

Mitt. österr. geol. Ges.	78 (1985)	S. 231-249 4 Abb., 2 Taf.	Wien, 11. März 1986
--------------------------	--------------	------------------------------	---------------------

Alluviale Schuttfächersedimente im Ostalpinen Perm am Beispiel der Präbichlschichten an der Typuslokalität bei Eisenerz/Steiermark (Österreich)

Von Karl KRAINER und Volkmar STINGL*)

Mit 4 Abbildungen und 2 Tafeln

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden die den verkarsteten Unterdevonkalken der Grauwackenzone transgressiv auflagernden Klastika (Präbichlschichten, Basis der Nördlichen Kalkalpen) im mit rund 160 m Mächtigkeit aufgeschlossenen Typusprofil am Polster bei Eisenerz (Steiermark) einer faziellen und sedimentologischen Analyse unterzogen.

Aufgebaut werden die Präbichlschichten aus 3 Fining-Upward-Megasequenzen. Die tieferen 2 Megasequenzen werden als 2 übereinanderliegende Schuttfächer interpretiert. Der basale Schuttfächer setzt sich aus einer proximalen Schuttfächerfazies (Basiskonglomerat) und einer distalen Schichtflutfazies zusammen. Der darüberfolgende Schuttfächer wird ebenfalls aus 2 Faziesbereichen aufgebaut, nämlich einer dem Midfan-Bereich zuordenbaren Abfolge eines verzweigten Rinnensystems in Form autozyklischer Fining-Upward-Sequenzen und einer dem distalen Fächerbereich zuordenbaren Schichtflutfazies aus vorwiegend sandigen und tonig-siltigen Ablagerungen mit vereinzelt geringmächtigen feinkonglomeratischen Rinnen eingeschaltet.

Die hangendste mit nur rund 10 m Mächtigkeit aufgeschlossene Fining-Upward-Sequenz setzt sich ebenfalls aus fluviatilen Sedimenten zusammen, es kann jedoch nicht entschieden werden, ob es sich hierbei ebenfalls um Schuttfächersedimente handelt.

Auffallendste Komponenten der Klastika sind Chertkomponenten, aus denen Radiolarien und Conodonten wahrscheinlich unterkarbonischen Alters herausgelöst werden konnten. Aufarbeitungsprodukte eines intrapermischen Vulkanismus, die in vielen anderen ostalpinen Permprofilen ein häufiger Bestandteil sind, fehlen hier. Auf Grund ihrer Zusammensetzung sind die Sandsteine überwiegend als lithische Grauwacken zu bezeichnen, untergeordnet handelt es sich um Quarzwacken.

Die untersuchten Präbichlschichten zeigen an der Typuslokalität am Polster zwar eine ähnliche fazielle Entwicklung wie das Perm an der Basis der Nördlichen Kalkalpen im Raum Wörgl-Leogang (Tirol/Salzburg), eine direkte Korrelation beider Abfolgen ist jedoch nicht möglich. Grund dafür ist das Fehlen der intrapermischen Vulkanite bzw. deren Aufarbeitungsprodukte, die in den Ostalpen die Grenze Unter/Oberrotliegend markieren, sowie die fehlende stratigraphische Einbindung

*) Adresse der Verfasser: Dr. Karl KRAINER und Dr. Volkmar STINGL, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

im Hangenden des Polsterprofils. Daher ist das Einsetzen der Sedimentation des Basiskonglomerates zeitlich nicht genau faßbar. Eine Einstufung in das Perm steht aber außer Zweifel, da die Verkarstung der Unterdevonkalke dem spätvariszischen Zyklus (Oberkarbon-Unterrotliegend) zugeordnet wird (MOSTLER, 1984) und die Grenze zu den skythischen Werfener Schichten, deren Einsetzen mit einem markanten Sedimentationsumschwung verbunden ist, auf Grund fehlender Aufschlüsse nicht erreicht wurde.

Summary

The facies and sedimentology of the Präbichl Beds (base of the Northern Calcareous Alps) in the Polster area (type locality) have been analysed. They transgressively overlie the karstified Lower Devonian limestones of the Grauwackenzone.

The Präbichl Beds consist of 3 fining-upward megasequences. The 2 lower sequences are interpreted as 2 overlapping alluvial fans. The basal fan is built up by a proximal conglomeratic facies and a distal sheet flood facies. The second fan also consists of 2 facies, which are fining-upward autocycles of a braided channel system (midfan-area) and a sheet flood facies of the distal fan (muddy to sandy sediments with isolated fine-conglomeratic channel fills).

The uppermost 10 m thick fining-upward sequence also represents fluvatile sediments, but there is no clear evidence of fan-sedimentation because of the lacking continuation of the section.

The most noticeable components of the clastics are chert fragments, which contain a radiolarian and conodont fauna of ?Lower Carboniferous age. Another characteristic is the lack of reworked intra-Permian volcanics, which show frequent distribution in most of the other Upper Austroalpine Permian sections. The sandstones of the Präbichl Beds are lithic graywackes, only a little part shows quarzwacke composition.

The facies of the Präbichl Beds from the type locality in the Polster area is similar to that from the Permian clastics at the base of the Northern Calcareous Alps in the region of Wörgl-Leogang (Tyrol/Salzburg), but a direct correlation of these two occurrences is not possible. The cause is the lack of the intra-Permian volcanics in the Polster area, which mark the transition from Lower to Upper Rotliegend in many of the other Austroalpine profiles. For this reason and for the missing Permian-Scythian boundary it is impossible to define the exact stratigraphic position of the Präbichl Beds in the type section.

A Permian age of the Präbichl Beds is proved, because the karstification of the underlying Lower Devonian limestones is adjoined to the late Variscan cycle (Upper Carboniferous to Lower Rotliegend) and the boundary to the Scythian Werfen Beds is not reached.

Inhalt

1. Einleitung	233
2. Geologisch-tektonische Position des Profils	234
3. Sedimentologie und Faziesinterpretation	235
4. Sedimentpetrographie und Textur der Sandsteine	239
5. Vergleich mit anderen ostalpinen Permivorkommen	243
Dank	244
Literatur	244

Einleitung

Die Bezeichnung „Präbichl-Konglomerat“ wurde erstmals von SCHWINNER (1929) für das Konglomerat, das in ursprünglichem Transgressionsverband diskordant über dem variszischen Untergrund abgelagert wurde, geprägt. In früheren Arbeiten war immer von einem Grundkonglomerat bzw. vom Basiskonglomerat der Werfener Schichten die Rede, das altersmäßig von den meisten Autoren als untertriadisch, die mesozoische Kalkalpenserie einleitend, angesehen wurde.

Die diskordante Auflagerung der Konglomerate auf Devonkalken beschrieben schon REDLICH (1923) und SPENGLER (1926) am Aufschluß nahe der Leobner Hütte östlich des Polsters. SPENGLER (1926) vermutet in der Auflagerungsfläche ein durch „selektive marine Abrasion“ herauspräpariertes Relief, auf dem die Klastika mit sicherem Transgressionskontakt liegen.

