen Geröllen, Quarzgerölle sind nur in geringen Prozentsätzen vertreten. Auch die Konglomerate sind kaum verfestigt.

Die Sandsteine des Alpinen Buntsandsteins sind in Abhängigkeit von der Fazies (fluviatil – marin) als mäßig bis gut sortierte, subangulare bis subgerundete lithische Arenite, Sublitharenite und Subarkosen

zu bezeichnen, zeigen einen deutlich geringeren Anteil an vulkanischen Komponenten und einen durchwegs vorhandenen, mäßig hohen Feldspatgehalt. Der Gehalt an Quarzkomponenten ist deutlich höher als in den permischen Sandsteinen, der Matrixgehalt deutlich geringer (durchschnittlich um 5 %), was eine deutlich hellere Gesteinsfarbe zur Folge hat. Die Sandsteine sind mehr oder weniger stark zementiert (authigene Quarz- und Feldspatanwachssäume, Karbonatzement) und sind daher wesentlich stärker verfestigt als die mürben Sandsteine des Perm. Dasselbe gilt auch für die Konglomerate, die überwiegend aus Quarzgeröllen aufgebaut sind und sehr wenig Vulkanit- und Metamorphitgerölle führen (Abb. 13a,b).

Innerhalb des Alpinen Buntsandsteins sind nun gewisse Schwankungen in der Zusammensetzung der Sandsteine festzustellen, besonders die Regression an der Grenze Unterer – Oberer Alpiner Buntsandstein wirkt sich mehr oder weniger deutlich aus, am deutlichsten im Riedgrabenprofil (siehe KRAINER, 1985). Auch im Profil „Mensalwald“ äußert sich diese Regression in einer leichten Abnahme des Reifegrades im fluviatilen Oberen Alpinen Buntsandstein, wobei im Vergleich zum Unteren Alpinen Buntsandstein der Gehalt an monokristallinem Quarz stark zurückgeht, der Anteil an vulkanischen Komponenten dagegen leicht, jener an Gesteinsbruchstücken und Feldspat etwas stärker ansteigt (siehe Tab. 1, 2 und Abb. 5, 6).

Ähnlich, jedoch nicht so deutlich wirkt sich die Regression im Profil „Laaser Wald“ aus, im Profil der Simmerlacher Klamm zeigt die Regression, abgesehen von der plötzlich einsetzenden Vulkanitgeröllschüttung (Abb. 11c), in der Sandsteinfraktion keine besonderen Auswirkungen auf die Zusammensetzung.

Geringe Unterschiede bestehen generell auch zwischen fluviatiler und mariner Fazies, und zwar sowohl im Unteren als auch im Oberen Alpinen Buntsandstein. Die marinen Sandsteine zeigen im Durchschnitt einen etwas besseren Rundungs- und Sortierungsgrad sowie einen höheren Feldspatgehalt. Aus Tab. 1, 2 und Abb. 12f geht auch hervor, daß der Alpine Buntsandstein (und die Werfener Schichten) der Simmerlacher

Tabelle 2: Bezeichnung, Sortierungs- und Rundungsgrad untersuchter Sandsteine.

	Bezeichnung ¹⁾	Sortierung ²⁾	Rundung ³⁾
Werfener Schichten			
Westlicher Drauzug (Südseite)	Arkosen – Subarkosen, selten Sublitharenite	mäßig – gut	subangular – subrounded
Simmerlach	Feldspatreiche lithische Arenite	mäßig – gut	subangular
Oberer Alpiner Buntsandstein			
Westlicher Drauzug, marin	Lithische Arenite – Subarkosen	mäßig – gut, z. T. bimodal	subrounded – rounded
Westlicher Drauzug, fluviatil	Lithische Arenite – Sublitharenite	mäßig – gut	subangular
Simmerlach, marin	Lithische Arenite	mäßig – gut	subangular
Simmerlach, fluviatil	Lithische Arenite	mäßig – schlecht	angular – subangular
Unterer Alpiner Buntsandstein			
Westlicher Drauzug, marin	Subarkosen – Sublitharenite	mäßig – gut	subrounded – rounded
Westlicher Drauzug, fluviatil	Sublitharenite – Subarkosen	mäßig – gut	subrounded
Simmerlach, fluviatil	Lithische Arenite	mäßig	angular – subangular
Oberperm („Grödener Schichten“)			
Westlicher Drauzug	Lithische Arenite	schlecht – mäßig	angular – subangular
Laaser Schichten (Unterrotliegend)			
Westlicher Drauzug	Lithische Arenite	schlecht – sehr schlecht	angular

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

²⁾ Sortierung nach COMPTON (1962).

³⁾ Rundung nach POWERS (1953).

Klamm einen durchwegs viel schlechteren textuellen und kompositionellen Reifegrad aufweist als in den Profilen „Laaser Wald“ und „Mensalwald“.

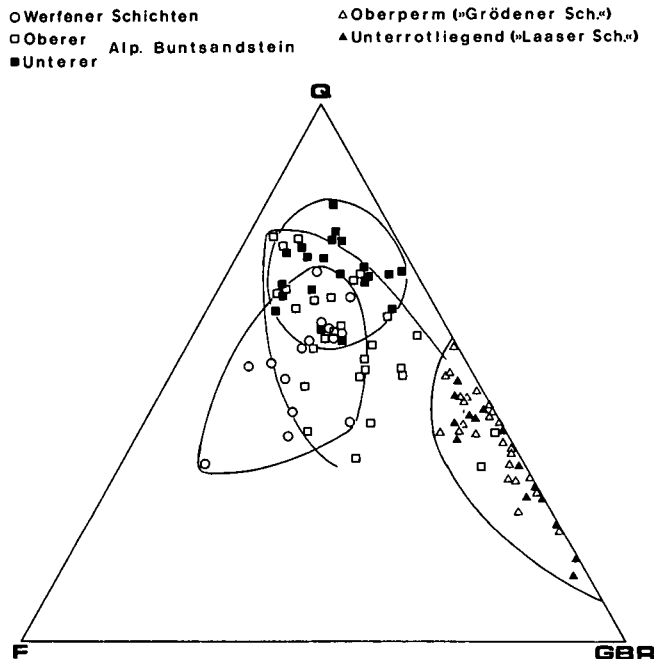


Abb. 5: Permische und skythische Sandsteine des westlichen Drauzuges (ohne Simmerlacher Klamm) im Dreiecksdiagramm Q (mono- und polykristalliner Quarz) – F (Feldspat) – GBR (Gesteinsbruchstücke). Zwischen permischen und skythischen Sandsteinen ist ein deutlicher Unterschied in der Zusammensetzung zu erkennen. Auch innerhalb des Skyth unterscheiden sich die einzelnen Abfolgen recht deutlich. Nähere Erklärungen im Text.

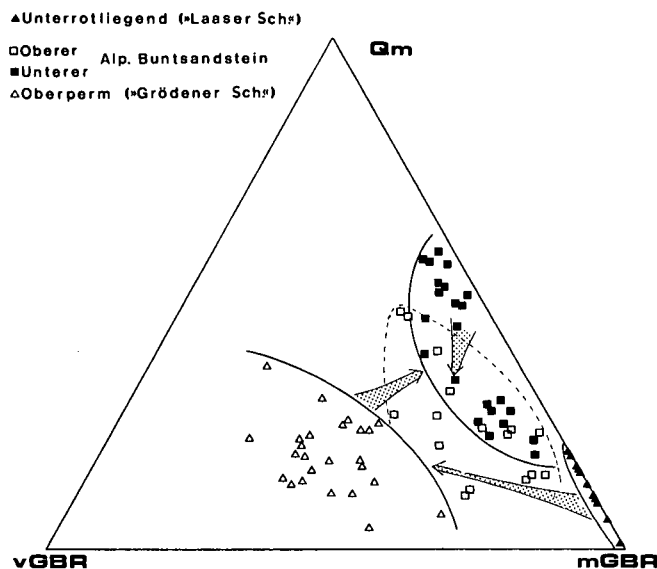


Abb. 6: Permische und skythische Sandsteine des westlichen Drauzuges (ohne Simmerlacher Klamm) im Dreiecksdiagramm Qm (monokristalliner Quarz) – vGBR (vulkanische Gesteinsbruchstücke) – mGBR (metamorphe Gesteinsbruchstücke). Das Unterrotliegend ist durch einen hohen Anteil an metamorphen Gesteinsbruchstücken charakterisiert, im Oberperm („Gröden Schichten“) macht sich der Einfluß des intrapermischen Vulkanismus deutlich bemerkbar (viele vulkanische Gesteinsbruchstücke aufgearbeitet). Die Perm-Trias-Grenze äußert sich wiederum in einem markanten Sedimentationsumschwung, der Anteil an vGBR im Unterem Alpinen Buntsandstein nimmt stark ab. Unterschiede bestehen auch zwischen Unterem und Oberem Alpinen Buntsandstein. Nähere Erklärungen im Text.

3.2.3. Diagenese

Mit dem plötzlichen Sedimentationsumschwung an der Basis des Alpinen Buntsandsteins ändern sich auch die Diageneseprozesse signifikant, da diese, besonders die Frühdiagenese, sehr stark vom Ablagerungsmilieu (mineralogische Zusammensetzung, textuelle Eigenschaften wie Rundung, Sortierung, Packungsdichte – davon sind Permeabilität und Porosität abhängig – Geometrie der einzelnen Sandsteinkörper, Chemismus der Porenwässer) kontrolliert werden (siehe z. B. BJØR-LYKKE, 1983; FÜCHTBAUER, 1966, 1983; HAYES, 1979; GLENNIE et al., 1978).

Die textuell und kompositionell unreifen permischen Sandsteine sind durch das Fehlen von diagenetischen Zementmineralen charakterisiert. Der Grund liegt darin, daß der Porenraum zwischen den detritischen Komponenten durchwegs mit primärer Matrix ausgefüllt war, was die primäre Porosität und Permeabilität entsprechend herabgesetzt hat. Dadurch war auch kein größerer freier Porenraum für die Ausfällung von Zement vorhanden, die tonige Matrix, die die detritischen Komponenten umgibt, wirkte sich außerdem hemmend auf die Bildung von authigenen Anwachssäumen, z. B. von Quarz, aus (HEALD & LARESE, 1974). Nur selten konnten sich kleine Quarzanwachssäume bilden.

Charakteristische Diageneseprozesse der permischen Sandsteine sind der Abbau der Feldspäte zu Phyllosilikaten (häufig Phyllosilikatpseudomorphosen nach Feldspat), Umkristallisation der Matrix und authigene Hämatitneubildung.

Der diagenetische Abbau der Feldspäte zu Kaolinit-Sericit führte zur Bildung sekundärer Matrix, die sich von der primären Matrix durch das fehlende Hämatitpigment meist deutlich unterscheidet (Abb. 14a, b). Verbreitet ist die Bildung von Hämatit in Form von fein verteiltem Pigment in der feinkörnigen Matrix, z. T. auch in Form größerer Hämatitaggregate. Hämatitaureolen um entmischte Biotite, Hämatit entlang von Spaltrissen oder innerhalb der einzelnen Biotitscheiter weisen darauf hin, daß ein Teil des zur Hämatitbildung notwendigen Fe durch den diagenetischen Abbau von Biotit freigesetzt wurde.

Allgemein wird die Entstehung des rotfärbenden Hämatitpigments in kontinentalen Sedimenten auf Diageneseprozesse zurückgeführt (z. B. WALKER, 1976; TURNER, 1974). Die Hämatitbildung weist auch auf oxidierende Verhältnisse während der Diagenese.

Die primäre Matrix ist durchwegs umkristallisiert, wobei NIEDERMAYR et al. (1984) durch Bestimmung der Illit-Kristallinität eine schwach metamorphe Überprägung der permoskythischen Abfolge nachweisen konnte.

Der deutlich höhere textuelle Reifegrad der Sedimente des Alpinen Buntsandsteins führte auch zu entsprechend anderen Diageneseprozessen als im Perm. Der häufig vorhandene freie Porenraum zwischen den detritischen Komponenten in den meist gut ausgewaschenen Sandsteinen ermöglichte die Ausfällung von Zement in Form von authigenen Quarz- und Feldspatanwachssäumen und von meist grobspätigem Karbonat im Porenraum.

Auch innerhalb des Alpinen Buntsandsteins zeigen die einzelnen Faziesbereiche und Lithofaziestypen unterschiedliche Diageneseinflüsse. Der fluviatile Faziesbereich, gegenüber dem Perm wesentlich besser ausgewaschen (matrixärmer), weist vor allem authigene, syntaxiale Anwachssäume um monokristallinen, sel-

ten auch polykristallinen Quarz auf. Weniger häufig sind authigene Feldspatwachssäume um detritische Feldspäte. Im marinen Faziesbereich sind Feldspatwachssäume stärker vertreten (neben ebenfalls häufig auftretenden Quarzanwachssäumen [Abb. 16a]).

Detritisches Feldspatkorn und Anwachssaum zeigen unterschiedliche Auslöschung, was auf Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung und der Kristallstruktur zwischen detritischem Kern und Saum zurückzuführen ist. Die Anwachssäume sind chemisch reine Kalifeldspatendglieder mit rhombischer Umrißform (Adularhabitus), wie sie auch aus anderen Sandsteinen bekannt sind (z. B. STABLEIN & DAPPLES, 1977; WAUGH, 1978). Eine ausführliche Diskussion über Feldspatwachssäume sowie chemische Analysen finden sich bei KRAINER (1985).

Karbonatzement tritt vor allem im marinen Oberen Alpinen Buntsandstein auf, besonders in den z. T. grobkörnigen bimodalen Sandsteinen und verdrängt Quarz und Feldspäte, wodurch mitunter ein poikilitisches Gefüge entsteht.

Während Feldspäte in dieser Fazies nicht selten Anwachssäume aufweisen, sind solche bei Quarz äußerst selten.

Im Profil „Abfaltersbach“ tritt in der marinen Fazies des Oberen Alpinen Buntsandsteins zumindest eine, wenige cm dicke, sehr magnesitreiche, leicht knollig ausgebildete Lage auf, wenige cm über dieser Lage sind in einem grobkörnigen, karbonatreichen Sandstein cm-große Magnesitknollen enthalten. Dieses Auftreten von Magnesit ist ein Indiz für ein zeitweise stärker evaporitisches Milieu (Küstensabkha). Magnesit tritt in Form kleiner rundlicher Aggregate (Konkretionen) auf, die das feinkörnige Sediment während des Wachstums verdrängt haben, wodurch mitunter ein pseudofluidales Gefüge entstanden ist (Abb. 15b). Das feinkörnige Sediment (toniges Material und eckiger Quarz in Siltkorngröße) füllen den Zwickelraum zwischen den feinkristallinen gelblich-bräunlichen Magnesitaggregaten aus und „umfließen“ diese. Locker eingestreut sind auch diverse Quarz- und Feldspatkomponenten in Korngrößen bis ca. 2 mm, selten etwas darüber. Die Bildung der Magnesitaggregate wird auf Grund der eben beschriebenen Merkmale auf Diagenese Prozesse (Frühdigenese) zurückgeführt.

Magnesit konnte im Profil „Mensalwald“ auch am Top der Werfener Schichten in einer dünnen Lage sowie in Verbindung mit Rauhwacken beobachtet werden.

