



Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone

Von A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB*)

Mit 4 Abbildungen, 3 Tabellen und 1 Tafel

Zusammenfassung

Ausgehend von der Erwähnung von Altkristallinschollen liegend zur altpaläozoischen Sediment- und Vulkanitfolge der Norischen Decke in der Grauwackenzone Niederösterreichs und Steiermarks werden Untersuchungsergebnisse mitgeteilt, wonach insbesondere im Liesingtal keine hochmetamorphen Gesteine existieren. Hier liegt über dem „Kalwanger Gneiskonglomerat“ und der tieferen Veitscher Decke eine vor-oberordovizische progressiv metamorphe Schichtfolge, die vermutlich Äquivalente am Traidersberg W Leoben hat und sich lithofaziell gut mit der allerdings schwächer metamorphen Silbersbergserie im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone vergleichen läßt. Das Kalwanger Gneiskonglomerat, das hauptsächlich aus Orthogneis- (ehemals Albitgranit-)komponenten besteht, wird beschrieben und mit dem Silbersbergkonglomerat parallelisiert. Auf die stratigraphischen, paläogeographischen und die Metamorphosegeschichte betreffenden Fragen dieser Funde wird kurz eingegangen.

Abstract

Crystalline rocks have been recognized for a long time in the Northern Grauwackenzone of Lower Austria and Styria at several localities underlying the Lower Paleozoic sequence of the so-called "Norische Decke". Based on this observation the question may be raised whether or not there has been a primary transgressive relationship between this metamorphic basement (mainly amphibolites, paragneisses and orthogneisses) and the overlying sediments and volcanites. Published data, as well as new geological information, support the concept of an original link between both units. Additional information may be derived from orthogneiss components of the "Kalwanger Gneiskonglomerat" which is considered to be time-equivalent with the pre-Upper Ordovician "Silbersberg-Konglomerat" in the eastern part of the Graywacke Zone. Thus, our preliminary report may provide additional data concerning the present-day discussion of caledonian events in Central Europe.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. A. DAURER und Dr. H. P. SCHÖNLAUB,
Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Inhalt

1. Die Altkristallin-Schollen zwischen Vöstenhof und Bruck/Mur	78
2. Die Basis der Grauwackenzone nördlich des Liesingtales	80
3. Das Kalwanger Gneiskonglomerat	82
4. Diskussion über Alter und Verbreitung des Gneiskonglomerates	86
5. Literatur	88

1. Die Altkristallin-Schollen zwischen Vöstenhof und Bruck/Mur

Von verschiedenen Autoren wurden in der Vergangenheit wiederholt an der Basis der Norischen Decke der Nördlichen Grauwackenzone Vorkommen von altkristallinen Gesteinen erwähnt, so von STINY 1917 in der Umgebung von Bruck a. d. Mur (allerdings nach ihm im Karbon liegend), von MOHR 1923 und CORNELIUS 1941, 1952 im Raum Ternitz-Gloggnitz das sogenannte Vöstenhofer Kristallin (vgl. PLÖCHINGER 1964, 1967), weiters von METZ 1937, HAUSER 1938, CORNELIUS 1952 und HOMANN 1955a diaphthoritisches Kristallin im Raum des Kaintaleck, des Traidersbergs südwestlich Donawitz, im Stübming- und Arzbachgraben SW und NE von Veitsch sowie am Ritting bei Bruck a. d. Mur. Von allen Autoren wird dabei die Auffassung geteilt, daß diese Altkristallinschollen Relikte der primären Unterlage der altpaläozoischen Grauwackensedimente seien, die ursprünglichen Zusammenhänge zwischen Auflage und Basement aber weitgehend verwischt sind. Analogiegründe und geologische Überlegungen, die kurzen Transportweiten gegenüber einem großräumigen Deckenbau dem Vorzug gaben, ließen daher nach HAUSER 1938, CORNELIUS 1941 und HOMANN 1955a einen Zusammenhang mit der Kletschach-Troiseck-Masse am wahrscheinlichsten erscheinen, von der in alpidischer Zeit Fetzen von Altkristallin mit der auflagernden Grauwackenzone abgeschert seien.

Demgegenüber vertrat TOLLMANN 1963 die Auffassung, daß diese Kristallinvorkommen tektonische Schürflinge seien, die beim Nordtransport des oberostalpinen Deckensystems von einem größeren Kristallinkomplex abgeschert und mitgeschleift wurden.