HISSLLEITNER (1929) spricht zwar von einem terrestrischen, flächenhaften Abtrag durch lange Zeiträume. Die Devonkalke zeigen allerdings nach diesem Autor keinerlei Verkarstungserscheinungen. Er sieht in der basalen Kalkbreccie marine Abrasionsprodukte, die als Zeugen einer breiten Brandungszone erhalten blieben.

In den Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes gebraucht CORNELIUS (1936) erstmals den Namen „Prebichl-Schichten“. 1937 schlägt CORNELIUS vor, für das Präbichl-Konglomerat im Sinne SCHWINNERS (1929) den Begriff „Prebichl-Schichten“ zu verwenden, da diese großteils brecciös ausgebildet sind. Ihr Alter stellt er mit Perm oder Untertrias dar. Auch hinsichtlich der Genese wagte CORNELIUS (1937) nicht, zu entscheiden, ob es sich um marinen Transgressionsschutt oder terrestrischen Verwitterungsschutt handelt.

In jüngerer Zeit erfuhren die Präbichlschichten erst wieder durch SOMMER (1968) eine eingehendere Bearbeitung. Auf Grund sedimentpetrographischer Unterschiede gliedert er ein Kalkkonglomerat an der Basis von einem darüberfolgenden Quarzkonglomerat ab. Ersteres stellt den Aufarbeitungsschutt des unmittelbaren Untergrundes dar. Am Quarzkonglomerat hebt er die gebleichten, Radiolarien führenden Kieselschieferkomponenten hervor. Ebenso betont er, daß nirgends Quarzporphyrgerölle gefunden wurden, die ja andernorts als wichtige Zeitmarke zwischen Unter- und Oberrotliegend gewertet werden. Nach oben geht der Quarzkonglomeratkomplex allmählich in Sandsteine und Tonschiefer, die von den Werfener Schiefen schwer zu trennen seien, über (SOMMER, 1968, 1972). Die Gesamtmächtigkeit gibt SOMMER (1968) mit 70 bis 150 m an. Für das Alter schließt er auf einen Sedimentationsbeginn frühestens im jüngeren Oberrotliegend.

TOLLMANN (1976) hält sich mit seiner Beschreibung der Präbichlschichten im wesentlichen an die Arbeiten von SOMMER (1968, 1972). Auch SCHÖNLAUB (1982, 1984) gibt für das Polster-Gebiet die Ergebnisse SOMMERS wieder.

Außer den Vermutungen, daß es sich bei der Kalkbreccie um marine Transgressionsprodukte oder um terrestrische Lokalschuttbildungen handeln könnte, finden sich in allen bisherigen Arbeiten keine Versuche einer faziellen Interpretation, insbesondere für das Quarzkonglomerat und die höheren Anteile.

Durch einen Fund von Asteriacites-Ruhe Spuren sieht HESS (1983) in „vermutlich hangenden Serien der Präbichlschichten“ nahe Admont ein flachmarines Ablagerungsmilieu. Allerdings sind die Sedimente sicher schon in das basale Skyth und damit zu den Werfener Schichten („Werfener Quarzite“) zu stellen.

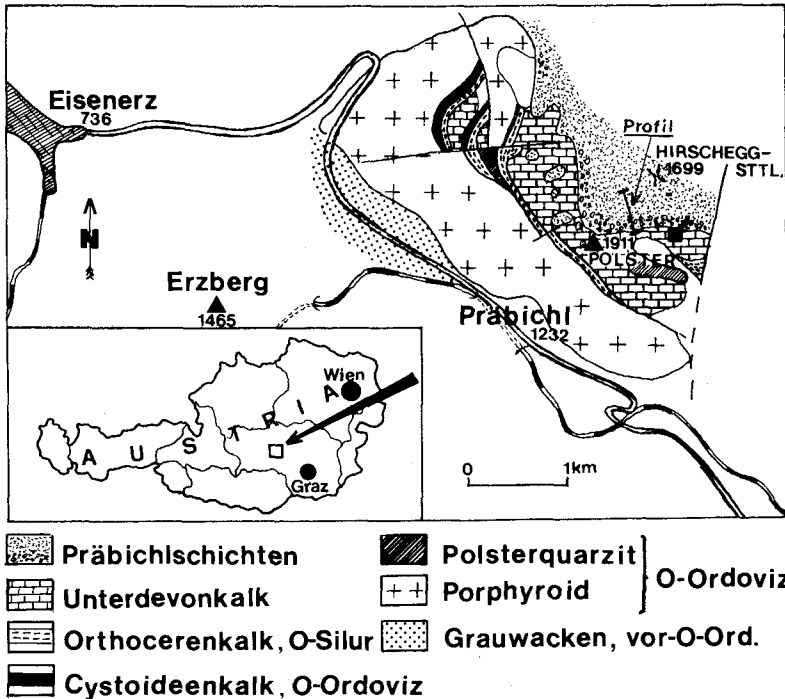


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte (nach SCHÖNLAUB, 1982, vereinfacht) und Lage des untersuchten Profils.

In der vorliegenden Arbeit wird neben einer sedimentpetrographischen Charakterisierung der Präbichlschichten an der Typlokalität auch versucht, eine fazielle Deutung anhand der Sedimentgefüge durchzuführen. Ebenso werden Kriterien zur altersmäßigen Einstufung diskutiert.

Geologisch-tektonische Position des Profils

Die Präbichlschichten bilden die Basis der Nördlichen Kalkalpen und liegen primär diskordant auf den variszisch gefalteten altpaläozoischen Gesteinen der Grauwackenzone. Im bearbeiteten Raum ist die Nordzone, die höchste Einheit der Norischen Decke des Ostteils der Grauwackenzone (SCHÖNLAUB, 1979), die direkte Unterlage des kalkalpinen Permomesozoikums (Abb. 1). Die permischen Klastika liegen am Polster auf den Oberen Polsterkalken des Unterdevon (SCHÖNLAUB, 1979), die eine ausgeprägte Karstoberfläche aufweisen. Das Hangende der Präbichlschichten stellen die Werfener Schichten dar, die Grenze zwischen diesen Einheiten ist allerdings entgegen der Feststellung SOMMERS (1968, 1972) in der Umgebung des Polster nirgends aufgeschlossen.

Das bearbeitete Profil östlich des Präbichl-Passes nahe Eisenerz befindet sich am SE-Hang des Polstergipfels, im oberen Polsterkar (Abb. 1). Die diskordante Auflagerung auf dem Altpaläozoikum ist besonders schön im berühmten Aufschluß nahe der Leobner Hütte zu sehen. Das Profil wurde allerdings im Polsterkar ab 1770 m Höhe aufgenommen, da ab hier durchgehende Aufschlüsse von der Basis weg

gegeben sind. Es erstreckt sich zuerst gerade hinauf bis zum Polster-NE-Grat, dann auf diesem gegen NE weiter bis zum Pt. 1840 m vor dem Abhang zum Hirschegg-sattel.

Sedimentologie und Faziesinterpretation

Die Präbichlschichten werden von alluvialen Schutfächersedimenten aufgebaut, die bezüglich ihrer Ausbildung viele Ähnlichkeiten mit rezenten und fossilen alluvialen Schutfächern arider bis semiarider Klimabereiche aufweisen (BLISSENBACH, 1954; BLUCK, 1964; HOOKE, 1967; BULL, 1972; MACK & RASMUSSEN, 1984). Bei dem von uns aufgenommenen Profil handelt es sich um eine 160 m mächtige Abfolge, die aus insgesamt 3 nach oben feiner werdenden Megasequenzen aufgebaut wird (Abb. 2).