Während im Skyth die Magnesitbildung eindeutig an ein marines Küstensabkha-Milieu gebunden ist, zeigen die permischen magnesitführenden, feinkörnigen Sedimente des Drauzuges ebenso wie jene an der Basis der Nördlichen Kalkalpen im Raume St. Johann i. T. – Hochfilzen (STINGL, 1983) entgegen der Darstellung von NIEDERMAYR et al. (1979) fazielle Merkmale eines kontinentalen Ablagerungsraumes (Playa – Inlandsabkha). Für eine endgültige Klärung des Bildungsmilieus permischer Magnesite (Inland- oder Küstensabkha) sind jedoch noch weitere Untersuchungen notwendig.

3.2.4. Schwerminerale (Perm und Skyth)

Die gesamte Permoskythabfolge wurde hinsichtlich ihrer Schwermineralführung untersucht, wobei jedoch nur die durchsichtigen Schwerminerale ausgezählt wurden, opake SM und Glimmer wurden nicht berücksichtigt.

Das Spektrum setzt sich aus folgenden durchsichtigen Schwermineralen zusammen:

Turmalin, überwiegend aus Metamorphiten stammende grüne Varietäten, oft reich an Kohlenstoffeinschlüssen (Schörl).

Rutil, in geringen Prozentsätzen immer vorhanden.

Zirkon, gerundete (vermutlich aus dem Kristallin) und idiomorphe Typen (aus den intrapermischen Vulkaniten).

Apatit, teilweise sehr häufig, vermutlich überwiegend aus dem Kristallin stammend.

Granat, selten in höheren Prozentsätzen, meist nur in Spuren oder gänzlich fehlend, aus Granatglimmerschiefern stammend.

In einzelnen Körnern finden sich noch Titanit und Hornblende, als diagenetische Neubildung tritt Anatas und z. T. massenhaft Baryt in Erscheinung.

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß sich die einzelnen lithostratigraphischen Einheiten durch ein jeweils spezifisches Schwermineralspektrum charakterisieren lassen (siehe Tab. 3 und Abb. 7).

Die Laaser Schichten (Unterrotliegend) weisen einen hohen SM-Gehalt von bis zu 5 % auf, wobei der überwiegende Teil aus opaken Mineralen, vor allem Hämatit, sowie Glimmer besteht. Der Gehalt an durchsichtigen SM ist durchwegs sehr gering und stark abhängig vom kristallinen Untergrund: In den Lienzer Dolomiten, S des Eggenkofel, überwiegt Granat neben wenig Turmalin, Apatit und Zirkon (Granatglimmerschiefer aufgearbeitet).

N Kötschach (oberhalb Lanz) dominieren Apatit und Zirkon neben mäßiger Turmalinführung, Granat fehlt (Glimmerschiefer aufgearbeitet).

Im Bereich Stockenboi – Riedgraben überwiegt Turmalin neben Zirkon und Apatit.

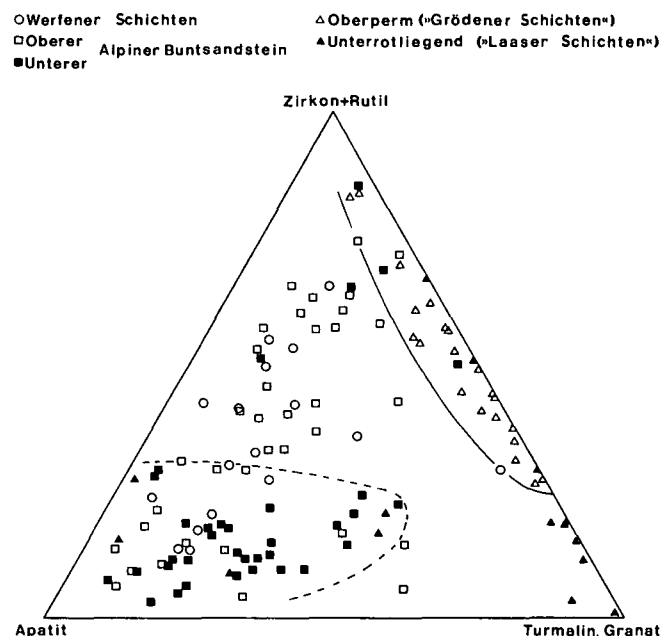


Abb. 7: Schwermineralspektren (durchsichtige SM) permischer und skythischer Sandsteine des westlichen Drauzuges im Dreiecksdiagramm Zirkon/Rutil – Apatit – Turmalin/Granat (Darstellungsart nach NIEDERMAYR, 1975, Abb. 3; vergleiche auch mit KRAINER, 1985, Abb. 4). Während das Perm durch eine Zirkon-Turmalin-Vormacht gekennzeichnet ist, überwiegt in den skythischen Sandsteinen meist der Apatit. Nähere Erklärungen im Text.

Tabelle 3: Schwermineralgehalte permoskythischer Sandsteine Kärntens.

	SM-Gehalt*)	Tu	Ru	Zi	Ga	Ap	andere
Unterrotliegend [26 Proben]							
Eggenkofel [2]	5 %	4,9	0,9	1,3	88,2	4,7	
Lanz [4]	2,7 %	12,7	0,8	31,3	—	55,2	(Kb)
Stockenboi [4]	0,7 %	44,5	3,6	35,7	—	16,2	(Kb)
Riedgraben [6]	0,6 %	80,0	4,0	15,0	—	1,0	
Ulrichsberg [1]	0,4 %	2,0	13,0	58,0	12,0	15,0	Chl, St, Ba
Christophberg [9]	2,8 %	6,9	7,8	72,0	2,0	11,3	Ti, An, Ba
Oberperm [41 Proben]							
Abfaltersbach [14]	1,2 %	45,5	4,2	45,3	—	5,0	Ga, Ti, Ba
Mensalwald [5]	0,9 %	47,5	5,0	42,5	—	4,9	
Lanz [4]	0,7 %	22,4	8,8	55,3	1,5	12,0	
Riedgraben [4]	0,4 %	55,8	6,1	38,1	—	—	
Dobratsch [2]	0,7 %	6,7	4,7	81,7	—	6,9	An, Ba
Ulrichsberg [5]	0,5 %	25,8	18,0	48,2	0,3	7,6	Ti, An, Ba
Christophberg [7]	0,4 %	40,2	19,8	39,7	0,3	—	Hb, Ba
Unterer Alpiner Buntsandstein [35 Proben]							
Mensalwald [16]	0,7 %	27,4	3,0	15,2	—	54,4	Ba
Laas [3]	0,6 %	24,8	3,4	15,1	—	56,7	
Riedgraben [11]	0,35 %	24,6	4,8	7,8	0,1	62,7	
Simmerlach [5]	0,4 %	23,0	2,5	65,5	0,8	8,2	
Oberer Alpiner Buntsandstein [48 Proben]							
Mensalwald [7]	0,5 %	9,6	2,7	13,2	—	74,5	
Laas [5]	0,4 %	22,8	3,6	13,3	—	60,3	
Riedgraben [12]	0,4 %	24,1	1,5	44,8	0,2	29,4	Ti
Simmerlach [7]	0,6 %	19,4	1,5	48,7	6,0	24,4	
St. Pauler Berge [5]	0,3 %	18,0	9,4	30,7	—	41,9	Hb, Ga
Ulrichsberg [12]	0,7 %	9,8	5,5	19,6	0,1	65,0	Hb, An, Ba
Werfener Schichten [37 Proben]							
Abfaltersbach [4]	0,6 %	21,8	10,7	19,9	—	47,6	
Laas [5]	0,55 %	15,3	7,0	16,2	0,2	61,3	
Kranzwandgraben [6]	0,2 %	10,7	10,6	31,4	1,4	45,9	
Ulrichsberg [12]	0,15 %	11,7	11,1	40,2	0,6	36,4	
St. Pauler Berge [2]	0,2 %	6,7	14,9	59,5	0,7	18,4	An
Riedgraben [3]	0,2 %	32,2	1,4	48,5	—	17,9	Ti
Mensalwald [5]	0,35 %	16,4	10,4	30,8	—	42,4	(Kb)

*) SM-Gehalt (einschließlich opake SM, Glimmer, Karbonat usw.) in Gewichtsprozent, bezogen auf die Gesamtprobenmenge.
 Tu + Ru + Zi + Ga + Ap = 100 %.

Das Unterperm der Gurktaler Decke („Werchzirmschichten“), das auf Altpaläozoikum aufliegt, ist dagegen durch eine starke Zirkonführung sowie einen geringen Gehalt an Apatit, Rutil, Turmalin und Granat charakterisiert.

Das Oberperm („Grödener Schichten“) zeigt einen etwas geringeren SM-Gehalt (0,4–1,2 %), opake SM (Hämatit) überwiegen jedoch noch immer bei weitem. Gegenüber dem Unterperm treten jedoch zwischen den einzelnen Profilen keine größeren Unterschiede mehr auf. Das Spektrum ist gekennzeichnet durch eine Zirkon-Turmalin-Vormacht mit geringer Rutilführung und selten sehr geringer Granat- und Apatitführung.

Bei den Zirkonen überwiegen idiomorphe Typen, die aus den intrapermischen Vulkaniten zu beziehen sind (NIEDERMAYR et al., 1978), untergeordnet finden sich auch gerundete Zirkone, vermutlich aus dem kristallinen Untergrund (div. Glimmerschiefer, Gneise) stammend. Turmalin (grün, Schörl), Rutil und Apatit sind ebenfalls aus dem kristallinen Basement zu beziehen.

Stellenweise ist eine starke Barytführung zu beobachten.

Mit dem Einsetzen des Alpinen Buntsandsteins ist auch eine markante Änderung im SM-Spektrum zu beobachten. Im allgemeinen ist der SM-Gehalt etwas geringer als im Perm, die Werte können jedoch durch stellenweise stärkere Karbonat- und Barytführung erhöht werden.

Auffallend ist ein gegenüber dem Perm wesentlich geringerer Gehalt an opaken SM und ein um ein Vielfaches höherer Anteil an durchsichtigen SM, also ein we-

sentlich geringeres Verhältnis opake SM : durchsichtige SM.

Die markante Änderung im SM-Spektrum äußert sich ferner darin, daß mit dem Einsetzen des Alpinen Buntsandsteins gleichzeitig eine starke Apatitführung einsetzt und gegenüber dem Oberperm vor allem die Zirkonführung stark zurückgeht. Der Anteil an Rutil ändert sich dagegen kaum (siehe Abb. 8).

Innerhalb des Alpinen Buntsandsteins wirken sich stärkere Änderungen im Hauptmineralbestand auch auf das SM-Spektrum aus. Als Beispiel sei hier das Riedgrabenprofil erwähnt (siehe Abb. 8, bezüglich des Hauptmineralbestandes siehe KRAINER, 1985): Im Unteren Alpinen Buntsandstein ist das SM-Spektrum durch eine starke Apatitführung gekennzeichnet, der Zirkon- und Turmalingehalt nimmt gegenüber dem Oberperm stark ab. Mit dem regressiven Einsetzen des Oberen Alpinen Buntsandsteins in Form unreifer Sedimente mit einem hohen Gehalt an vulkanischen Komponenten kommt es an der Basis zunächst zu einer verstärkten Schüttung von Turmalin, die Apatitführung geht zurück.

Etwa 20 m über der Basis des Oberen Alpinen Buntsandsteins tritt plötzlich der Zirkon stark in den Vordergrund, der Turmalin- und Apatitgehalt nimmt dagegen ab.

Geringer sind die Unterschiede zwischen Unterem und Oberem Alpinen Buntsandstein im Profil „Mensalwald“, und zwar sowohl bezüglich des Hauptmineralbestandes als auch bezüglich des SM-Spektrums (vgl. Abb. 8).

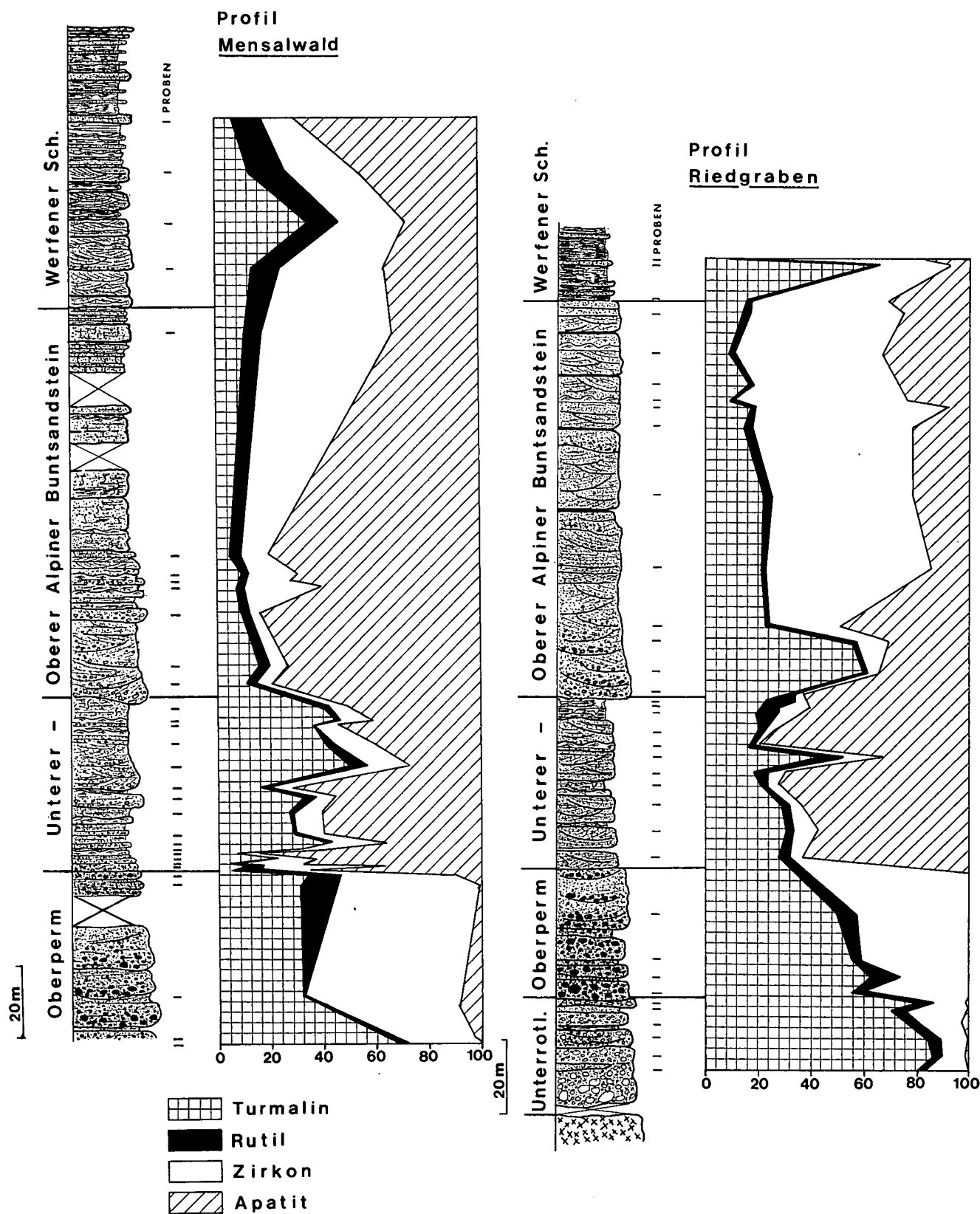


Abb. 8: Schwermineralverteilung in den Profilen „Riedgraben“ und „Mensalwald“. Nähere Erklärungen im Text.