Nach unseren bisherigen Untersuchungen ist in Übereinstimmung mit CORNELIUS am ehesten im Kristallin von Vöstenhof-Schlöglmühl ein ungestörter Verband zwischen Kristallin und Altpaläozoikum zu erkennen. Hier bilden Amphibolite, Paragneise, gelegentlich Serpentine und saure Orthogneise eine steile Aufwölbung, die mit einer schwachen Diskordanz im Süden von der altpaläozoischen Silbersbergserie, im Norden hingegen von Grünschiefern überlagert wird. Obwohl bisher der unmittelbare Kontaktbereich zwischen Kristallin und Auflage nicht angetroffen werden konnte, ist ein deutlicher Hiatus der Metamorphose beider Einheiten auf engstem Raum nachzuweisen. Die Amphibolite sind mesozonal metamorphe Gesteine, die gemeinsam mit der altpaläozoischen, nach der Nähe zum Porphyroid zu urteilen, oberordovizischen Auflage eine schwach epizonale Überprägung erlitten haben, die in der Unterlage zur Retrometamorphose führt (vollständige Zoisitisierung der Plagioklase), während das überlagernde Altpaläozoikum schwach progressiv metamorph ist. Wir halten daher vorläufig an der Auffassung

Großgliederung des Ostteils der Grauwackenzone

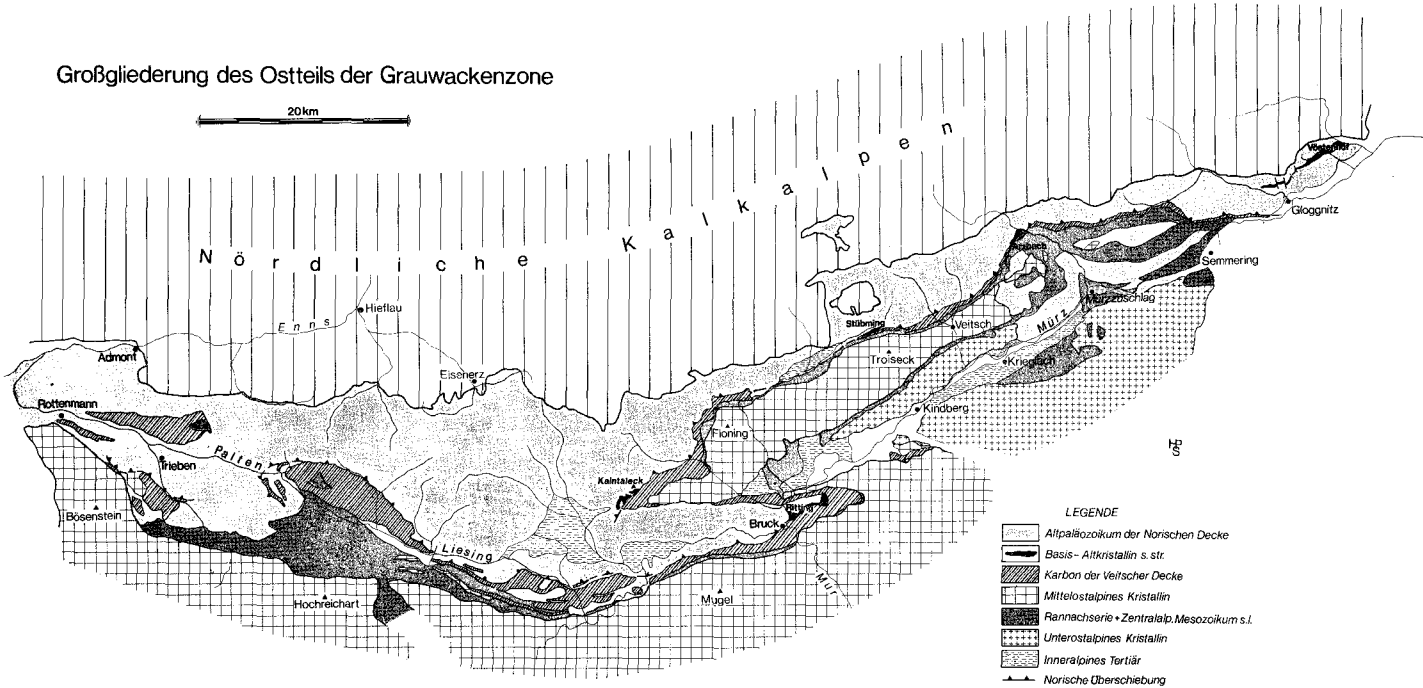


Abb. 1

älterer Bearbeiter fest und die Geländebefunde wie das Fehlen von tektonischen Trennmarken (z. B. Einklemmung jüngerer Gesteine im Kontaktbereich) geben uns darin anscheinend recht, daß Grauwackenzone und unterlagerndes Kristallin örtlich noch in einem relativ ungestörten Verband liegen können. Sollte diese Ansicht durch weitere Untersuchungen bestätigt werden können, müßte für die Metamorphose des unterlagernden Kristallins ein vor-oberordvizesches Alter angenommen werden.

