

## Weitere Ergebnisse zur Geologie des nordöstlichen Stubalpenrandes

Leander Peter BECKER, Graz

mit 2 Abbildungen, und einer Beilage

### I. Einführung

Die vorliegende Arbeit ist als unmittelbare Fortsetzung der 1974 vom gleichen Autor erschienenen Publikation (BECKER, 1974) anzusehen. Das hier beschriebene Gebiet liegt auf Blatt Köflach (162) der österreichischen Karte 1:50.000. Die Nord- bzw. Nordwestgrenze verläuft am Kamm der Terenbach-Alpe zur Roßbach-Alpe und von hier Richtung Ruine Hauenstein, die Südgrenze wird durch den Fahrweg Sattel Haus—Wetterkogel und von hier gegen Stübler im Oswaldgraben markiert. Die östliche Begrenzung ist identisch mit der Nord-Süd verlaufenden Blattgrenze.

Über bisherige Arbeiten in diesem Raum bzw. deren unmittelbaren Nachbargebieten wurde in der oben erwähnten Arbeit bereits ausführlich berichtet. Die vorliegende Publikation stellt eine Weiterführung der Neukartierungen des Blattes Köflach im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt, Wien, dar.

### II. Geologisch-tektonischer Bau

Das bearbeitete Gebiet kann in drei Gesteinseinheiten gegliedert werden:

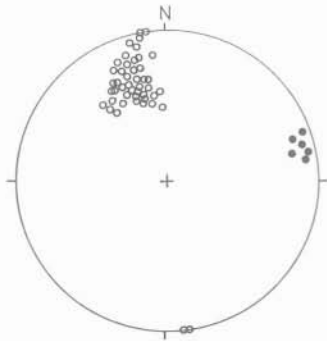
in einen liegenden Kristallinanteil (*Stub-Gleinalm-Kristallin*),  
in einen paläozoischen Karbonatkomplex (*Grazer Paläozoikum*) und  
in die hangendste Einheit der Gosau-Konglomerate (*Kainacher Gosau*).

Das Kristallin selbst wird wiederum in vier Einzelkomplexe aufgliedert:

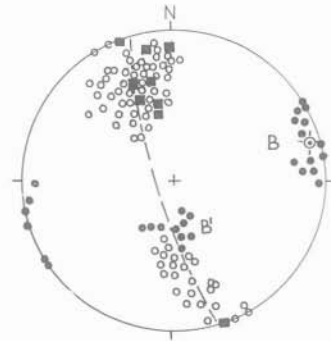
AMPHIBOLIT-KOMPLEX  
GLIMMERSCHIEFER-KOMPLEX  
MARMOR-KOMPLEX UND  
PEGMATOIDER GNEIS-KOMPLEX

Die Lagerungsverhältnisse gehen aus der geologischen Karte (Beilage 1) bzw. den Gefügediagrammen (Abb. 1) hervor, wobei vom Gesamtgebiet vier Einzel-diagramme hergestellt wurden.

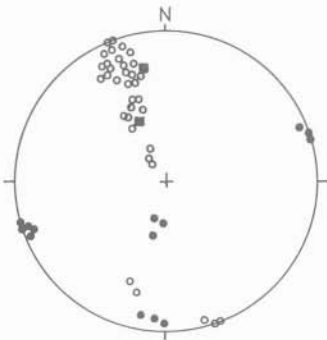
## GEFÜGEDIAGRAMME



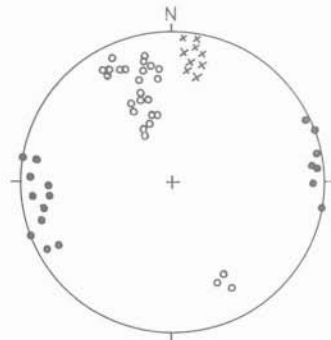
I. GLIMMERSCHIEFER - KOMPLEX



II. MARMOR - KOMPLEX



III. PEGMAT, GNEIS-KOMPLEX



IV. PALÄOZOIKUM

LEGENDE :

- |   |                         |
|---|-------------------------|
| ○ sf-Flächenpole (Schieferung)                      | ○ gemessene Faltenachse |
| x ss-Flächenpole (Schichtung)                       | ⊙ konstruierte π-Punkt  |
| ■ Störungsflächenpole (h0l) (von lokalen Störungen) | — π-Kreis               |