Die liegenden 2 Megasequenzen stellen 2 übereinanderliegende Schutfächer dar, im folgenden als Schutfächer I und II bezeichnet. Von der obersten Sequenz sind nur die basalen 10 m aufgeschlossen, sodaß eine dahingehende fazielle Interpretation, ob es sich dabei ebenfalls um alluviale Schutfächersedimente handelt, nicht möglich ist.

Schutfächer I

Schutfächer I setzt sich aus 2 Faziesbereichen zusammen: einer proximalen Schutfächerfazies aus Grobschüttungen (Abschnitt A) und einer distalen Schichtflutfazies aus feinkörnigen Schüttungen (Abschnitt B).

Die Mächtigkeit der proximalen Schutfächerfazies, die das Basiskonglomerat umfaßt, ist stark schwankend und beträgt im untersuchten Profil rund 30 m. Diese basalen Grobschüttungen folgen mit einer Winkeldiskordanz über stark verkarstem Unterdevonkalk (Tafel I, Fig. 2).

Die Verkarstung, nach MOSTLER (1984) dem spätvariszischen Zyklus (Oberkarbon-Unterperm) zuordenbar, äußert sich in z. T. tiefreichenden Karstspalten und Karsthohlräumen, die einerseits durch rotgefärbte, feinkörnige,

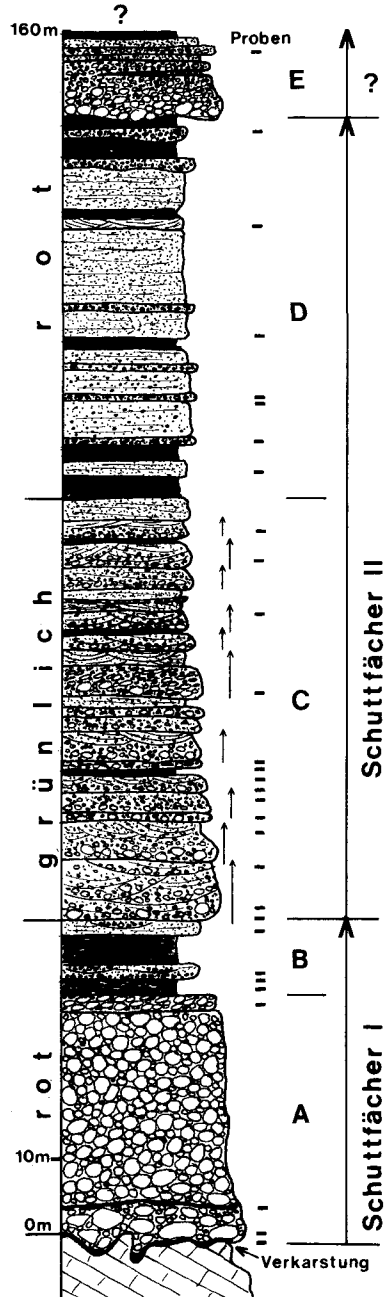


Abb. 2: Profil durch die Präbichlschichten am Polster, etwas vereinfacht (Erklärung siehe Text).

karbonat- und hämatitreiche Verwitterungsrückstände, andererseits auch durch Sideritmineralisationen ausgefüllt sind.

Dem Karstrelief sitzt eine dünne Verwitterungskruste in Form einer „Hämatitkruste“ auf.

Dieser dünnen Verwitterungslage (Bodenbildung) liegt eine wenige m mächtige, unsortierte, undeutlich geschichtete, korngestützte Grobschüttung auf, die bis zu 1 m große, eckige bis kantengerundete Karbonatgerölle und bis zu 20 cm lange, teilweise auch rundliche aufgearbeitete, rote, stark hämatitische Bruchstücke der Verwitterungskruste führt.

Am Top dieser Grobschüttung ist ebenfalls eine dünne, rot gefärbte, hämatitreiche Verwitterungskruste ausgebildet, die während der nachfolgenden Schüttung teilweise wiederaufgearbeitet wird.

Diese basale Grobschüttungslage wird von uns als Schuttstrom (Debris Flow) gedeutet, der bedingt durch die Art des Liefergesteins relativ matrixarm ist und vermutlich ein Ereignis darstellt. Die Matrixarmut ist darauf zurückzuführen, daß zunächst nur Unterdevonkalke der Verwitterung und Aufarbeitung ausgesetzt sind, wobei naturgemäß relativ wenig tonige Matrix anfällt.

Die Verwitterungskruste deutet auf eine längere Periode der Nichtsedimentation.

Auf Grund rezenter Beobachtungen werden Schuttströme durch ein plötzliches, starkes Wasserangebot in Form kurzzeitiger, maximal wenige Stunden andauernder wolkenbruchartiger Regenfälle in bevorzugt ariden bis semiariden Gebieten mit wenig Vegetation und einem entsprechenden Relief ausgelöst (BULL, 1972). Rezente Schuttströme hat u. a. BEATY (1974) eindrucksvoll beschrieben.

Vor allem das Fehlen typisch fluvialer Sedimentstrukturen in einem schlecht sortierten, grobkörnigen Sediment wird als Hinweis für Sedimenttransport in Form eines Schuttstromes gewertet (WASSON, 1977).

Über dieser unsortierten Schuttstromlage und der darauffolgenden Verwitterungskruste folgt eine ziemlich homogene, ungeschichtete, etwas besser sortierte und besser gerundete, relativ dicht gepackte Konglomeratabfolge aus ausschließlich Karbonatkomponenten mit vereinzelt Konglomeratersedimenten. Zum Hangenden nimmt die Korngröße allmählich ab und der Rundungsgrad nimmt leicht zu. Die Korngröße bewegt sich meist um 5 cm, Komponenten über 10 cm sind selten. Charakteristisch ist der geringe Matrixgehalt in Form eines durch Hämatit rötlich gefärbten, feinkörnigen Karbonatzements.

Es dürfte sich hierbei um Grobschüttungen handeln, die HOOKE (1967) als „Sieve Deposits“ bezeichnet hat. Allgemein sind auf alluvialen Schuttfächern „Sieve Deposits“ eher selten ausgebildet. Im vorliegenden Fall hat aber das zunächst rein karbonatische Liefergestein (Unterdevonkalke), das bei der Verwitterung nur wenig Feinanteil bereitstellt, die Entstehung von Sieve Deposits im Gegensatz zu echten Schuttströmen (Debris Flows) zweifellos gefördert.

Ist das bereitstehende grobkörnige Schuttfächermaterial auf Grund des fehlenden Feinanteils im hohen Maße permeabel, so fließt das Wasser nicht darüber hinweg, sondern dringt sofort in den Porenraum ein, durchströmt den groben Schutt und reißt ihn eine gewisse Strecke mit sich (HOOKE, 1967). Feinanteil kann zu einem späteren Zeitpunkt in den Porenraum einwandern.