Mit dem Einsetzen des Oberen Alpiner Buntsandsteins ist eine leichte Abnahme des Turmalingehaltes und eine leichte Zunahme des Apatitgehaltes festzustellen. Ähnlich wie im Riedgraben, jedoch nicht so si-

gnifikant, kommt es auch hier ca. 30 m über der Basis des Oberen Alpiner Buntsandsteins plötzlich zu einer etwas stärkeren Zirkonführung, die jedoch rasch wieder zurückgeht.

Sehr gering sind auch die Unterschiede im Profil der Simmerlacher Klamm. Abgesehen von der plötzlich einsetzenden starken Vulkanitgeröllführung an der Basis des Oberen Alpinen Buntsandsteins zeigen auch die Sandsteine keine wesentlichen Unterschiede in ihrer Zusammensetzung.

Hinsichtlich des SM-Spektrums ist der Untere Alpine Buntsandstein zirkonreich, die Turmalinführung ist mäßig, die Apatitführung gering, Granat tritt in Spuren auf.

Im Oberen Alpinen Buntsandstein nimmt der Gehalt an Zirkon und Turmalin ab, der Apatitgehalt nimmt stark zu. Charakteristisch für den Oberen Alpinen Buntsandstein ist auch ein durchwegs vorhandener, geringer Granatgehalt.

Im Profil „Laaser Wald“ (N Kötschach) treten weder im Hauptmineralbestand noch im SM-Spektrum merkliche Unterschiede zwischen Unterem und Oberem Alpinem Buntsandstein auf.

Abschließend sei noch darauf hingewiesen, daß der Apatit im Alpinen Buntsandstein (und in den Werfener Schichten) häufig authigene Anwachssäume aufweist (Abb. 12c, e).

Authigene Apatitanwachssäume sind auch aus dem germanischen Buntsandstein bekannt (VALETON, 1953). Die Bedeutung des plötzlichen Auftretens von Apatit und den authigenen Weiterwachssäumen mit dem Einsetzen des Alpinen Buntsandsteins soll kurz diskutiert werden.

Zunächst sei noch darauf hingewiesen, daß der Feldspat dasselbe Verhalten zeigt wie der Apatit. Das mehr oder weniger vollständige Fehlen von Apatit und Feldspat in der permischen Abfolge und ihr plötzliches Einsetzen an der Basis des Alpinen Buntsandsteins ist nicht auf eine Änderung im Liefergebiet, sondern auf die geänderten Sedimentationsverhältnisse zurückzuführen.

NICKEL (1973) konnte zeigen, daß Apatit im sauren Milieu stark löslich ist und im alkalischen Bereich bei zunehmendem pH-Wert stabil wird. Ein ähnliches Verhalten zeigt auch der Feldspat. Unter dem Einfluß mariner Porenwässer und kontinentaler, meteorischer Wässer, die reich an Alkalien und Si sind, ist Feldspat stabil, während er im neutralen und sauren Bereich instabil wird (BJØRLYKKE, 1983; v. ENGELHARDT, 1973).

Die bereits erwähnten starken Verwitterungserscheinungen an den ohnehin nur in geringer Menge vorhandenen Feldspäten der permischen Sandsteine weisen auf eine saure Reaktion der Porenlösungen hin, was gleichzeitig auch zu einer Auflösung des Apatits geführt haben muß („intrastratal solution“).

Ein beträchtlicher Teil an Feldspat und Apatit muß auch schon durch Verwitterungsprozesse zersetzt worden sein.

Das Auftreten von relativ frischen Feldspäten und Apatit im Alpinen Buntsandstein, beide mit authigenen Anwachssäumen, ist auf eine nun alkalische Reaktion der Porenlösungen zurückzuführen.

Die Ursache für diese plötzliche Änderung nicht nur des Chemismus der Porenwässer sondern des gesamten Sedimentationscharakters kann auf klimatische Änderungen zurückgeführt werden, möglicherweise spielt hier auch die gegenüber dem Perm sicher höhere Sedimentationsrate ebenfalls eine gewisse Rolle.

4. Werfener Schichten

4.1. Einleitung

Die Grenze Alpinen Buntsandstein – Werfener Schichten ist an der Südseite des westlichen Drauzuges scharf ausgeprägt. Über dem marinen Oberen Alpinen Buntsandstein folgen mit einem plötzlichen Fazieswechsel als Folge einer Transgression des „Werfener Meeres“ in den Profilen „Abfaltersbach“ und „Mensalwald“ hellgrünlich gefärbte Grobsandsteine und selten Konglomerate (Abb. 9), im Profil „Laaser Wald“ zunächst hellrötliche, dann ebenfalls grünlich gefärbte Grobsandsteine und Konglomerate mit Korngrößen bis zu 5 cm.

Nach oben nimmt die Korngröße allmählich ab, es folgen feinkörnige Sandsteine, die schließlich in eine Abfolge von Tonschiefern – Silten mit eingeschalteten, nach oben immer dünner und feinkörniger werdenden karbonatischen Sandsteinbänken übergehen.

Diese Oben-fein-Megasequenz innerhalb der Werfener Schichten ist als Folge abnehmender grobklastischer Einschüttung zu sehen. Am Top macht sich letztlich noch eine Regression in Form von Magnesit-führenden Lagen und Rauhwackenbänken bemerkbar (Profil „Mensalwald“). Im Lammergraben östlich Laas gehen die Werfener Schichten ähnlich wie im Kranzwandgraben (Dobratsch-Südseite, siehe KRAINER, 1985) in eine Abfolge aus grauen Dolomiten und Magnesit-führenden Gipseinschaltungen über (NIEDERMAYR, 1985). Das südalpine Äquivalent dieser durch eine Regression bedingten Evaporitfazies am Top der Werfener Schichten, im Übergangsbereich Skyth – Anis stellt das San Lucano Member dar (PISA et al., 1978; BROGLIO LORIGA et al., 1983).

Während an der Südseite des westlichen Drauzuges an der Basis der Werfener Schichten eine charakteristische Abfolge aus Konglomeraten und Sandsteinen ausgebildet ist und die Werfener Schichten mehr als 80 m mächtig werden (Profil „Mensalwald“), ist im Profil Simmerlacher Klamm, ebenso wie im Riedgrabenprofil (siehe KRAINER, 1985) diese grobkörnige Fazies an der Basis der Werfener Schichten nicht entwickelt, es fehlen auch die Evaporite am Top der Werfener Schichten.

Mit nur rund 25 m Mächtigkeit sind die Werfener Schichten im Profil Simmerlacher Klamm sogar noch geringmächtiger als im Riedgraben, die Grenze zum Alpinen Buntsandstein ist nicht sehr scharf ausgebildet. Auffallend für die Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm sind stark klastisch beeinflusste, biogenführende Karbonatbänke (Ostrakoden, Foraminiferen), die an der Südseite des westlichen Drauzuges nicht beobachtet werden konnten.

4.2. Zusammensetzung

Hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung können innerhalb der Werfener Schichten grob folgende Sandsteintypen unterschieden werden:

- Karbonatfreie Sandsteine (und Konglomerate) der basalen Werfener Schichten an der Südseite des westlichen Drauzuges.
- Karbonatführende Sandsteine mit und ohne Biogenreste.
- Klastisch beeinflusste, biogenführende Karbonatbänke.

4.2.1. Karbonatfreie Sandsteine (und Konglomerate)

An der Südseite des westlichen Drauzuges sind die unteren Werfener Schichten ausschließlich aus karbonatfreien Sandsteinen und Konglomeraten zusammengesetzt. Es sind locker gepackte Quarzkonglomerate mit Korngrößen von max. 5 cm (Profil „Laaser Wald“ an der Basis). Vulkanitgerölle und Kristallingerölle treten selten in den basalen Konglomeratlagen im Profil „Laaser Wald“ auf. Die Matrix ist meist sandig, die Gerölle sind gut gerundet.

Die Sandsteine sind als mäßig bis gut sortierte, subangular bis subgerundete Arkosen bis Subarkosen, selten Sublitharenite zu bezeichnen (siehe Abb. 15c,d, Tab. 2).

Prinzipiell finden sich in den Werfener Sandsteinen dieselben Komponenten wie im Alpinen Buntsandstein, der Anteil an mono- und polykristallinen Quarzen ist in beiden ähnlich, auch bei den diversen Gesteinsbruchstücken („vulkanische Chertkomponenten“, vulkanische und metamorphe Gesteinsbruchstücke) sind die Unterschiede gering. Durchwegs höher ist jedoch der Anteil an detritischen Glimmern und vor allem der Feldspatgehalt.

Die Feldspäte sind meist frisch, zeigen vereinzelt aber auch Zersetzungerscheinungen. Zum Großteil handelt es sich um unverzwillingte Kalifeldspäte, selten sind Mikrokline und perthitische Feldspäte. Im Profil „Mensalwald“ konnten vereinzelt auch Plagioklase (Albit) beobachtet werden.

Das Schwermineralspektrum ist ebenfalls ähnlich wie im Alpinen Buntsandstein, auffallend ist nur der höhere Rutilgehalt in den Werfener Sandsteinen (ausgenommen im Profil Riedgraben). Im Bereich Kötschach – Abfaltersbach dominiert ähnlich wie im Profil im Kranzwandgraben (Dobratsch-Südseite) Apatit neben Zirkon, Turmalin und Rutil, vereinzelt tritt etwas Granat auf.

Im Profil Riedgraben und in den Werfener Sandsteinen der Gurktaler Decke dagegen dominiert Zirkon neben Apatit, Turmalin, Rutil und etwas Granat, in Sandsteinen mit einem höheren Gehalt an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten treten also im SM-Spektrum auch erhöhte Zirkongehalte auf.

In den Werfener Sandsteinen sind auch ähnliche Diagenesevorgänge abgelaufen wie im Alpinen Buntsandstein. Weit verbreitet sind authigene Quarz- und besonders authigene Feldspatanwachssäume, z. T. mit rhombischen Umrißformen (Adularhabitus). Auch Apatit ist häufig authigen weitergewachsen (Abb. 12d). Bis auf den basalen Anteil im Profil „Laaser Wald“ fehlt das rotfärbende Hämatitpigment, die Sandsteine und Konglomerate sind dann hellgrünlich gefärbt.

Im Profil Simmerlacher Klamm treten mehr oder weniger karbonatfreie Sandsteine nur vereinzelt in Form dünner Bänke in den tieferen Werfener Schichten auf. Es sind intensiv rote glimmerreiche Feinsandsteinlagen und glimmerärmere mittelkörnige Sandsteine, z. T. im cm-Bereich wechsellagernd. Die Sandsteine zeigen einen ähnlichen Reifegrad wie im Profil Riedgraben. Der Sortierungs- und Rundungsgrad ist deutlich schlechter als an der Südseite des westlichen Drauzuges, hoch ist der Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten. Auch der Feldspatgehalt ist hoch, die Feldspäte sind jedoch häufig stärker zersetzt und zeigen weniger häufig authigene Anwachsäume. Auch in die-

sem Profil ist ein geringer Plagioklasanteil festzustellen.

Vereinzelt sind aufgearbeitete rote, siltige Tonschieferkomponenten (Intraklaste) zu beobachten. Bioturbation ist selten.

4.2.2. Stark karbonatführende Sandsteine mit und ohne Biogenreste

Dieser Sandsteintypus entspricht dem Mikrofaziestyp IV bei KRAINER (1985) und ist an der Südseite des westlichen Drauzuges in den höheren Werfener Schichten, im Profil Simmerlacher Klamm innerhalb der gesamten Werfener Abfolge in Form dünner, max. wenige dm mächtiger Bänke in den Tonschiefern bis Siltsteinen eingeschaltet. Der Karbonatgehalt ist meist sehr hoch, beträgt häufig über 50 %, (max. 84 %), an detritischen Komponenten überwiegen Quarz und Feldspat (meist Kfsp, etwas Plag) neben vulkanischen und metamorphen Gesteinsbruchstücken sowie detritischen Glimmern. Vereinzelt sind auch siltige Resedimente und aufgearbeitete karbonatische Sandsteine (Profil Simmerlacher Klamm) vorhanden. Authigene Anwachsäume bei Feldspäten, vor allem aber bei Quarz, sind selten. Diese beiden Minerale werden meist randlich von Karbonat verdrängt, wodurch häufig ein poikilitisches Gefüge entsteht: Reste von Quarz und Feldspat, detritischen Glimmern und Gesteinsbruchstücken, die ebenfalls verdrängt werden, schwimmen in einer Grundmasse aus Karbonat.

Diese Prozesse haben die ursprünglichen textuellen Eigenschaften (Rundung, Sortierung) meist vollständig verwischt.

Karbonatzement ist inhomogen ausgebildet, häufig feinkristallin (meist bräunlich, Fe-reich) und grobspätig (meist hell, Fe-arm) nebeneinander (mehrere Generationen).

In diesen Sandsteinen treten im Profil Simmerlacher Klamm nicht selten Foraminiferen und andere Biogenreste (v. a. Ostrakoden) auf.

4.2.3. Klastisch beeinflusste, biogenführende Karbonatbänke

(Abb. 16b)

In den Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm treten immer wieder mehr oder weniger stark klastisch beeinflusste, biogenführende, dünne (um 10 cm) Karbonatbänke auf, wobei folgende Typen unterschieden wurden:

- Klastisch beeinflusster biogenführender Pelmikrit mit leicht umkristallisierter mikritischer Grundmasse und dunklen, mikritischen rundlichen Komponenten (?Pellets), sparitisierten Karbonatkomponenten mit dunkler Mikritrinde sowie eingestreuten Quarz, Feldspat und Glimmer in Silt-Feinsandkorngröße.
- An Biogenresten sind Foraminiferen und Ostrakoden häufig vertreten. Die Grundmasse ist teilweise sammelkristallisiert (grobspätig).
- Geschichteter und leicht gradierter Ostrakodenmikrit mit Foraminiferen, vereinzelt Kleingastropoden und Peloiden sowie vor allem in gröberen Lagen mit viel eckigem Quarz und Glimmer (0,1–0,2 mm).

- Klastisch beeinflusster biogenführender Mikrospatit – Mikrit mit Foraminiferen, Ostrakoden, selten Echinodermenresten, Kleingastropoden sowie Peloiden (z. T. umrindet) und ebenfalls mikritisch umrindeten Karbonatkomponenten, häufig bioturbat. Eckiger Quarz und Glimmer in Siltkorngröße sind eingestreut.

Diese Sedimenttypen konnten in den Werfener Schichten an der Südseite des westlichen Drauzuges interessanterweise bisher nicht beobachtet werden.

Im Profil Simmerlacher Klamm führen die stark karbonatführenden Sandsteine vereinzelt, die klastisch beeinflussten, biogenführenden Karbonatbänke relativ häufig Foraminiferen, wobei Herr Univ.-Doz. Dr. W. RESCH folgende Arten bestimmen konnte:

Probe Si 18

?*Glomospira* (2–3x); juvenil

Probe Si 22, 24, 25

Ammodiscus parapriscus HO

Ammodiscus cf. *parapriscus* HO

Ammodiscus aff. *parapriscus* HO

cf. *Glomospira* sp., meist juvenil

Glomospirella cf. *shengi* HO

?*Trochammina*

Lituolacea, indet.

Earlandia cf. *tintinniformis* (MISIK)

?*Agathammina* sp.