Nach HOMANN 1955a sind am Nordrand des Kaltbachgrabens bei Bruck a. d. Mur lithofaziell mit dem Vöstenhofer Kristallin gut vergleichbare und bis 100 m mächtige Kristallinschollen gleichfalls noch mit ihrer ursprünglichen Schieferauflage erhalten. Es handelt sich ebenso um Gneis- und Glimmerschieferdiaphthorite, sowie am Ritting um kleine Vorkommen von Eklogitamphiboliten bzw. Granatamphiboliten (STINY 1917, HOMANN 1955b). Stets im oberen Teil finden sich außerdem Grüngesteine. Eine weitere Analogie zu Vöstenhof kann darin gesehen werden, daß zu diesen Grüngesteinen wahrscheinlich auch der kleine Antigoritserpentinkörper der Elisenruhe zu stellen ist (vgl. HERITSCH 1908, HOMANN 1955a).

Inwieweit zwischen diesem Kristallin und den naheliegenden Kerngesteinen der Gleinalm (FRANK et al. 1976) mögliche zeitliche und petrographische Bindungen bestehen, sei vorerst dahingestellt. Wie immer der Zusammenhang sein mag, die tektonische Zwischenschaltung von Karbon und örtliche Reste von transgressiv auflagernder Rannachserie auf dem Rennfeldkristallin sind bei solchen Überlegungen zu berücksichtigen (vgl. AUFERBAUER & POSTL 1976).

2. Die Basis der Grauwackenzone nördlich des Liesingtales

Am Südrand der altpaläozoischen Grauwackenzone wurden von METZ 1938, 1940 verschiedenartige Gesteine und Teilerien zu einer Gruppe von „hochmetamorphen Gesteinen“ zusammengefaßt und auf den beigegebenen Karten ausgeschieden. Sie haben am Traidersberg und Schafberg westlich Leoben große Verbreitung, weiter südlich des Liesingtales zwischen Traboch und Mautern, während sie westlich Mautern in einem nördlichen Streifen den Magdwiesengraben und die Teichentäler queren. Ein weiterer Komplex dieser Gesteine wurde von METZ 1940 am Hollerkogel bei Treglwang sowie im Raum südwestlich des Schoberpasses erkannt. METZ legt zwar auf seinen Karten eine Hauptbewegungsbahn zwischen den hochmetamorphen Gesteinen und den höher metamorphen Grauwackenschiefen, betont aber gleichzeitig (METZ 1940, S. 181, 188) die Schwierigkeiten der Abtrennung beider Einheiten, „da weder für die eine noch die andere Gruppe charakteristische Gesteinsglieder oder Kombinationen, noch ein Hiatus in der Metamorphose vorliegt“.

Zur Überprüfung der tektonischen und petrographischen Aspekte dieser Frage bot sich der Lange Teichengraben N Kalwang an, da hier sowohl ein zusammenhängendes Profil durch Karbon der Veitscher Decke, „hochmetamorphe Gesteine“ und „höhermetamorphe“ Grauwackenschiefer vorliegt als auch der überlagernde Blasseneckporphyroid einen stratigraphischen Anhaltspunkt für die darunterliegenden Grauwackenschiefer ermöglicht; außerdem ließen neue Forststraßen gute Aufschlüsse erwarten.

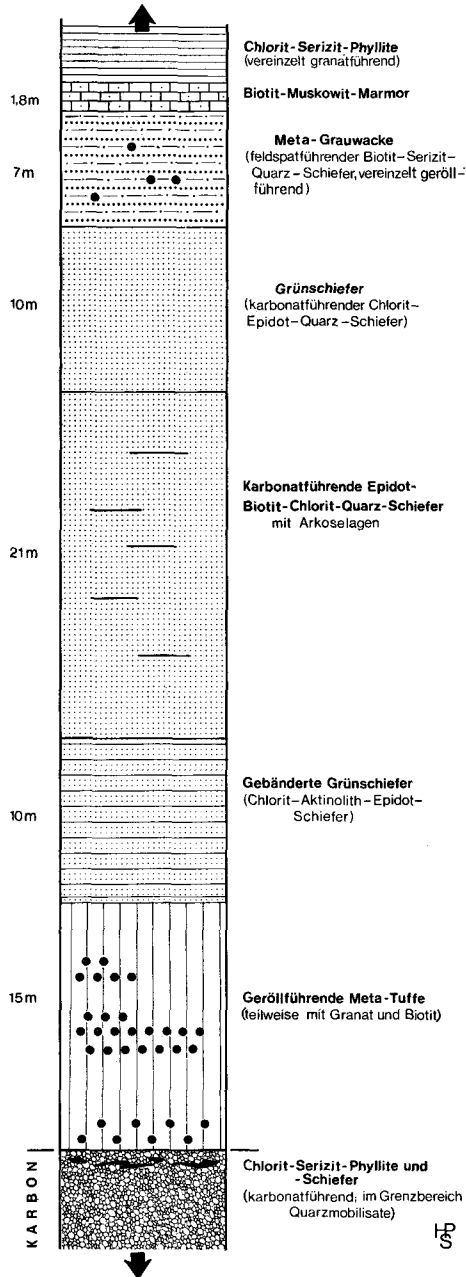


Abb. 2: Basisprofil der Norischen Decke südwestlich des Hohen Gemeindekogels.