Die Unterschiede zwischen Schuttströmen und Sieve Deposits hat HOOKE (1967)

herausgearbeitet, allerdings ist bei fossilen Ablagerungen eine Unterscheidung schwierig, vor allem auch dann, wenn, wie im untersuchten Beispiel, die Aufschlußverhältnisse eine laterale Verfolgung einzelner Schüttungen nicht zulassen.

Eine weitere Schwierigkeit, hier Sieve Deposits eindeutig zu belegen, bildet die Rekristallisation der karbonatischen Grundmasse, sodaß prinzipiell zu erwartende gravitative Karbonatzemente oder Feinschichtungsgefüge von später infiltriertem Material völlig verwischt wurden.

Sieve Deposits treten sowohl im Bereich der Fächerstirn als auch im proximalen Midfan-Bereich (mittlerer Fächerabschnitt), unterhalb des Intersection Point (Schuttfächer-Schnittpunkt), auf.

Die hangendsten 2 m des Basiskonglomerates werden von einem polymikten Konglomerat eingenommen, das neben Karbonatkomponenten nun auch cm-große, grüne Schieferkomponenten, Quarzgerölle und vereinzelt Sideritkomponenten führt. Die Komponenten sind wesentlich besser gerundet als in den darunterliegenden Grobschüttungen, die einzelnen Gerölle zeigen außerdem eine deutliche Einregelung, sodaß fluviatiler Transport außer Zweifel steht und es sich hier entweder um Rinnensedimente oder Schichtflutsedimente handelt.

Über dem Basiskonglomerat folgen mit einer scharfen Grenze feinkörnige, intensiv rot gefärbte Tonschiefer-Silte und Sandsteine (Abschnitt B). Die Tonschiefer-Silte führen eingeregeltere Tonresedimente, woraus fluviatiler Transport in Form von distalen Schichtfluten ablesbar ist. Kleine Karbonatkonkretionen in der untersten Tonschieferlage können als Anzeichen für längere Trockenlegung (Nichtsedimentation) und beginnende Bodenbildungen gedeutet werden (Tafel II, Fig. 5). In die eben geschichteten Sandsteinbänke, die ebenfalls als Schichtflutsedimente interpretiert werden, sind kleindimensionale, feinkonglomeratische Rinnen eines verzweigten Systems eingeschaltet.

Mit dem Einsetzen der hangendsten, polymikten Konglomeratlage von Abschnitt A, besonders aber mit dem Einsetzen der Schichtflutsedimente (Abschnitt B) und eingeschalteten kleinen Rinnen ist eine markante Änderung im Liefergestein verbunden. Neben Unterdevonkalken gelangen nun auch andere paläozoische Gesteinsserien zur Abtragung, was sich in einer starken Abnahme an Karbonatkomponenten und dem gleichzeitigen massiven Einsetzen von Quarzschüttung (mono- und polykristalline Quarze), Phyllosilikatschüttung (hoher Matrixanteil) und vor allem einer starken Kieselschieferschüttung äußert. Diese Änderung im Liefergestein dürfte auch mit ein Grund für die plötzliche Korngrößenabnahme sein.

Insgesamt sind die Schichtflutsedimente jedoch bereits einem distaleren Ablagebereich innerhalb der Schuttfächerfazies zuzuordnen (Midfan-Bereich oder distaler Schuttfächerbereich).

Schuttfächer II

Über der distalen Schuttfächerfazies des basalen Schuttfächers I setzt mit Konglomeratschüttungen die Schichtfolge eines darüberliegenden Schuttfächer II ein.

Schuttfächer II wird ebenfalls aus 2 Faziesbereichen aufgebaut: einer dem Midfan-Bereich zuordenbaren Abfolge eines verzweigten Rinnensystems (Abschnitt C) und einer dem distalen Schuttfächerbereich zuordenbaren Schichtflutfazies (Abschnitt

D). Eine proximale Schuttfächerfazies mit Debris Flows und Sieve Deposits fehlt dem Schuttfächer II, zumindest im untersuchten Profil.

Abschnitt C (Midfan-Bereich) ist eine Abfolge von autozyklischen Oben-Fein-Sequenzen eines netzartig verzweigten Rinnensystems, untergeordnet treten auch Schichtflusssedimente auf.

Die Rinnensedimente bestehen aus folgenden Lithofaziestypen, die untereinander zu Sequenzen kombiniert sein können (verschiedene Konglomerattypen, die diverse Banktypen in Rinnen repräsentieren):

- a) Schlecht sortierte, ungeschichtete, leicht gradierte Konglomeratlagen, Komponenten nicht eingeregelt.
- b) Gradierte Konglomeratlagen, Komponenten eingeregelt (Imbrikation).
- c) Gradierte, trogförmig schräggeschichtete Konglomerate.
- d) Geringmächtige, eben geschichtete Konglomerate.

Es sind durchwegs polymikte Konglomerate, die Mächtigkeit der einzelnen Konglomeratlagen bewegt sich zwischen wenigen dm und 4 m. Eine erosive Untergrenze ist häufig zu beobachten, die Korngröße liegt im cm-Bereich (max. rund 10 cm) und nimmt zum Hangenden hin kontinuierlich ab.

Die im oberen Fließregime entstandenen konglomeratischen Rinnenfüllungen gehen bei abnehmender Fließgeschwindigkeit allmählich durch Gradierung in trogförmig schräggeschichtete Grobsandsteine mit eingestreuten Kiesgeröllen über, die als in der Rinne in Fließrichtung wandernde Sanddünen aufzufassen sind (Tafel I, Fig. 1).

Vereinzelte sind, meist über schräggeschichteten und eben geschichteten Sandsteinen, grünliche Siltlagen eingeschaltet, die Überflutungssedimente oder die letzte Füllung der Rinnen darstellen.

Maximal wenige dm mächtige, eben geschichtete Sandsteinbänke sind ebenfalls eingeschaltet, entstanden im oberen Fließregime, vermutlich in Form von Schichtfluten.

Bezüglich der Mächtigkeit sind bei den Konglomeratlagen einerseits mehrere dm bis wenige m mächtige Lagen und andererseits ganz dünne Konglomeratlagen, meist 10–20 cm dick, vereinzelte mit aufgearbeiteten Tonscherben und einem meist relativ hohen Matrixanteil zu unterscheiden.

Insgesamt bilden die Ablagerungen des verzweigten Rinnensystems eine Oben-Fein-Megasequenz, die aus ebenfalls Oben-Fein-Kleinzyklen (gradierte Konglomerate, die in trogförmig schräggeschichtete und eben geschichtete Sandsteine übergehen) aufgebaut sind. Die Abfolge weist auf ein gut ausgebildetes Rinnensystem hin, wie es auf einem Schuttfächer vor allem im Midfan-Bereich unterhalb des Schuttfächer-Schnittpunktes (Intersection Point) entwickelt ist, mit einer nicht unbedingt kontinuierlichen aber recht gleichmäßigen Wasserführung der Gerinne.

Dünne, eingeschaltete, eben geschichtete Sandsteinbänke deuten darauf hin, daß es hin und wieder zu über die Rinnen hinausreichenden, flächenhaften Schichtfluten gekommen ist.

In der distalen Schuttfächerfazies (Abschnitt D) herrschen sandige und tonig-siltige Ablagerungen vor. Größere Sedimente finden sich nur vereinzelte in Form dünner, feinkonglomeratischer Rinnen.