(?)*Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK

Zu dieser Foraminiferenfauna bemerkt RESCH folgendes: „Die Foraminiferenfauna dieses Profilabschnittes läßt innerhalb der Trias keine genaue Altersbestimmung zu. Gekammerte Sandschalen treten sonst erst ab alleroberstem Skyth auf. *Agathammina* (nicht sicher bestimmbar; prinzipiell schon ab Karbon bekannt) ist aus den Werfener Schichten noch nicht belegt. *Aulotortus sinuosus* kommt erst ab Anis, ist im Schliff Si 24 aber stark umkristallisiert und daher nicht sicher bestimmbar (wobei *Mesodiscus eomesozoikus* [OBERHAUSER] aber ausgeschlossen werden kann). Insgesamt zeigt die Fauna einen eher anisischen Aspekt.“

Die Proben Si 30, 31, 32, 33 führen

Ammodiscus cf. *parapriscus* HO

Glomospira sp.

Glomospirella shengi HO

Earlandia tintinniformis (MISIK)

Dazu RESCH: „Die Foraminiferenfauna dieses Profilabschnittes läßt innerhalb der Trias ebenfalls keine genaue Altersbestimmung zu, zeigt aber bei Berücksichtigung der lithofaziellen Entwicklung gegenüber entsprechenden Werfener Schichten durch das gänzliche Fehlen der Gattungen *Cornuspira* und *Meandrospira* einen völlig ungewohnten Aspekt. Einer Einstufung ins Anis steht außer ihrer Lage im Profil über den Proben Si 22–25 auch aus diesem Grund nichts im Wege.“

In den Werfener Schichten im Bereich zwischen Abfalterbach und Kötschach konnten hingegen keinerlei Mikrofossilien festgestellt werden. An Makrofossilien waren unbestimmbare Muschelabdrücke und Pflanzenreste zu beobachten. Aus dem Profil „Laaser Wald“ konnten VAN AMEROM et al. (1967a, b) folgende Pflanzenreste bestimmen: *Pleuromeia* cf. *sternbergii* (MUENSTER) CORDA, *Voltzia* sp., „Samen“ von *Pleuromeia* ???, „Samen“ unbekannter Herkunft, unbestimmbare Blattfragmente und „Wurzelreste“.

Im Bereich des „Laaser Waldes“ hat bereits GEYER (1901) *Myacites fassaensis* WISSMANN nachgewiesen.

4.3. Fazielle Ausbildung der Werfener Schichten

4.3.1. Werfener Schichten an der Südseite des westlichen Drauzuges

Als Typusprofil für die Südseite der Lienzer Dolomiten soll das einzige fast vollständig aufgeschlossene Werfener Profil im „Mensalwald“ näher besprochen werden.

Im Raume N Kötschach zeigen die Werfener Schichten eine etwas andere fazielle Ausbildung. Allerdings sind hier nur die tieferen Anteile, nämlich die grobklastische Fazies (Profil „Laaser Wald“) und der Übergangsbereich in die feinklastische Fazies (Profil „Gailbergstraße“) sowie die evaporitische Fazies am Top der Werfener Schichten (im Lammergraben E Laas) gut aufgeschlossen.

Generell zeigen die Werfener Schichten an der Südseite des westlichen Drauzuges folgende Entwicklung:

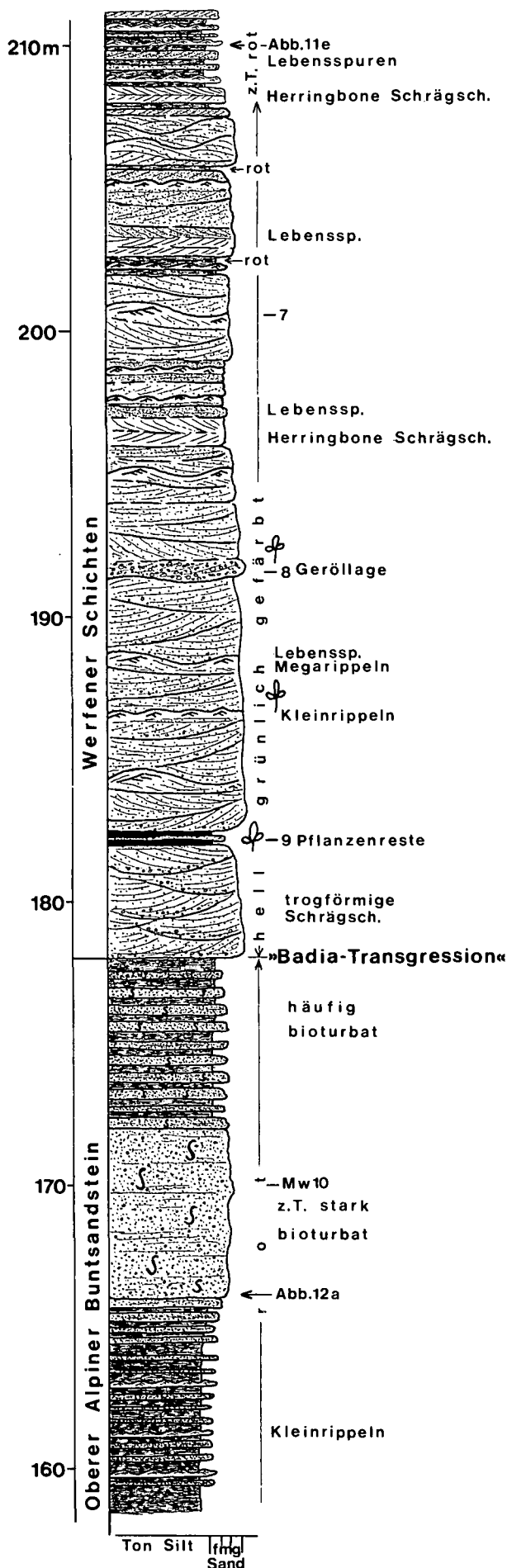
- Eine grobklastische Fazies an der Basis, diese geht allmählich in eine
- feinklastische Fazies (tonig-siltige Abfolge mit eingeschalteten dünnen karbonatischen Sandsteinbänken) über, am Top der Werfener Schichten kommt es als Folge einer Regression zur Ausbildung einer
- evaporitischen Fazies, die mit Rauhwackenlagen, eingeschaltet in Tonschiefer-Siltsteine, einsetzt (Profil „Mensalwald“) und in eine Abfolge aus grauen, gebankten Dolomiten, z. T. rauhwackig, und eingeschalteten Gipslagen gipfelt. Diese Dolomite und Gipse sind analog den Verhältnissen an der Dobratsch-Südseite bereits dem untersten Anis zuzuordnen und wie in den Nördlichen Kalkalpen als „Reichenhaller Schichten“ zu bezeichnen.

Im Profil „Mensalwald“ besteht die grobklastische Fazies der basalen Werfener Schichten aus folgenden Lithofaziestypen (siehe Abb. 9):

Häufigster Lithofaziestyp sind trogförmig schräggeschichtete, dm-mächtige, hellgrünliche Sandsteine, an der Basis grobkörnig, nach oben allmählich feinkörniger werdend. Am Top der Schräggeschichteten Sandsteine sind oft Megarippeln ausgebildet, auf den Megarippeln (tidal sand waves?) können vereinzelt auch noch Kleinarippeln auftreten. Hin und wieder sind auf den Schichtflächen Lebensspuren zu beobachten. Nicht selten ist gegenläufige Schrägschichtung (bimodale oder „heringbone“-Schrägschichtung) entwickelt. Im tieferen Teil der grobklastischen Fazies ist eine dünne Gerölllage eingeschaltet mit Quarzkomponenten bis zu 2 cm locker eingestreut.

Zwischen den schräggeschichteten Sandsteinbänken sind vereinzelt dünne, siltige graue Lagen, z. T. mit Lebensspuren eingeschaltet.

Im höheren Bereich dieser Fazies kommt es zunehmend zur Einschaltung von rot und grün gefärbten tonig-siltigen Zwischenlagen, z. T. stark bioturbat (z. T. *Diplocraterion*). Die Sandsteinlagen werden dünner, zunehmend treten feinkörnige, dünne Sandsteinlagen mit Kleinarippeln in Erscheinung, auch ungeschichtete bis undeutlich horizontalgeschichtete Sandsteinbänke sowie durchwühlte rote Sandsteinlagen sind vereinzelt anzutreffen. Selten sind trogförmig schräggeschichtete Sandsteine mit aufgearbeiteten Intraklasten. „Herringbone“-Schrägschichtung ist weiterhin ausgebildet, trogförmig schräggeschichtete Sandsteine werden seltener.



Ungefähr 4–5 m über der Grenze Alpiner Buntsandstein – Werfener Schichten sind drei mehrere cm dicke, dunkelgraue bis schwarze, tonig-kohlige Lagen mit Pflanzenresten eingeschaltet. Auch in den basalen Sandsteinen sind immer wieder größere Pflanzenreste eingeschwemmt (ebenso im Profil „Abfaltersbach“).

Im Profil „Abfaltersbach“ sind nur die untersten 4–5 m der Werfener Schichten aufgeschlossen, die jedoch dieselbe fazielle Ausbildung wie im Profil „Mensalwald“ zeigen: grünlich gefärbte schräggeschichtete Sandsteine mit Mega- und Kleinrippeln, mehr oder weniger horizontalgeschichtete Sandsteine, vereinzelt Bioturbation, dünne Konglomerateinschaltungen mit Quarzgeröllen bis 3 cm und die für die basalen Werfener Schichten typischen eingeschwemmten Pflanzenreste.

Die feinkörnige Fazies, die sich allmählich durch Abnahme in der Bankmächtigkeit und Korngröße und durch zunehmendes Auftreten von Tonschiefern-Siltsteinen aus der grobklastischen Fazies entwickelt, besteht aus einer Abfolge von grünen, roten, selten bioturbaten Tonschiefern bis Siltsteinen, in die gröbere Bänke von

- flach schräggeschichteten Sandsteinen,
- horizontalgeschichteten oder ungeschichteten, selten bioturbaten, feinkörnigen Sandsteinen,
- feinkörnigen Sandsteinen mit Kleinrippeln,
- gelblichen, karbonatreichen Bänken, z. T. mit Magnesit,
- und am Top gelblichen, sandigen Rauhwackenbänke eingeschaltet sind.

Die Sandsteine sind durchwegs mehr oder weniger stark karbonatführend. Der Übergang in das Anis ist im Profil „Mensalwald“ nicht mehr aufgeschlossen, doch deuten die eingeschalteten Rauhwackenbänke auf die beginnende Regression hin.

N Kötschach (oberhalb von Laas) sind die basalen Werfener Schichten (grobklastische Fazies) noch gröber ausgebildet als im Profil „Mensalwald“. Während in den Profilen „Mensalwald“ und „Abfaltersbach“ die Werfener Schichten mit hellgrünlich gefärbten Klastika einsetzen, sind im Profil „Laaser Wald“ die untersten 20 m hellrötlich gefärbt, erst dann erfolgt ein allmählicher Farbumschlag zu hellgrünlich.

Über dem marinen Oberen Alpiner Buntsandstein setzen mit einer scharfen Grenze die Werfener Schichten ein, zunächst mit einer Abfolge aus locker gepackten, trogförmig schräggeschichteten Quarzkonglomeraten mit Korngrößen bis 5 cm, die durch Gradierung in grobkörnige, trogförmig schräggeschichtete Sandsteine mit cm-großen Kiesgeröllen eingestreut übergehen. In den grobkörnigen Sandsteinen sind vereinzelt aufgearbeitete Tonschieferresedimente enthalten.

An der Basis sind nur vereinzelt feinkörnige Sandsteinlagen, meist horizontalgeschichtet, sowie dünne Siltlagen eingeschaltet. Mit dem Farbumschlag von hellrötlich zu grünlich treten neben den trogförmig schräggeschichteten und zunehmend seltener auftretenden Feinkonglomeraten und Grobsandsteinen vermehrt feinkörnige Sandsteine und tonig-siltige Einschaltungen in Erscheinung. Innerhalb der hellgrünlich ge-

Abb. 9: Detailprofil mit der Grenze Oberer Alpiner Buntsandstein – Werfener Schichten, Mensalwald.
Nähere Erklärungen im Text.

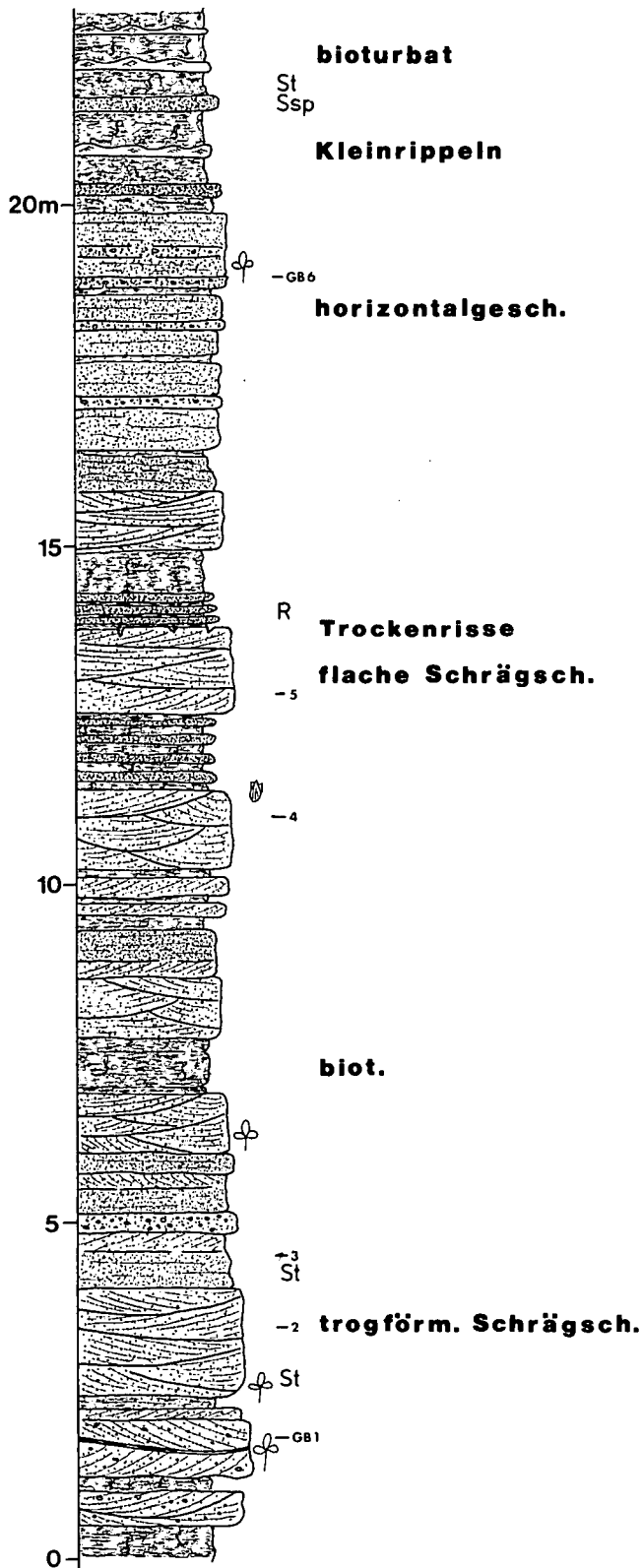


Abb. 10: Profil durch die Werfener Schichten (Übergangsfazies) an der Gailbergstraße.