Abb. 1: Gefügediagramme

Die Karte zeigt ein sehr gleichmäßiges Streichen der einzelnen Gesteinszüge. Die Maximalstreichwerte liegen im kristallinen Anteil bei etwa  $70-75^\circ$ , wogegen das Einfallen eine starke Veränderlichkeit aufweist. Im Glimmerschiefer-Komplex haben wir noch ein annähernd regelmäßiges, mittelsteiles (um  $60^\circ$ ) Südost-Fallen, während im Marmor-Komplex flaches bis steiles Fallen gemessen werden konnte, und zwar nach N bzw. NW wie auch nach S bzw. SE. Dieses pendelnde Einfallen weist auf intensivste Verfaltungen hin, wobei vorwiegend Biegescher- und reine Scherfalten vorliegen. Besonders gut sind diese Faltungstypen in den Marmorbrüchen zu beobachten. Es liegt die Vermutung nahe, daß — besonders durch den starken Gesteinswechsel in diesem Komplex — hier ein isoklinaler Faltenbau mit Nordvergenz vorliegt, der jedoch durch die z. T. spärlichen Aufschlußverhältnisse in einem Profil nicht eindeutig wiedergegeben werden kann.

Das sf-Flächengefüge im Pegmatoiden Gneis-Komplex scheint wieder etwas gleichmäßiger vorzuliegen, nur wenige Schieferungsflächen zeigen ein steiles N-Einfallen. Die Liegendanteile des paläozoischen Kalkkomplexes, die Karbonatphyllite, besitzen konkordantes Schieferungsgefüge, bezogen auf den letztgenannten, kristallinen Komplex. Die hangenden Kalkschiefer bzw. die mehr oder weniger massigen Kalke zeigen dazu eine leichte Diskordanz, d. h. ein E-W bis ESE-WNW-Streichen mit sehr steil stehendem S-Einfallen der ss-Flächen (siehe Abb. 1, Diagramm IV). PLESSMANN 1954 hat bereits auf diese Winkeldiskordanz hingewiesen. (Zur Grenze Paläozoikum/Kristallin siehe auch Literaturhinweise bei PLESSMANN, Paläozoikum siehe FLÜGEL 1961.)

Wie das Planargefüge der sf-Flächen, so liegt auch das Faltungsgefüge mit recht guter Gleichmäßigkeit vor. Die Hauptachsenrichtungen streichen durchwegs parallel sf (im Mittel mit  $70-80^\circ$ ) und tauchen dabei nur sehr flach gegen W bzw. E ein, so daß generell von einer annähernd horizontalen Achsenlage gesprochen werden kann. Der konstruktiv über die Polpunkte aller sf-Flächen (in Diagramm III) konstruierte mittelwertige Achsendurchstoßpunkt ergab einen Wert von  $B = 74/10$  E. Diese Achsenlage zeigt einen älteren, syn- bis posttektonischen Deformationsplan, wogegen die in der Regel steil bis mittelsteil ( $50-80^\circ$ ) nach S abtauchenden B'-Achsen einem jüngeren Verformungsakt zugeordnet werden müssen, die — in einigen Aufschlüssen deutlich erkennbar — das ältere B-Gefüge überprägen.

Der B'-Bauplan ist genetisch in den Grundtyp der Biegeverfaltungen einzuordnen, d. h. reine Verbiegung unter seitlicher Verkürzung, wobei hier als Druckrichtung (Einengungsrichtung) E-W anzugeben ist. Diese Biegefalten können gelegentlich — wenn die Biegespannung überschritten wird und es zur Bildung von Scherbrüchen parallel zu den Achsenebenen kommt — zu Biegescherfalten führen.

Die zahlreichen Störungen (lokaler Natur) besonders im Marmor- und Pegmatoiden Gneis-Komplex gehören einer jüngeren Bruchtektonik an. Die Störungsflächen bzw. -bündel sind gekennzeichnet durch mehrere dm- bis m-breite Mylonitstreifen und Zerrüttungsstreifen mit Zerreibsel und Kluffletten. Daneben konnten, wenn auch seltener, Verschiebungsklüfte mit Harnischbildungen, Spiegelflächen, Gleitstriebe usw. beobachtet werden. Die Störungsflächen lagen durchwegs sf-parallel, wobei die Beweglichkeit ebenfalls parallel der Schieferung erfolgte, ohne jedoch einen charakteristischen Bewegungssinn erkennen zu lassen.

