

Carinthia II	177./97. Jahrgang	S. 49–92	Klagenfurt 1987
--------------	-------------------	----------	-----------------

Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse

Von Karl KRAINER, Innsbruck

Mit 28 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung: Das Perm der Gurktaler Decke wird in zwei lithologische Einheiten (Formationen) gegliedert: in die Werchzirmschichten (Unterperm bzw. Autunien) und die Griffener Schichten (Oberperm bzw. oberes Saxonien-Thuringien).

Erstmals werden die Werchzirmschichten auch an ihrer Typuslokalität (Werchzirmalpe bei Turrach) sedimentologisch untersucht, wo sie den Sedimenten des Stangalmkarbons aufliegen.

Im SE der Gurktaler Decke dagegen liegen die Werchzirmschichten über den leicht metamorphen altpaläozoischen Gesteinen der Magdalensbergserie. Die Werchzirmschichten stellen alluviale Schuttfächersedimente dar in Form von polymikten Konglomeraten und unreifen Sandsteinen, die roten Tonschiefern und Siltsteinen eingeschaltet sind. An der Basis der Werchzirmschichten treten auch grünlichgrau gefärbte, fein- und grobklastische Sedimente auf; aus tonig-siltigen Lagen sind von mehreren Stellen fossile Pflanzenreste bekannt.

Die Konglomerate werden auf Grund ihrer strukturellen und texturellen Merkmale als Schuttstromablagerungen (debris flows) aufgefaßt, wobei zwei Typen unterschieden wurden. Vereinzelt zeigen die Konglomerate auch Übergänge zu Rinnensedimenten.

Massige bis undeutlich horizontalgeschichtete Sandsteine und die bis zu mehrere Meter mächtigen Ton- und Siltsteine werden als Schichtflutsedimente interpretiert.

Hin und wieder entwickelte sich auf der Oberfläche der alluvialen Schuttfächer ein verzweigtes Flußsystem mit rinnenförmig eingeschnittenen Konglomeraten und selten schrägschichteten Sandsteinen. Örtlich gehen die alluvialen Schuttfächersedimente in einen feinklastischen Playa-Komplex mit Caliche-Lagen und selten dünnen, vermutlich unter limnischen Bedingungen entstandenen Algenlagen über. Die am Top dieser Abfolge auftretenden rhyolithischen Pyroklastika werden ebenfalls noch zu den Werchzirmschichten gerechnet. Der ursprünglich als Permoskythsandstein zusammengefaßte Komplex konnte in den südlichen St. Pauler Bergen in einen oberpermischen Anteil (Griffener Schichten) und einen skythischen Anteil (Alpiner Buntsandstein) aufgegliedert werden.

Das Einsetzen der Griffener Schichten über den Werchzirmschichten ist mit einer markanten Umgestaltung des Sedimentationsraumes verbunden. Während die Werchzirmschichten fast ausschließlich aus Komponenten des altpaläozoischen Untergrundes zusammengesetzt sind, bestehen die Griffener Schichten aus grobsandigen bis feinkonglomeratischen ephemeralen Schüttungen, die überwiegend Aufarbeitungsprodukte der intrapermischen Vulkanite sowie Kristallingerölle führen.

An der Grenze Werchzirmschichten – Griffener Schichten wird eine größere Schichtlücke angenommen, die jedoch nicht auf die „Saalische Phase“ zurückzuführen ist. „Saalische Bewegungen“ in Form synsedimentärer Bruchtektonik werden dagegen verantwortlich gemacht für den leichten Sedimentationsumschwung innerhalb der Werchzirmschichten (Einsetzen von roten, permischen Resedimentgeröllen als Folge tektonische Reliefbebung)

und stehen auch in engem Konnex mit vulkanischer Tätigkeit. Die Grenze Griffener Schichten – Alpiner Buntsandstein, die vermutlich der Perm-Trias-Grenze entspricht, äußert sich in einem plötzlichen und recht scharfen Sedimentationsumschwung. Gegenüber den Griffener Schichten sind die Sedimente des Alpiner Buntsandstein generell besser gerundet und sortiert und ähnlich wie im Drauzug durch einen merklich höheren Anteil an Quarzkomponenten und detritischen Feldspäten sowie einen geringeren Gehalt an vulkanischen Gesteinsbruchstücken charakterisiert. Auch das Schwermineralspektrum ändert sich an dieser Grenze.

S u m m a r y : The Permian sedimentary sequence of the Gurktal Nappe (Carinthia, Austria) is divided into two lithological units (formations): the Werchzirmbeds (Lower Permian, Autunian) and Griffen Beds (Upper Permian, Upper Saxonian – Thuringian).

Originally, the Werchzirmbeds were studied at their type locality (Werchzirmalps near Turrach), where they overlie Upper Carboniferous sediments of the Stangalps.

In the SE of the Gurktal Nappe, however, the Werchzirmbeds overlie weakly metamorphosed Lower Paleozoic rocks ("Magdalensbergserie").

The Werchzirmbeds represent distal alluvial fan sediments, consisting of polymict conglomerates and immature sandstones that are interbedded with red shales and siltstones. At the base of the Werchzirmbeds also greenish-grey, fine and coarse grained clastics occur. From fine grained beds plant fossils are known from several localities.

Based on structural and textural features the conglomerates are interpreted as debris flows. Two different types thereof have been identified. Sporadically the conglomerates show transitions from debris flows to channel fill sediments.

The massive to weakly horizontally laminated sandstones as well as the shales and siltstones with thicknesses up to a few metres are thought to represent sheetflood-sediments. On the surface of the alluvial fans sometimes braided fluvial systems developed, characterized by conglomeratic channel fills and crossbedded sandstones.

At places the alluvial fan sediments grade into a fine grained sandflat – playa-complex with caliche-crusts and sporadically also with thin algal layers, presumably formed under lacustrine conditions.

The rhyolitic pyroclastics on top of this unit are also considered belonging to the Werchzirmbeds.

In the southern St. Paul mountains the "Permoskythsandstone" is divided into an Upper Permian unit (Griffen Beds) and a Lower Triassic (Lower Scythian) unit (Alpine Buntsandstone).

Where the Griffen Beds start appearing on top of the Werchzirmbeds, a marked change of the distributive province can be noticed.

Whereas the Werchzirmbeds are exclusively composed of components derived from the weakly metamorphosed Lower Paleozoic basement, the Griffen Beds, built up by coarse grained sandy and conglomeratic ephemeral accretions, are composed of reworked products derived from Permian volcanics and crystalline rocks. At the boundary between the Werchzirmbeds and Griffen Beds a greater hiatus is assumed, but this hiatus is not correlated to the "Saalian Phase". "Saalian Movements" in form of synsedimentary fracture tectonics are however held responsible for the slight change in sedimentation within the Werchzirmbeds (appearance of red reworked intraclasts as a consequence of tectonic reactivation of the relief) and are in close connexion with volcanic activity.

The boundary between the Griffen Beds and Alpine Buntsandstone, presumably corresponding to the Permian – Triassic boundary, is documented by a sudden change in sedimentation. Compared with the Griffen Beds, the sediments of the Alpine Buntsandstone are in general better sorted and rounded an, similar to the Drau Range, are characterized by high amounts of quartz and feldspar and lower amounts of volcanic rock fragments. At this boundary the heavy mineral suite also changes.

EINLEITUNG

Rotgefärbte klastische Sedimente an der Triasbasis der Gurktaler Decke (Krappfeld, Ulrichsberg, Christophberg, Griffener – St. Pauler Berge) sind zwar schon lange bekannt (siehe THIEDIG & CHAIR 1974), eine erste brauchbare Gliederung dieser Sedimentabfolge und stratigraphische Zuordnung der einzelnen Folgen gelang erst RIEHL-HERWIRSCH (1965) im Bereich des Christophberges.

Diese Gliederung wurde in der Folge auch von anderen Gebieten innerhalb der Gurktaler Decke bestätigt: von der Basis der Krappfeld-Trias von WASCHER (1969), WOLTER (1982), vom Ulrichsberg durch KAISER (1971) und schließlich in den St. Pauler und Griffener Bergen durch THIEDIG & CHAIR (1974), THIEDIG et al. (1975) (Zusammenfassung in TOLLMANN, 1977).

Mit der vorliegenden Arbeit hat sich der Autor zum Ziel gesetzt, an Hand detaillierter sedimentologischer Untersuchungen die Ablagerungsbedingungen zur Zeit des Perms herauszuarbeiten. Außerdem soll die Abgrenzung des Perm gegenüber dem Karbon einerseits und dem Skyth (Alpiner Buntsandstein) andererseits diskutiert werden.

Diese Arbeit ist das Ergebnis mehrjähriger Geländeuntersuchungen, wobei eine Reihe von Profilen sedimentologisch aufgenommen und beprobt wurden. Die Geländeuntersuchungen wurden durch umfangreiche Dünn- schliff-, Schwermineral- und Mikrosondenuntersuchungen ergänzt.

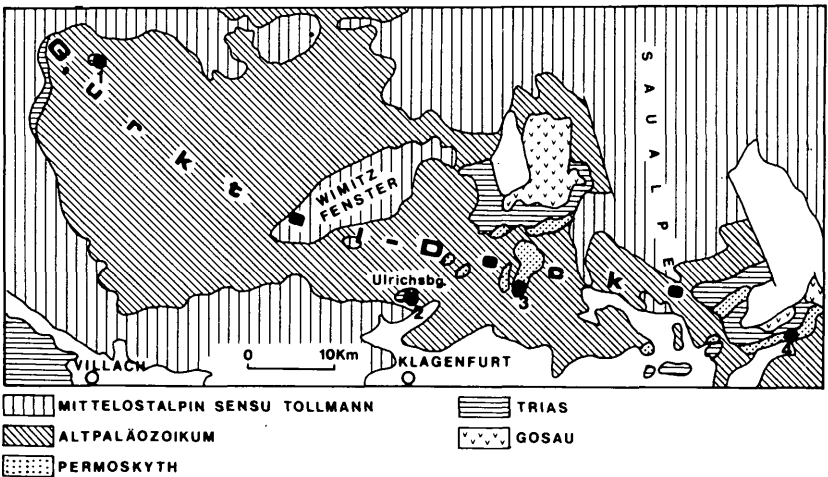


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte, vereinfacht nach TOLLMANN (1977), mit Lage der untersuchten Profile (1 Werchzirmalpe, 2 Ulrichsberg, 3 Christophberg, 4 südliche St. Pauler Berge).

In die Untersuchungen wurden folgende Vorkommen miteinbezogen: Werchzirmalpe, Ulrichsberg, Christophberg und südliche St. Pauler Berge (Untermittlerdorf–Wunderstätten–Legerbuch). Die Lage der untersuchten Profile ist aus der geologischen Übersichtskarte (Abb. 1) ersichtlich.

STRATIGRAPHISCHER ÜBERBLICK

Während am NW-Rand der Gurktaler Decke die postvariszische Sedimentation mit einer mächtigen Oberkarbonabfolge („Stangalmkarbon“) einsetzt, sind im SE der Gurktaler Decke nur lokal wenige Meter mächtige Oberkarbonsedimente beschrieben, und zwar vom Ulrichsberg (KAISER, 1971; van AMEROM & BOERSMA, 1974), Christophberg (RIEHL-HERWIRSCH 1962, 1965; RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER 1972, van AMEROM et al. 1976a), St. Pauler Berge (THIEDIG & KLUSSMANN 1974, THIEDIG & CHAIR 1974, THIEDIG et al. 1975, vgl. auch TENCHOV 1980).

Allerdings ist das oberkarbone Alter einzelner Vorkommen nicht eindeutig gesichert.

Im allgemeinen setzt die postvariszische Sedimentation über dem altpaläozoischen Untergrund (Magdalensbergserie) erst mit dem Perm ein. Auf Grund des Auftretens von Vulkaniten (rhyolithische Pyroklastika) innerhalb der permischen Abfolge kann dieses lithologisch zweigegliedert werden in eine

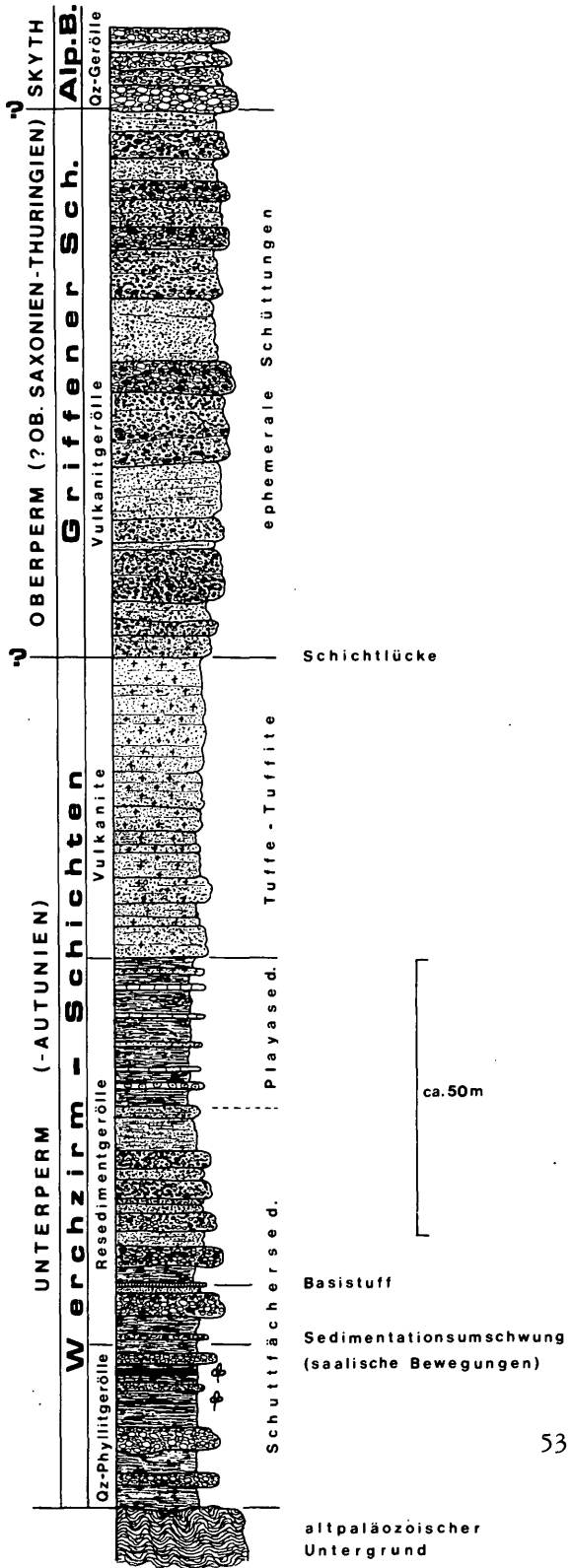
a) keine bis sehr wenig Vulkanitgeröll-führende Serie (Werchzirmschichten) und b) stark Vulkanitgeröll-führende Serie (Griffener Schichten sensu TOLLMANN, 1977), getrennt durch eine bis zu mehrere Zehnermeter mächtige Vulkanitabfolge (Abb. 2). Wo die Vulkanite fehlen, wird die Grenze zwischen diesen beiden Serien durch das erste Auftreten Vulkanitgeröllreicher Schüttungen angezeigt.

a) Die Serie im Liegenden der Vulkanite wird meist als „Rotliegend“ bezeichnet, wobei die Vulkanite in diesen Begriff miteinbezogen werden (z. B. RIEHL-HERWIRSCH, 1965; THIEDIG et al., 1975; WOLTER et al., 1982). Weitere Bezeichnungen für diese Serie sind Freudenberger Schichten (RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER, 1972), Christophberg-Schichten (TOLLMANN, 1972) oder Tiefrote Serie (THIEDIG & CHAIR, 1974).

Der Verfasser hat jedoch bereits darauf aufmerksam gemacht (KRAINER, 1984), daß die erstmals von SCHWINNER (1931, 1932) beschriebenen, dem Stangalmkarbon auflagernden roten Klastika, die er als Werchzirmschichten bezeichnet und ins Perm (Rotliegend) gestellt hat, in ihrer mineralogischen Zusammensetzung und faziellen Ausbildung große Ähnlichkeiten mit dem „Rotliegend“ der südöstlichen Gurktaler Decke aufweisen.