Wie die bisherigen petrographischen Untersuchungen zeigen, liefert die über 500 m mächtige, praktisch durchgehend aufgeschlossene Unterlage des Porphyroids ein kontinuierliches Metamorphoseprofil entlang der A. Liechtenstein-Forststraße, das in seinen tiefsten Anteilen die höhere Grünschieferfazies erreicht und hier zur Ausbildung von Gleichgewichtsparagenesen Granat-Biotit-Chlorit-Epidot-Albit führt. Während in den tieferen Bereichen die vulkanogene Beeinflussung dominiert (Grünschiefer, Metatuffite) und auch ein bis 15 m mächtiger Glimmermarmor horizontbeständig auftritt, zeigt der höhere Teil der Schichtfolge eine monotone klastische Entwicklung (Serizit-, Chlorit-Quarzite, Serizitschiefer, Arkoseschiefer) mit Relikten von Sedimentgefügen (Bankung, Schrägschichtung, etc.).

Der Kontakt zwischen dem Karbon und der Basis der Norischen Decke ist am Zusammenfluß der beiden Teichentäler über dem Mundloch des Gotthardistollens freigelegt. Weitere, von uns untersuchte Kontakte finden sich ca. 20 m unter der nach SE vorspringenden Verebnung in einer Höhe von 1135 m am Ende der Forststraße über dem Gotthardistollen sowie nördlich der „Weißen Mauer“ in einem Seitenast des Graphitgrabens südwestlich des Hohen Gemeindegogels in ca. 1200 m Höhe.

An allen bisher überprüften Stellen ist die Grenze beider Einheiten eine mehrere Meter breite Schuppenzone. Sie ist über dem Gotthardistollen mindestens 6 m mächtig und zeigt hier eine viermalige Einspießung dm-breiter graphitischer und seidig glänzender Phyllite in die basalen gebänderten Grünschiefer. Quarzknuern, verknetete und verfaltete cm-dicke Quarzlamellen markieren zudem diesen Grenzstreifen zwischen den metamorphen Karbonablagerungen und dem nahezu konkordant darüberfolgenden, deutlich höher metamorphen Basiskomplex der Norischen Decke.

3. Das Kalwanger Gneiskonglomerat

In sehr auffallender Weise schalten sich in die basalen Grünschiefer langeweise Gerölle von cm- bis maximal Kopfgröße ein. Dieser Horizont, für den die Bezeichnung „Kalwanger Gneiskonglomerat“ vorgeschlagen sei, zeigt auf ca. 15 m vertikaler Ausdehnung eine sehr unterschiedliche, im allgemeinen aber lose Packung der stets gut gerundeten Gerölle.

Zwei Haupttypen von Komponenten lassen sich unterscheiden:

1. Quarzgerölle: Sie werden meist nur bis zu einigen cm groß und haben oft Zerbrechungsrisse, in die das Grundgewebe des Nebengesteins hineinwächst. U. d. M. sind sie leicht parkettiert oder in undulöse Deformationslamellen zerlegt. Komponenten des Matrixgesteins (Serizit, Chlorit, Epidot) sprossen in Rissen auf.

2. Gerölle von hellen Orthogneisen: Auch sie sind immer ausgezeichnet gerundet, manchmal aber durch die Schieferung des Einbettungsgesteins weiter deformiert und ausgeschwänzt. Besonders die quarzreichen Typen sind für diese sekundären Deformationen recht anfällig. Die Durchschnittsgrößen liegen unter einem dm, Extremfälle können bis zu 3 dm erreichen.

Im Dünnschliff können nach dem Mineralbestand zwei Subtypen abgetrennt werden:

a) Quarzreiche Metagranitoide: Hauptbestandteil ist ein heteroklastisches Plaster aus undulösen Quarzen, dessen Regelung durch dünne Flasern und vereinzelt Flitter von Hellglimmer und Chlorit (ganz selten ist auch Biotit noch erhalten) betont wird. Darin liegen mehrere mm-große Albite von gedrungener bis tafeliger Gestalt, die meist mit ihrer Umgebung verzahnt sind. Sie haben oft einen polysynthetisch verzwilligten Kern, der von einer charakteristischen, schachbrettalbitähnlichen Hülle umgeben ist. Der „Schachbrettalbit“ stellt sich aber bei genauer Untersuchung als Pflaster von äußerst absetzigen, auskeilenden oder diffus endenden Zwillingslamellen heraus. Kalifeldspat ist im Schliff nicht sicher nachzuweisen, er kann aber in winzigen Zwickeln vermutet werden. Serizit- und Klinozoisit-Mikrolithen in den Albiten deuten auf ehemals etwas basischere Plagioklase. Epidot findet sich in geringen Mengen im Grundgewebe, wo er meist mit Titanit längliche Haufwerke bildet.