### III. Zur Grenze Kristallin/Paläozoikum

Die Grenze Kristallin/Paläozoikum ist als eine tektonische anzusehen. Die Grenze selbst ist keine scharfe Linie, sie verläuft als Störungsband entlang den beiden lithologisch verschiedenen Einheiten. Die Deformation an dieser Grenzzone greift sowohl in die hangenden Kristallin- wie auch in die liegendsten Karbonatpartien ein.

Der im Hangenden diaphthoritisch überprägte Staurolithgneiszug ist auf eine Bewegung entlang dieser Grenze zurückzuführen. Das gleiche gilt auch für die Karbonatphyllite, die eindeutig als schwach metamorph beeinflusste Kalkschiefer anzusehen sind. Das Mikro- und Makrogefüge beider Grenzzüge ist gleichartig gerichtet. Das durch die Diaphthorese im hangenden Pegmatoiden Gneis-Komplex erzeugte jüngere Schieferungsgefüge ( $sf_1$ ) liegt parallel zu dem älteren  $sf$ , wogegen das  $sf_1$ -Gefüge der Karbonatphyllite winkelig zu dem ehemaligen  $ss$  (sedimentäres Planargefüge) steht. Beide  $sf_1$  (in den Diaphthoriten wie in den Phylliten) sind wiederum konkordant, demnach auch gleich alt.

prädeformativ bezügl. Ü.		Kristallin Staurolithgneis		Paläozoikum (Kalkschiefer - Kalke)	
Almandin- Amphibolitfazies	B 2.3				
	B 2.2				
	B 2.1				
Grünschiefer- fazies	B 1.3				
	B 1.2				
	B 1.1				
nicht metamorph					
syn-bis post-deformativ bezügl. Ü.	Staurolith- gneis	St-gneis diaphth.	Karbonat- phyllit	Kalksch. u. Kalke	

Ü (=Überschiebung)

Abb. 2: Stark schematisierte Metamorphoseverhältnisse im Grenzbereich Kristallin/Paläozoikum. Erläuterungen im Text.

Noch deutlicher wird der tektonische Charakter dieser Grenze durch den scharfen Metamorphosesprung hervorgehoben. Abb. 2 gibt stark schematisierte Metamorphoseverhältnisse in diesem Grenzbereich wieder. Die oberste Reihe stellt die lithologischen Verhältnisse vor der Deformation, d. h. vor der Anschubung des Paläozoikums auf die Kristallineinheit (durchgezogene Schraffur) dar. Vertikal wurde der Grad der Metamorphose aufgetragen, und zwar von „nicht metamorph“ über die „Grünschieferfazies“ bis zur „Almandin-Amphibolitfazies“ nach dem „Barrow-Typ“. Die beiden metamorphen Fazies wurden dann noch untergliedert in ihre Subfazies (siehe H. G. F. WINKLER, 1967). Wir erkennen also im Staurolithgneis eine recht hochgradige Metamorphose, die im Bereich von B. 2. 1 bis B. 2. (Staurolith-bzw. Disthen-Almandin-Subfazies) liegt. Das Paläozoikum hingegen ist nicht metamorph.

Durch die tektonische Beeinflussung (stark druckbetonte Metamorphose in Grünschieferfazies) beim Zusammentreffen beider Einheiten wurde im Grenzbereich eine Umprägung der verschiedenartigen Gesteine hervorgerufen. Es hat eine Angleichung stattgefunden, d. h. die Staurolithgneise unterlagen einer Diaphthorese, die zur Grenze hin merklich zunimmt (bis zu B. 1. 2), gleichgradig wurde der liegende Karbonatanteil schwach metamorph überprägt, es fand eine in der Grünschieferfazies (ebenfalls bis B. 1. 2) liegende „Phyllitisierung“ der Kalkschiefer statt, die nun zum hangenden Teil hin relativ rasch abnimmt (gestrichelte Schraffur). Die untere Reihe gibt die nun vorliegenden lithologischen Verhältnisse wieder. So wie der Staurolithgneis allmählich in immer stärker wirkende Diaphthorese übergeht, so haben wir auch keine scharfe Grenze vom Karbonatphyllit zu seinem metamorph nicht beeinflussten Kalkschiefer.

Die Grenze Kristallin/Paläozoikum ist im bearbeiteten Bereich eine tektonische, wobei syntektonisch eine „Verschweißung“ derselben stattgefunden hat.

PLESSMANN 1954 und FLÜGEL 1958 haben bereits auf die tektonische Natur dieser Grenze hingewiesen.