Wie auch in der vorliegenden Arbeit gezeigt wird, hat daher der Begriff „Werchzirmschichten“ für die permischen Sedimente im Liegenden der Vulkanite Priorität gegenüber allen anderen Bezeichnungen und

Abb. 2:
 Vereinfachtes Profil
 durch das Perm der
 südlichen St. Pauler
 Berge.



ist innerhalb der gesamten Gurktaler Decke anzuwenden (vgl. auch TOLLMANN, 1977, 434 ff.).

b) Die über den Vulkaniten folgende klastische Serie wird pauschal als „Permoskythsandstein“ zusammengefaßt, überlagert von den Werfener Schichten (z. B. RIEHL-HERWIRSCH 1965; THIEDIG et al., 1975; WOLTER et al., 1982 u. a.).

TOLLMANN (1977) weist jedoch darauf hin, daß analog dem Drauzug auch in der Gurktaler Decke der Alpine Buntsandstein vom „Permoskythsandstein“ abzutrennen sei und bezeichnet die zwischen Vulkaniten und Alpinem Buntsandstein liegende Serie mit dem gegenüber BECK-MANNAGETTA (1953, 1955, 1963) enger gefaßten und neu definierten Begriff „Griffener Schichten“.

Innerhalb der Gurktaler Decke ist es dem Verfasser erstmals im Bereich des Ulrichsberges gelungen, den Alpinen Buntsandstein von den permischen Klastika abzutrennen (KRAINER, 1985).

Diese Abtrennung konnte nun auch in den St. Pauler Bergen durchgeführt werden, so daß für eine Weiterverwendung des Begriffes „Permoskythsandstein“ keine Notwendigkeit mehr besteht.

Somit zeigt die postvariszische, permoskythische Transgressionsserie der Gurktaler Decke eine dem Drauzug analoge Entwicklung und kann auch entsprechend gegliedert werden (Abb. 3).

WERCHZIRMSCHICHTEN

Unter dem Begriff „Werchzirmschichten“ werden in dieser Arbeit die Unterpermsedimente einschließlich der intrapermischen Vulkanite zusammengefaßt, da die gesamte Serie hinsichtlich ihrer Entwicklung eng miteinander verknüpft ist. Ein markanter Sedimentationsumschwung erfolgt erst mit dem Einsetzen der Griffener Schichten.

Die Typuslokalität der Werchzirmschichten liegt ca. 3 km westlich der Ortschaft Turrach, im Bereich der „Werchzirmalpe“ (heute Werchzirbenalpe) am sogenannten „Roten Rain“ (vgl. SCHWINNER, 1938).

Die besten Aufschlüsse (Typusprofil, Abb. 4) liegen entlang der NE-Kante des Roten Rain bei ca. 1950–2000 m SH, der dort relativ steil zum „Werchzirmkessel“ abfällt. Entlang dieser Geländekante sind die Werchzirmschichten mit relativ großer Mächtigkeit (gut 100 m) aufgeschlossen. Möglicherweise wird aber diese große Mächtigkeit durch Hangtektonik in Form eines staffelförmigen Absenkens einzelner Schollen nach S zum Nesselgraben hin nur vorgetäuscht. Die Mindestmächtigkeit der Werchzirmschichten beträgt 50 m (Abb. 4).

Die Grenze zu den liegenden Oberkarbonsedimenten ist an der Typuslokalität nicht aufgeschlossen. Unterlagert werden die Werchzirmschichten

	DOLOMITEN	DRAUZUG	GURKT. DECKE
SKYTH	Werfen Fm.	Wurfener Sch.	Wurfener Sch.
		Ob. Alp.Bunts.	Alpiner Buntsandstein
		Unt. Alp.Bunts.	
MITTEL-OBERPERM	Beller. Fm.	Grödener Sch.	Griffener Sch.
	Gröden Fm.		
MITTELPERM	[Vertical hatched pattern]		
UNTERPERM	TS + + + + + + Bozener Q.P. + + + + +	Laaser Sch.	Werchzirm- Sch.
	WK		Sch.
	OK	Brixener Q.P.	Gailtalkristallin

Abb. 3:
Gliederung und Korrelation des Perm und Skyth der Gurktaler Decke, des Drauzuges und der Dolomiten (Südalpen), OK Oberkarbon, S Stangalmkarbon, WK Waidbrucker Konglomerat, TS Tregiovo Schichten.

von stark tektonisch gestörten feinkörnigen Sedimenten (grauschwarze Tonschiefer bis Sandsteine) des Oberkarbon (Stangalmkarbon), aufgeschlossen an der W-Seite des Baches, der an der Basis der Geländekante am SW-Rand des „Werchzirmkessels“ entlangfließt.

Fazielle Ausbildung

Innerhalb der Werchzirmschichten können grob folgende Lithofaziestypen unterschieden werden:

- a) intensiv rot gefärbte Siltsteine – Tonschiefer
- b) grünlichgrau – schwarz gefärbte Siltsteine – Tonschiefer
- c) fein – grobkörnige Sandsteine
- d) Konglomerate
- e) Kalkkrusten
- f) Vulkanite (rhyolithische Pyroklastika)

a) rot gefärbte Siltsteine – Tonschiefer

Dieser Lithofaziestyp ist innerhalb der Werchzirmschichten sehr häufig, in den St. Pauler Bergen (Wunderstätten) vor allem im unteren und oberen Drittel der Abfolge. Die Mächtigkeit reicht von wenigen dm bis zu mehrere m. Die Siltsteine bis Tonschiefer erscheinen meist ungeschichtet – massig, ohne erkennbare Sedimentstrukturen. Am Christophberg und

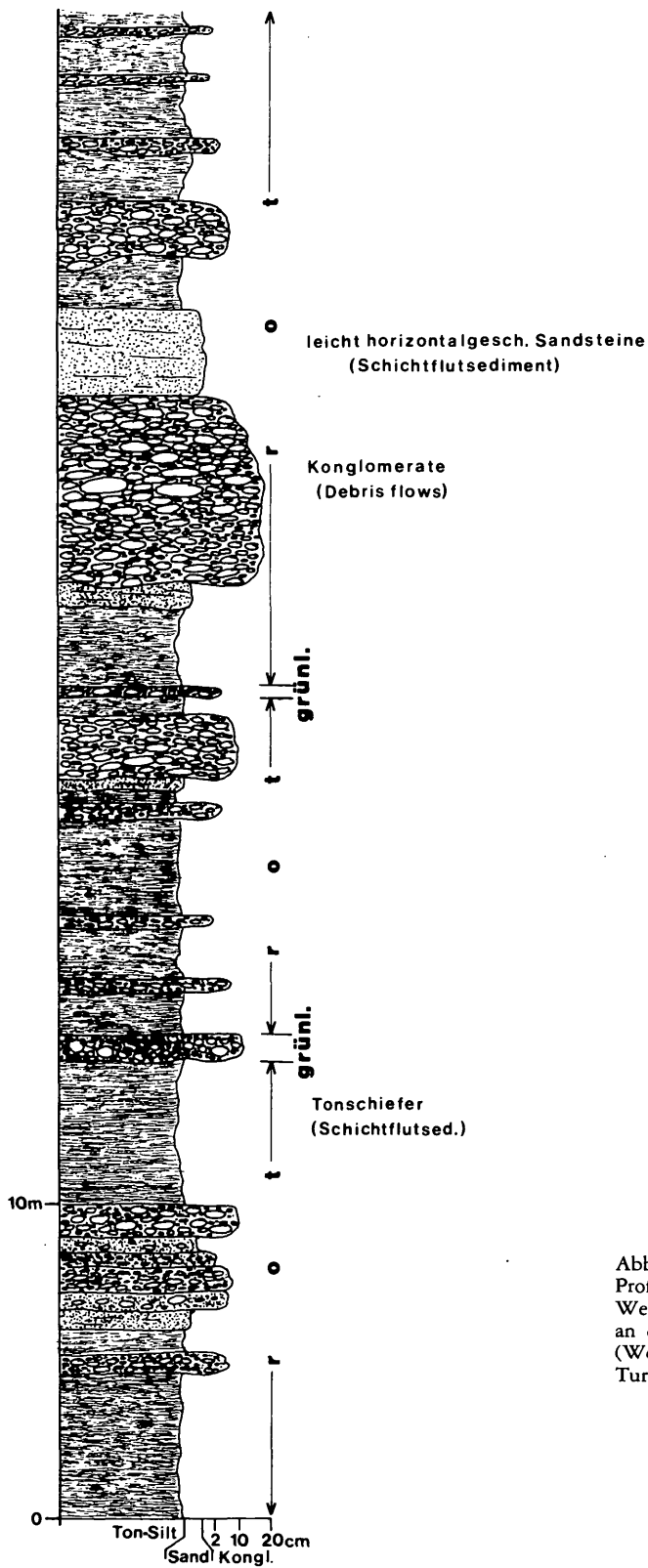


Abb. 4:
 Profil durch die
 Werchzirmschichten
 an der Typuslokalität
 (Werchzirmalpe W
 Turrach).

im Profil Wunderstätten ist teilweise stärkere Bioturbation in Form runder, ca. 5 mm dicker Wühlgänge zu beobachten, ähnlich wie sie NIEDERMAYR (1975) und NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) aus den Laaser Schichten N Kötschach beschrieben haben.

b) grünlichgrau – schwarz gefärbte Siltsteine – Tonschiefer

Dieser Lithofaziestyp ist selten, geringmächtig (meist um 10 cm) und tritt nur in den tiefsten Profilabschnitten der Werchzirmschichten auf (ähnlich wie in den Laaser Schichten N Kötschach). Alle bisher bekannten Pflanzenreste stammen im wesentlichen aus diesem Lithofaziestyp. Auch im Profil Wunderstätten konnten zwei solcher Lagen gefunden werden, wobei in der höheren Lage recht gut erhaltene Pflanzenreste auftreten.

Aus den Werchzirmschichten der Typuslokalität ist dieser Lithofaziestyp bisher jedoch nicht bekannt.

c) fein – grobkörnige Sandsteine

Diese werden bis zu mehrere dm mächtig, sind im basalen Abschnitt der Werchzirmschichten oft grünlichgrau oder bräunlich gefärbt (z. B. Christophberg, Wunderstätten), ansonsten sind sie intensiv rot. Die Sandsteine sind ungeschichtet bis undeutlich horizontalgeschichtet, in einem Fall konnte schwache Schrägschichtung beobachtet werden (Wunderstätten).

d) Konglomerate (Abb. 5, 6, 8)

Generell handelt es sich um rötlich gefärbte, polymikte Konglomerate. An mehreren Stellen (Wunderstätten, Christophberg, Werchzirmalpe) sind im basalen Profilabschnitt grünlichgrau gefärbte, z. T. quarzreiche Konglomerate und Breccien entwickelt.

Auf der Werchzirmalpe sind innerhalb der Werchzirmschichten bis zu ca. 6 m mächtige Konglomeratabfolgen entwickelt, die sich aus einzelnen Schüttungen mit max. 1 m Mächtigkeit zusammensetzen. Die Korngröße der Konglomerate ist unterschiedlich und abhängig von der Mächtigkeit der einzelnen Schüttungen. Dünne Konglomeratlagen bis etwa 10 cm Dicke zeigen maximale Korngrößen von etwa 2–3 cm, vereinzelt können Gerölle bis 5 cm Größe vorkommen. Konglomeratschüttungen bis etwa 50 cm Mächtigkeit zeigen maximale Korngrößen von ca. 5 cm, nur selten etwas darüber. Die mächtigsten Konglomeratbänke (etwas über 1 m) führen die größten Klaster (max. 20 cm große Karbonat- und rote Resedimentgerölle). Die Konglomerate sind generell schlecht sortiert, die Gerölle sind meist kantengerundet bis gerundet, einzelne Gerölle zeigen auch einen schlechteren Rundungsgrad.

Dünne Konglomeratlagen zeigen häufig „Matrixstützung“, d. h. die Komponenten „schwimmen“ in der roten, tonig-siltigen Grundmasse. Die groben Konglomerate sind etwas dichter gepackt (häufig Kornstützung, z. T. auch Matrixstützung), haben aber ebenfalls einen relativ hohen Anteil an roter, siltiger, z. T. auch sandiger Matrix.

Charakteristisch, vor allem für die größeren Lagen, ist die Einregelung der abgeflachten Gerölle parallel zur Schichtung (Karbonat- und rote Resedimentgerölle sind sehr häufig abgeflacht). Selten ist in dünnen Lagen auch eine dachziegelartige Lagerung der Gerölle zu beobachten.

Vereinzelt ist eine meist schwach ausgebildete normale Gradierung festzustellen, in einem Fall konnte auch inverse Gradierung beobachtet wer-



Abb. 5: Polymiktes Konglomerat, reich an Karbonatgeröllen, Gerölle eingeregelt. Werchzirmschichten, Werchzirmalpe W Turrach (Balkenlänge 10 cm).



Abb. 6: Polymiktes, unsortiertes Konglomerat (debris flow). Werchzirmschichten Bereich Christophberg (N Freudenberg) in ca. 740 m SH.



Abb. 7: Grobkörniger, horizontalgeschichteter Sandstein mit dünner, locker gepackter, polymikter Konglomeratlage. Griffener Schichten, Ulrichsberg (N Beintratten).



Abb. 8: Polymiktes Feinkonglomerat mit viel aufgearbeiteten roten Resedimentgeröllen. Werchzirmschichten, Profil Wunderstätten (Südl. St. Pauler Berge).

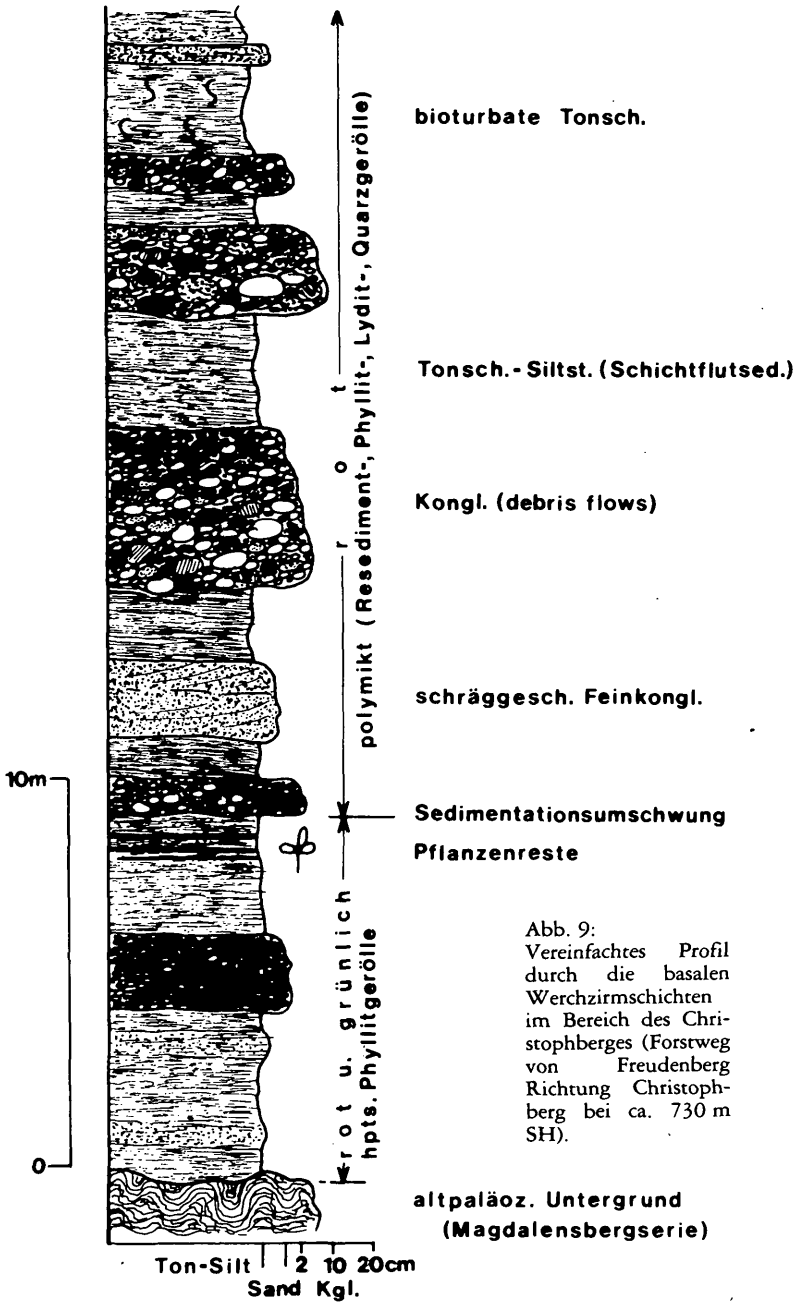
den. Die Konglomeratschüttungen setzen meist ohne erosiven Kontakt ein und werden entweder von Tonschiefern oder von ungeschichteten bis undeutlich geschichteten Sandsteinen überlagert.