Charakteristische Lithofaziestypen sind:

- a) Rote, siltige Tonschiefer bis Siltsteine, wenige dm bis maximal 4 m mächtig, vereinzelt bioturbat und mit mm-großen Karbonatkonkretionen.
- b) Eben geschichtete, fein- bis grobkörnige, teilweise gradierte Sandsteine, vereinzelt Kiesgerölle eingestreut.
- c) Feinkörnige, trogförmig schrägeschichtete Sandsteine, selten.
- d) Geringmächtige, feinkonglomeratische Rinnen, teilweise mit tonigen Resedimenten und erosiver Untergrenze.

Die eben geschichteten Sandsteine und teilweise auch die Tonschiefer und Siltsteine werden als Schichtflutsedimente gedeutet, abgelagert im distalen, sehr flachen Schuttfächerbereich (Sandflats), der schließlich in Playas übergeht, wo nur mehr das feinste Material zur Ablagerung gelangt.

Schichtfluten entstehen bevorzugt im distalen Schuttfächerbereich während stärkerer Überschwemmungen. Das in diesem Faziesbereich nicht mehr so gut ausgebildete Rinnensystem wird überflutet und es kommt zu flächenhaft ausgedehnten Schichtfluten.

In den Schichtflutsedimenten eingeschaltet sind kleine, maximal wenige dm mächtige feinkonglomeratische Lagen, die auf ein Netzwerk kleinerer, verzweigter und sehr flacher Rinnen auf der distalen Schuttfächeroberfläche zurückzuführen sind.

Die bioturbaten Siltsteine deuten auf längere Wasserbedeckung hin und könnten somit lakustrine Bildungen darstellen. Kleine Karbonatkonkretionen in einigen Siltsteinbänken sind Anzeichen für Trockenlegung und beginnende Bodenbildung, was auf längere Perioden der Nichtsedimentation schließen läßt.

Über dieser distalen Schuttfächerfazies (Abschnitt D) folgt mit einer deutlich ausgeprägten erosiven Untergrenze erneut eine Konglomeratschüttung mit Komponenten bis 10 cm (Tafel I, Fig. 3). Diese Konglomeratschüttung ist rund 6 m mächtig und zeigt außer Gradierung keine sedimentären Strukturen. Am Top sind dünne Sandsteinlinsen eingeschaltet und schließlich werden die Konglomerate von Sandsteinen abgelöst, in die geringmächtige Konglomeratbänke, z. T. deutlich als Rinnen erkennbar, eingeschaltet sind.

Den Abschluß dieser nur 10 m aufgeschlossenen Abfolge (Abschnitt E) bildet eine tonig-siltige Lage, die weitere Fortsetzung des Profils ist dann nicht mehr aufgeschlossen.

Zweifellos handelt es sich hier um fluviatile Sedimente, aber aus der nur sehr geringmächtig aufgeschlossenen Abfolge ist nicht erkennbar, ob es sich hier ebenfalls um Schuttfächersedimente handelt.

Nach ausführlichen Untersuchungen von VISHÉ (1969) an rezenten und fossilen Klastika erlaubt die Form einer Kornverteilungskurve, aufgetragen auf Wahrscheinlichkeitsskala, eine Aussage über das Bildungsmilieu der Sedimente. Die Kornverteilungen der Sandsteine der Präbichlschichten lassen sich eindeutig mit den an fluviatilen Sanden und Sandsteinen ermittelten Kurven von VISHÉ (1969) vergleichen (Abb. 3). Das heißt, die Präbichlschichten sind auch auf Grund der charakteristischen Korngrößenverteilung sicher als fluviatil transportierte Sedimente anzusprechen und stellen keineswegs marine Transgressionsprodukte dar.

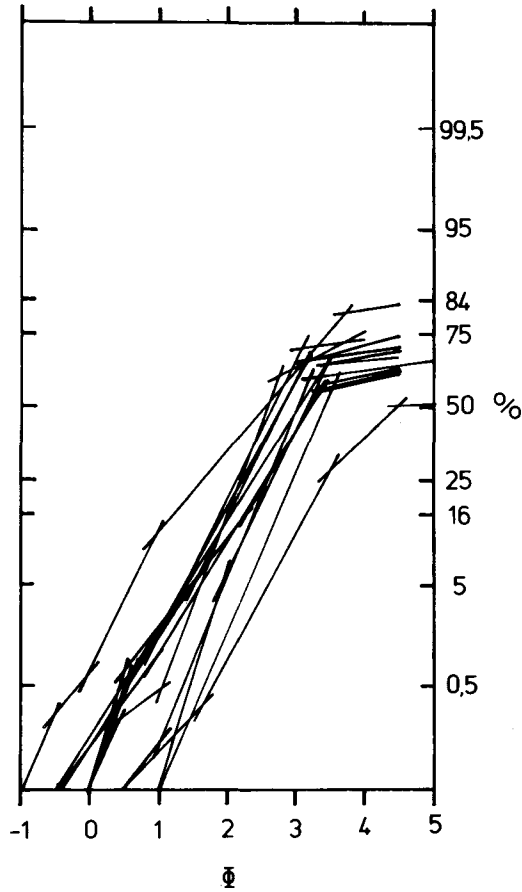


Abb. 3: Kornsummenkurven von Sandsteinen der Präbichlschichten.

Sedimentpetrographie und Textur der Sandsteine

Die mikroskopisch untersuchten Sandsteinproben setzen sich zu 17 bis 41% aus monokristallinem Quarz zusammen. Dieser zeigt häufig Einschlußbahnen oder diffus verteilte Einschlüsse (Vakuolen, Opazit, Serizit, Chlorit, Zirkon, Turmalin, selten geldrollenartige Glimmeraggregate). Die Auslöschung ist meist undulös, Streßlamellen (bis zu 3 Streßrichtungen) deuten eine starke tektonische Beanspruchung vor der Aufarbeitung an. Nicht selten findet man in manchen Sandsteinen Quarzbruchstücke mit deutlichen Kristallflächen oder magmatisch korrodierte Quarze mit Lösungsbuchten oder -schläuchen, die durch Porphyrgrundmasse verfüllt sind. Diese Körner sind häufig nur schwach undulös.

Polykristalliner Quarz ist nur mit 6 bis 18% in den Sandsteinen vertreten. Er setzt sich hauptsächlich aus Abkömmlingen von Metamorphiten mit verschiedenem Interngefüge zusammen. Rekristallisierte Polygonalquarze und Gangquarze bilden auch einen nicht unwesentlichen Anteil.

Resedimente in Form von aufgearbeiteten Tonschiefern, Silt- und Sandsteinen nehmen 0 bis 17% ein.

Den zweitwichtigsten und auffallendsten Bestandteil bilden Chertfragmente (2 bis 27%, meist über 10%), die auf Grund von Radiolarien und Conodonten als sedimentäre Bildung erkannt werden konnten. Die Kieselschiefer zeichnen sich durch ihre Feinkörnigkeit aus, nur vereinzelt ist durch beginnende Sammelkristallisation eine Kornvergrößerung gegeben bzw. in fortgeschrittenem Stadium die Bildung von Polygonalquarz. Die Radiolarien sind in Form kleinster, fast kreisrunder klarer Quarzaggregate im Dünnschliff zu erkennen (Tafel II, Fig. 2). Häufig zeigt der Chert eine unterschiedliche Serizitisierung, d. h. im Mikroquarz sind in den Intergranularen feinste Serizitleisten eingebaut.