#### IV. Gesteinsbeschreibung

In der schon erwähnten Arbeit von BECKER, 1974, wurden die wichtigsten metamorphen Gesteine eingehend beschrieben, so daß hier lediglich auf eine kurze Handstückbeschreibung eingegangen wird. Daneben werden — ohne Prozentangabe — die Mineralparagenese und sekundäre Umsetzungen stichwortartig wiedergegeben. Die in Klammer angegebenen Minerale liegen akzessorisch vor.

##### GLIMMERSCHIEFER-KOMPLEX

Zweiglimmerschiefer:

Graubraunes bis mittelgraues  $\pm$  quarzitisches Gestein mit z. T. Hellglimmeranreicherungen auf den Schieferungsflächen und biotitreicheren Lagen im mm-Bereich. Nicht selten durchziehen mm-mächtige Quarzlagen parallel sf das Gestein, der Durchmesser der Granate schwankt zwischen einigen mm bis max.  $\frac{3}{4}$  cm. Die Variationsbreite dieser Gesteinstypen ist sehr breit (vom Handstück bis Aufschlußbereich):

Quarzitischer Zweiglimmerschiefer

Quarzitischer Biotitschiefer

Biotitschiefer

Granat-Muskovitschiefer usw.

Mineralparagenese:

Quarz + Plagioklas/Oligoklas + Muskovit + Biotit + Granat (+ Disthen + Staurolith + Turmalin und Unbestimmbares).

Zweiglimmergneis:

Diese Gesteinsart unterscheidet sich vom Zweiglimmerschiefer einmal durch ihren etwas höheren Quarz- und Plagioklasgehalt und andererseits durch das gneisige Gefüge. Der Gneis ist gelegentlich mehr oder minder quarzitisch, die Granite sind wesentlich feinkörniger (max. Durchmesser 2—3 mm).

Mineralparagenese:

Quarz + Plagioklas/Oligoklas + Muskovit + Biotit + Granat (+ Disthen + Turmalin + Chlorit und Unbestimmbares).

## MARMOR-KOMPLEX

Marmor im allgemeinen:

Durch die guten Aufschlußverhältnisse der zahlreichen Marmor-Steinbrüche („Salla-Marmor“) ist die Vielfalt der einzelnen Marmortypen gut erkennbar:

Reiner, weißer Marmor, meist grobkristallin,  
grauer bis blaugrauer, feinkörniger Marmor,  
gebänderter Marmor (Bänderung von mm bis dm),  
heller Glimmermarmor,  
dunkelgrauer Glimmermarmor bis Silikatmarmor.

Mineralparagenese:

Calzit oder/und Dolomit + Muskovit + Quarz (+ Biotit + Epidot + Erz + Graphit? + Unbestimmbares).

Sekundäre Umsetzung:

Dolomit + Quarz in Tremolit + Calcit.

Quarzitischer Gneis:

Es ist dies ein feinkörniger, häufig plattiger, feinschiefriger Gneis mit reichlichem Quarzanteil. Je nach dem Glimmeranteil kann der Gneis lokal zu quarzitischem Gneisglimmerschiefer oder Quarzitgneis übergehen.

Paragenese:

Quarz + Plagioklas/Oligoklas + Biotit + Muskovit + Granat (+ Epidot + Disthen + Erz + Unbestimmbares).

Disthenführender Gneis („Disthenflasergneis“):

Dieses Gestein weist im Handstück meist eine deutliche Bänderung von pegmatoiden (Quarz/Plagioklaslagen, mm-Mächtigkeiten) und glimmerreicheren Lagen bis Linsen auf. Gelegentlich können Quarz/Plagioklas-Aggregate in augiger Form (Durchmesser um 2—4 m) vorliegen.

Paragenese:

Quarz + Plagioklas/Oligoklas + Muskovit + Biotit + Disthen (+ Granat + Epidot + Unbestimmbares).

### Quarzitischer Glimmerschiefer:

Dunkelgrauer bis dunkelbrauner, feinkörniger, biotitreicher Glimmerschiefer, dessen Granatporphyroblasten Durchmesser bis 2 cm erreichen können. Bei steigendem Quarzgehalt geht der quarzitischer Glimmerschiefer in dunkle Glimmerquarzite (Biotit-Quarzite) über, die jedoch in der Karte durch ihre geringe Mächtigkeit nicht eigens ausgeschieden wurden.

#### Paragenese:

Quarz + Plagioklas/Oligoklas + Biotit + Muskovit + Granat (+ Epidot + Turmalin + Graphit? + Erz + Unbestimmbares).