Das Geröllspektrum ist bunt. Häufigste Komponenten sind Karbonatgerölle (hellgraue Kalke – Kalkmarmore, selten rötliche Kalke) und rote, aufgearbeitete Tonschiefer-, Silt- und Sandsteingerölle („Resedimente“, wiederaufgearbeitete Werchzirmschichten). Untergeordnet finden sich phyllitische Komponenten, Metasedimente, Kieselschiefer und nur sehr selten kleinere Quarzgerölle. Im SE der Gurktaler Decke (Christophberg, St. Pauler Berge) werden die roten Konglomerate ebenfalls bis zu mehrere m mächtig (Christophberg bis ca. 4 m). Es handelt sich um ungeschichtete, sehr schlecht sortierte, mitunter leicht gradierte Grobschüttungen, die meist matrixreich (siltig – sandig), selten auch dicht gepackt, stellenweise durch Kalzitcement stark verfestigt sind (Profil Wunderstätten, Abb. 15). Der Rundungsgrad der Gerölle ist je nach Zusammensetzung unterschiedlich: sedimentäre Gerölle (Silt-Sandsteine, Karbonatgerölle) sind besser gerundet (subgerundet) als Quarz-, Lydit- oder gar Phyllitgerölle (angular – subangular). Die Konglomerate sind polymikt, wobei makroskopisch der hohe Anteil an rötlichen Resedimenten und der gegenüber den grünlich gefärbten Konglomeraten bzw. „Phyllitbreccien“ merklich höhere Gehalt an Lyditgeröllen auffällt. Der Anteil an Quarzgeröllen ist dagegen relativ klein. Lokal finden sich einzelne Karbonatgerölle (Christophberg).

Generell wird die Zusammensetzung der Konglomerate stark vom jeweiligen Untergrund beeinflusst. So hat STREHL (1962) aus dem basalen Profilabschnitt der Werchzirmschichten zwischen Klein St. Paul und Brückl stark auf den lokalen Untergrund bezogene Konglomerat- und Sandsteinlagen mit teilweise ausschließlich altpaläozoischen Kalkgeröllen beschrieben (ähnlich Werchzirmalpe). Am Christophberg (Aufschlüsse N Freudenberg) führen die basalen, rotgefärbten Konglomerate einen hohen Anteil an grünlichgrauen Phyllitkomponenten neben ebenfalls häufig auftretenden roten Resedimenten. Im allgemeinen nimmt der Anteil an Quarzgeröllen im Profil nach oben hin leicht zu.

Die Korngröße der Gerölle liegt meist unter 10 cm, stellenweise werden Korngrößen bis max. ca. 17 cm erreicht (Christophberg).

Die grünlichgrau gefärbten Konglomerate im basalen Profilabschnitt in Wunderstätten bestehen überwiegend aus Quarzgeröllen (bis 15 cm), untergeordnet finden sich kleinere phyllitische Gesteinsbruchstücke aus dem altpaläozoischen Untergrund sowie sehr selten Lyditgerölle. Vereinzelt überwiegen Phyllitgerölle („Phyllitbreccie“). Die Matrix ist sandig – siltig und besteht im wesentlichen aus verwittertem Phyllitmaterial. Der Matrixanteil ist teilweise recht hoch, so daß mitunter Matrixstützung auftritt. Die max. ca. 1 m mächtigen Konglomeratlagen sind häufig gradiert, längliche Gerölle sind häufig eingeregelt, zeigen jedoch keine



Imbrikation. Einzelne Konglomeratlagen keilen lateral rasch aus (Rinnenfüllungen) (siehe KRAINER, 1987b, Abb. 2).

Am Christophberg finden sich unmittelbar über dem altpaläozoischen Untergrund innerhalb der ersten 10 Profilmeter ebenfalls grünliche Feinkonglomerate – Breccien mit fast ausschließlich eckigen bis leicht gerundeten Phyllitkomponenten (Abb. 9).

Ebenso treten auf der Werchzirmalpe im tieferen Profilabschnitt selten grünliche Konglomerat-Breccienlagen auf, die ähnlich wie am Christophberg schlecht sortiert und gerundet (meist eckig – kantengerundet) und polymikt zusammengesetzt sind (viel phyllitische Komponenten, auch grünliche Sandsteine, Kieselschiefer und selten Karbonatgerölle).

Die im Profil Wunderstätten nach 35–40 m, am Christophberg nach ca. 10 Profilmeter auf tretende markante Änderung in der Zusammensetzung der Konglomerate wird an anderer Stelle kurz diskutiert.

e) Kalkkrustenlagen

Im oberen, feinklastischen Profilabschnitt der Werchzirmschichten sind NW Hieselbauer (Wunderstätten) mehrere rötliche und grünlichgraue, bis 0,5 m dicke Kalkkrustenlagen ausgebildet (Abb. 14), auf die erstmals THIEDIG & CHAIR (1974) hinweisen.

Graue, kalkig-dolomitische Knollen und Lagen hat RIEHL-HERWIRSCH (1965) auch vom Christophberg aus derselben stratigraphischen Position beschrieben und als Calichebildungen gedeutet.

NW Hieselbauer konnten innerhalb der Kalkkrustenlagen mehrere Typen unterschieden werden:

1) Intensiv rot gefärbte, flaserig bis knollige, z. T. brecciierte (in Komponenten aufgelöste) Karbonatlagen aus feinkristalliner, durch Hämatit rot gefärbter Grundmasse mit teilweise viel Quarz, Feldspat und detritischem Glimmer eingestreut (Abb. 13).

Charakteristisch ist der grobspätige, helle Kalzitcement zwischen den einzelnen Komponenten und in Form von länglichen bis unregelmäßigen „Hohlraumausfüllungen“ ähnlich LF-Gefügen.

2) Feinkristalline, dichte, tonig verunreinigte, dunkelrotbraune Kalklagen mit unregelmäßigen bis länglichen, bis zu mehreren mm großen Hohlräumen, die mit hellem, grobspätigem Kalzitcement ausgefüllt sind. Teilweise ist ebenfalls viel detritisches Material, hauptsächlich in Form von Quarz in Feinsand-Siltkorngroße eingestreut (Abb. 12).

3) Hellgrünlichgraue bis rötlich gefärbte Kalklagen mit Caliche-Peloiden und Caliche-Ooiden (radialfibröse Ooide). Ooide, Peloiden und detritische Komponenten, vor allem Quarz, „schwimmen“ in einer fein-grobkristallinen, bräunlichen, karbonatischen Grundmasse, teilweise mit Chert verwachsen. Auch in diesen Lagen finden sich mit Sparit erfüllte Hohlräume (Abb. 11).

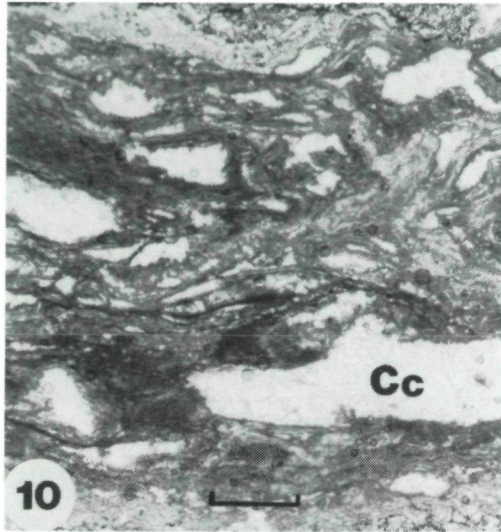


Abb. 10: Dünne Algenlage mit LF-Gefügen aus grobspätigem Kalzitcement (Cc). Obere Werchzirmschichten, südl. St. Pauler Berge (Hieselbauer). // Nicols, Balkenlänge 1 mm, Probe Hi 13.

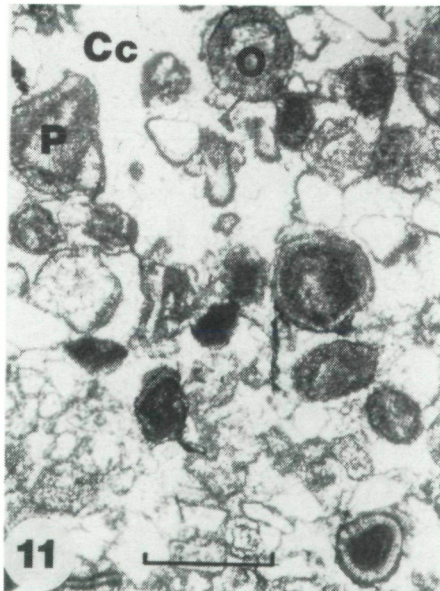


Abb. 11: Kalkkrustenlage mit Caliche-Ooiden (O) und Peloiden (P), grobspätigem Kalzitcement (Cc). Obere Werchzirmschichten, südl. St. Pauler Berge (Hieselbauer). // Nicols, Balkenlänge 0.5 mm, Probe Hi 7.

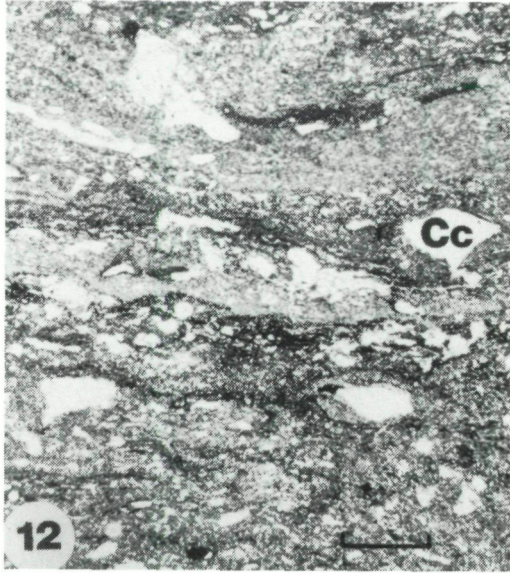


Abb. 12: Kalkkrustenlage, Typ 2. Obere Werchzirmschichten, südl. St. Pauler Berge (Hieselbauer). // Nicols, Balkenlänge 2 mm, Probe Hi 9.

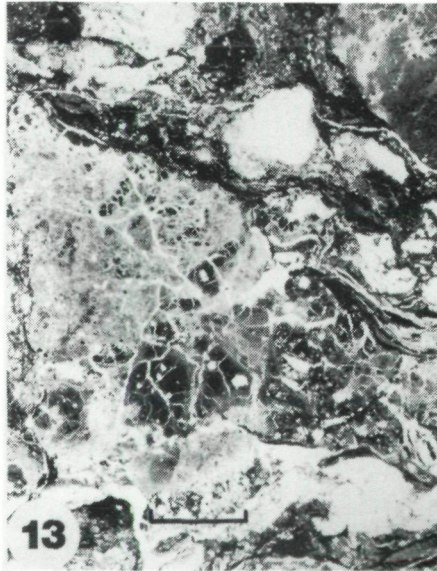


Abb. 13: In Komponenten aufgelöste Kalkkrustenlage (Typ 1). Obere Werchzirmschichten, südl. St. Pauler Berge (Hieselbauer). // Nicols, Balkenlänge 2 mm, Probe Hi 24.

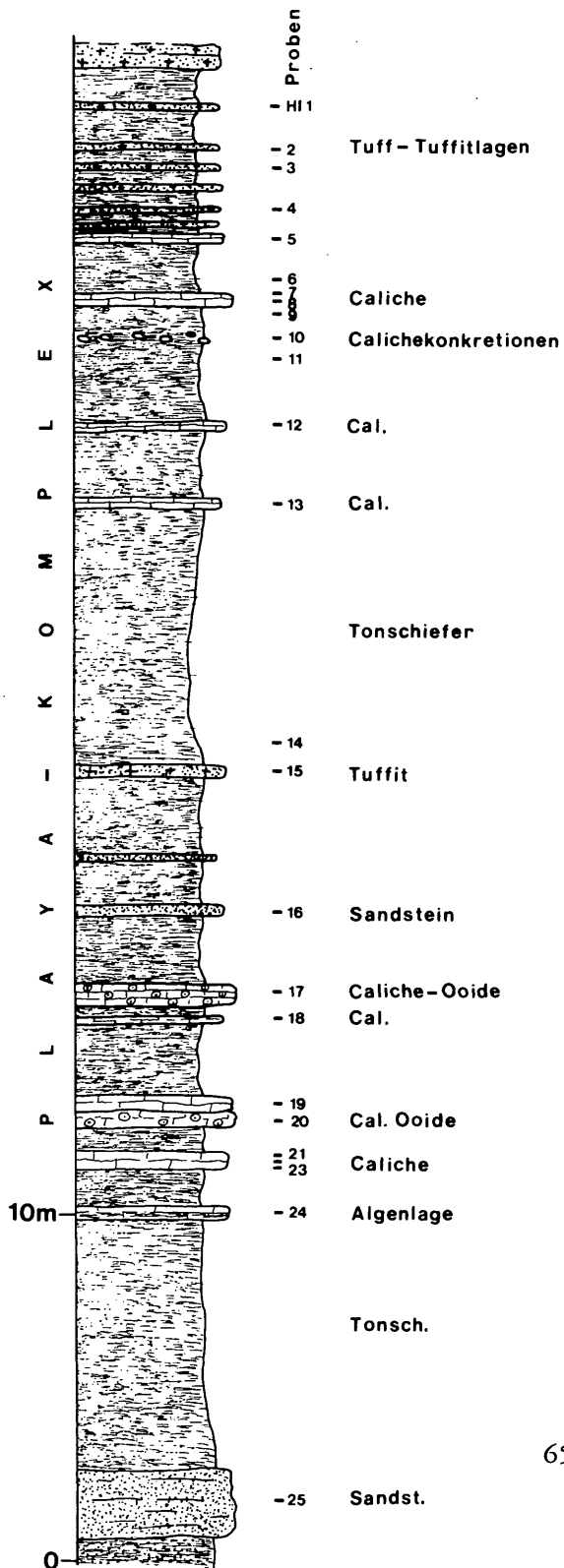


Abb. 14:
 Profil durch die obersten Werchzirmschichten im Bereich Wunderstätten (NW Gobold, beim verfallenen Gehöft „Hieselbauer“).

4) In allen drei vorhin genannten Kalkkrustentypen treten immer wieder dünne (max. 1–2 cm) graue Algenlagen auf, u. a. mit fädigen Blaugrünalgen (Girvanella). Teilweise treten die Algen auch linsig bis onkoidartig auf. Innerhalb der Algenlagen finden sich häufig mit Sparit erfüllte Hohlräume (Abb. 10).

f) Vulkanite

Im Zuge seiner Untersuchungen im Bereich des Christophberges konnte RIEHL-HERWIRSCH (1965) zeigen, daß innerhalb des Perm Vulkanite in zwei stratigraphischen Positionen auftreten: im basalen Profilabschnitt der Werchzirmschichten in Form zweier geringmächtiger Tuffeinschaltungen und am Top der Werchzirmschichten in Form einer mehrere Zehnermeter mächtigen Abfolge von Pyroklastika. Eine Basistufflage von geringer Mächtigkeit konnte auch in den westlichen St. Pauler Bergen bei Untermitteldorf und östlich der Lavant am Lubitschkogel gefunden werden (THIEDIG & CHAIR, 1974; THIEDIG et al., 1975).