In sekundär deformierten Geröllen, die in einer Umgebung von karbonatführenden Grünschiefern eingebettet sind, kommt Karbonat in Klüftchen und Zwickeln vor.

	LT 35	LT 69	LT 70	LT 82
Quarz	65,1	68,8	73,5	65,0
Albit	28,7	28,0	20,8	26,8
Kalifeldspat	—	0,1	—	2,0
Epidot	2,3	0,3	3,3	2,5
Chlorit	0,8	1,3	0,6	1,5
Hellglimmer	0,3	0,3	0,3	0,2
Biotit	0,5	0,3	1,2	0,5
Titanit	0,3	0,3	0,1	1,0
Akzessorien	0,5	0,6	0,2	0,5
Karbonat	0,5	0,6	0,2	0,5

Tabelle 1: Modalanalysen von 4 Dünnschliffen der Quarzreichen Metagranitoide (2423 Punkte).

b) Albit-Granitgneise: Der Albitanteil kann hier fast den des Quarzes erreichen. Große (bis 1 cm), gedrungene, schwach gefüllte Albite bilden ein Pflaster mit Quarz, das von feinen, rekristallisierten Bewegungsbahnen durchzogen wird. Auch die größeren Albitkörner besitzen häufig einen Zerreibungsrand. Dünne Glimmerzüge (hauptsächlich Biotit, oft schwach chloritisiert) zeichnen die Flaserung, unterstützt durch gestreckte Kornaggregate von Epidot-Klinozoisit und etwas Titanit. Epidot tritt auch isoliert in kleinen Körnern auf, oft mit schönem Zonarbau und Orthit-Kern. Ein Hornblende-Relikt in einem Epidot-Chlorit-Titanit-Aggregat deutet eine ehemals sporadische Amphibolführung an. Kleine, idiomorphe Granate sind recht häufig, sie stehen meist in Gruppen beisammen und könnten ebenfalls primäre Relikte sein. Als Akzessorien treten Apatit, Zirkon und sehr wenig Erz auf.

In einem Schliff (LT 101) tritt sehr viel K a r b o n a t in diskordanten Rissen und Zertrümmerungszonen auf.

	LT 75	LT 101	GK 235
Quarz	51,1	48,6	49,8
Albit	40,3	42,5	40,5
Kalifeldspat	1,2	—	2,0
Epidot	2,9	0,4	1,9
Chlorit	0,3	1,1	0,8
Hellglimmer	0,2	0,3	0,2
Biotit	2,8	0,2	0,9
Granat	0,5	—	1,9
Titanit	0,4	—	0,5
Akzessorien	0,1	0,6	0,5
Karbonat	0,2	6,0	—

Tabelle 2: Modalanalysen von 3 Dünnschliffen der Albit-Granitgneise (2294 Punkte).

Daß die Gerölle metamorphe Abkömmlinge ehemaliger Magmatite sind, liegt nach ihrem makroskopischen Erscheinungsbild, Mineralbestand und Gefüge auf der Hand. Es ergibt sich aber besonders bei den plagioklasreichen Typen die Schwierigkeit, daß der primäre Anorthitgehalt der Plagioklase nicht sicher rekonstruierbar ist, sodaß die Einordnung in ein Q(uarz)-A(lkalifeldspat)-P(lagioklas)-Diagramm nach STRECKEISEN (1976) mit gewissen Unsicherheiten behaftet ist. Ein Plagioklas mit einem Anorthitgehalt unter 5% würde in dieser Darstellungsweise zu den Alkalifeldspäten gerechnet werden, wodurch das Ausgangsgestein ins Feld der Alkaligranite fällt; mit einem höheren An-Gehalt käme es ins Feld der Tonalite, was nach den seltenen Hornblenderelikten auch nicht ganz von der Hand zu weisen wäre. Allerdings sind die Plagioklase immer sehr schwach gefüllt, auch ergeben die chemischen Gesteinsanalysen sehr wenig Ca, sodaß eine Einstufung zu den Alkaligraniten wahrscheinlicher ist (Abb. 3). Nicht völlig auszuschließen ist eine Deutung der Gerölle als metamorphe Ergußgesteine vom Typ der Alkaliliparite, wofür es aber vorerst keinerlei Hinweise gibt.

Chemische Analysen der Gneisgerölle sind mit Skepsis zu betrachten, da durch Karbonatisierung an Klüften, sekundäre Albitisierung nach Sedimentation und Diagenese sowie durch Stoffaustauschvorgänge während der gemeinsamen Metamorphose von Geröll und Nebengestein nicht mehr rekonstruierbare Verfälschungen zu erwarten sind. Daher soll hier stellvertretend der Chemismus eines sehr kompakten, großen, nicht sekundär deformierten Gerölls angeführt werden. Das Analysenmaterial stammt aus dem kompakten, nicht von Sprüngen oder Hohlräumen durchzogenen Kern des Gerölls, sodaß ein Minimum von postsedimentären Stoffumsetzungen angenommen werden kann. Weitere durchgeführte Analysen stimmen trendmäßig überein (hoher SiO₂-Gehalt, extreme Na₂O-Vormacht), lassen sich aber nur sehr schlecht mit den Modalanalysen der Dünnschliffe korrelieren, die sekundäre Deformationen, Karbonatdurchsetzungen etc. zeigen.