St = Strömungsmarken; R = *Rhizocorallium*; dazu Pflanzenreste und Muschelabdrücke.

farbten Grobsandsteine ist eine ca. 30 cm dicke dunkelgrau-schwarze, tonige Einschaltung zu beobachten, aus der VAN AMEROM et al. (1967a, b) die bereits erwähnten Pflanzenreste bestimmen konnten. Auch in den darüberfolgenden, meist grobkörnigen Sandsteinen sind vereinzelt Pflanzenreste eingeschwemmt.

Im Vergleich zur Grobklastischen Fazies im Profil „Mensalwald“ sind folgende Punkte auffallend: die Rotfärbung an der Basis, die grobkörnigere Ausbildung, keine „herringbone“-Schrägschichtung, keine Rippeln und keine Lebensspuren.

Der Übergangsbereich von der grobkörnigen in die feinkörnige Fazies ist an der Gailbergstraße aufgeschlossen (Abb. 10).

Die Abfolge besteht aus hellen, meist schrägschichteten, grob- bis feinkörnigen Sandsteinen, horizontalgeschichteten, selten rötlich gefärbten Sandsteinen, am Top der Abfolge mit aufgearbeiteten Karbonatkomponenten, dünne, feinsandige Bänke mit Kleinrippeln, die ebenfalls am Top der Abfolge in rötliche, meist bioturbate Silte, sowie grünliche und rötliche, häufig bioturbate Silte bis Tonschiefer eingeschaltet sind.

Die Schichtflächen der Sandsteinbänke zeigen an der Schichtunterseite eine rinnenförmige Auskolkung in E–W-Richtung (110°) mit scharfer Begrenzung an der Ostseite der Auskolkung, sowie eingeregeltere größere Pflanzenreste, ebenfalls in E–W-Richtung (100°).

Im mittleren und höheren Profilabschnitt sind mitunter Muschelabdrücke, Lebensspuren (u. a. *Rhizocorallium*) sowie Trockenrisse, Schleifspuren und diverse Strömungsmarken, ebenfalls in E–W-Richtung (100°) zu beobachten.

Die Rippelkämme der Kleinrippeln am Top der Abfolge verlaufen auch ungefähr in E–W-Richtung (100°) und zeigen eine zweite Strömungsrichtung in N–S-Richtung an.

Die E–W-gerichteten Strömungsmuster passen gut mit der grobkörnigen Ausbildung der basalen Werfener Schichten im Profil „Laaser Wald“ überein, diese Fazies wird nach W hin (Profil „Mensalwald“) feinkörniger, hier ist ebenfalls eine Schüttung aus E anzunehmen. Dieser E–W-Trend zeichnet sich schon im Alpinen Buntsandstein ab.

Der höhere Anteil (feinkörnige Fazies) der Werfener Schichten ist im Raum N Kötschach nur sehr schlecht aufgeschlossen, es handelt sich vermutlich um eine Abfolge aus überwiegend Tonschiefer bis Siltsteinen mit eingeschalteten dünnen, karbonatreichen Sandsteinbänken, die dann allmählich in die bereits erwähnte Evaporitfazies (Lammergraben) übergehen.

4.3.2. Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm

Eine andere fazielle Entwicklung zeigen die Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm.

Die Untergrenze der Werfener Schichten wurde in diesem Profil dort gezogen, wo über dem marinen Oberen Alpinen Buntsandstein recht scharf eine rund 23 m mächtige dünnbankige, abwechselnd rötlich und grünlich-bräunlich gefärbte Abfolge mit härteren, gröberen Zwischenlagen (karbonatreiche Sandsteine) von max. ca. 10 cm Dicke einsetzt.

Es sind meist feinkörnige, stark karbonatische Sandsteine, häufig mit Kleinrippeln am Top. Im tieferen Teil der Werfener Schichten sind auch teilweise schrägschichtete, grobsandige Lagen mit Kiesgeröllen bis gut 5 mm und aufgearbeiteten tonigen roten Intraklasten sowie Sandsteinbänke mit Horizontal- bis nur ganz flach geneigter Schrägschichtung ausgebildet.

Selten sind Megarippeln zu beobachten. Die Tonschiefer-Siltsteine zeigen vereinzelt Bioturbation. Zunächst ist im Profil eine kontinuierliche Abnahme in der

Korngröße nach oben und gleichzeitig eine Zunahme im Karbonatgehalt der Sandsteine zu beobachten, erst am Top der Abfolge wird wieder etwas gröberer klastischer Detritus eingeschüttet (Regression), über grünlich-grauen Siltsteinen folgen rund 30 cm dicke, stark karbonatische feinkörnige Sandsteine, die schließlich in graue, gebankte, z. T. leicht sandige Dolomite der Alpenin Muschelkalkformation übergehen. Evaporite fehlen in diesem Profil.

Die basale grobkörnige Abfolge in den Profilen „Abfalterbach“ und „Mensalwald“ wird aus flachmarinen Gezeitenbeeinflussten Sedimenten aufgebaut.

Hinweise auf marines Milieu liefern vor allem die häufig auftretenden Sandsteinbänke mit „Herringbone“-Schrägschichtung, Lebensspuren (*Diplocraterion*) sowie der textuelle Reifegrad der Sedimente (gut ausgewaschen und stark zementiert).

Es treten hauptsächlich Lithofaziestypen des höherenergetischen Bereiches auf wie Rinnenfüllungen (Priele) und migrierende Sandbarren verschiedener Dimensionen (Rippeln und Megarippeln, „sand waves“). Sediment wurde hauptsächlich durch Gezeitenströmungen und nur untergeordnet durch Wellenbewegung transportiert und sedimentiert, wie dies rezent beispielsweise in Gezeitendeltas und Ästuaren der Fall ist (vgl. BOOTHROYD, 1978).

Die an der Basis der Abfolge eingeschwemmten und vereinzelt sogar zu dünnen „Kohleflözchen“ zusammen geschwemmten Pflanzenreste berechtigen die Annahme eines relativ küstennahen Ablagerungsraumes.

Diese grobkörnige Fazies an der Basis der Werfener Schichten setzt in Form einer Transgression über dem flachmarinen Oberen Alpenin Buntsandstein ein, die Sedimentation erfolgte unter höherenergetischen Bedingungen bei einer gleichzeitig starken grobklastischen Einschüttung.

Wesentlich schwieriger ist die Faziesinterpretation der basalen Werfener Schichten im Profil „Laaser Wald“. Dieses Profil liefert innerhalb der grobkörnigen Fazies keinerlei Hinweise auf marines Milieu. Die basale, hellrötlich gefärbte Abfolge ist deutlich gröber entwickelt als im Profil „Mensalwald“, zeigt sogar fluviatile Merkmale und folgt wie im Profil „Mensalwald“ über marinem Oberen Alpenin Buntsandstein. Dies würde, wie bereits erwähnt, eine Schüttungsrichtung von E (Kötschach) nach W (Lienzer Dolomiten) zur Folge haben. Eine solche Schüttungsrichtung wird auch schon im Alpenin Buntsandstein angedeutet. Während im Profil „Laaser Wald“ der gesamte Untere Alpine Buntsandstein fluviatil entwickelt ist, zeigt im Profil „Mensalwald“ der oberste Abschnitt des Unteren Alpenin Buntsandsteins bereits marinen Faziescharakter. Auch im Oberen Alpenin Buntsandstein ist die marine Fazies im W (Lienzer Dolomiten) mächtiger und stärker karbonatführend als im Profil „Laaser Wald“.

Die im Profil an der Gailbergstraße erhaltenen Strömungsmarken (Auskolkung, Schleifspuren, eingeregelter Pflanzenreste) bestätigen ebenfalls E–W-gerichtete Strömungsverhältnisse.

Diese an der Gailbergstraße aufgeschlossene Abfolge leitete bereits in die dünnbankige, feinerklastische Fazies über, die auf eine zunehmende Verflachung und allmählich nachlassende Einschüttung von grobklastischem Material zurückzuführen ist.

Die feinkörnige Fazies ist vergleichbar mit den Werfener Schichten des mittelkärntner Raumes (KRAINER, 1985), allerdings fehlen die biogenreichen Bänke (z. B.

Crinoidenschuttbänke, Lumachellen) in den Werfener Schichten des westlichen Drauzuges vollkommen.

Bemerkenswert an den Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm ist neben der geringen Mächtigkeit und der fehlenden Grobfazies an der Basis vor allem das recht häufige Auftreten von Foraminiferen und anderen Biogenresten und einigen damit verbundenen Lithofaziestypen, die an der Südseite des westlichen Drauzuges fehlen. Paläogeographisch ist dies nicht leicht zu erklären (siehe Diskussion im letzten Kapitel).

Außerdem weist die Foraminiferenfauna der Werfener Schichten im Profil der Simmerlacher Klamm zumindest teilweise auf bereits anisches Alter, die Werfener Fazies reicht somit in diesem Profil sehr wahrscheinlich in das unterste Anis hinein. Daraus ist auch zu schließen, daß hier der Alpine Buntsandstein stratigraphisch höher hinaufreicht als an der Südseite des Drauzuges oder im Mittelkärntner Raum.

Dasselbe ist auch für das Riedgrabenprofil anzunehmen, wo die Werfener Schichten lithofaziell ähnlich ausgebildet sind wie in der Simmerlacher Klamm und im obersten Profilabschnitt, im Übergangsbereich zum Alpenin Muschelkalk, ebenfalls eine ähnliche Foraminiferenfauna nachgewiesen werden konnte, die auch auf anisches Alter hindeutet (KRAINER, 1985).

5. Schlußbemerkungen

Die von KRAINER (1985) im Riedgrabenprofil (nordöstlicher Drauzug) herausgearbeitete Dreigliederung des Skyth und dessen scharfe Abgrenzung gegenüber dem Perm konnte auch im westlichen Drauzug in den Profilen „Laaser Wald“ und „Mensalwald“ nachgewiesen werden, ebenso auch im Profil der Simmerlacher Klamm (Abb. 2).

Diese Gliederung basiert auf folgenden, inzwischen über weite Strecken nachgewiesenen Ereignissen:

- Das scharfe Einsetzen des Alpenin Buntsandsteins in Form eines markanten Sedimentationsumschwunges (vermutliche Perm-Trias-Grenze).
- Durch eine innerhalb des Alpenin Buntsandsteins deutlich ausgesprägte Regression, die mit dem „Campill-Ereignis“ der südalpinen Werfener Schichten zu vergleichen ist (KRAINER, 1985), kann dieser in einen Unteren und einen Oberen Alpenin Buntsandstein gegliedert werden.
- Über dem Alpenin Buntsandstein folgen in Form einer Transgression ebenfalls mit einer scharfen Grenze die Werfener Schichten. Diese Transgression kann auf Grund der im Mittelkärntner Raum in den basalen Werfener Schichten enthaltenen Makro- und Mikrofauna, die jener des südalpinen Val Badia Members entspricht, mit der „Val Badia Transgression“ in Verbindung gebracht werden. Auf diese mögliche Korrelation süd- und nordalpinen Events innerhalb des Skyth haben bereits BRANDNER et al. (1984) hingewiesen.
- Die im Mittelkärntner Raum und im östlichen Drauzug (Dobratch) am Top der Werfener Schichten einsetzende Regression (KRAINER, 1985), die in den Südalpen und Nördlichen Kalkalpen ebenfalls deutlich ausgeprägt ist, macht sich im westlichen Drauzug genauso bemerkbar.

Auch im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, wo das tiefere Skyth ebenfalls in Buntsandsteinfazies

ausgebildet ist, zeigt das Skyth eine Dreigliederung in einen Unteren Alpinen Buntsandstein, der scharf mit einem „lithofaziellen Schnitt“ über dem Oberperm einsetzt (POSCHER, 1985) und eine Megasequenz aufbaut. Darüber folgen ebenfalls in Form einer Megasequenz der Obere Alpine Buntsandstein, der wiederum von den Werfener Schichten überlagert wird. Allerdings dürfte die von STINGL (1984) im Profil Eckersbach bei Leogang (Salzburg) aufgestellte Gliederung zu revidieren sein. Die von STINGL (1984) als Oberer Alpiner Buntsandstein eingestuften weißen und grauen Konglomerat- und Grobsandschüttungen sind bereits den Werfener Schichten zuzurechnen, wie dies aus dem Profil der Bockkluttklamm N Dienten klar hervorgeht.

Dort setzen wie im Profil Eckersbach über einer dünngebankten rötlichen feinkörnigen Sandsteinfazies mit einem scharfen Schnitt Grobschüttungen ein, unmittelbar darüber treten aber bereits die ersten Lumacheln auf, die eindeutig der Werfener Fazies zuzurechnen sind. Die Grenze Unterer – Oberer Alpiner Buntsandstein liegt wesentlich tiefer und äußert sich in einem ebenfalls recht markanten Sedimentationsumschwung (POSCHER, in Druck, eigene Beobachtungen).

Im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, etwa ab Werfen, fehlt die Fazies des Alpinen Buntsandsteins, das gesamte Skyth ist in Werfener Fazies ausgebildet, die einzelnen Ereignisse (Trans- und Regressionen) zeichnen sich aber genauso deutlich ab.

Bemerkenswert ist auch die großzyklische Abfolge des skythischen germanischen Buntsandstein und dessen Gliederung in drei Fining-Upward-Sequenzen („Sohlbanktyp von grob zu feinklastisch“), nämlich Unterer, Mittlerer und Oberer Buntsandstein, die ihrerseits aus zahlreichen Kleinzyklen aufgebaut sind (HOPPE, 1976). Eine Korrelation einzelner Ereignisse des süd- und ostalpinen Skyth mit jenen des germanischen Buntsandsteins haben bereits BRANDNER et al. (1984) versucht, ist allerdings bisher nicht möglich.

Im Drauzug wird das Skyth aus 3 allozyklischen Megasequenzen aufgebaut, jede Megasequenz, besonders der fluviatilen Fazies, besteht aus zahlreichen autozyklischen Kleinsequenzen. Während allozyklische Sequenzen (Megasequenzen) ihre Ursache außerhalb des Sedimentationsbereiches haben (tektonische Bewegungen, Klimaänderungen, eustatische Meeresspiegelschwankungen), liegen die Ursachen für autozyklische Sequenzen (Kleinsequenzen) innerhalb des Sedimentationsraumes (Verlagerung von Rinnen usw.) (BEERBOER, 1964; MIAL, 1980).

Nachdem das Skyth einen Zeitraum von ca. 6 Mill. Jahren umfaßt (ODIN, 1982), ist für die untere und obere Megasequenz (Unterer Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten) eine Dauer von jeweils etwa 2–3 Mill. Jahren anzunehmen. Für die mittlere Megasequenz (Oberer Alpiner Buntsandstein), die etwa dem Campill Member der Südalpen entspricht und damit nur die Hälfte des Nammalian umfaßt, dürfte daher ein Zeitraum von maximal vielleicht 1 Mill. Jahre in Frage kommen.

Es sind demnach „stratigraphische Zyklen 3. Ordnung“ (VAIL et al., 1977) bzw. „Mesotheme“ (RAMSBOTTOM, 1979), die sowohl in den Süd- als auch in den Ostalpen, möglicherweise auch im germanischen Becken entwickelt und zumindest teilweise auf eustatische Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen sind („Campill-Regression“ an der Grenze Unterer – Oberer Alpiner Buntsandstein und dazu gehörende Transgres-

sion und die „Val Badia Transgression“ an der Grenze Alpinen Buntsandstein – Werfener Schichten und die zu diesem Zyklus gehörende Regression an der Skyth – Anis-Grenze, siehe BRANDNER, 1984).