Aus den Kieselschieferkomponenten konnten mittels Flußsäureaufschluß die schon stark umkristallisierten Radiolarien und auch Conodontenbruchstücke gewonnen werden. Während die Radiolarien auf Grund ihres schlechten Erhaltungszustandes nicht näher bestimmbar waren, erlauben die Conodonten der Gattungen *Polygnathus* sp. indet. und ?*Gnathodus* (Bruchstück; Bestimmung Prof. Dr. H. MOSTLER) die Aussage, daß die Kieselschiefer nicht älter als Mitteldevon sind. Es ist ziemlich wahrscheinlich, daß es sich um umgelagerte Kieselschiefer der von SCHÖNLAUB (1982) ins Unterkarbon gestellten Eisenerzer Schichten handelt, silurische Kieselschiefer sind jedenfalls auszuschließen. Ob die Conodonten ebenfalls Unterkarbon anzeigen oder aufgearbeitetes Mittel- oder Oberdevon, muß vorläufig dahingestellt bleiben.

Chertfragmente (z. T. auch serizitisiert), die größere Einsprenglinge wie splittrigen oder magmatisch korrodierten Quarz, Apatit, Biotit oder Feldspatpseudomorphosen führen, lassen sich leicht als Abkömmlinge von sauren Ergußgesteinen deuten. Da Spuren eines permischen Quarzporphyrvulkanismus in der weiteren Umgebung der Typlokalität zu fehlen scheinen, ist es wohl angebracht, die Partikel aus der Aufarbeitung des ordovizischen Porphyroids beziehen zu wollen. Ein wesentliches Argument für diese Auffassung ist die undulöse Auslöschung der Einsprenglingsquarze. Würde es sich um permische Quarzporphyre handeln, die nur während des alpidischen Geschehens tektonisch beansprucht wurden, müßten die Streiflamellen eine einheitliche Richtung besitzen. Da diese aber eine willkürliche Anordnung aufweisen, müssen die Partikel wohl aus präalpidisch deformierten Porphyroiden stammen. Vergleiche mit Porphyroidproben zeigten im mikroskopischen Bereich völlige Übereinstimmung. Fehlen in den Porphyroidkomponenten allerdings die charakteristischen Einsprenglinge, so ist eine Unterscheidung von sedimentärem Chert nicht bzw. nur mit Vorbehalt auf Grund einer Erzpigmentierung zu treffen. Auch die Porphyroidkomponenten können zu Polygonalquarz rekristallisieren.

Sehr selten sind Gesteinsbruchstücke, die sich aus Quarz und Feldspat zusammensetzen.

Der Glimmeranteil (0 bis 2%) umfaßt hauptsächlich Biotite in unterschiedlich fortgeschrittenen Bleichungsstadien. Teilweise ist auch ein Abbau zu Serizit zu beobachten.

Als Akzessorien sind in den Sandsteinen Erz (i. w. Hämatit), Zirkon (gerundet und farblos), Rutil (gelbbraun, gerundet, manchmal korrodiert) und Turmalin

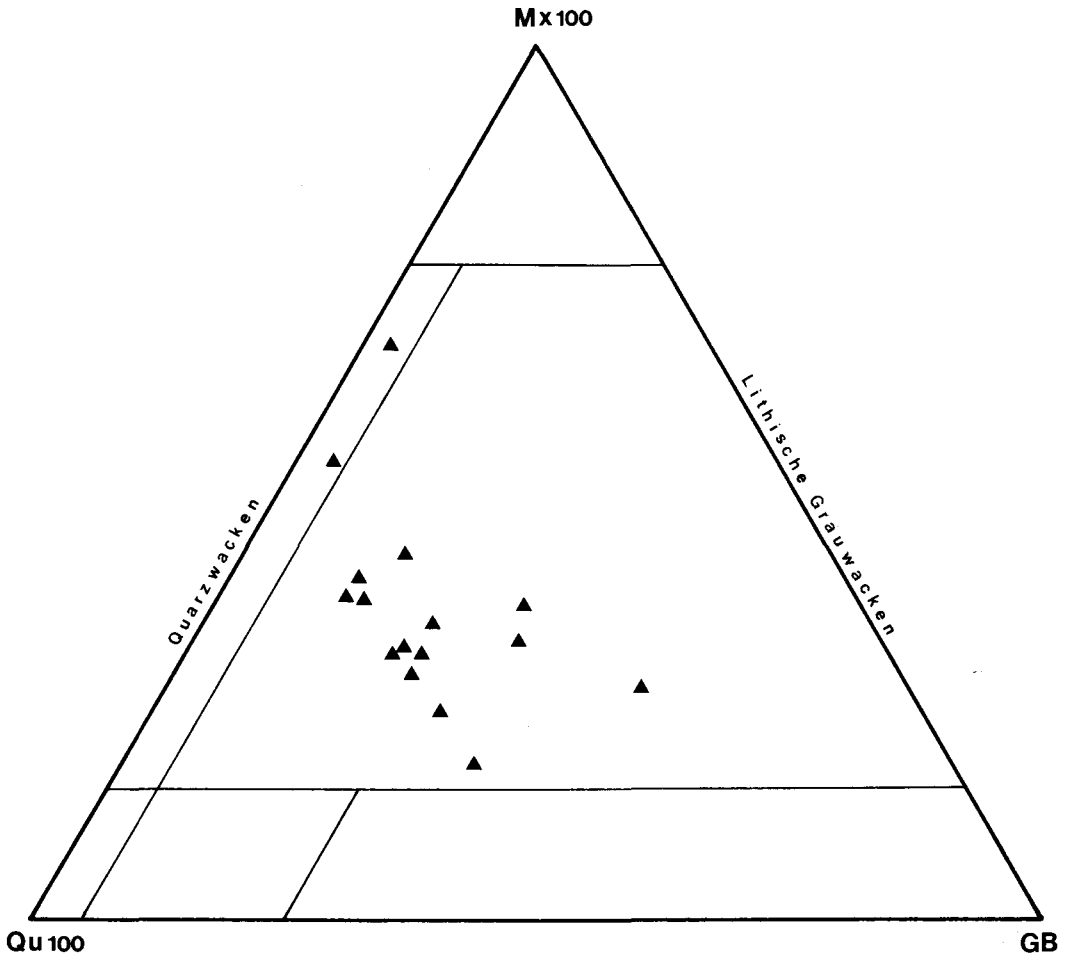


Abb. 4: Petrographische Klassifikation von Sandsteinen der Präbichlschichten (Schema nach PETTIJOHN, POTTER & SIEVER, 1973).

(grün, z. T. zonar mit grünblauem Kern, selten polare oder bipolare blaue Anwachssäume) zu nennen.