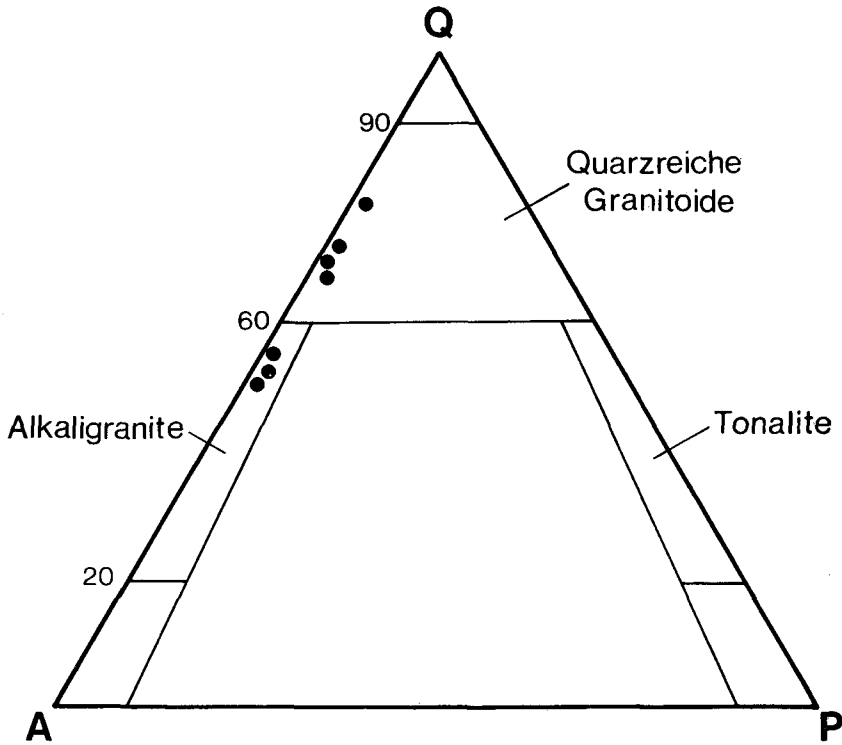


Abb. 3: Modalanalysenpunkte von 7 Geröllen des Kalwanger Gneiskonglomerates im QAP-Dreieck nach STRECKEISEN (1976).

SiO ₂	77,62%
TiO ₂	0,30
Al ₂ O ₃	12,60
Fe ₂ O ₃ tot.	0,96
MgO	0,44
CaO	0,79
Na ₂ O	6,54
K ₂ O	0,19
P ₂ O ₅	0,21
H ₂ O 110° C	0,08
GV 1000° C	0,47

Tabelle 3:

Chemische Analyse eines Flasergneisgerölles (Meta-Albit-Granit) aus dem Kalwanger Gneiskonglomerat (Probe LT 75; 5 m über dem Mundloch des Gotthardistollens im Langen Teichengraben).

Analytiker: P. KLEIN, L. PÖPPEL.

In den meisten Gneisgeröllen verläuft die Schieferung parallel zur Schieferung der Matrixgesteine (biotitführende Metatuffite), sodaß in solchen Fällen keine eindeutige Aussage über das Altersverhältnis der Gefügeprägung von Orthogneis und Matrixschiefer möglich ist. Es ist allerdings klar, daß ein Gneis hauptsächlich nach seiner Schieferung bricht und die Gestalt eines abgerundeten Gerölles sich nach dem Flächengefüge des Gesteins richtet. Vereinzelt aber verläuft die interne

Schieferung der Gneisgerölle diskordant zur Korngestalt und damit auch diskordant zur regionalen Schieferung der Matrixgesteine; ein besonders instruktives, kopfgroßes Geröll zeigt eine Abweichung der Internschieferung von ca. 60° . Diese Tatsache erscheint uns äußerst wichtig, da daraus der Schluß gezogen werden muß, daß die Gerölle bereits als metamorpher gefügegeprägter Detritus ins oberordovizische (s. u.) Sediment eingebettet wurden!