Im untersuchten Bereich äußert sich die Perm-Trias-Grenze, die weltweit scharf ausgeprägt ist, durch einen markanten Sedimentationsumschwung, der auf eine Klimaänderung hinweist. Durch tektonische Prozesse kann dieser Umschwung nicht erklärt werden (keine Belebung des Hinterlandes oder Absenkung des Sedimentationsraumes).

Als auslösende Ursachen sowohl für eustatische Meeresspiegelschwankungen als auch für Klimaänderungen werden in erster Linie plattentektonische Prozesse diskutiert. Vor allem Volumenänderungen der mittelozeanischen Rücken infolge unterschiedlicher Spreadingraten sowie unterschiedliche Land-Meer-Verteilungen infolge von Rift- und Subduktionsprozessen sind bezüglich eustatischer Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen von besonderer Bedeutung (BRANDNER, 1984; MIAL, 1984).

Abschließend sollen noch Überlegungen zur paläogeographischen Entwicklung im Skyth angestellt werden. Dazu ist es auch notwendig, die paläogeographische Situation im Perm, soweit diese bekannt ist, mitzuberücksichtigen.

Vorausgeschickt sei auch noch, daß trotz der recht genauen Kenntnis der faziellen Entwicklung einiger weniger Profile zunächst nur ein sehr grobes paläogeographisches Modell entwickelt werden kann.

Betrachtet man zunächst das Perm, so ist dieses durchwegs kontinental (fluviatil) ausgebildet, wobei sich aus dem Vergleich einzelner Profile des Drauzuges sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der intrapermischen Vulkanite eine Schüttungsrichtung von W und N nach S und SE ergibt.

Während im W (S Eggenkofel) das Unterrotliegend nur wenige m mächtig ist und aus grobem Lokalschutt besteht, auch im N des Drauzuges (Stockenboi, Riedgraben) das Unterrotliegend durchwegs in einer proximalen, grobklastischen fluviatilen Fazies entwickelt ist, treten an der Südseite des Drauzuges im Raum Kötschach mächtigere und zunehmend feinkörnigere Sedimente (distale Fazies), teilweise mit lakustrinen Bildungen auf (vgl. NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982).

Unklar ist die Situation im Bereich des Dobratsch, wo das Perm einerseits transgressiv auf dem Karbon von Nötsch liegen soll, andererseits (im Nötschgraben) transgressiv auf Quarzpyhlit des Gailtalkristallins, und zwar bereits mit aufgearbeiteten Vulkanitgeröllen des intrapermischen Vulkanismus (SCHÖNLAUB, 1985).

Auch auf der Westseite am Eingang des Tiebelgrabens (Stockenboi) soll Perm mit aufgearbeiteten Vulkanitgeröllen auf dem kristallinen Untergrund auflagern (FRITSCH, 1961).

Demnach fehlt sowohl im Nötschgraben als auch an der Westseite des Tiebelgrabens das Unterrotliegend („Laaser Serie“), die Sedimentation setzt dort erst nach dem intrapermischen Vulkanismus ein, was möglicherweise mit einer intrapermischen Bruchtektonik in Verbindung mit dem Vulkanismus zu erklären ist. Dies bedarf jedoch ebenso wie die Frage der Beziehung des Karbon von Nötsch zur Permotrias des Dobratsch einer genaueren Untersuchung.

Im Hangenden des intrapermischen Vulkanismus sind die Profile im N (Riedgraben) und im W des Drauzuges (Abfaltersbach, Mensalwald) durchwegs grobklastisch

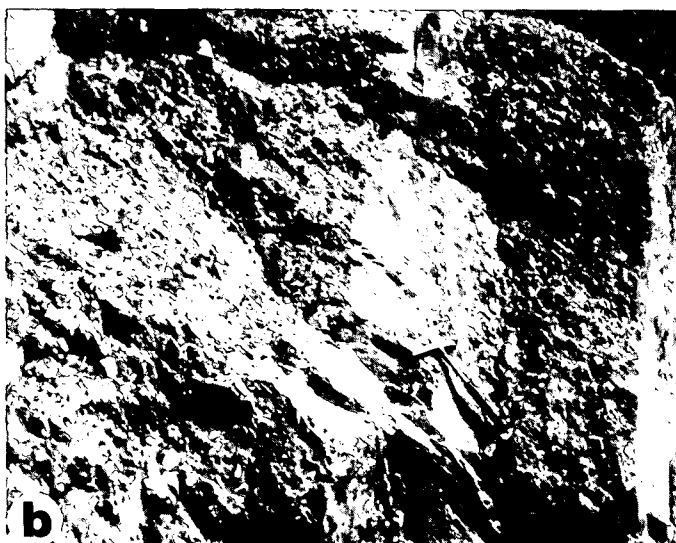
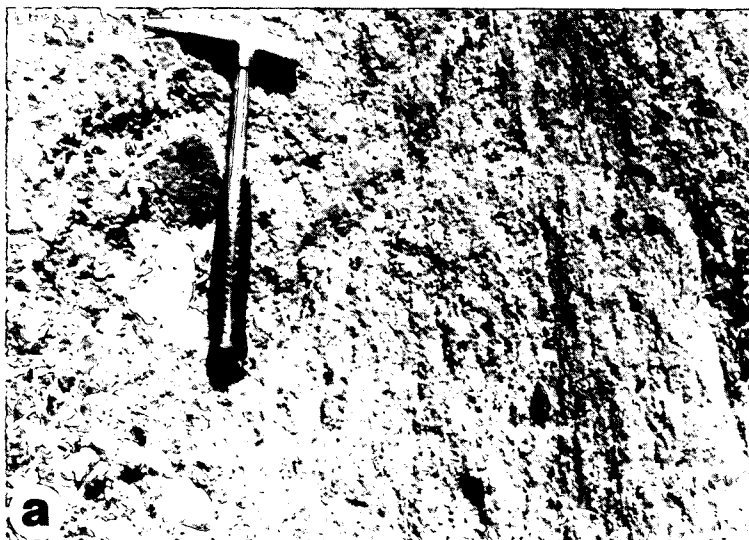


Abb. 11

- a) Unreifer Grobsandstein und Konglomerat mit viel aufgearbeiteten vulkanischen Geröllen („Porphyrogeröllen“) aus dem Oberperm, ca. 2 m unterhalb der Perm/Trias-Grenze, Profil „Mensalwald“.
- b) Quarzkonglomerate (Lithofazies Gm und Gt) mit grobsandiger Matrix und eingeschalteten Grobsandsteinlagen (St), z.T. mit Kiesgeröllen eingestreut. Basis des Oberen Alpinen Buntsandsteins, Profil „Laaser Wald“.
- c) Trogförmig schräggeschichteter Grobsandstein mit erosiv eingeschnittener Konglomeratlage, reich an Vulkanitgeröllen mit Korngrößen bis über 15 cm. Basaler Oberer Alpiner Buntsandstein, Simmerlacher Klamm.
- d) Trogförmig schräggeschichtete Grobsandsteine (St), lagenweise mit cm-großen Kiesgeröllen (hauptsächlich Vulkanitgerölle, dunkel) eingestreut (feinkonglomeratisch), teilweise gradiert. Basaler Oberer Alpiner Buntsandstein, Simmerlacher Klamm.
- e) Kleinrippeln mit leicht gebogenem Kammverlauf. Wertener Schichten, Profil „Mensalwald“.

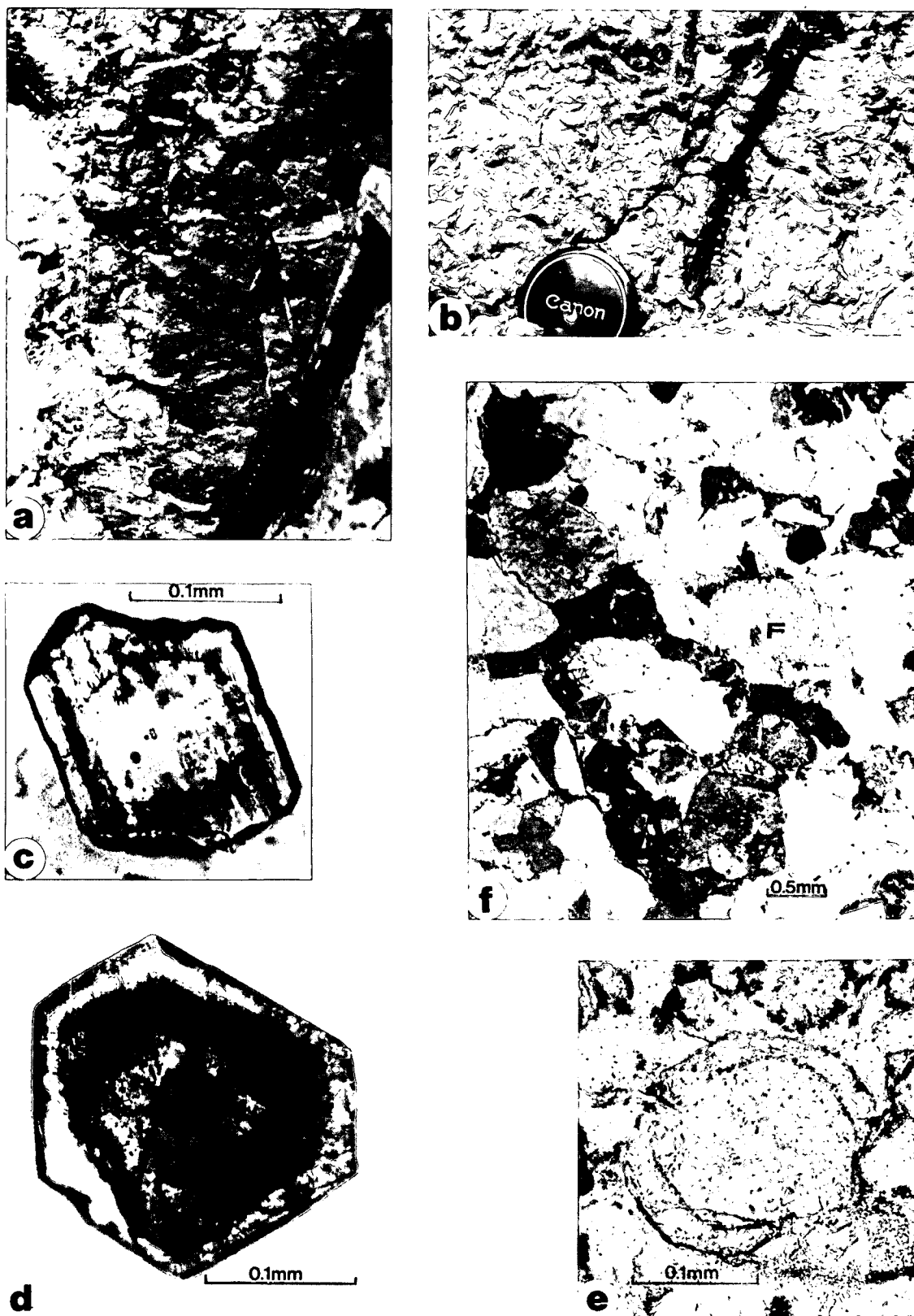


Abb. 12.

- a) Trockenrisse auf einer Schichtunterseite.
Mariner Oberer Alpiner Buntsandstein, Profil „Laaser Wald“.
- b) Stark bioturbater Silt-Feinsandstein mit zahlreichen Lebensspuren auf der Schichtunterseite.
Mariner Oberer Alpiner Buntsandstein, Profil „Mensalwald“.
- c) Detritisches gerundetes Apatitkorn mit deutlich ausgebildetem authigenem Anwachsraum, z.T. idiomorph begrenzt.
Unterer Alpiner Buntsandstein, Profil Riedgraben (Streupräparat, Probe Al 62, ||N).
- d) Detritisches gerundetes Apatitkorn mit idiomorphem Anwachsraum.
Basale Werfener Schichten (Grobfazies), Profil „Laaser Wald“ (Streupräparat, Probe LW 10, ||N).
- e) Detritisches gerundetes Apatitkorn mit deutlich sichtbarem Anwachsraum.
Oberer Alpiner Buntsandstein (marin), Profil „Laaser Wald“ (Dünnschliff, Probe LW 8, ||N).
- f) Feldspatführender lithischer Arenit, reich an vulkanischen Gesteinsbruchstücken (dunkle Komponenten, vG), mäßig sortiert, Komponenten subangular.
F = Feldspat. Basaler Oberer Alpiner Buntsandstein, Simmerlacher Klamm (Probe Si 7, ||N).

entwickelt, während an der Dobratsch-Südseite auch feinkörnige Sedimente mit Karbonatlagen auftreten und NIEDERMAYR et al. (1979) bereits marine Ablagerungsbedingungen diskutieren. Im Oberperm ergibt sich somit derselbe Schüttungstrend wie im Unterperm.

Der Untere Alpine Buntsandstein beginnt im Drauzug durchwegs mit fluviatilen Sedimenten, die teilweise in marine Bildungen übergehen (Riedgraben, Mensal-

wald), teilweise in einer distalen fluviatilen Fazies gipfeln (Simmerlacher Klamm, Laaser Wald). Im östlichen und südwestlichen Drauzug kommt es also bereits am Top des Unteren Alpinen Buntsandsteins zu einer marinen Ingression, das Meer konnte in zwei „Buchten“ aus S und SE eindringen, die durch eine „Schwelle“ (Bereich Kötschach) getrennt waren. Die Schüttung erfolgte nach wie vor aus nordwestlichen Richtungen.