Im Profil Wunderstätten konnte nun dieser Basistuff, der durch seinen Biotitreichum (ca. 34% umgewandelte Biotite) charakterisiert und dadurch leicht erkennbar ist, ebenfalls nachgewiesen werden.

Bei den Vulkaniten am Top der Werchzirmschichten handelt es sich um rhyolithische, häufig fluviatil umgelagerte, fein-grobkörnige Kristalltuffe bis lithische Tuffe mit Einsprenglingen von Quarz mit deutlich ausgebildeten magmatischen Korrosionserscheinungen, meist umgewandelten Feldspäten sowie vulkanischen Gesteinsbruchstücken, z. T. mit Glasscherbengefüge (Ignimbrit), und vereinzelt Xenolithen in Form metamorpher Gesteinsbruchstücke.

Zusammensetzung

Zur Erfassung der kompositionellen und texturellen Parameter wurden rund 150 Dünnschliffe mikroskopisch untersucht, ergänzt durch Schwermineral- und Mikrosondenanalysen. Der prozentuelle Anteil an einzelnen Komponenten, Zement usw. wurde mit dem Zählkular ermittelt, Rundungs- und Sortierungsgrad wurden mit Hilfe von Vergleichsschaubildern nach COMPTON (1962) und POWERS (1953) geschätzt.

Die mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Sandsteine wurde in Tabelle 1 zusammengefaßt.

Basale Sandsteine vom Christophberg: Es sind überwiegend feinkörnige, grünlichgraue, teilweise pflanzenführende Sand-Siltsteine. Auf Grund ihrer Zusammensetzung handelt es sich um mäßig sortierte, angulare bis subangulare lithische Wacken mit einem hohen Anteil an Phyllosilikatmatrix. Neben mono- und polykristallinen Quarzen metamorphen Ursprungs ist vor allem ein hoher Anteil an diversen Gesteinsbruchstücken charakteristisch: met. GBR aus Gl, Qz, Fsp sowie aus

Tabelle 1: Mineralbestand untersuchter Sedimente (Werchzirmschichten, Griffener Schichten, Alpiner Buntsandstein).
In Klammer Anzahl der untersuchten Proben.

<u>Bereich Wunderstätten - Rottensteiner</u>													
Alpiner Buntsandst.	Qm	Qp	vCh	vGBR	mGBR	Phyl	Chert	sGBR	Fsp	GI	ZKb	ZQz	M
Rottensteiner (7)	23.3	23	9.3	5.5	18.1	-	-	-	14.8	1.0	-	3.7	1.3
Rottensteiner Kreuz (5)	21.3	34.8	9.7	5.6	14.4	-	-	-	3.2	0.4	-	1.5	9.1
Griffener Schichten													
Rottensteiner Kreuz (3)	17.5	17.8	16.2	13.1	11.6	-	-	-	1.4	3.4	-	-	19.0
Stuber (4)	20.5	20.6	16.5	13.8	11.9	-	1.8	0.1	0.5	0.8	0.6	0.1	12.8
Untermitteldorf (4)	10.0	23.5	21.0	11.6	12.7	-	-	-	4.2	1.8	5.9	0.1	9.2
Werchzirmschichten													
Caliche (1)	13.9	6.3	-	-	-	-	-	6.1	2.8	-	25.1	-	45.8
Hieselbauer (8)	8.8	10.8	-	0.6	9.6	-	18.1	32.6	0.6	-	10.8	0.1	8.0
Wunderstätten, rot (7)	6.3	10.0	0.2	3.3	16.9	-	6.8	27.8	1.1	-	27.5	-	-
Wunderstätten, grau (10)	4.6	20.1	-	-	43.9	9.9	-	0.4	-	-	-	-	21.1
<u>Christophberg</u>													
Griffener Schichten (6)	19.7	15.0	22.2	15.1	5.2	-	-	0.6	2.6	1.8	-	1.1	16.7
Werchzirmschichten (9)	8.0	21.6	-	3.4	8.7	-	7.0	26.3	6.2	1.0	-	1.3	16.5
Werchzirmschichten grau(§)15.6	7.1	-	-	-	29.5	-	19.1	-	5.7	1.5	-	1.4	20.1
<u>Ulrichsberg</u>													
Griffener Schichten (4)	21.5	20.6	27.2	6.0	4.1	-	-	-	2.2	0.3	1.3	0.1	15.6
Werchzirmschichten (1)	2.9	5.0	-	0.2	9.7	-	23.9	36.6	1.0	0.1	13.3	0.1	7.2
<u>Werchzirmalpe</u>													
Werchzirmschichten (10)	12.2	11.4	-	-	2.2	-	16.3	34.8	1.9	-	12.9	0.6	7.7

Qm = monokristalliner Quarz
 Qp = polykristalliner Quarz
 vCh = "vulkanischer Chert"
 vGBR = vulkanische Gesteinsbruchstücke
 mGBR = metamorphe Gesteinsbr.
 Phyl = phyllit. Gesteinsbr.
 Chert = Kieselchiefer, Lydite
 sGBR = sedimentäre Gesteinsbr.
 Fsp = detritische Feldspäte
 GI = detritische Glimmer
 ZKb = Karbonatzement
 ZQz = Quarzzement
 M = Matrix

feinkörnigen Phyllosilikaten (Phyllitbruchstücke) und sed. GBR in Form von Kieselschiefer mit und ohne Phyllosilikate. Der Feldspatgehalt ist mäßig, es handelt sich durchwegs um ziemlich reine Albite (Or 0.3–1.4, Ab 90.7–99.4, An 0.3–9.0).

Detritische Glimmer sind meist schon stark zersetzt. Die Matrix besteht überwiegend aus Phyllosilikaten sowie etwas Quarz- und Feldspatzerreißel. Der Matrixanteil ist oft schwer zu erfassen, weil vor allem die Phyllitbruchstücke vielfach kaum mehr von der Matrix unterscheidbar sind.

Grünlichgraue Sandsteine und Konglomerate, Profil Wunderstätten: Die den roten Siltsteinen – Tonschiefern zwischengeschalteten grünlichgrau gefärbten Konglomerate und Sandsteine sind mäßig bis schlecht sortiert, die Komponenten sind meist angular, größere Komponenten sind auch besser gerundet.

Monokristalliner Quarz, durchwegs leicht undulös, ist selten, polykristalliner Quarz (verschiedene Typen metamorphen Ursprungs) ist dagegen häufig. Sehr hoch ist der Anteil an metamorphen Gesteinsbruchstücken, bestehend aus polykristallinem Quarz und Phyllosilikaten, meist geschiefert, mit allen Übergängen zu GBR aus fast nur Phyllosilikaten (Phyllitbruchstücke). Selten sind GBR aus Qz, Fsp, Gl (leicht metamorph überprägte altpaläozoische Siltite). Detritische Glimmer und Feldspäte fehlen mehr oder weniger vollkommen (Abb. 16).

Der Matrixgehalt ist hoch und besteht aus überwiegend Phyllosilikaten nebst feinstem Quarzzerreißel. Allerdings ist auch hier die Matrix oft schwer von den phyllitischen Gesteinsbruchstücken auseinanderzuhalten. Im höheren Profilabschnitt sind vereinzelt dunkle Kieselschiefer (Lydite) mit zahlreichen Radiolarienresten zu beobachten.

Auf Grund ihrer Zusammensetzung sind diese Sedimente als lithische Wacken zu bezeichnen.

Rote Sandsteine und Konglomerate (Abb. 15, 17, 18): Gegenüber den grünlichgrau gefärbten Sandsteinen und Konglomeraten, die nur lokal in den basalen Profilabschnitten entwickelt sind, sind die roten Klastika weit verbreitet. Sie unterscheiden sich von den grünlichgrauen Sedimenten durch die Rotfärbung und Zusammensetzung. Die roten Klastika (v. a. die Konglomerate) haben einen hohen Anteil an sed. Gesteinsbruchstücken (rote Resedimente), einen geringeren Anteil an Quarz, etwas detritischen Feldspat, eine relativ hohe Kieselschieferführung sowie in geringen Mengen vulkanische Gesteinsbruchstücke und Porphy Quarze. Außerdem sind sie oft durch Karbonatzement verfestigt.

Konglomerate: Bei den Komponenten in Sandkorngröße handelt es sich überwiegend um Quarz (mono- und polykristallin, vereinzelt Porphy Quarze), kleine Resedimente, selten detritische Feldspäte (Plag und Kfsp) und sedimentäre Chertfragmente.

Bei den Geröllen können folgende Typen unterschieden werden:

– Polykristalliner Quarz mit stark unterschiedlicher interner Korngrößenverteilung und vernähten Korngrenzen, undulös, teilweise mit reichlich geldrollenähnlichen Chloriteinschlüssen. Einzelne Gerölle sind stark geschiefert (kaltgestreckt).

– Sedimentäre Gesteinsbruchstücke in Form hellrot bis intensiv rot gefärbter Resedimente (aufgearbeitete Siltsteine bis feinkörnige, feldspatreiche Sandsteine, selten dunkelrote – schwarze Tonschiefer) (Abb. 15, 18).

Vereinzelte finden sich auch hellgraue Resedimente (aufgearbeitetes Oberkarbon?). Weitere sedimentäre Gesteinsbruchstücke sind altpaläozoische Kieselschiefer und Lydite, vereinzelt mit deutlich erkennbaren Radiolarienresten. Interessant sind bis zu mehrere cm große Gerölle eines sehr reifen Sandsteines (Orthoquarzit). Dieser ist gut sortiert und gut gerundet, matrix- und feldspatfrei, besteht fast ausschließlich aus monokristallinen Quarzen sowie vereinzelt etwas detritischen Glimmern und ist stark zementiert in Form von z. T. sichtbaren Quarzanwachssäumen. Solche Gerölle konnte der Verfasser auch im Stangalmkarbon beobachten, es dürfte sich dabei um altpaläozoische aufgearbeitete Sandsteine handeln.

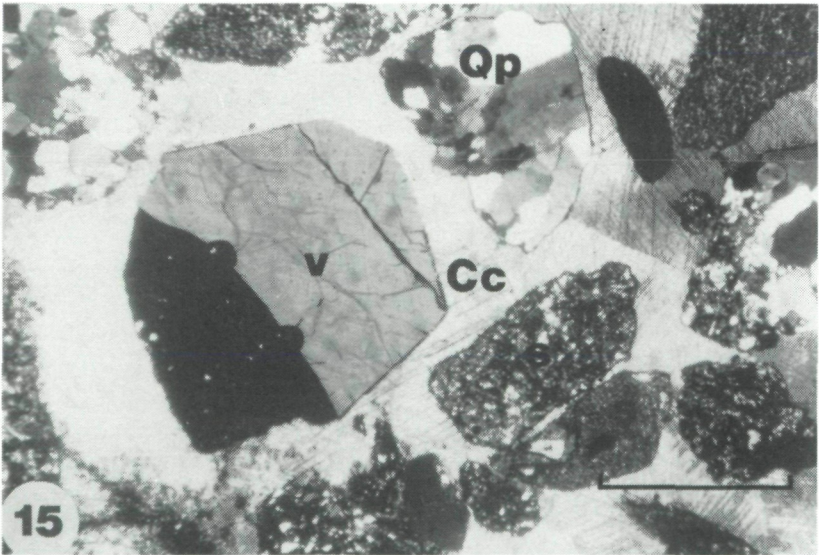


Abb. 15: Rote Werchzirmschichten, Profil Wunderstätten (südliche St. Pauler Berge). Grobsandiges Feinkonglomerat mit rhyolithischem vulk. Gesteinsbruchstück (v), bestehend aus Porphy Quarz und anhaftender, opaker vulk. Grundmasse sowie sediment. Gesteinsbruchstücken (s) in Form siltiger Resedimente, und polykristalline Quarzgerölle (Qp). Das Gestein ist durch Kalzit (Cc) zementiert. + Nicols, Balkenlänge 1 mm, Probe Wu 9.

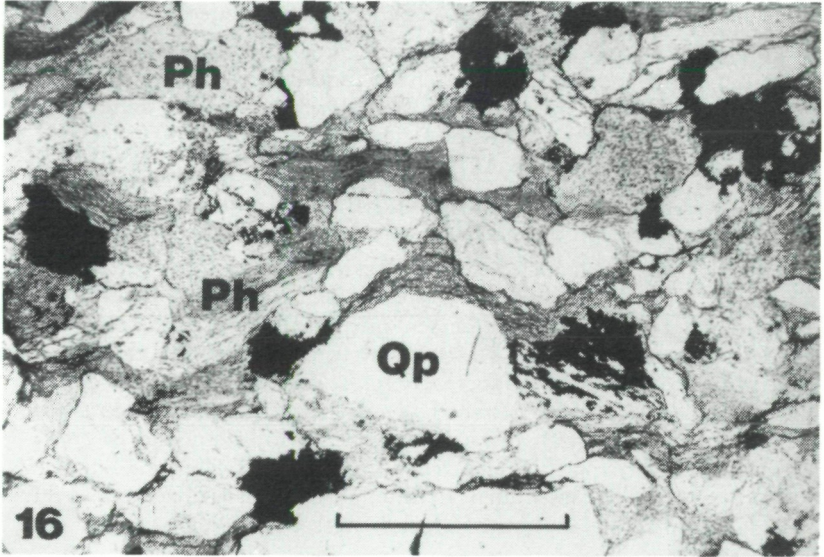


Abb. 16: Grünlichgraue Werrschirrschichten, Profil Wunderstätten (Basis) aus überwiegend polykrist. Quarz (Qp) und Phyllitkomponenten (Ph), hoher Matrixanteil. // Nicols, Balkenlänge 1 mm, Probe Wu 4.

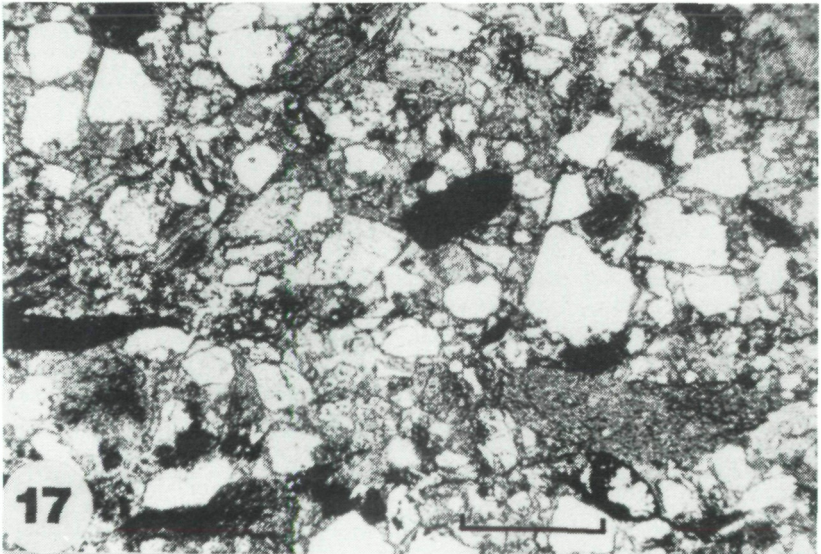


Abb. 17: Unreifer, schlecht sortierter und schlecht gerundeter roter Sandstein aus den Werrschirrschichten (Profil Wunderstätten). // Nicols, Balkenlänge 0.5 mm, Probe Wu 10.