Die Grundmasse setzt sich aus einer rekristallisierten detritären Matrix (13 bis 64%, Maximum zwischen 25 und 35%) und spätidagenetisch gesproßtem Eisenkarbonat (bis 25%) zusammen. Die Matrix besteht aus einem Serizit-Quarz-Gemenge, das zum Großteil als Orthomatrix zu deuten ist, Epimatrix ist nur untergeordnet vorhanden. Das Karbonat verdrängt in wechselndem Maß die Matrix und korrodiert auch Komponenten. Mit dieser Karbonatbildung verbunden ist lokal eine Chloritneubildung in der Grundmasse. Homoaxiale Quarzanwachssäume sind nur in verschwindendem Maße beteiligt.

Trägt man die Sandsteinproben in das Klassifikationsschema nach PETTIJOHN et al. (1973) ein (Abb. 4), fallen die meisten in das große Feld der lithischen Grauwacken

(Tafel I, Fig. 4; Tafel II, Fig. 1–4), nur ein geringer Anteil ins Quarzwackenfeld. Die Eckpunkte des Diagramms berücksichtigen Quarz (mono- und polykristallin), lithische Fragmente (Kieselschiefer, Porphyroid, Resedimente) und Matrix (Serizit-Quarz-Orthomatrix).

Die Korngrößen im Dünnschliff bewegen sich um einen Median von 0,9 bis 2,2 Φ , es handelt sich also um mittel- bis grobkörnige konglomeratische Sandsteine. Die Sortierung ist durchwegs schlecht (Phi Quartile Deviation 0,95–2,0), auch die Schiefe (Phi Quartile Skewness) mit Werten zwischen +0,05 und +1,5 weist auf einen hohen Feinanteil. Die Rundung der Komponenten (ermittelt nach Vergleichsschaubildern) ist größtenteils angular bis subangular, sehr selten subgerundet bis gerundet, wobei letzteres i. w. auf Chert- und Resedimentpartikel beschränkt ist. Die meist dichte Packung bedingt vorwiegend Kornstützung, untergeordnet wurde Matrixstützung beobachtet. Eine Schichtung wird im Dünnschliff durch grobe Einregelung länglicher Komponenten, Korngrößensprünge oder undeutlich gradierten Aufbau des Sediments angedeutet. Die Textureigenschaften der Sandsteine werden häufig durch die Korrosion der Partikel durch das Karbonat verwischt.

Vergleich mit anderen ostalpinen Permorkommen

Die Präbichlschichten vom Polster zeigen zwar eine ähnliche fazielle Ausbildung wie das Perm an der Basis der Nördlichen Kalkalpen im Raum Wörgl bis Leogang (STINGL, 1983). Auch dort ist das Perm gliederbar in ein Basiskonglomerat bzw. Basisbreccie aus ausschließlich Karbonatkomponenten (Devon-Dolomite), gefolgt von lakustrinen Tonschiefern des Unterrotliegend, darüber eine oberpermische Abfolge aus Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern, die letztlich vom skythischen Alpenen Buntsandstein überlagert werden.

Allerdings ist eine direkte Korrelation beider Abfolgen nicht möglich, da das Profil am Polster keine mit anderen Vorkommen vergleichbaren Leitereignisse aufweist. Eine zeitliche Einstufung des Basiskonglomerats in das Unterrotliegend ist zwar wahrscheinlich, aber durchaus nicht gesichert. Nachdem jedoch die Verkarstung der devonischen Unterlage eindeutig dem spätvariszischen Zyklus (Oberkarbon-Unterrotliegend) zuordenbar ist (MOSTLER, 1984), kommt für die Präbichlschichten nur Unterrotliegend oder jünger in Frage.

Während in den Permoskythvorkommen der westlichen Nördlichen Kalkalpen, Gurktaler Decke, Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten mit dem Einsetzen vulkanischer Aufarbeitungsprodukte bzw. intrapermischer Vulkanite das Unterrotliegend einigermaßen vom Oberrotliegend-Zechstein abgegliedert werden kann, fehlen im Typusprofil am Polster jegliche Anzeichen eines intrapermischen Vulkanismus.

Auch das Wiedereinsetzen von Grobschüttungen (Abschnitt C und E) läßt sich vorläufig mit keinem Ereignis der anderen Permoskythvorkommen korrelieren. Das nächste überregionale und markante Ereignis nach dem Einsetzen des intrapermischen Vulkanismus bzw. dessen Aufarbeitungsprodukten ist in anderen Gebieten der Ostalpen der Beginn des Alpenen Buntsandsteins bzw. der Werfener Schichten in Form eines markanten Sedimentationsumschwunges (z. B. KRÄINER, 1985). Die neu

einsetzenden Grobschüttungen der Präbichlschichten sind zwar mit einem Sedimentationsumschwung in Form einer Kornvergrößerung verbunden, eine Klimaänderung, wie sie für das Einsetzen des Alpenen Buntsandsteins angenommen wird (KRAINER, 1985), ist allerdings nicht abzulesen. Genauso wäre eine tektonische Wiederbelebung des Liefergebietes bzw. des Ablagerungsraumes möglich.

Während in anderen Permoskythvorkommen, die durch Grauwackenzone unterlagert werden (Gurktaler Decke) die Schüttung von Kieselschieferkomponenten auf das Unterrotliegend beschränkt bleibt und durch den intrapermischen Vulkanismus mehr oder weniger vollständig überlagert wird, scheint innerhalb der Präbichlschichten vom Polster auf Grund des fehlenden Einflusses des Quarzporphyrvulkanismus die Kieselschiefergeröllführung über die hier nicht faßbare Unter-Oberrotliegendengrenze hinaufzureichen.

Eine genauere stratigraphische Einbindung der Präbichlschichten der Typuslokalität wird erst dann möglich sein, wenn die Fortsetzung im Hangenden bis hin zu den Werfener Schichten an Hand geeigneter Profile geklärt wird.

Dank

Die vorliegende Arbeit wurde dankenswerterweise vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich, Projekt Nr. 4453, unterstützt. Herrn Univ.-Prof. Dr. Helfried MOSTLER danken wir sehr herzlich für die Bestimmung der Mikrofossilien. Ihm und Herrn Univ.-Doz. Dr. Rainer BRANDNER sind wir auch für wertvolle Diskussionsbeiträge und die kritische Durchsicht des Manuskripts zu Dank verpflichtet.