Die Gerölle sind über den gesamten Bereich ihres Auftretens (das westlichste Vorkommen liegt in einem quarzbetonten Metakonglomerat W Hollerkogel bei Treglwang in 1200 m Höhe über der Forststraße, die einen Seitenbach des Priemschenbaches quert; über die Teichentäler ist der Horizont bis zum Hohen Gemeindkogel NE Kalwang zu verfolgen, immerhin über eine Strecke von ca. 12 km) sehr einheitlich zusammengesetzt. Immer handelt es sich um albitreiche, glimmerarme, manchmal granatführende Orthogneise, ganz selten mit Hornblenderelikten, deren Ausgangsgesteine in Mineralbestand und Chemismus (der ebenfalls in mehreren analysierten Proben von verschiedenen Vorkommen sehr uniform ist) einem Albitgranit entspricht. Dieser einheitliche Kristallindetrius läßt auf die Existenz eines Orthogneiskomplexes mit voroberordovizischer Metamorphose im Nahbereich zur Sedimentation der Grauwackenschiefer dieses Raumes schließen.

4. Diskussion

In der Frage nach dem Alter des Kalwanger Gneiskonglomerats ist festzuhalten, daß Fossilien zwar generell fehlen, andererseits aber Feldbefunde und Labordaten keinen Zweifel am Zusammenhang mit der im Langen Teichengraben in einem

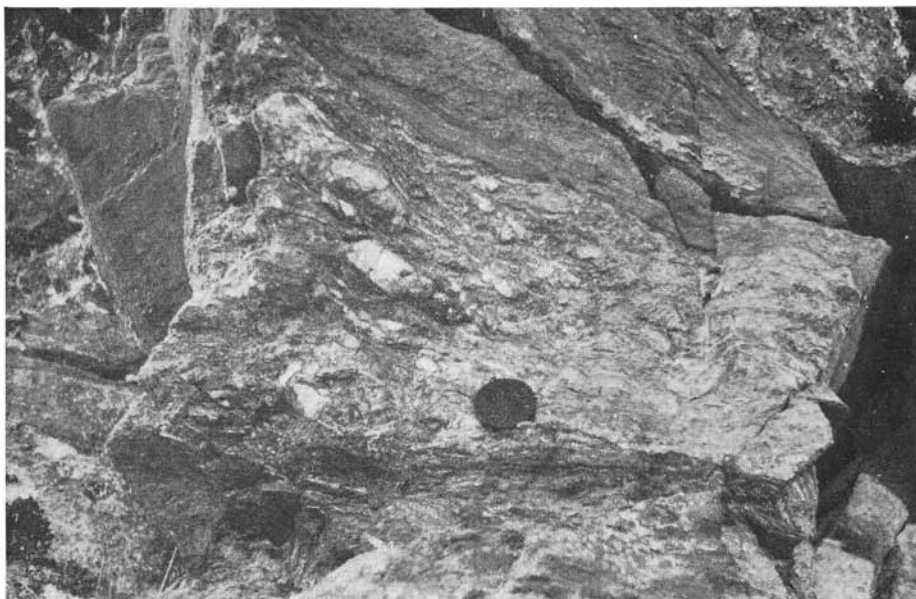


Abb. 4: Lage mit hellen Orthogneis-Komponenten am Rücken 150 m über dem Mundloch des Gotthardistollens.

geschlossenen Metamorphoseprofil vorliegenden Schichtfolge unter dem Porphyroid lassen. Wir sehen auch keine Veranlassung, diese Abfolge in zwei verschiedene tektonische Einheiten zu unterteilen, zumal neben den Metamorphoseverhältnissen die lithologische Gleichartigkeit und die gleichmäßigen Lagerungsdaten zwischen Konglomerat, Klastika und Porphyroid (40–60° nach NE fallend) weder auf bedeutende Störungen hinweisen noch andere Kennzeichen vorhanden sind, die die Annahme tektonischer Wiederholungen in einem größeren Umfang rechtfertigen würden.