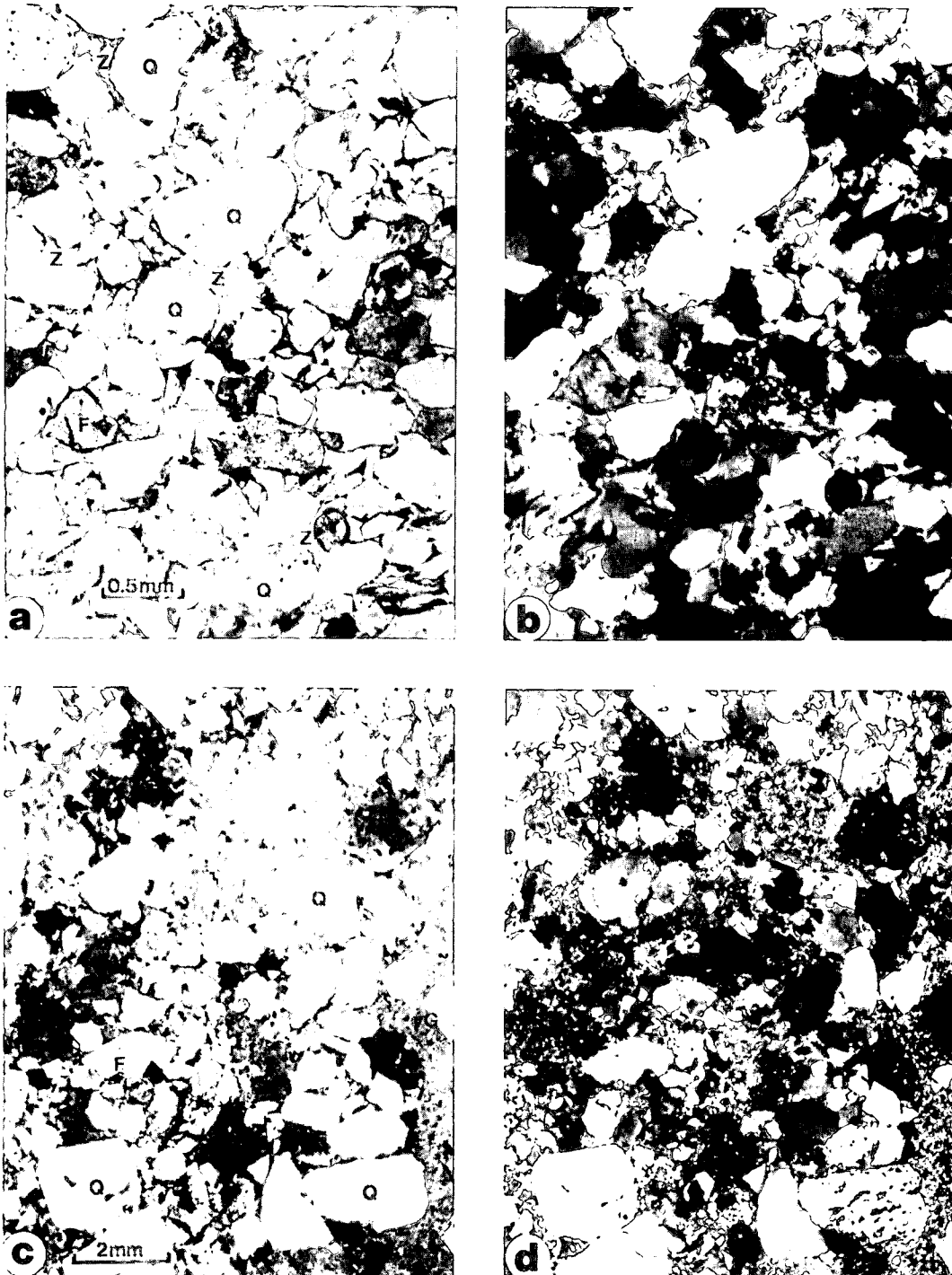


Abb. 13.

a,b) Matrixfreier, gut ausgewaschener, gut sortierter und gerundeter („rounded“) Sublitharenit, stark zementiert (hauptsächlich authigene Quarzanwachssäume, vereinzelt Feldspatanwachssäume).

Unterer Alpinen Buntsandstein, 1,6 m über der Perm/Trias-Grenze, Profil „Mensalwald“.

Q = Quarz; F = Feldspat; Z = Quarzzement (Probe X 4; a = ||N, b = +N).

c,d) Matrixreicher, schlecht ausgewaschener, mäßig sortierter, subangularer lithischer Arenit, reich an vulkanischen Gesteinsbruchstücken. Ca. 50 cm unter der Perm/Trias-Grenze, Profil „Mensalwald“.

Q = Quarz; F = Feldspat; vG = vulkanische Gesteinsbruchstücke (Probe X 2; c = ||N, d = +N).

Deutlich sind die Unterschiede im kompositionellen und textuellen Reifegrad zwischen Oberpermersandstein (Abb. c,d) und Alpinem Buntsandstein (Abb. a,b).

Der Obere Alpine Buntsandstein beginnt in allen untersuchten Profilen mit fluviatilen Schüttungen, die ebenfalls in marine Sedimente übergehen, ausgenommen im Profil Riedgraben, die Werfener Schichten sind durchwegs marin ausgebildet.

Generell sind die Profile im N (Riedgraben, Simmerlacher Klamm) deutlich unreifer ausgebildet als im S, was auf einen dem Perm ähnlichen Schüttungstrend hinweist, allerdings mit lokal abweichender Schüttungsrichtung.

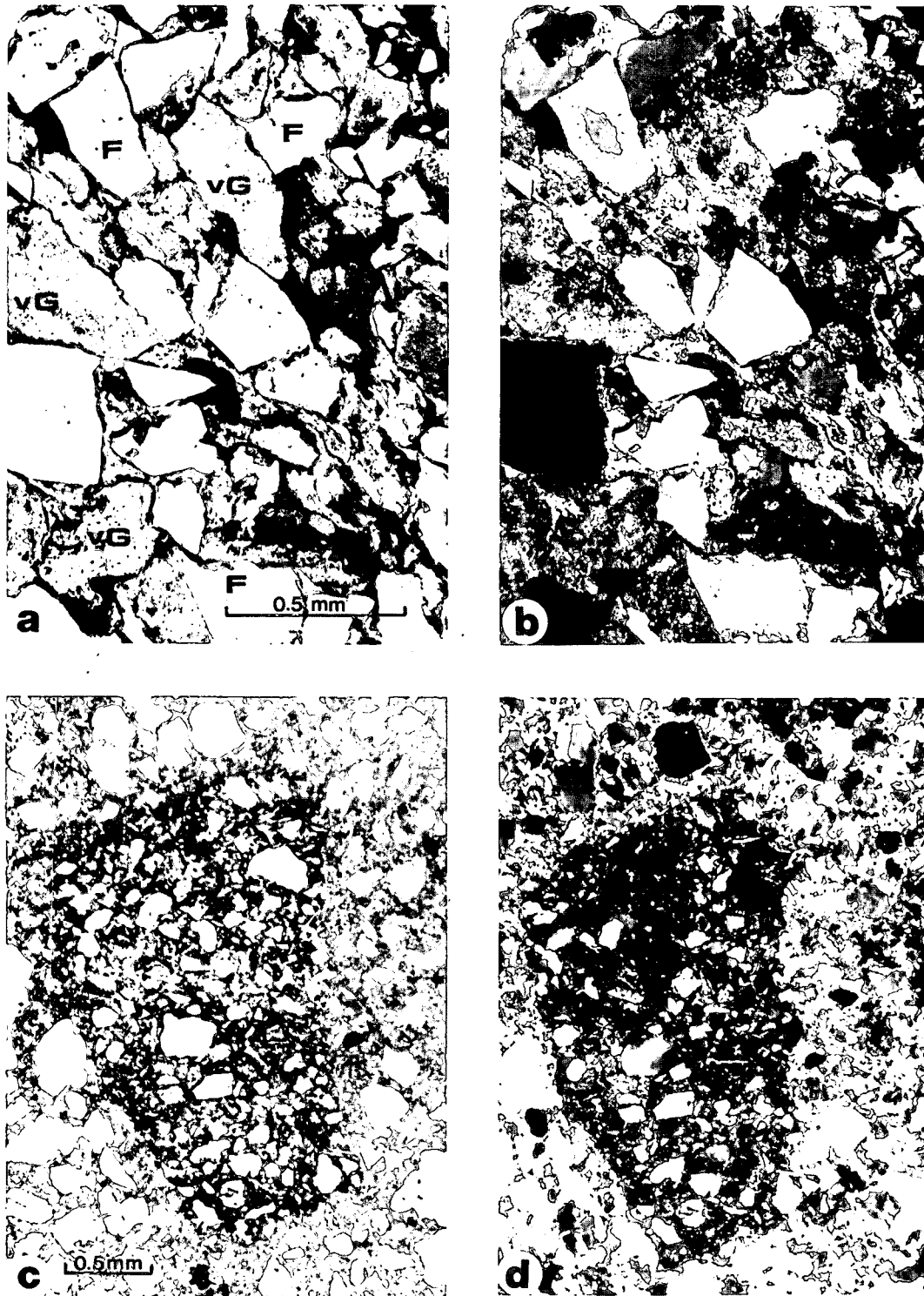


Abb. 14.

a,b) Mäßig sortierter, angularer, matrixreicher lithischer Arenit, reich an vulkanischen Gesteinsbruchstücken (vG).

Oberperm, Profil Abfaltersbach (Probe AB 14; a = ||N, b = +N).

Die ursprünglich in geringer Menge vorhandenen detritischen Feldspäte (F) sind mehr oder weniger vollständig zu Phyllosilikaten zersetzt und bilden sekundäre Matrix, die durch fehlendes Hämatitpigment von der primären Matrix relativ leicht zu unterscheiden ist. Im Korn links oben ist im Zentrum noch ein kleiner Feldspatrest erhalten. Die anderen beiden Körner (F) sind bereits vollständig zu Phyllosilikaten umgewandelt („Phyllosilikatpseudomorphosen nach Feldspat“).

c,d) Karbonatreicher Sandstein mit großem sedimentärem Gesteinsbruchstück (Intraklast) in Form einer aufgearbeiteten Sandsteinkomponente, die sich durch die dunkle Matrix (Hämatitpigment) deutlich abhebt.

Mariner Oberer Alpiner Buntsandstein, Profil Abfaltersbach (Probe AB 26a; c = ||N, d = +N).

Problematisch ist die Einbindung des Profils der Simmerlacher Klamm, vor allem hinsichtlich der Werfener Schichten, die gegenüber den anderen untersuchten Profilen am fossilreichsten sind (Foraminiferen etc.).

Nachdem jedoch die Transgression der Werfener Schichten („Badia-Transgression“) nicht überall gleichzeitig einsetzt sondern diachron verläuft und im NW des Drauzuges (Simmerlacher Klamm) im Vergleich zu den andern Profilen wohl am spätesten erfolgt und die Werfener Schichten der Simmerlacher Klamm sehr wahrscheinlich in das Anis hinaufreiche, sind die Wer-

fener Schichten dieses Profils (ebenso wie im Riedgraben) möglicherweise zeitlich mit der „Evaporitfazies“ zu parallelisieren.

Wenn in den Profilen Simmerlacher Klamm und Riedgraben die Transgression zu einem späteren Zeitpunkt erfolgte als im S und SE des Drauzuges, was jedoch paläontologisch nicht nachweisbar ist, dann reicht in diesen beiden Profilen die Buntsandsteinfazies stratigraphisch auch höher hinauf, ähnlich wie im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, wo im Arlberggebiet und im Montafon das gesamte Skyth in Buntsandstein-

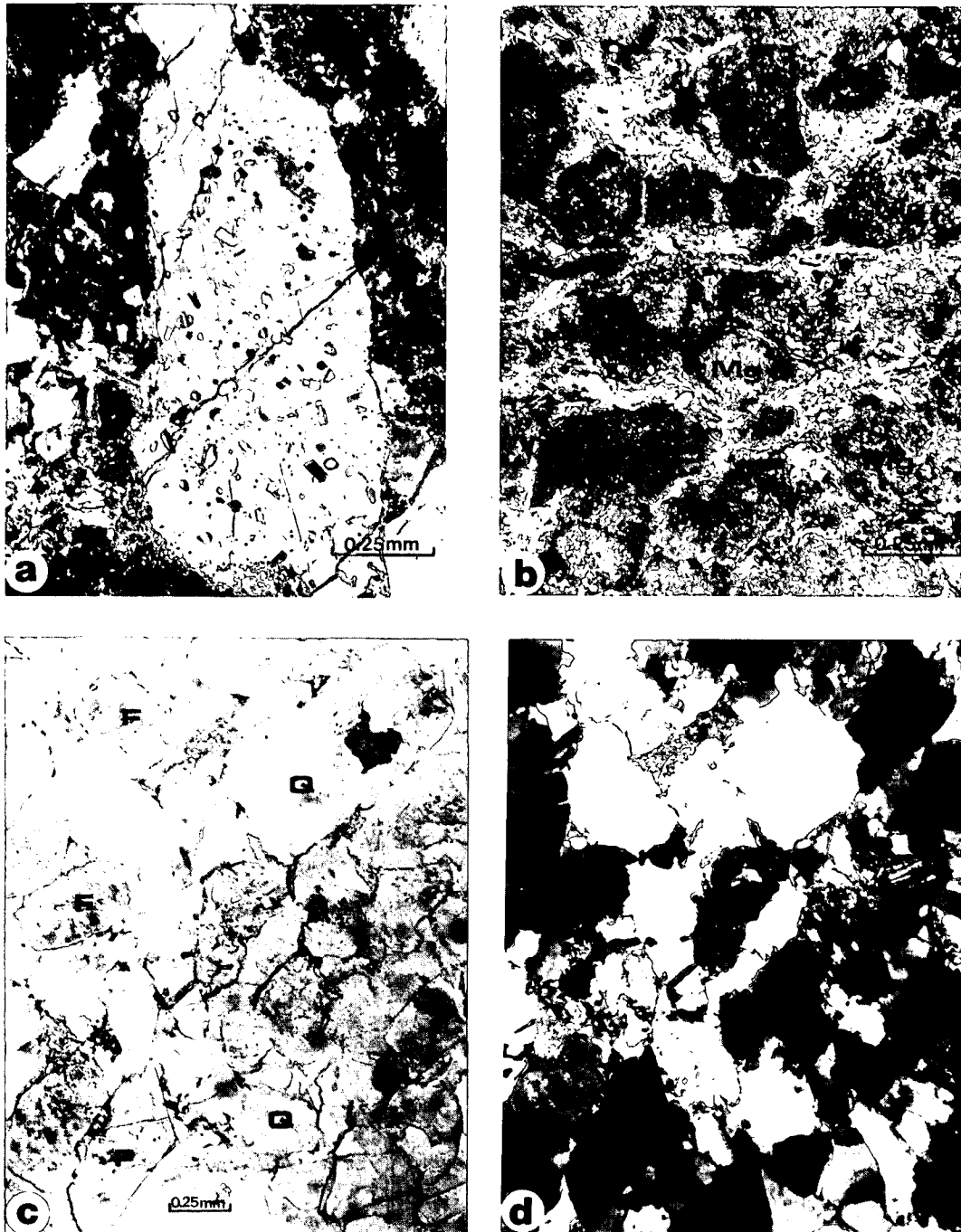


Abb. 15

- a) Detritisches Feldspatkorn (Plagioklas) mit „echter Fülle“ (hauptsächlich Muskowit), aus einem diaphthorischen Kristallin stammend. Oberer Alpiner Buntsandstein, Simmerlacher Klamm (Probe Si 10, +N).
- b) Magnesit in Form kleiner rundlicher oder unregelmäßiger „Konkretionen“ (Mg), die das Sediment (Silt) verdrängt haben. Dünne Magnesitlage im marinen Oberen Alpiner Buntsandstein, Profil „Abfalterbach“ (Probe AB 25b, ||N).
- c,d) Gut ausgewaschene, stark zementierte Arkose mit Feldspat- und Quarzzement in Form authigener Anwachsäume. Basale Werfener Schichten (Grobfazies), Profil „Mensalwald“ (Probe MW 7; c = ||N, d = +N).