Literatur

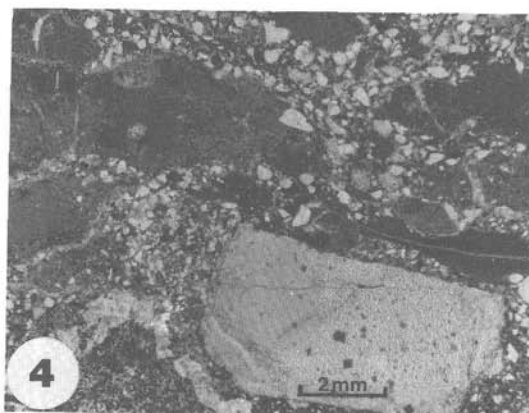
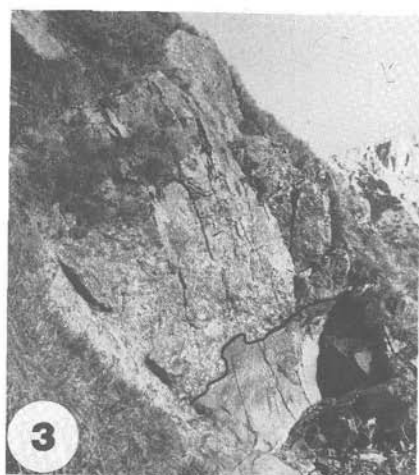
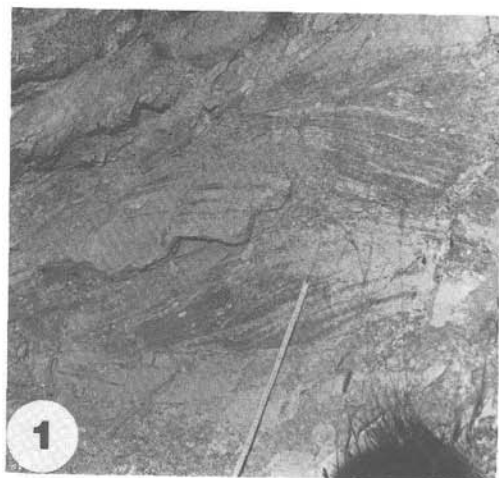
- BEATY, C. B.: Debris flows, alluvial fans, and a revitalized catastrophism. – Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 21, 39–51, Berlin–Stuttgart, 1974.
- BLISSENBACH, E.: Geology of alluvial fans in semiarid regions. – Geol. Soc. Am. Bull., 65, 175–190, 7 fig., 2 pl., 1954.
- BLUCK, B. J.: Sedimentation of an alluvial fan in Southern Nevada. – Jour. sed. petrol., 34, 2, 395–400, 9 fig., Tulsa, 1964.
- BULL, W. B.: Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. – in: RIGBY, K. J. & W. K. HAMBLIN (eds.): Recognition of Ancient Sedimentary Environments, 68–83, 16 fig., 2 tab., SEPM Spec. Publ. 16, Tulsa, 1972.
- CORNELIUS, H. P.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes. – 54 S., Geol. B.–A., Wien, 1936.
- CORNELIUS, H. P.: Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. – Jb. Geol. B.–A., 87, 133–194, 11 Abb., 1 Taf., Wien, 1937.
- HESS, R.: Das Spurenfossil Asteriacites im klastischen Permoskyth (Prebichl-Schichten) der südlichen Admonter Schuppenzone (Ostalpen) und seine paläogeographische Bedeutung. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1983, 513–519, 3 Abb., Stuttgart, 1983.
- HIESLEITNER, G.: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.–A., 79, 203–240, 6 Abb., 2 Taf., Wien, 1929.
- HOOKE, R. L.: Processes on arid-region alluvial fans. – Jour. Geol., 75, 438–460, 10 fig., 5 tab., 1967.
- KRAINER, K.: Zur Sedimentologie des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 14, 2, 21–81, 13 Abb., 6 Tab., 7 Fototaf., 5 Beil., Innsbruck 1985.

- MACK, G. H. & RASMUSSEN, K. A.: Alluvial fan sedimentation of the Cutler Formation (Permo-Pennsylvanian) near Gateway, Colorado. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**, 1, 109–116, 5 fig., 1984.
- MOSTLER, H.: An jungpaläozoischen Karst gebundene Vererzungen mit einem Beitrag zur Genese der Siderite des Steirischen Erzberges. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **13**, 4, 97–111, 3 Abb., Innsbruck, 1984.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R.: Sand and Sandstone. – 618 S., 258 Abb., Springer-Verl., Berlin, Heidelberg, New York, 1973.
- REDLICH, K. A.: Der Erzzug Vordernberg-Johnsbachtal. I. Eisenerz. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, **15**, 207–262, 7 Fig., 1 Karte, Wien, 1923.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **124**, 2, 361–423, 9 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Wien, 1982.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Paläozoikum der Umgebung von Eisenerz. – *Exkursionsführer zur 5. Jahrestagung der Österr. Geol. Ges.*, Heft 3, 17–25, 2 Abb., Eisenerz, 1984.
- SCHWINNER, R.: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. – *Geol. Rdsch.*, **20**, 211–244 und 343–370, Berlin, 1929.
- SOMMER, D.: Die Prebichl-Schichten als permotriadische Basis der Nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone. – *Unveröff. Diss., Univ. Wien*, 104 S., 67 Abb., 6 Taf., Wien, 1968.
- SOMMER, D.: Die Prebichl-Schichten als permotriadische Basis der Nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. **1972**, 119–122, 3 Abb., Wien, 1972.
- SPENGLER, E.: Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. – *Verh. Geol. B.-A.*, **6**, 7, 127–143, 6 Abb., Wien, 1926.
- STATTEGGER, K.: Schwermineraluntersuchungen in der Östlichen Grauwackenzone (Steiermark/Österreich) und deren statistische Auswertung. – *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. **1982**, 2, 107–121, 5 Abb., 3 Tab., Wien 1982.
- 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, 2 Tab., 9 Abb., 1 Fototaf., Innsbruck, 1983.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – *Monographie der Nördlichen Kalkalpen*, Teil II. – 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Deuticke Verl., Wien, 1976.
- VACEK, M.: Über den geologischen Bau der Centralalpen zwischen Enns und Mur. – *Verh. Geol. R.-A.*, Jg. **1886**, 3, 71–83, Wien, 1886.
- VISHER, G. S.: Grain size distribution and depositional processes. – *Jour. sed. petrol.*, **39**, 3, 1074–1106, 21 fig., Tulsa, 1969.
- WASSON, R. J.: Last-glacial alluvial fan sedimentation in the Lower Derwent Valley, Tasmania. – *Sedimentology*, **24**, 6, 781–799, 11 fig., 3 tab., 1977.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 15. 5. 1985.

Tafel I

- Fig. 1: Trogförmig schräggeschichtete, kiesige Grobsandsteine der Präbichlschichten, Polsterkar.
- Fig. 2: Karstspalten mit rotem tonig-kalkigem Internsediment in devonischem Polsterkalk, Polster.
- Fig. 3: Erosive Überlagerung von Tonschiefern durch grobe Konglomerate des Abschnittes E, Pt. 1840 m, Polster-NE-Grat.
- Fig. 4: Unsortiertes Feinkonglomerat, lithische Grauwacke mit Quarz- und Chertkomponenten, Tonresediment und aufgearbeiteten Karbonatkongregationen (Bodenbildung), // N.



Tafel II

- Fig. 1: Lithische Grauwacke mit Quarz, Chert und Sandsteinresedimenten, Grundmasse Siderit, // N.
- Fig. 2: Kieselschieferkomponente mit einer vollständig umkristallisierten Radiolarie, + N.
- Fig. 3: Lithische Grauwacke mit Quarz, siltig-sandigen Resedimenten und Chertfragmenten (z. T. radiolarienführende Kieselschiefer), + N.
- Fig. 4: Lithische Grauwacke (Chert, Silt- und Sandsteinfragmente, Porphyroquarz), starke Drucklösung zwischen Chert und Resediment, + N.
- Fig. 5: Siltige Tonschiefer mit aufgearbeiteten Karbonatkonkretionen (Bodenbildung), in denen Chlorit sproßt, // N. Abschnitt B von Schuttfächer I.