Wenn der Blasseneckporphyroid dieselbe zeitliche Untergrenze hat wie der Porphyroid in der Umgebung von Eisenerz, nämlich oberes Caradoc oder Grenzbereich Caradoc/Ashgill (FLAJS & SCHÖNLAUB 1976), kann angenommen werden, daß die darunterliegende klastische Folge mindestens einen vor-oberordovizischen Altersumfang hat. Dabei fällt einmal die Monotonie der Unterlage in diesem Segment der Grauwackenzone auf, zum anderen aber auch die Position der Konglomerate, die analog den Silbersbergkonglomeraten in Niederösterreich auch in der Grauwackenzone des Liesingtales in einer tiefen Stellung zusammen mit Grünschiefern angetroffen werden. Während sie an der Südseite der Kristallinantiklinale von Vöstenhof allem Anschein nach direkt dem Altkristallin auflagern, fehlen sie im Nordflügel; hier folgen Grünschiefer über Bänderamphiboliten. Gegen das Schwarzatal verdrängen die Konglomerate hingegen die unter dem Porphyroid liegenden Schiefer fast ganz. Westlich Gloggnitz dagegen treten sie nur in schmalen Zügen und Linsen zwischen den Schiefern auf. Größere Bedeutung erlangen die Konglomerate erst wieder im Prein- und Altenberger Tal, wo eine stratigraphische Bindung mit Grünschiefern (quarzreiche Chloritschiefer, Epidotchloritschiefer, Grünschiefer mit Relikten) besonders auffallend ist (CORNELIUS 1936 a, b, 1952). Aus diesen Beobachtungen schließen wir auf ein vor-oderordovizisches, kaum jedoch kambrisches vulkanisches Geschehen unter starker Sedimentbeteiligung, in dessen Verlauf im benachbarten Festland Bodenunruhen eine \pm isochrone Geröllschüttung verursachten. Die Anlieferung so großer Gerölmengen, die vielleicht eine laterale Ausdehnung von mehr als 100 km gehabt haben können, setzt ein entsprechendes Hinterland voraus, das einerseits der Forderung nach einem stark ausgelesenen Restschotter im Sinne von CORNELIUS 1952 entgegenkommt, andererseits aber die schlechte Sortierung, die Gerölmenge, die gute Rundung und vor allem die erwähnten Orthogneiskomponenten in lokal beinahe monomikten Konglomerattypen erklärt. Darüber hinaus ist in diese Überlegungen auch die Wahrscheinlichkeit einer normalen Auflagerung auf ein älteres kristallines Basement miteinzubeziehen, das offensichtlich in Teilen der Grauwackenzone noch in einem Transgressionsverband mit altpaläozoischen Sediment- und Vulkanitfolgen erhalten sein kann. Die weit verbreiteten konglomeratischen Bildungen gehören zwar zu diesem transgressiven Geschehen und sind damit Zeugen einer Erweiterung des altpaläozoischen Sedimentationsraumes, eine Deutung als Transgressionskonglomerate verbieten aber die oben mitgeteilten Befunde.

5. Literatur

- AUFERBAUER, H. & POSTL, W.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone und im Kristallin auf Blatt 133, Leoben. — Verh. geol. B.-A., **1976**, S. A. 139, Wien 1976.
- CORNELIUS, H. P.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, Blatt Mürzschlag. — Wien (Geol. B.-A.) 1936a.
- Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes 1 : 25.000 samt Karte. — 54 S., Wien (Geol. B.-A.) 1936b.
- Das Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone zwischen Ternitz und Turnau. — Mitt. R.-A. Bodenforsch. (Jb. geol. B.-A.), **2**, S. 19—52, Wien 1941.
- Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis zum Aflener Becken. — Mitt. geol. Ges. Wien, **42—43**, S. 1—234, Wien 1952.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). — Verh. geol. B.-A., **1976**, S. 257—303, Wien 1976.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. & SCHARBERT, S.: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. — Tschermarks miner. petrogr. Mitt., (3) **23**, S. 191—203, Wien 1976.
- HAUSER, L.: Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiete der Kaintaleckschollen. — Jb. geol. B.-A., **88**, S. 217—259, Wien 1938.
- HERITSCH, F.: Der Serpentin von Bruck an der Mur. — Verh. geol. B.-A., **1908**, S. 297—299, Wien 1908.
- HOMANN, O.: Der geologische Bau des Gebietes Bruck a. d. Mur - Stanz. — Mitt. Mus. Bergb. etc. Joanneum, **14**, 47 S., Graz 1955a.
- Zur Bestimmung des Eklogitgranats aus dem Eklogitamphibolit (Granatamphibolit) des Ritting (Bruck a. d. Mur). — Miner. Mitt.-Bl. Joanneum Graz, **1955** (2), S. 63—66, Graz 1955b.
- METZ, K.: Die tektonische Stellung diaphthoritischen Altkristallins in der Steirischen Grauwackenzone. — Zbl. Min. Geol. Paläont., B, **1937**, S. 315—328, Stuttgart 1937.
- Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. — Jb. geol. B.-A., **87**, S. 165—193, Wien 1938.
- Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. — Mitt. R.-A. Bodenforsch. (Jb. geol. B.-A.), **1**, S. 161—220, Wien 1940.
- MOHR, H.: Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. — Z. dt. geol. Ges., **75**, Mber., S. 114—133, Berlin 1923.
- PLÖCHINGER, B.: Geologische Karte des Hohe Wandgebietes (Niederösterreich). — Wien (Geol. B.-A.) 1964.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). — 142 S., Wien (Geol. B.-A.) 1967.
- STINY, J.: Gesteine aus der Umgebung von Bruck a. d. Mur. — 59 S., Feldbach (Eigenverl.) 1977.
- STRECKEISEN, A.: To each Plutonic Rock its Proper Name. — Earth-Sci. Rev., **12**, 1—33, Amsterdam 1976.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 12. 5. 1977.

Geologische Karte der Grauwackenzone zwischen Eisenerzer Alpen und Liesingtal

unter Benützung älterer Aufnahmen von STINY, 1932, HABERFELNER, 1935, und METZ, 1940; Neuaufnahme Hans P. SCHÖNLAUB