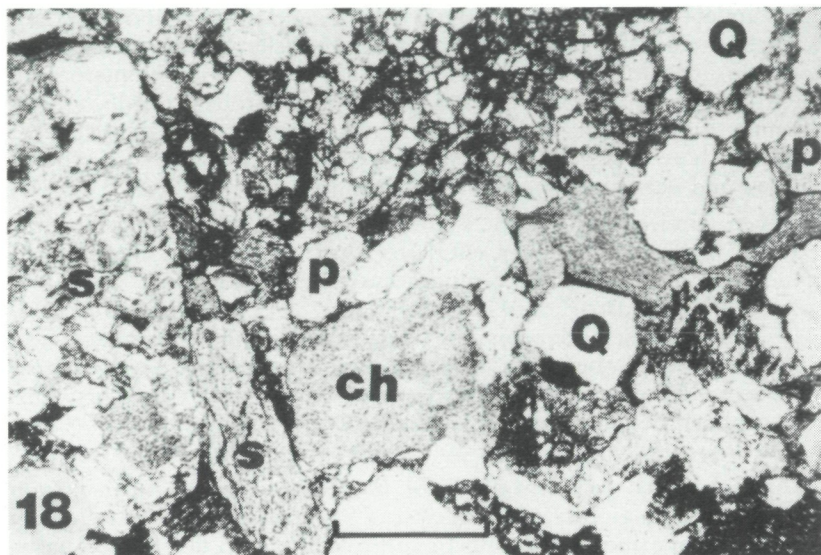


Abb. 18: Unreifes Feinkonglomerat aus den Werchzirmschichten (Christophberg) mit sedimentären Gesteinsbruchstücken (s) aus feinsandigen bis siltigen Resedimenten, detritischen Plagioklaskomponenten (P) sowie mono- und polykristallinen Quarzen (Q). // Nicols, Balkenlänge 0.5 mm, Probe Ch 20.

In den Konglomeraten der Werchzirmalpe überwiegen meist aufgearbeitete Karbonatkomponenten. Diese sind größtenteils feinkristallin, vereinzelt noch mit schlecht erkennbaren Mikrofossilien (diverse Schalenreste, Crinoidenreste u. a.), teilweise sind sie bereits stärker sammelkristallisiert (Kalkmarmore). Aus diesen Geröllen konnten auch einige Conodonten herausgelöst werden (*Ozarkodina excavata*, *Belodella devonica*, *Panderodus* sp. und Bruchstücke von Multielementen mit *Ozarkodina*), die für Obersilur bis Unterdevon (Lochkov) sprechen. Die Gerölle können somit zumindest teilweise aus den Karbonaten der „Althofener Fazies“ stammen, was schon SCHWINNER (1938) vermutet.

– Metamorphe Gesteinsbruchstücke aus polykristallinem Quarz, Phyllosilikaten und Feldspat. Es handelt sich um aufgearbeitete altpaläozoische Metagrauwacken, Metasiltite und Metapelite (Phyllite). Im Bereich Christophberg – Ulrichsberg finden sich vereinzelt auch höhermetamorphe Gesteinsbruchstücke aus Quarz, Feldspat und Glimmer.

– Bei den Vulkanischen Gesteinsbruchstücken können folgende Typen auseinandergehalten werden:

Basische Gesteinsbruchstücke aus verschiedenen großen, ziemlich frischen und nicht deformierten (nicht verschieferten) Plagioklasleisten, die ein

intersertales Gefüge bilden. Zwischen den Plagioklasleisten findet sich eine dunkelrotbraune bis opake Grundmasse. Ähnliche Gesteinsbruchstücke kommen auch in den unterpermischen Sedimenten des Montafon vor (MOSTLER, pers. Mitt.). Die Herkunft dieser Gerölle ist jedoch nicht bekannt. Entweder sind es gut erhaltene altpaläozoische Vulkanite oder es handelt sich eventuell um oberkarbone Vulkanite, die rasch aufgearbeitet wurden und daher relativ frisch erhalten sind.

Daneben finden sich auch saure vulkanische Gesteinsbruchstücke (Abb. 15) aus feinkristalliner, entglaster, durch Hämatitpigment rötlich-braun gefärbter vulkanischer Grundmasse (feine Verwachsung von Mikroquarz und Kalifeldspat) mit Einsprenglingen von Porphy Quarz und Feldspat. Vereinzelt ist noch typisches Glasscherbengefüge erkennbar. Diese Gerölle, die in den oberpermischen und skythischen Klastika weit verbreitet sind, stellen bereits Aufarbeitungsprodukte des intrapermischen Vulkanismus dar, der innerhalb der Gurktaler Decke schon früh, im untersten Perm (Basistuff!) einsetzt.

– Charakteristisch vor allem für die St. Pauler Berge ist das Auftreten von z. T. mehrere cm großen „Albitgeröllen“. Selten sind diese Gerölle auch am Ulrichsberg und Christophberg zu finden. Es sind fast monomineralische Gesteinsbruchstücke aus metamorph rekrystallisiertem Feldspat (Albit), wobei im Inneren der einzelnen Albitindividuen noch häufig reliktsche Plagioklasleisten zu erkennen sind. Zwischen den einzelnen Feldspäten befindet sich teilweise etwas Phyllosilikat, polykristalliner Quarz und opake Grundmasse. Die Feldspäte zeigen häufig leichte Zersetzungserscheinungen.

Ähnliche Gesteine sind aus dem Altpaläozoikum der Gurktaler Decke bekannt, so daß die Gerölle wohl von diesen zu beziehen sind.

Vom Christophberg beschreibt RIEHL-HERWIRSCH (1965) auch aufgearbeitete Porphyroidkomponenten.

Rote Sandsteine

Bei den roten Sandsteinen handelt es sich um mäßig bis schlecht sortierte, angulare bis subangulare lithische Arenite bis lithische Wacken. Einzelne Sandsteinlagen sind durch Kalzitzement stark verfestigt.

Von den roten Fein- und Grobkonglomeraten unterscheiden sich die Sandsteine vor allem durch einen höheren Gehalt an mono- und polykristallinem Quarz, einen geringeren Gehalt an sedimentären Gesteinsbruchstücken, eine mäßige Feldspatführung, einen geringen Anteil an meist schon stärker zersetzten detritischen Glimmern sowie einen hohen Gehalt an Matrix, die durch Hämatitpigment dunkelrot gefärbt ist.

An Feldspäten konnten mit der Mikrosonde nur Albite festgestellt werden, wobei die nicht verzwilligten Albite (Or 0.06–1.2, Ab 97.8–99.8, An 0.06–1.8) gegenüber den polysynthetisch verzwilligten Albiten (Or

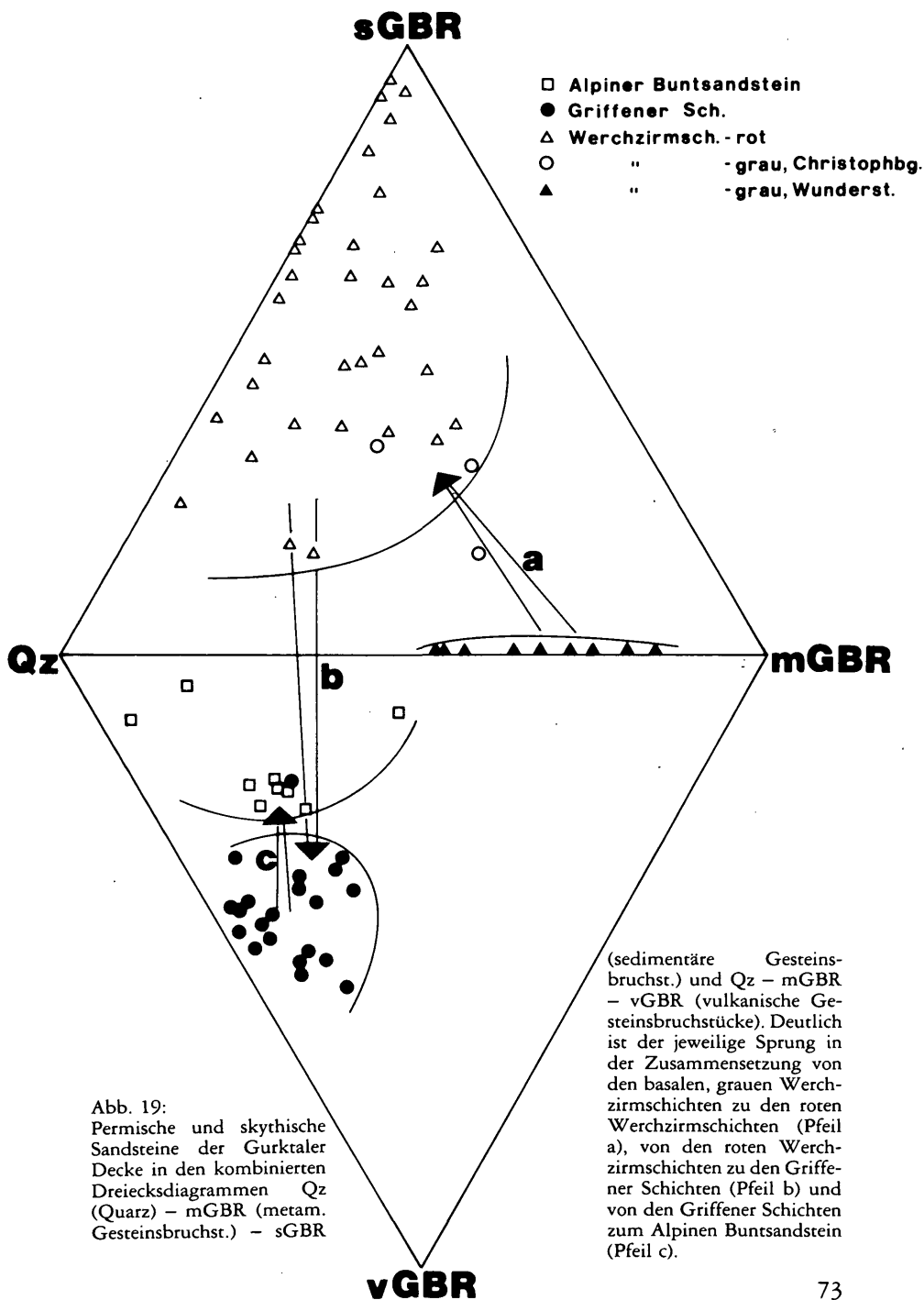


Abb. 19:
 Permische und skythische Sandsteine der Gurktaler Decke in den kombinierten Dreiecksdiagrammen Qz (Quarz) – mGBR (metam. Gesteinsbruchst.) – sGBR

0.2–9.3, Ab 89.5–99.8, An 0–8.4) einen geringeren Anteil an Orthoklas- und Anorthitkomponente aufweisen.

Der Schwermineralgehalt der Werchzirmschichten ist hoch (durchschnittlich etwas über 1 Gew.-%) und besteht fast ausschließlich aus opaken Mineralen (Hämatit usw.), Glimmern und z. T. Karbonat. Durchsichtige Schwerminerale, überwiegend in Form von Zirkon neben geringen Anteilen an Turmalin, Rutil, Apatit und Granat, finden sich nur in verschwindend kleinen Mengen (Abb. 20, siehe auch KRAINER, 1987a, Tab. 3).

An Diageneseprozessen sind vor allem die Bildung von Kalzit in den roten Klastika erwähnenswert. Kalzit ist durchwegs grobkristallin und über größere Bereiche hinweg einheitlich auslöschend (poikilitisch). Kalzit verdrängt oft kleine Komponenten, vor allem Feldspäte.

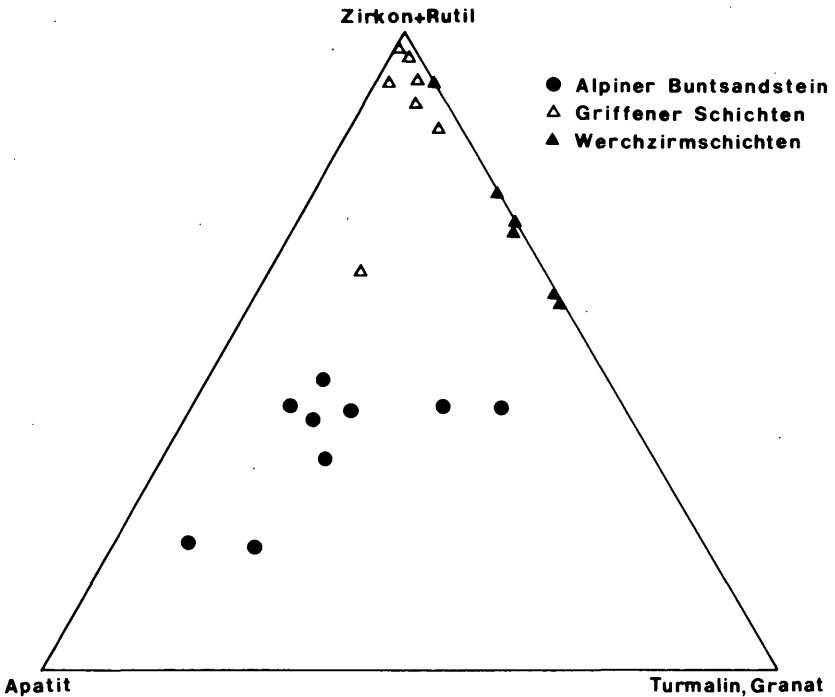


Abb. 20: Schwermineralspektren permischer und skythischer Sandsteine in den südlichen St. Pauler Bergen (Wunderstätten, Rottensteiner Kreuz) im Dreiecksdiagramm Zirkon + Rutil – Apatit – Turmalin, Granat. Die permischen Sandsteine zeigen eine charakteristische Zirkon-Turmalin-Vormacht, während der Alpine Buntsandstein durch einen hohen Apatitgehalt charakterisiert ist (vgl. NIEDERMAYR, 1975, Abb. 3, KRAINER, 1985, Abb. 4 und 1987a, Abb. 7).

Vereinzelt findet man Pseudomorphosen von Kalzit nach Feldspat oder Quarz.

Weitere wichtige Diageneseprozesse sind der Abbau von Feldspäten und Glimmern (v. a. Biotit) sowie die Bildung des rot färbenden Hämatitpigments.

Ablagerungsmilieu

Erste paläogeographische Überlegungen zum Perm des Christophberges und seiner Umgebung finden sich in der Arbeit von RIEHL-HERWIRSCH (1972). Er deutete die Werchzirmschichten als erste Füllungen des variszischen Reliefs aus lokalem Schutt mit Fanglomeratcharakter.

Basierend auf neuen Untersuchungsergebnissen soll nun ein verfeinertes Sedimentationsmodell herausgearbeitet und zur Diskussion gestellt werden. Insgesamt konnten innerhalb der Werchzirmschichten folgende Ablagerungstypen unterschieden werden:

Schuttstromablagerungen (debris flow deposits),
Schichtflutablagerungen (sheetflood deposits),
Ablagerungen eines verzweigten Rinnensystems (braided stream deposits),
Ablagerungen flacher Tümpel mit eingeschwemmten Pflanzenresten (swamp deposits),
Playa-Ablagerungen.

Die Konglomerate werden auf Grund ihrer texturellen und strukturellen Merkmale als debris flows interpretiert. Dafür sprechen vor allem die schlechte Sortierung, fehlende Sedimentstrukturen und der meist fehlende erosive Kontakt an der Basis der einzelnen Bänke (vgl. NEMEC & STEEL 1984). Dabei können „turbulente“ debris flows (keine orientierten Gerölle, z. T. leicht erosive Basis) und niedrig viskose, „laminare“ debris flows (streng parallel orientierte Gerölle, Werchzirmalpe) unterschieden werden, wobei auch Übergänge zu stark sedimentbeladenen „stream flows“ in Form rinnenförmig eingeschnittener Konglomerate bestehen.

Die oft am Top der Konglomerate entwickelten, undeutlich horizontalgeschichteten, teilweise auch massigen Sandsteine stellen vermutlich Schichtflutsedimente dar. Auf flachen Schuttfächern mit nur wenigen und sehr flachen Rinnen kommt es häufig zu flächenhaften Überschwemmungen in Form von Schichtfluten (FRIEND, 1978). Die sehr selten ausgebildeten schräggeschichteten Sandsteine und die bereits erwähnten rinnenförmig eingeschnittenen Konglomerate sind als Bildungen eines verzweigten Rinnensystems aufzufassen, das sich hin und wieder an der Oberfläche der Schuttfächer entwickelt hat.