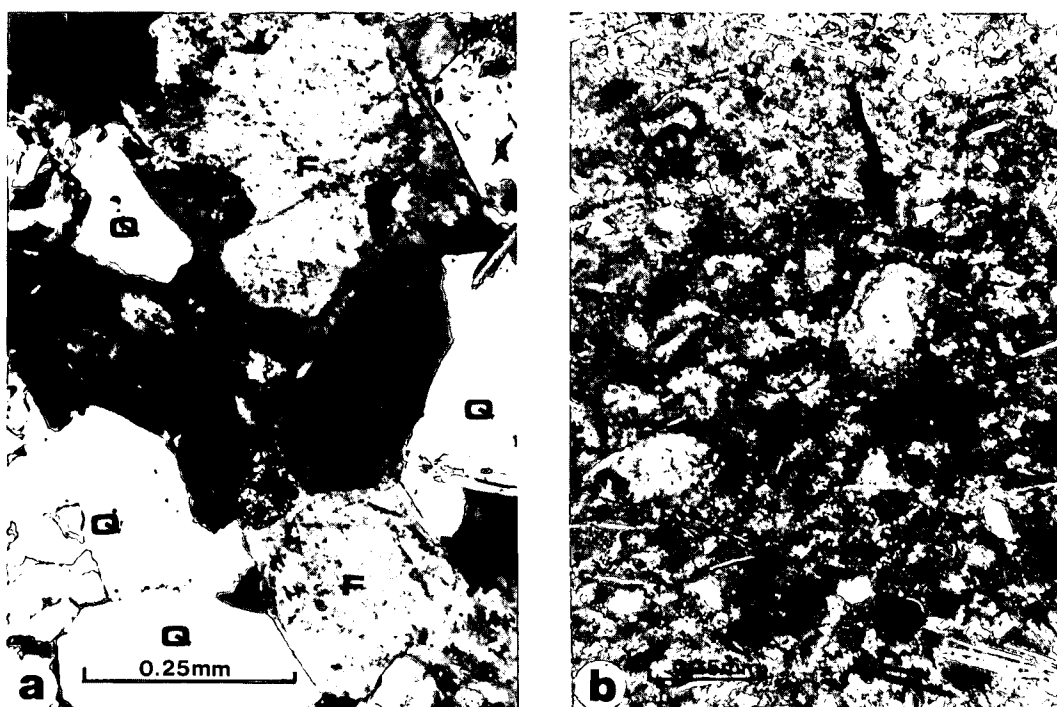


Abb. 16

- a) Gut ausgewaschene, stark zementierte Subarkose aus dem marinen Unteren Alpinen Buntsandstein, Profil „Mensalwald“ (Probe MW 17; +N). Deutlich sichtbar sind die authigenen Anwachssäume um detritische Feldspatkörner (F), teilweise auch um Quarz (Q).
b) Stark klastisch beeinflusste biogenführende Karbonatbank (Foraminiferen, Ostrakoden). Werfener Schichten, Simmerlacher Klamm (Probe Si 25, ||N).

fazies ausgebildet ist und die Werfener Fazies vollkommen fehlt, erst weiter östlich einsetzt und dann allmählich mächtiger wird.

Der Autor ist sich auch bewußt, daß die zur Diskussion gestellten paläogeographischen Vorstellungen auf Grund einiger noch nicht gelöster Probleme derzeit sehr lückenhaft sind und es noch weiterer Untersuchungen bedarf, um die nach wie vor offenen Fragen einer Lösung näher zu bringen.

Dank

Für wertvolle Hinweise und Diskussionsbeiträge danke ich sehr herzlich Univ.-Prof. Dr. H. MOSTLER, Univ.-Doz. Dr. W. RESCH, Univ.-Doz. Dr. R. BRANDNER, Dr. D. A. DONOFRIO, Dr. V. STINGL und Mag. G. POSCHER, alle vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck.

Herr Univ.-Doz. Dr. W. Resch hat auch freundlicherweise die Bestimmung der Foraminiferen übernommen, wofür ebenfalls herzlichst gedankt sei.

Die Arbeit wurde dankenswerterweise vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich, Projekt 4453, finanziert.

Literatur

- AMEROM, H. W. J. VAN, BOERSMA, M. & NIEDERMAYR, G.: 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 1976a.
AMEROM, H. W. J. VAN, BOERSMA, M. & NIEDERMAYR, G.: Bericht über erste Pflanzenfunde aus der Trias-Basis der westlichen Gailtaler Alpen bei Kötschach (Kärnten, Österreich). — *Carinthia II*, **166/86**, 103–112, Klagenfurt 1976b.
ANGER, H.: Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken. — Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 97 S., Innsbruck 1964.
BEERBOWER, J. R.: Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. — In: MERRIAM, D. F. (Ed.): *Symposium on cyclic sedimentation*, Kansas Geol. Surv. Bull., **169**, vol. 1, 31–42, Lawrence 1964.
BJØRLYKKE, K.: Diagenetic reactions in sandstones. — In: PARKER, A. & SELLWOOD, B. W. (Eds.): *Sediment Diagenesis*, 169–213, Dordrecht (D. Reidel) 1983.
BLUCK, B. J.: Deposition of some Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: a study in the significance of bedding. — *Scott. J. Geol.*, **3**, 139–167, Edinburgh 1967.
BLUCK, B. J.: Structure of coarse grained braided stream alluvium. — *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, **70**, 181–221, Edinburgh 1979.
BLUCK, B. J.: Structure, generation and preservation of upward fining, braided stream cycles in the Old Red Sandstone of Scotland. — *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, **71**, 29–46, Edinburgh 1980.
BOOTHROYD, J. C.: Mesotidal Inlets and Estuaries. — In: DAVIS, R. A. (Ed.): *Coastal Sedimentary Environments*, 287–360, New York (Springer) 1978.
BOOTHROYD, J. C. & ASHLEY, G. M.: Process, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, north-eastern gulf of Alaska. — In: JOPLING, A. V. & McDONALD, B. C. (Eds.): *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, 193–222, Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., **23**, Tulsa 1975.
BOOTHROYD, J. C. & NUMMEDAL, D.: Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial-fan deposits. — In: MIALL, A. D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, 641–668, Can. Soc. Petr. Geol., Memoir **5**, Calgary 1978.
BRANDNER, R.: Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. — *Jb. Geol. B.-A.*, **126/4**, 435–475, Wien 1984.
BRANDNER, R., DONOFRIO, D. A., KRAINER, K., MOSTLER, H., RESCH, W. & STINGL, V.: Correlation of transgressive and regressive 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 (2p.), 1984.

- BROGLIO LORIGA, C., MASETTI, D. & NERI, C.: La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: Sedimentologia e biostratigrafia. — Riv. Ital. Paleont., **88/4**, 501–598, Milano 1983.
- CANT, D. J.: 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, 627–639, Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir **5**, Calgary 1978.
- CANT, D. J. & WALKER, R. G.: Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. — Can. J. Earth Sci., **13**, 102–119, Ottawa 1976.
- CANT, D. J. & WALKER, R. G.: Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. — Sedimentology, **25**, 625–648, Oxford 1978.
- CHURCH, M. & GILBERT, R.: Proglacial fluvial and lacustrine environments. — In: JOPLING, A. V. & McDONALD, B. C. (Eds.): Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation, 22–100, Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., **23**, Tulsa 1975.
- COLLINSON, J. D. & THOMPSON, D. B.: Sedimentary Structures. — 194 S., London (Allen & Unwin) 1982.
- COMPTON, R. R.: Manual of field geology. — 378 S., New York (John Wiley) 1962.
- DOTT, R. H.: Wacke, graywacke and matrix — what approach to immature sandstone classification? — Jour. Sed. Petr., **34**, 625–632, Menasha 1964.
- ENGELHARDT, W. von: Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen (Sediment-Petrologie, Teil III). — 378 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1973.
- FRIEND, P. F.: Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. — In: COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (Eds.): Modern and ancient fluvial systems, 345–354, Spec. Publ. int. Ass. Sediment., **6**, Oxford 1983.
- FRITSCH, W.: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. — Carinthia II, **151/71**, 52–57, Klagenfurt 1961.
- FÜCHTBAUER, H.: Der Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Sandsteindiagenese im mittleren Buntsandstein. — Sed. Geol., **1**, 159–179, Amsterdam 1967.
- FÜCHTBAUER, H.: Facies controls on sandstone diagenesis. — In: PARKER, A. & SELLWOOD, B. W. (Eds.): Sediment Diagenesis, 269–288, Dordrecht (D. Reidel) 1983.
- GEYER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte Oberdrauburg — Mauthen. — 85 S., Wien (Verlag der k.k. Geol. R.-A., Wien) 1901.
- GLENNIE, K. W., MUDD, G. C. & NAGTEGAAL, P. J. C.: Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstone in Lemon Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea. — J. geol. Soc. London, **135**, 25–34, London 1978.
- HARMS, J. C. & FAHNESTOCK, R. K.: Stratification, bed forms, and their flow phenomena (with an example from the Rio Grande). — In: MIDDLETON, G. V. (Ed.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **12**, 84–115, Tulsa 1965.
- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B., SPEARING, D. R. & WALKER, R. G.: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. — Soc. Econ. Paleont. Min. Short Course **2**, 161 S., Tulsa 1975.
- HAYES, J. B.: Sandstone diagenesis — the hole truth. — In: SCHOLLE, P. A. & SCHLUGER, P. R. (Eds.): Aspects of Diagenesis, 127–139, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **26**, Tulsa 1979.
- HEALD, M. T. & LARESE, R. E.: Influence of coatings on quartz cementation. — Jour. Sed. Petr., **44/4**, 1269–1274, Menasha 1974.
- HEIN, F. J. & WALKER, R. G.: Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. — Can. J. Earth Sci., **14**, 562–570, Ottawa 1977.
- HOPPE, W.: Die paläogeographisch-fazielle Entwicklung im Südtail des Germanischen Buntsandsteinbeckens. — Schriftenr. geol. Wiss. Berlin, **6**, 5–62, Berlin 1976.
- IRELAND, R. J., POLLARD, J. E., STEEL, R. J. & THOMPSON, D. B.: Intertidal sediments and trace fossils from the Waterstones (Scythian–Anisian?) at Daresbury, Cheshire. — Proc. Yorksh. Geol. Soc., **41**, part 4, 31, 399–436, Leeds 1978.
- JACKSON, R. G.: Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. — In: MIAL, A. D. (Ed.): Fluvial Sedimentology, 543–576, Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir **5**, Calgary 1978.
- KRAINER, K.: Zur Sedimentologie des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **14/2**, 21–81, Innsbruck 1985.
- McDONALD, B. C. & BANERJEE, I.: Sediments and bed forms on a braided outwash plain. — Can. J. Earth Sci., **8**, 1282–1301, Ottawa 1971.
- MIAL, A. D.: A review of the braided river depositional environment. — Earth Sci. Rev., **13**, 1–62, Amsterdam 1977.
- MIAL, A. D.: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. — In: MIAL, A. D. (Ed.): Fluvial Sedimentology, 597–604, Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir **5**, Calgary 1978.
- MIAL, A. D.: Cyclicity and the facies model concept in fluvial deposits. — Bull. Can. Petrol. Geol., **28**, 59–80, Alberta 1980.
- MIAL, A. D.: Analysis of Fluvial Depositional Systems. — AAPG, Education Course Note Series, **20**, 75 S., Tulsa 1981.
- MIAL, A. D.: Principles of Sedimentary Basin Analysis. — 490 S., New York (Springer) 1984.
- MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. — Verh. Geol. B.-A., **1972**, 143–149, Wien 1972.
- NICKEL, E.: Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastatal solution. — Contrib. Sedimentology, **1**, 1–68, Stuttgart 1973.
- NIEDERMAYR, G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 1973/1974, 105–126, Wien 1975.
- NIEDERMAYR, G.: Die postvariszische Transgressionsabfolge des Drauzuges. — Exkursionsführer zur Arbeitstagung der Geol. B.-A. 1985 in Kötschach–Mauthen, Gailtal, 23–28, Wien 1985.
- NIEDERMAYR, G.: Fluvial Braidplain Passing into an Intertidal Belt at the Margin of the Tethys Sea in the Alpine Buntsandstein of the Drauzug in Carinthia and Eastern Tyrol (Austria). — In: MADER, D. (Ed.): Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. — Lecture Notes in Earth Sciences, **4**, 487–496, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1985.
- NIEDERMAYR, G., SEEMANN, P. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Die Perm–Trias-Grenze im westlichen Drauzug, Kärnten, Osttirol. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **81**, 1–17, Wien 1978.
- NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & BERAN, A.: Diagenetisch gebildeter Magnesit und Dolomit in den Grödener Schichten des Dobratsch, Kärnten, Österreich. — Geol. Rdsch., **68**, 979–995, Stuttgart 1979.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permoskythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. — Verh. Geol. B.-A., **1982/2**, 33–51, Wien 1982.
- NIEDERMAYR, G., MULLIS, J., NIEDERMAYR, E. & SCHRAMM, J. M.: Zur Anchimetamorphose permoskythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Kärnten – Osttirol (Österreich). — Geol. Rdsch., **73**, 207–221, Stuttgart 1984.
- ODIN, G. S.: Numerical Dating in Stratigraphy, Part One. — 630 S., New York (John Wiley) 1982.
- ORE, H. T.: Some criteria for recognition of braided stream deposits. — Univ. Wyoming, Contr. Geol., **3/1**, 1–14, Laramie 1964.
- PISA, G., FARABEGOLI, E. & OTT, E.: Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (dolomiti sudorientali). — Mem. Soc. Geol. Ital., **18**, 63–92, Rom 1978.

- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R.: Sand and Sandstone. – 618 S., New York (Springer) 1972.
- POSCHER, G.: Klastisch-terrestrisches Permoskyth am Südrand der Nördlichen Kalkalpen – eine Faziesanalyse. – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Innsbruck, 121 S., Innsbruck 1985.
- POWERS, M. C.: A new roundness scale for sedimentary particles. – *Jour. Sed. Petr.*, **23**, 117–119, Menasha 1953.
- RAMSBOTTOM, W. H. C.: Rates of transgression and regression in the Carboniferous of NW-Europe. – *J. geol. Soc. London*, **136**, 147–153, London 1979.
- RUST, B. R.: Structure and process in a braided river. – *Sedimentology*, **18**, 221–245, Amsterdam 1972.
- RUST, B. R.: Depositional models for braided alluvium. – In: MIAL, A. D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, 605–625, Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir **5**, Calgary 1978.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/4**, 673–692, Wien 1985.
- SIMONS, D. B., RICHARDSON, E. V. & NORDIN, C. F.: Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. – In: MIDDLETON, G. V. (Ed.): *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **12**, 84–115, Tulsa 1965.
- SMITH, N. D.: The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, north-central Appalachians. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 2993–3014, Boulder 1970.
- STABLEIN, L. K. & DAPPLES, E. C.: Feldspars of the Tunnel City Group (Cambrian), western Wisconsin. – *Jour. Sed. Petr.*, **47**, 1512–1538, Menasha 1977.
- STINGL, V.: Ein Beitrag zur Fazies der Prebichlschichten zwischen St. Johann i. T. und Leogang (Tirol/Salzburg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **12**, 10, 207–233, Innsbruck 1983.
- STINGL, V.: Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten bei Leogang (Salzburg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **14/1**, 1–19, Innsbruck 1984.
- TURNER, P.: Origin of red beds in the Ringerike Group (Silurian) of Norway. – *Sed. Geol.*, **12**, 215–235, Amsterdam 1974.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. Jr. & THOMPSON, S.: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative change of sea level. – *AAPG, Memoir* **26**, 83–98, Tulsa 1977.
- VALETON, I.: Petrographie des süddeutschen Hauptbuntsandsteines. – *Heidelb. Beitr. Miner. Petr.*, **3**, 335–379, Heidelberg 1953.
- WALKER, T. R.: Diagenetic origin of red beds. In: FALKE, H. (Ed.): *The Continental Permian in Central, West and South Europe*, 240–282, Dordrecht (D. Reidel) 1976.
- WAUGH, B.: Authigenic K-feldspar in British Permo-Triassic Sandstones. – *J. geol. Soc. London*, **135**, 51–56, London 1978.
- WILLIAMS, P. F. & RUST, B. R.: The sedimentology of a braided river. – *Jour. Sed. Petr.*, **39**, 649–679, Menasha 1969.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 19. August 1986.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1987

Band/Volume: [130](#)

Autor(en)/Author(s): Krainer Karl

Artikel/Article: [Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug \(Kärnten/Osttirol\) 61](#)