Die feinkörnigen Sedimente (Tonschiefer – Siltsteine), die z. T. mehrere Meter mächtig werden und meist strukturlos sind, weisen auf rasche Sedimentation und damit ebenfalls auf schichtflutartige Ereignisse im distalen Schuttfächerbereich hin, der dann allmählich in den Playa-Komplex überleitet (vgl. z. B. HUBERT & HYDE, 1982; TUNBRIDGE, 1984).

Tonschiefer und Silte, die starke Bioturbation aufweisen oder mit Kalkkrustenlagen in Verbindung stehen (z. B. oberer Profilabschnitt im Bereich Wunderstätten) werden bereits als Playa-Sedimente betrachtet.

Die grünlichgrauen, teilweise schwarz gefärbten Silte und Tonschiefer mit lagenweise zusammengeschwemmten Pflanzenresten an der Basis der Werchzirmschichten sind noch unter stärker humiden Klimaverhältnissen in flachen kleinen Tümpeln unter reduzierenden Bedingungen zur Ablagerung gelangt (swamp deposits). In den intermontanen Becken Deutschlands beispielsweise (Saar-Nahe Becken, Saale Trog usw.) macht sich der Klimaumschwung von humid zu arid schon im Stefan bemerkbar, was sich in bunt gefärbten (grünlichgrau, schwarz, rot) Sedimentabfolgen im Stefan und tieferen Autun äußert (z. B. FALKE, 1974). In den Ostalpen ist das oberste Karbon (z. B. Stangalm-Karbon) dagegen noch vollständig in „Graufazies“ ausgebildet, der Klimaumschwung setzt hier erst später, etwa an der Karbon-Perm-Grenze ein. Erst in den basalen Werchzirmschichten treten Rotsedimente in Wechsellagerung mit Grausedimenten auf, im Laufe des Unterperms wird es dann zunehmend arider.

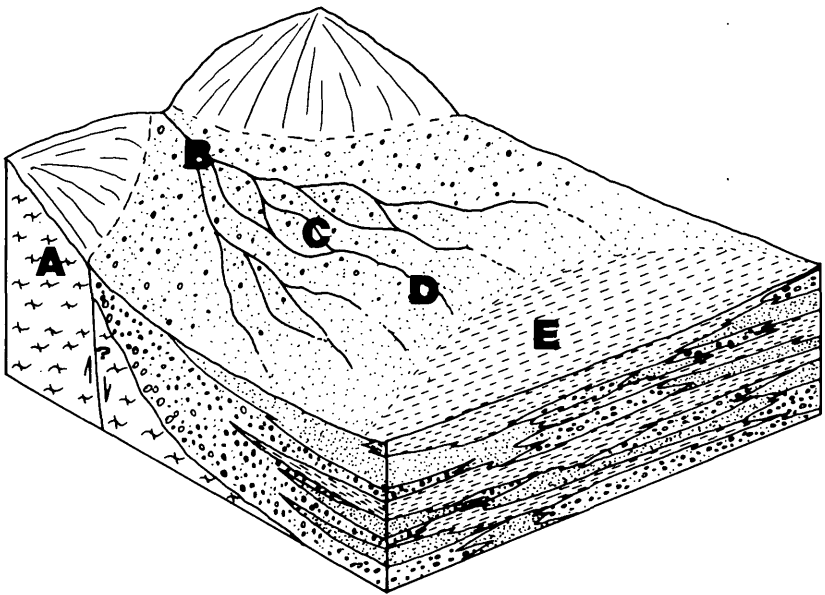


Abb. 21: Vereinfachtes Sedimentationsmodell zur Ablagerung der Werchzirmschichten (alluvialer Schuttfächer – Playa-Komplex), A = Basement (metam. Altpaläozoikum), B = proximaler Schuttfächer, C = distaler Schuttfächer mit verzweigtem Flußsystem, D = feinkörniger distaler Schuttfächer im Übergangsbereich zum Playa-Komplex („Sandflat“), E = Playa-Komplex.

Dies geht auch aus den Kalkkrusten im höheren Teil der Werchzirmschichten (Wunderstätten, Christophberg) hervor, die typische Calichebildungen darstellen. Die dünnen Algenlagen könnten auf kurzzeitige limnische Bedingungen zurückzuführen sein.

Ähnliche Caliche-Lagen hat beispielsweise SIESSER (1973) aus Südafrika beschrieben, wobei die Ooide und Intraklaste (Peloide) als in situ entstanden gedeutet werden durch Prozesse, die er als „Clacretisation“ und „selektiven Neomorphismus“ bezeichnet. Das heißt, die Ooide und Peloiden sind im Sediment an Ort und Stelle durch diagenetische Prozesse als Folge von Evaporation entstanden.

Zur Bildung von Caliche-Krusten kommt es bevorzugt in semiariden Klimabereichen, wobei besonders Niederschlag, Temperatur, Relief, Verdunstung und Abflußmenge eine wesentliche Rolle spielen (REEVES, 1976).

Zusammenfassend können die Werchzirmschichten als distale, flache alluviale Schuttfächersedimente, aufgebaut aus hauptsächlich debris flows (Murschuttströme) und Schichtflutablagerungen gedeutet werden, die lokal in einen Playa-Komplex mit überwiegend feinkörnigen, teilweise bioturbaten Sedimenten und vereinzelt Caliche-Lagen, selten dünne limnische Bildungen (Algen) übergehen (Abb. 21). Ähnliche Sedimentabfolgen und ähnliche Ablagerungsbedingungen sind aus dem europäischen Unterperm von Schottland über Deutschland bis Polen bekannt (z. B. BROOKFIELD, 1980; STEEL, 1974; FALKE, 1974; SCHÄFER & SNEH, 1983; KATZUNG et al., 1979).

GRIFFENER SCHICHTEN

Fazielle Ausbildung

Die Griffener Schichten zeigen sowohl in ihrer faziellen Ausbildung als auch in ihrer Zusammensetzung keinerlei Unterschiede zu den oberpermischen Klastika (Grödener Schichten) des Drauzuges (vgl. NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982; KRÄINER, 1987a).

Die Griffener Schichten bestehen aus einer Wechselfolge von polymikten Konglomeraten und meist grobkörnigen Sandsteinen. Feinkörnige Sedimente fehlen fast vollkommen.

Die Sandsteine sind meist undeutlich horizontalgeschichtet, selten auch schräggeschichtet, grobkörnig, intensiv rot gefärbt, mürb und haben nicht selten lagenweise ganz locker Kiesgerölle (meist < 5 , selten > 10 cm) eingestreut (Abb. 7). Die Konglomeratlagen werden bis gut 1 m mächtig, sind teilweise rinnenförmig eingeschnitten, unsortiert, ungeschichtet, meist locker gepackt mit viel sandiger Matrix (Abb. 22). Vereinzelt ist leichte Gradierung zu beobachten. Längliche Gerölle sind, vor allem wenn



Abb. 22: Konglomeratbank, reich an Vulkanitgeröllen aus den intrapermischen Vulkaniten. Griffener Schichten N Stuber (südl. St. Pauler Berge).

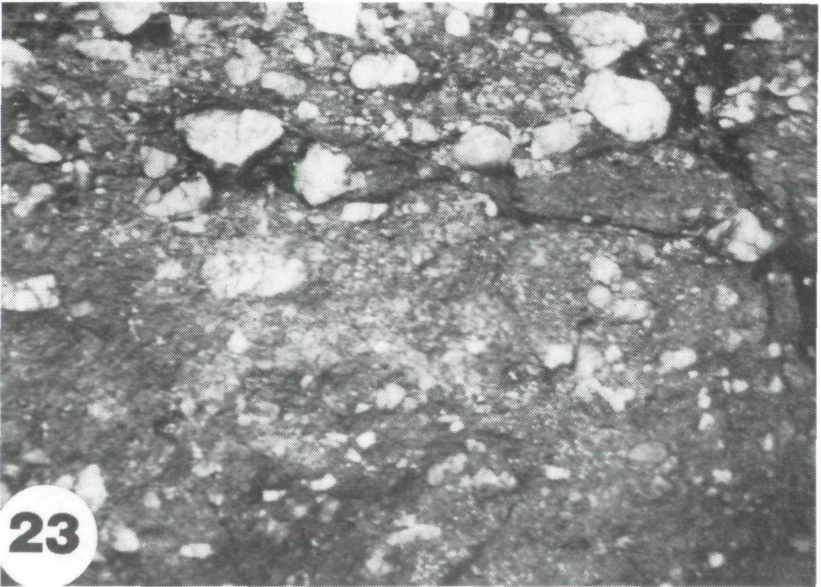


Abb. 23: Basiskonglomerat des Alpenen Buntsandsteins mit überwiegend Quarzgeröllen und wenig Vulkanitgeröllen. N Rottensteiner Kreuz (südl. St. Pauler Berge).

sie locker eingestreut sind, oft mit der Längsachse parallel zur Schichtung eingeregelt.

Die Gerölle erreichen Korngrößen bis ca. 12 cm (Wunderstätten) bzw. 25 cm (Ulrichsberg). Am häufigsten sind Vulkanitgerölle, gefolgt von Quarzgeröllen (Abb. 22). Auffallend ist ein merklicher Anteil an Kristallingeröllen (diverse Glimmerschiefer, Gneise, Phyllite), selten finden sich Lydite. Am Ulrichsberg sind Kristallingerölle die zweithäufigste Komponente, während Quarzgerölle relativ selten sind. Resedimente, wie sie in den Werchzirmschichten häufig sind, fehlen.

Mineralogische Zusammensetzung

Bei den Sandsteinen handelt es sich durchwegs um mäßig bis schlecht sortierte, fein- bis grobkörnige, subangulare lithische Arenite (Abb. 26, 27).

An Komponenten finden sich viel monokristalliner Quarz, überwiegend in Form von Porphy quarzen, polykristalline Quarze metamorphen Ur-

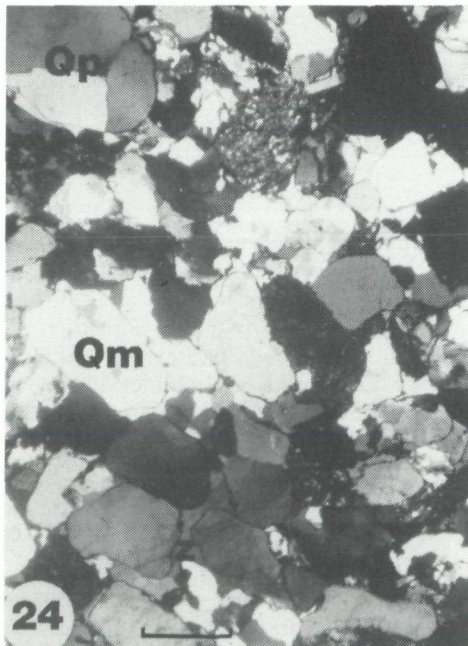


Abb. 24: Gut sortierter und gut gerundeter, durch Quarzement in Form authigener Anwachssäume (z) verfestigter Sandstein, reich an mono- und polykristallinen Quarzkomponenten (Qm, Qp) und wenig vulkanischen Gesteinsbruchstücken. Alpiner Buntsandstein, N Rottensteiner Kreuz (südl. St. Pauler Berge). + Nicols, Balkenlänge 0.5 mm, Probe UL 30.

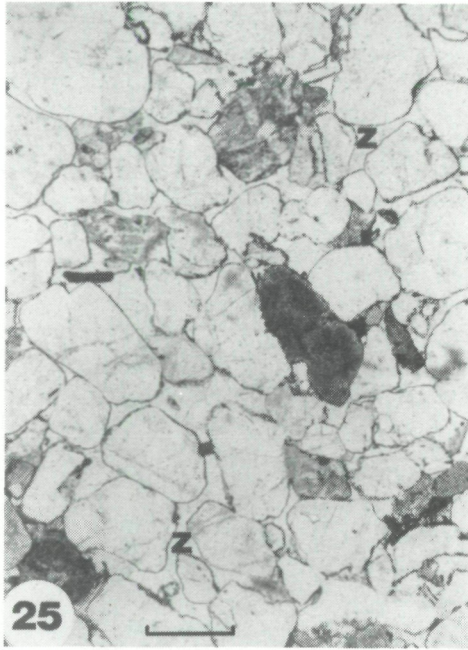


Abb. 25: Wie Abb. 24, jedoch parallele Nicols.

sprungs, ein hoher Anteil an diversen vulkanischen Gesteinsbruchstücken aus den intrapermischen Vulkaniten (genauere Beschreibung bei KRÄINER, 1985) sowie ein mäßiger Anteil an metamorphen Gesteinsbruchstücken aus polykristallinem Quarz, Feldspat und Glimmer (diverse Glimmerschiefer). Selten sind Gesteinsbruchstücke von Metasedimenten des altpaläozoischen Untergrundes und Kieselschiefer. Ebenso selten bis teilweise vollkommen fehlend sind detritische Feldspäte (Kfsp), die, wenn vorhanden, durchwegs stark zersetzt sind. Teilweise findet man bereits Phyllosilikatpseudomorphosen nach Feldspat (vgl. Tab. 1).

Detritische Glimmer sind in grobkörnigen Sandsteinen selten, in feinkörnigen dagegen recht häufig.

Der Matrixgehalt ist generell hoch, die Matrix besteht überwiegend aus feinsten Phyllosilikaten sowie etwas feinkörnigem Quarz und ist durch diagenetisch gebildetes Hämatitpigment rot gefärbt.

An Diageneseprozessen sind vor allem Abbau der Feldspäte und Glimmer (Biotite) und Hämatitneubildung zu nennen. Zementminerale fehlen weitgehend, nur selten finden sich kleine Quarzanwachssäume. Vereinzelt findet sich grobspätiger Karbonatzement.

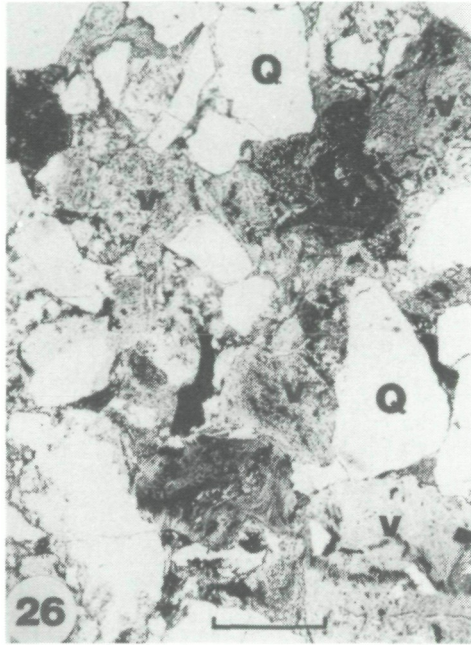


Abb. 26: Mäßig sortierter, subangulärer Sandstein, matrixreich, ohne Quarzzement, mit reichlich vulkanischen Gesteinsbruchstücken (v) sowie mono- und polykristallinen Quarzkomponenten (Q). Oberste Griffener Schichten, N Rottensteiner Kreuz. // Nicols, Balkenlänge 0.5 mm, Probe UL 26.

Ablagerungsmilieu

Wie im Drauzug (KRAINER, 1987a) sind auch in der Gurktaler Decke die Sandsteine und Konglomerate weitgehend als ephemerale Schüttungen aufzufassen, die auf schichtflutartige Ereignisse zurückzuführen sind. Nur selten finden sich konglomeratische Rinnenfüllungen und schräggeschichtete Sandsteine (vermutlich Barren) eines verzweigten Flußsystems, entstanden durch strömendes Wasser. Feinkörnige Bildungen, z. B. Überflutungssedimente, konnten nicht beobachtet werden.

Insgesamt ist die fazielle Ausbildung und mineralogische Zusammensetzung der Griffener Schichten innerhalb der Gurktaler Decke sehr einheitlich.

DIE GRENZE ZUM ALPINEN BUNTSANDSTEIN

Im Bereich des Ulrichsberges konnte der Verfasser bereits den Alpenen Buntsandstein von den oberpermischen Sandsteinen abtrennen (KRAINER,

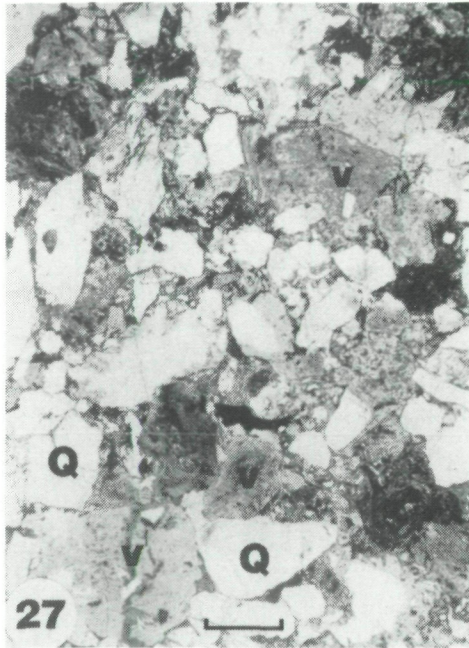


Abb. 27: Mäßig sortierter, subangulärer lithischer Arenit, ähnlich Abb. 26. Griffener Schichten (Q = mono- und polykr. Quarz, v = vulk. Gesteinsbruchstück). // Nicols, Balkenlänge 0.5 mm, Probe UL 26.

1985). Im Zuge der Geländeuntersuchungen zeigte es sich, daß diese Abtrennung in den St. Pauler Bergen (Rottensteiner Kreuz) ebenso durchführbar ist, sobald der Grenzbereich einigermaßen aufgeschlossen ist (Abb. 28).

Die Grenze ist wie im Drauzug (vgl. KRAINER, 1987a) durch einen scharfen Sedimentationsumschwung markiert.

Über mürben, intensiv rot gefärbten Sandsteinen und Konglomeraten (Korngröße max. 5 cm), die reich an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten und relativ arm an Quarzgeröllen sind, setzt der Alpine Buntsandstein mit einem locker gepackten, quarzreichen Konglomerat ein. Quarzgerölle überwiegen bei weitem, Vulkanitgerölle treten dagegen stark in den Hintergrund. Vereinzelt treten auch Kristallingerölle in Erscheinung. Die Quarzgerölle erreichen Korngrößen bis über 10 cm und sind meist gut gerundet, die Matrix ist grobsandig (Abb. 23).

Bei den Sandsteinen ist der Unterschied zu den Griffener Schichten nicht so markant wie im Drauzug (vgl. KRAINER 1985, 1987a), aber immer noch deutlich (siehe Tab. 1 und Abb. 19).

Die Sandsteine sind generell besser ausgewaschen, etwa besser sortiert (mäßig bis gut) und gerundet (subangular bis subrounded). Der Quarzgehalt (Qm und Qp) ist deutlich höher, auch der Feldspatgehalt ist höher als in den Griffener Schichten. Eine signifikante Abnahme ist dagegen bei den vulkanischen Gesteinsbruchstücken zu beobachten (Abb. 24, 25, Tab. 1).

Auch das Schwermineralspektrum ändert sich an dieser Grenze, und zwar ähnlich wie im Drauzug. Während die Griffener Schichten durch einen hohen Anteil an Zirkon neben Turmalin und Rutil sowie wenig Apatit gekennzeichnet sind, geht die Zirkonführung mit dem Einsetzen des Alpenen Buntsandsteines merklich zurück. Dafür setzt mit der ersten Konglomeratbank des Alpenen Buntsandsteines eine mäßige Apatitführung ein, die nach oben hin kontinuierlich zunimmt. Der Rutilgehalt geht im Alpenen Buntsandstein leicht zurück, der Turmalinengehalt ändert sich dagegen kaum (Abb. 20).

Innerhalb des Alpenen Buntsandsteines nehmen von der Basis zum Top Reifegrad und Feldspatgehalt kontinuierlich zu, was sich auch in einer

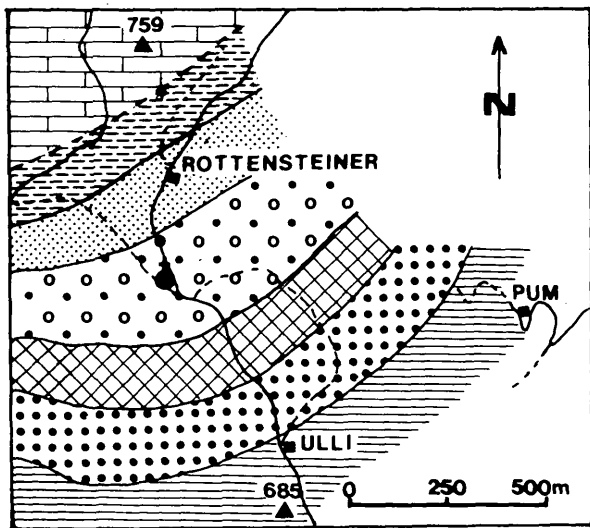


Abb. 28: Vereinfachte geologische Karte der südlichen St. Pauler Berge (Bereich Rottensteiner – Ulli). In diesem Bereich konnte der Alpine Buntsandstein von den Griffener Schichten klar abgetrennt werden (siehe auch KRAINER 1987b, Abb. 1).



zunehmend stärkeren Zementierung der Sandsteine bemerkbar macht (Quarz- und Feldspatanwachssäume).

Im höheren Teil des Alpinen Buntsandsteines, der bereits marinen Einfluß zeigt (KRAINER, 1985), sind auch bei Apatit authigene Anwachssäume zu beobachten. Nähere Angaben über den Alpinen Buntsandstein sind in KRAINER (1985) enthalten.

SCHLUSSBEMERKUNGEN

Abschließend sollen folgende Punkte kurz diskutiert werden:

- Einstufung der fraglichen Oberkarbonvorkommen bzw. Karbon-Perm-Grenze
- Zeitliche Stellung der intrapermischen Vulkanite
- Zeitliche Stellung der Griffener Schichten.

Die im SE der Gurktaler Decke an der Basis der klastischen, postvariszischen Abfolge vereinzelt auftretenden, geringmächtigen, teilweise grau gefärbten Sedimente wurden auf Grund der darin gefundenen Floren wiederholt in das Oberkarbon (Stefan) eingestuft (RIEHL-HERWIRSCH, 1962, 1965; THIEDIG & KLUSMANN, 1974; KAISER, 1971).

In weiteren Arbeiten wurde für diese Floren auch Unterrotliegend-Alter in Betracht gezogen (van AMEROM et al., 1974, 1976a; SEEGER & THIEDIG, 1983). Für die Abtrennung permischer Sedimente vom Karbon hat man vor allem das erste Auftreten von *Callipteris conferta* (BRONGN.) und *Callipteris naumanni* (GUTB.) herangezogen (z. B. FALKE, 1972, 1974a; REMY & REMY, 1977). So haben van AMEROM et al. (1976b) die ursprünglich in das Stefan eingestufte Flora von Kötschach (van AMEROM & BOERSMA 1974) durch den Neufund von *Callipteris conferta* in das Unterrotliegend gestellt.

Zu den Begriffen Unterrotliegend und Oberrotliegend sei an dieser Stelle bemerkt, daß es sich hierbei nicht um biostratigraphische, sondern um rein lithostratigraphische Einheiten handelt, die sich auch nicht mit dem Autunien und Saxonien (als biostratigraphische Einheiten) decken. Vor allem sei darauf hingewiesen, daß im Begriff Unterrotliegend auch noch das oberste Karbon miteinbezogen ist (vgl. Diskussion bei KOZUR, 1981; HOLUB & KOZUR, 1981). Inzwischen hat man mehrfach nachgewiesen, daß die vorhin erwähnten *Callipteris*-Formen bereits im Stefan auftreten und für die Grenzziehung Karbon-Perm nicht geeignet sind (siehe z. B. KOZUR, 1978, 1980a, b, 1986 oder Diskussion bei van AMEROM et al., 1982). So haben jüngst van AMEROM et al. (1982) die Kristbergsschichten im Montafon, die u. a. *Callipteris* sp. Gruppe *conferta* und *Callipteris flabelifera* führen, zeitlich nicht genau einstufen können, vermuten aber eher oberstefanisches Alter.

Jüngste Untersuchungen an neu aufgesammelten Pflanzenresten ergaben für die Vorkommen N Kötschach, Ulrichsberg und St. Pauler Berge (Wunderstätten) eine für das Unterrotliegend (Autunien) charakteristische Florenvergesellschaftung (FRITZ, pers. Mitt.). Dasselbe dürfte auch für den Bereich Christophberg zutreffen, wo die Neuaufsammlungen an insgesamt drei Fossilfundstellen noch nicht abgeschlossen sind.

Im Profil Wunderstätten konnte ein relativ reiches Pflanzenvorkommen neu entdeckt werden, das vor allem durch das häufige Auftreten von *Annularia stellata* und diversen *Pecopteris*-Formen neben *Sphenophyllum oblongifolium* und anderen charakterisiert ist. Eine ausführliche Darstellung dieser Floren geben FRITZ & BOERSMA (1987).

Die innerhalb der postvariszischen Abfolge auftretenden Vulkanite hat erstmals RIEHL-HERWIRSCH (1965) mit dem Rotliegend-Vulkanismus des mitteleuropäischen Raumes verglichen und in das Unterperm (Unterrotliegend) eingestuft. Die großräumige Umstellung in der Sedimentation am Top der Vulkanite (Einsetzen der Griffener Schichten) bringt RIEHL-HERWIRSCH (1965, 1972) mit der „Saalischen Phase“ an der Grenze Unter-Oberrotliegend in Verbindung.

Diese Vorstellung wurde in der Folge von allen Bearbeitern permischer Profile innerhalb der Gurktaler Decke und im Drauzug übernommen (z. B. THIEDIG & CHAIR, 1974; THIEDIG et al., 1975; WOLTER et al., 1982; KAISER, 1971; NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982).

Die „Saalische Phase“ hat ursprünglich STILLE (1920) im Sinne einer variszischen Faltungsphase zwischen Unter- und Oberrotliegend aufgestellt. Inzwischen haben jedoch verschiedene Autoren darauf hingewiesen, daß es sich bei der „Saalischen Phase“ um zahlreiche, lokale, durch vulkanotektonische, germanotype Bewegungen in Zusammenhang mit dem unterpermischen Vulkanismus hervorgerufene Schichtlücken und Diskordanzen innerhalb des Unterrotliegend handelt (z. B. LORENZ & NICHOLLS, 1976; KOZUR, 1980a; LÜTZNER, 1981 u. a.). Eine „Saalische Phase“ als mehr oder weniger isochrones Ereignis im Sinne von STILLE (1920, 1924) wird heute abgelehnt, KOZUR (1980a) spricht sich auch vehement gegen die Heranziehung der „Saalischen Phase“ zur Grenzziehung zwischen Unter- und Oberrotliegend (Autunien-Saxonien) aus. Der in den Profilen Wunderstätten und Christophberg innerhalb der Werchzirmschichten auftretende Sedimentationsumschwung und die damit gehäuft einsetzenden Grobschüttungen im Mittelteil der Abfolge sind zweifellos auf „Saalische Bewegungen“, d. h. auf germanotype Bruchtektonik in Zusammenhang mit dem unterpermischen Vulkanismus zurückzuführen.

Im Anschluß an die variszische Orogenese (sudetische, asturische Phase) kommt es in Mitteleuropa durch starke Dehnungstektonik, verursacht durch das Aufdringen eines oder mehrerer Manteldiapire (LORENZ & NICHOLLS, 1976), ab dem höheren Westfal verbreitet zur Bildung inter-

montaner Tröge und Senken, begleitet von Vulkanismus. In den Ostalpen entstehen die ersten intermontanen Tröge vereinzelt ebenfalls bereits im Oberkarbon (z. B. Stangalm-Karbon), verbreitet setzt dieser Prozeß jedoch erst mit dem untersten Perm ein.

Innerhalb der Gurktaler Decke kommt es im Unterperm zunächst nur zu geringer vulkanischer Aktivität (Basistuff), erst gegen Ende des Unterrotliegend verstärkt sich die vulkanische Tätigkeit und hört dann ziemlich plötzlich auf. Vermutlich sind die den Tonschiefern – Siltsteinen der Werchzirmschichten eingeschalteten Konglomeratschüttungen zumindest teilweise auf synsedimentäre tektonische Bewegungen („saalische Bewegungen“) zurückzuführen.

Eine ähnliche Entwicklung, sowohl von der Sedimentation (Fazies) als auch vom vulkanischen Geschehen her, ist auch im germanischen Becken gegeben (z. B. KATZUNG et al., 1979; LÜTZNER, 1981; vgl. auch FALKE, 1972).

Nachdem in Mitteleuropa der intrapermische Vulkanismus, der örtlich schon im oberen Karbon einsetzt, nach bisher vorliegenden Daten kaum über das Autun bzw. Unterrotliegend hinaufreicht, so kommt besonders in den Ostalpen diesen Vulkaniten trotz Ablehnung einer „Saalischen Phase“ doch eine gewisse stratigraphische Bedeutung zu, sind sie doch ein markantes und bisher einziges Leitereignis zur Untergliederung und Korrelation permischer Abfolgen. Denn die Vulkanite und die darunterliegenden Werchzirmschichten lassen sich damit doch mit einiger Sicherheit in das Unterrotliegend (Autun) einstufen. Wesentlich schwieriger ist dagegen die stratigraphische Festlegung der Grenze Werchzirmschichten – Griffener Schichten.

Über den Vulkaniten der Werchzirmschichten bzw. wo die Vulkanite fehlen, direkt über den Unterrotliegend-Sedimenten (z. B. im Drauzug über den Laaser Schichten) kommt es zu einer deutlichen Umgestaltung des Sedimentationsraumes, dessen Ursachen ebenfalls in tektonischen Bewegungen zu suchen sind. Dies äußert sich darin, daß mit den Griffener Schichten (im Drauzug mit den äquivalenten „Grödener Schichten“) fast ausschließlich gröberklastische Sedimente zur Ablagerung gelangen, deren Komponenten nur noch untergeordnet aus dem altpaläozoischen Basement stammen. Neben viel Kristallinkomponenten, die auf eine Ausweitung des Sedimentationsraumes hinweisen, wird vor allem sehr viel Material aus den intrapermischen Vulkaniten aufgearbeitet (Abb. 19).

Die Tatsache, daß die Griffener (und Grödener) Schichten zu weit über 50 Prozent aus vulkanischen Aufarbeitungsprodukten aufgebaut sind, läßt schließen, daß die intrapermischen Vulkanite ursprünglich eine wesentlich größere Verbreitung und Mächtigkeit besaßen und daß daher zwischen Werchzirmschichten bzw. den Vulkaniten und den Griffener Schichten (im Drauzug zwischen Laaser und Grödener Schichten) zumindest lokal größere Sedimentationslücken vorhanden sein müssen, deren Umfang

jedoch weder im Drauzug noch innerhalb der Gurktaler Decke feststellbar ist.

Teilweise müssen die intrapermischen Vulkanite auch noch im Skyth Erosionsgebiet gewesen sein, da der Alpine Buntsandstein teilweise ebenfalls noch sehr hohe Gehalte an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten aufweist. Dies kann nur durch tektonische Verstaltungen erklärt werden, wobei diese Bewegungen über weite Bereiche und scheinbar annähernd gleichzeitig wirksam waren, denn dieser Sedimentationsumschwung läßt sich sowohl in den Ost- als auch in den Südalpen feststellen.

Nachdem „Saalische Bewegungen“ nur lokal innerhalb des Unterrotliegend auftreten, dürften für diese weiträumige Umgestaltung des Sedimentationsraumes zwischen Werchzirmschichten und Griffener Schichten bzw. Laaser Schichten und Grödener Schichten oder in den Südalpen zwischen Bozener Quarzporphyr bzw. Trogkofelkalk und Grödener Schichten, Saalische Bewegungen als Ursache nicht in Frage kommen.

KOZUR (1980a, 1981) führt diesen Sedimentationsumschwung in den Südalpen auf tektonische Äußerungen der „Pfälzischen Phase“ zurück, die er in das basale Mittelperm einstuft.

Die zeitliche Einordnung dieser Phase war schon immer problematisch (vgl. STILLE, 1924), wiederholt wurde sie an die Perm-Trias-Grenze gestellt (z. B. TOLLMANN, 1966).

Im Drauzug beispielsweise wurde das Einsetzen des Alpiner Buntsandsteines über den Grödener Schichten auf die Pfälzische Phase zurückgeführt (TOLLMANN, 1977). Dieser Sedimentationsumschwung, der ungefähr mit der Perm-Trias-Grenze zusammenfällt (siehe Diskussion bei KRÄINER, 1985, 1987a) wird jedoch nicht durch tektonische Bewegungen, sondern vielmehr durch einen Klimaumschwung ausgelöst (vgl. BRANDNER et al., 1986).

Damit ergibt sich auch keine Notwendigkeit, an der Grenze Grödener/Griffener Schichten – Alpiner Buntsandstein eine größere Schichtlücke, die etwa dem Oberperm („Bellerophonniveau“) entsprechen soll, anzunehmen, wie dies NIEDERMAYR et al. (1978) und NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982, Abb. 2) fordern. NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) stellen die Grödener Schichten des Drauzuges in das Oberrotliegend, wobei sie bei ihren Überlegungen von den Verhältnissen in den Südalpen (Südtiroler Dolomiten) ausgehen. Die südalpinen Grödener Schichten wurden ursprünglich in das obere Unterperm (Oberrotliegend) – Mittelperm gestellt (LEONARDI, 1967). Nach neuesten Untersuchungen (CONTI et al., 1986) setzen die südalpinen Grödener Schichten, die sich lateral mit den Bellerophon-Schichten verzahnen, jedoch im Bletterbach-Profil vermutlich erst mit dem obersten Capitanian, sicher erst mit dem Abadehian ein, d. h. die südalpinen Grödener Schichten sind größtenteils in das Oberperm zu stellen, setzen lokal aber eventuell schon früher (im

höheren Mittelperm) ein. Die Ignimbrite des Bozener Quarzporphyrkomplexes, die die Grödener Schichten unterlagern, ergaben ein radiometrisches Alter von 270 Millionen Jahren (D'AMICO, 1986), sind also im wesentlichen auf das Unterrotliegend beschränkt.

Daraus ergibt sich zwischen den Vulkaniten des Bozener Quarzporphyrkomplexes und den darüberliegenden Grödener Schichten eine Schichtlücke größeren Umfangs (umfaßt einen großen Teil des Mittelperms).

Nachdem es auch im ostalpinen Perm, besonders im Drauzug und der Gurktaler Decke, überzeugende Argumente für die Existenz einer Schichtlücke an der Grenze Laaser-Grödener Schichten bzw. Werchzirm-Griffener Schichten gibt, worauf bereits hingewiesen wurde, und den intrapermischen Vulkaniten der Ostalpen ein ähnliches Alter zukommt wie in den Südalpen, so ist es durchaus realistisch, daß diese Schichtlücke im Drauzug und in der Gurktaler Decke einen ähnlich großen Umfang einnimmt wie in den Südalpen.

Der Umfang dieser Schichtlücke läßt sich jedoch paläontologisch nicht belegen, da die Grödener/Griffener Schichten bis auf den stratigraphisch nicht verwertbaren Baumstamm von Laas und der Sporenform *Vittatina costabilis* WILSON praktisch fossillier sind und außerdem aus den intrapermischen Vulkaniten der Gurktaler Decke und des Drauzuges bisher keine Altersdatierungen vorliegen. Zusammenfassend ergibt sich für die Werchzirmschichten, einschließlich der Vulkanite ein unterpermisches Alter (Unterrotliegend, ~ Autun). Mit einer wahrscheinlich größeren Schichtlücke folgen darüber die Griffener Schichten, die vermutlich größtenteils in das Oberperm einzustufen sind.

Diese Schichtlücke ist nicht mehr auf „Saalische Bewegungen“ zurückzuführen, sondern auf ein überregional wirksam gewesenes tektonisches Ereignis, das eventuell der „Pfälzischen Phase“ zugeschrieben werden kann.

LITERATUR

- AMEROM, H. W. J. van, & M. BOERSMA (1974): Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunden der Ostalpen (Österreich). – *Carinthia* II, 164./84.:9–15, Klagenfurt.
- AMEROM, H. W. J. van, M. BOERSMA & G. RIEHL-HERWIRSCH (1976a): Zum Alter des „Karbons vom Christophberg“, Kärnten, Österreich. – *Geol. Mijnbouw* 55:211–212, Leiden.
- AMEROM, H. W. J. van, M. BOERSMA, G. NIEDERMAYR & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR (1976b): Das permische Alter der „Karbon“-Flora von Kötschach (Kärnten, Österreich). – *Carinthia* II, 166./86.:93–101, Klagenfurt.
- AMEROM, H. W. J. van, H. ANGERER & H. MOSTLER (1982): Über eine Autuno-Stephanische Flora aus den Kristbergschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). – *Jahrb. Geol. B.-A.* 124/2:283–323, Wien.

- BECK-MANNAGETTA, P. (1953) mit Beiträgen von ZAPPE, H.: Zur Kenntnis der Trias der Griffler Berge. – In: KÜPPER, H. (Hrsg.): Skizzen zum Antlitz der Erde. Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. KOBER, Universität Wien (Kober-Festschrift), 131–147, Hollinek, Wien.
- (1955): Der Bau der östlichen St. Pauler Berge. – *Jahrb. Geol. B.-A.* 98:67–92, Wien.
- (1963): Die geologischen Verhältnisse des Salzburger Waldes SW St. Andrä i. L. (Kärnten). – *Verh. Geol. B.-A.* 1963, 109–127, Wien.
- BRANDNER, R., D. A. DONOFRIO, K. KRÄINER, H. MOSTLER, N. A. NAZAROW, W. RESCH, V. STINGL & H. WEISSERT (1986): Events at the Permian-Triassic boundary in the Southern and Northern Alps. – In: *Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys, and additional reports*, p. 15–16 (abstract), Brescia.
- BROOKFIELD, M. E. (1980): Permian intermontane basin sedimentation in Southern Scotland. – *Sed. Geol.* 27:167–194, Amsterdam.
- COMPTON, R. R. (1962): *Manual of field geology*. – John Wiley, New York, 378 S.
- CONTI, M. A., D. FONTANA, N. MARIOTTI, F. MASSARI, C. NERI, U. NICOSIA, M. PASINI & D. PITTAU (1986): The Bletterbach-Butterloch section (Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation). – In: *Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys (Field Guide-Book)*, Societa Geologica Italiana, 99–122, Brescia.
- D'AMICO, C. (1986): Volcanic sequence in Trento – Alto Adige. – In: *Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys (Field Guide-Book)*, Societa Geologica Italiana, 16–22, Brescia.
- FALKE, H. (1972): Vergleich zwischen den Ablagerungen des Verrucano in den Westalpen und des Rotliegenden in Süddeutschland und Frankreich. – *Verh. Geol. B.-A.* 1972:11–32, Wien.
- (1974a): Die Grenzziehung zwischen Oberkarbon und Rotliegendem im Bereich des kontinentalen Perms von West- und Mitteleuropa. – *Bull. Soc. belge Geologie*, T. 83, fasc. 4:215–233, Bruxelles.
- (1974b): Die Unterschiede in den Sedimentationsvorgängen zwischen dem Autunien und Saxonien von Mittel- und Westeuropa. – *Geol. Rdsch.* 63:819–849, Stuttgart.
- FRIEND, P. F. (1983): Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. – In: COLLINSON, J. D., & J. LEWIN (Eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems*. – *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.* 6:345–354, Oxford.
- FRITZ, A., & M. BOERSMA (1987): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1987, Beitrag 15: Wunderstätten (Unterperm), St. Pauler Berge. – *Carinthia II*, Klagenfurt, 177./97.:381–394.
- HOLUB, V., & H. KOZUR (1981): Die Korrelation des Rotliegenden Europas. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* 11/5:195–242, Innsbruck.
- HUBERT, J. F., & M. G. HYDE (1982): Sheet-flow deposits of graded beds and sandstone on an alluvial sandflat – playa system. Uper Triassic Blomidon redbeds, St. Mary's Bay, Nova Scotia. – *Sedimentology* 29:457–474, Oxford.
- KAISER, J. (1971): Beitrag zur Geologie des Raumes um den Ulrichsberg NNW Klagenfurt (Kärnten). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 155 S.
- KATZUNG, G., R. BENEK, H. LÜTZNER, R. MEIER & W. ROST (1979): Ergebnisse des Symposiums über das mitteleuropäische Perm, VR Polen 1978. – *Zeitschr. angew. Geol.* 25 (1979), H. 5:201–208, Berlin.
- KOZUR, H. (1978): Bemerkungen zum Vorkommen der Gattung *Callipteris* BRONGN. im Karbon. – *Verh. Geol. B.-A.* 1978/2:11–22, Wien.
- (1980a): Beiträge zur Stratigraphie des Perms, Teil III (2): Zur Korrelation der überwiegend kontinentalen Ablagerungen des obersten Karbons und Perms von Mittel- und Westeuropa. – *Freiberger Forsch.-H. C* 348:69–172, Leipzig.

- (1980b): Die Korrelation des Rotliegenden und Zechsteins von Mittel- und Westeuropa mit der marinen Standardgliederung, Teil I. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 9/10:353–371, Innsbruck.
- (1981): Zur Anwendung litho- und biostratigraphischer Gliederungen im Rotliegenden. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 24/1:129–147, Budapest.
- (1986): Boundaries, subdivision and correlation of the marine and continental Permian. – In: Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys, and additional regional reports, 29–31 (abstract), Brescia.
- KRAINER, K. (1984): Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich). – Jahrb. Geol. B.-A. 127/2:159–179, Wien.
- (1985): Zur Sedimentologie des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 14/2:21–81, Innsbruck.
- (1987a): Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol). – Jahrb. Geol. B.-A. 130:61–91, Wien.
- (1987b): Der geologische Rahmen zu einem jungpaläozoischen Pflanzenfossilvorkommen im Raum Wunderstätten (St. Pauler Berge). – Carinthia II, Klagenfurt, 177./97.:275–281.
- LEONARDI, P. (1967): Le Dolomiti. Geologia dei Monti tra Isarco e Piave. I. Vol. 552 S. Ed. Manfrini, Trento.
- LORENZ, V., & I. A. NICHOLLS (1976): The Permocarboniferous basin and range province of Europe. An application of plate tectonics. – In: Falke, H. (Ed.): The Continental Permian in Central, West and South Europe, 313–339, D. Reidel, Dordrecht.
- LÜTZNER, H. (1981): Sedimentation der variszischen Molasse im Thüringer Wald. – Schriftenr. geol. Wiss. 17:1–217, Berlin.
- NEMEC, W., & R. J. STEEL (1984): Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. – In: KOSTER, E. H., & R. J. STEEL (Eds.): Sedimentology of Gravels and Conglomerates. – Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 10:1–31, Calgary.
- NIEDERMAYR, G. (1975): Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien 66/67, 1973/1974:105–126, Wien.
- NIEDERMAYR, G., R. SEEMANN & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR (1978): Die Perm-Trias-Grenze im westlichen Drauzug, Kärnten–Osttirol. – Ann. Naturhist. Mus. Wien 81:1–17, Wien.
- NIEDERMAYR, G., & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR: (1982): Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permio-skythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. – Verh. Geol. B.-A. 1982/2:33–51, Wien.
- POWERS, M. C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. – Journ. Sed. Petrol. 23:117–119, Menasha.
- REEVES, C. C. (1976): Caliche. Origin, Classification, Morphology and Uses. – Estacado Books, Lubbock, Texas, 233 S.
- REMY, W., & R. REMY (1977): Die Floren des Erdaltertums. – Verl. Glückauf, Essen, 468 S.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1962): Vorläufige Mitteilung über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christophberges (Mittelkärnten). – Der Karinthin 45/46:244–246, Hüttenberg.
- (1965): Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christophberges, Kärnten – Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 14/15, 1963/1964:229–266, Wien.
- (1972): Vorstellung zur Paläogeographie – Verrucano. – Verh. Geol. B.-A. 1972:97–106, Wien.

- RIEHL-HERWIRSCH, G., & W. WASCHER (1972): Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). – Verh. Geol. B.-A. 1972:127–138, Wien.
- SCHÄFER, A., & A. SNEH (1983): Lower Rotliegend fluvio-lacustrine sequences in the Saar-Nahe Basin. – Geol. Rdsch. 72/3:1135–1146, Stuttgart.
- SCHWINNER, R. (1931): Geologische Karte und Profile der Umgebung von Turrach im Steyrisch-Kärnthnerischen Nockgebiet 1:25.000, 11 S., 1 Profiltafel, 1 Kte. – LEUSCHNER & LUBENSKY, Graz.
- (1932): Geologische Aufnahmen bei Turrach (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A. 1932/3:65–75, Wien.
- (1938): Das Karbon-Gebiet der Stangalpe. – C. R. deux. Congr. Strat. Carbonifere Heerlen 1935:1171–1257, Maastricht.
- SEGER, M., & F. THIEDIG (1983): Alpidischer Überschiebungsbau in den St. Pauler und Griffener Bergen (Ostkärnten/Österreich). – Verh. Geol. B.-A. 1982:269–284, Wien.
- SIESSER, W. G. (1973): Diagenetically formed ooids and intraclasts in South African calcrites. – *Sedimentology* 20:539–551, Oxford.
- STEEL, R. J. (1974): New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean Province, Scotland. – *Jour. Sed. Petrol.* 44/2, 336–357, Menasha.
- STILLE, H. (1920): Über Alter und Art der Phasen variscischer Gebirgsbildung. – *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-nat. Kl.*: 218–224, Göttingen.
- (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. – Borntraeger, Berlin, 443 S.
- STREHL, E. (1962): Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins. IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. – *Carinthia II*, 152./72.:46–74, Klagenfurt.
- TENCHOV, Y. G. (1980): Die paläozoische Megaflora von Österreich. Eine Übersicht. – Verh. Geol. B.-A. 1980/2:161–174, Wien.
- THIEDIG, F., & M. CHAIR (1974): Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich). – *Carinthia II*, 164./84.:105–113, Klagenfurt.
- THIEDIG, F., & D. KLUSSMANN (1974): Limnisches Oberkarbon an der Basis der Postvariscischen Transgressionsserie in den St. Pauler Bergen Ostkärntens (Österreich). – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg* 43:79–84, Hamburg.
- THIEDIG, F., M. CHAIR, P. DENSCH, D. KLUSSMANN & M. SEEGER (1975): Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens – Österreich. – Verh. Geol. B.-A. 1974/2–3:269–279, Wien.
- TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – *Geotekt. Forsch.* 21:1–156, Stuttgart.
- (1972): Alter und Stellung des Alpenen Verrucano in den Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A. 1972:83–95, Wien.
- (1977): Geologie von Österreich, Bd. I. Die Zentralalpen. – F. Deuticke, Wien, 766 S.
- TUNBRIDGE, I. P. (1984): Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex. The Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U. K. – *Sedimentology* 31:697–715, Oxford.
- WASCHER, W. (1969): Zur Geologie der Trias des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 204 S.
- WOLTER, L., F. THIEDIG, P. PESCH, J. HALAMIC & T. APPOLD (1982): Geologie und Tektonik des Krappfeld-Mesozoikums (Ebersteiner Trias) in Kärnten (Österreich). – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg* 53:207–248, Hamburg.

DANK

Der Verfasser dankt sehr herzlich Herrn Univ.-Prof. Dr. Adolf FRITZ (Klagenfurt) für wertvolle Hinweise, Herrn Univ.-Prof. Dr. Helfried MOSTLER (Innsbruck) für wichtige Diskussionsbeiträge und die kritische Durchsicht des Manuskripts, Herrn Dr. Richard TESSADRI (Innsbruck) für die Durchführung der Mikrosondenanalysen und Herrn Dr. Heinz KOZUR (Budapest) für die Bestimmung der Conodonten. Die Untersuchungen wurden dankenswerterweise finanziell unterstützt vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich, Projekt Nr. 5545.

Anschrift des Verfassers: Dr. Karl KRÄINER, Institut für Geologie und Paläontologie, Innrain 52 (Bruno SANDER Haus), A-6020 Innsbruck.