#### Sekundäre Umsetzungen:

Biotit in Chlorit

Granat in Biotit, Chlorit und Epidot

### Staurolith-Granat-Glimmerschiefer:

Dieser z. T. quarzitischer Glimmerschiefer ist im Handstück nur schwer vom quarzitischer Glimmerschiefer zu unterscheiden, auch er ist meist feinkörnig und von dunkler Färbung, besitzt jedoch einen auffallend hohen Staurolithanteil. Die Staurolithstengel können hierbei mehrere mm Größe erreichen.

#### Mineralparagenese:

Quarz + Plagioklas/Oligoklas + Muskovit + Biotit + Granat + Staurolith (+ Epidot/Klinozoisit + Turmalin + Disthen + Erz und Unbestimmbares).

## PEGMATOIDER GNEIS-KOMPLEX

### Staurolithgneis / -diaphthorit:

Meist dunkelgraues, z. T. plattiges, überwiegend feinkörniges Gestein mit wechselndem Granatanteil. Die Staurolithstengel sind nicht selten makroskopisch ausgebildet und besitzen dann einen Durchmesser bis 0,5 cm und eine maximale Länge von 2 bis 3 cm. Einzelne mm-mächtige Quarzitlagen können lagenweise auftreten.

Die Diaphthorite zeigen phyllonitischen Habitus mit blastokataklastischem Gefüge. Die Granate sind durch intensive Bewegungen parallel sf in dieser Richtung ausgewalzt bzw. als Feinkorntrümmer kettenartig aneinandergereiht.

#### Mineralparagenese:

Quarz + Plagioklas/Oligoklas-Andesin + Muskovit + Biotit + Granat + Staurolith (+ Epidot + opakes Erz? + Unbestimmbares).

#### Sekundäre Umsetzungen:

Granat in Biotit + Chlorit + Epidot

Biotit in Chlorit

Plagioklas in Serizit + Klinozoisit

Staurolith in Serizit

## Karbonatphyllit:

Mittelgraue, feinschiefrige, karbonatreiche Phyllite mit z. T. seidenglänzenden sf-Flächen. Die Schieferungsflächen zeigen schmal wellige Deformation, daneben sind zweischarige Zerscherungsbilder im Handstückbereich deutlich zu beobachten. Gelegentlich durchziehen feine rostbraune (Limonit?) Zwischenlagen (im mm-Bereich und darunter) das Gestein.

## Mineralparagenese:

Calcit + Quarz  $\pm$  Plagioklas/Albit-Oligoalbit + Muskovit + Biotit (+ Epidot + Chlorit + Erz + opake Substanz + Unbestimmbares).

## Kalkschiefer und Kalke:

Die Kalkschiefer sind dunkelgraue bis blaugraue, plattige bis blättrige Kalke mit zahlreichen, bis mehrere dm mächtigen schwarzen Tonschieferhorizonten. Diesen Kalkschiefern eingeschaltet (vornehmlich im hangenden Anteil), sind dunkelgraue massige, mehr oder minder ungeschichtete (selten flaserige) Kalke, die, ebenso wie die Kalkschiefer, von zahlreichen weißen Calcitäderchen durchzogen werden.

Zum „Grazer Paläozoikum“ siehe FLÜGEL 1961, 1972 und 1975 mit der dort angegebenen Literatur. Zur Kainacher „Gosau“ verweise ich auf die Arbeit von W. GRÄF in H. FLÜGEL 1975: 83—98.

## V. Literatur

- BECKER, L. P.: Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Stubalpenrandes. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 104, Graz 1974.
- FLÜGEL, H. W.: 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 88, 51—78, Graz 1958.
- , Die Geologie des Grazer Berglandes (Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000). — Mitt. Mus. Bergb. Geol. & Techn. Landesmus. Joanneum, 23, 212 S., 46 Tab., 4 Abb., Graz 1961.
- , Das Paläozoikum von Graz. — Exkursionsf. 42. Jahresvers. Paläont. Ges., 117—140, 7 Abb., Graz 1972.
- , Die Geologie des Grazer Berglandes (Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000), 2., neubearb. Aufl. — Mitt. Abt. Geol. Paläontol. Bergb. Landesmus. Joanneum, SH 1, 288 S., 47 Tab., 6 Abb., Graz — Wien 1975.
- PLESSMANN, W.: Die geologischen Verhältnisse am Westrand der Grazer Bucht. — N. Jahrb. Geol. Paläont., Mh., 295—310, Stuttgart 1954.
- WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. — Springer-Verlag, Berlin — Heidelberg — New York 1967.

Anschrift des Verfassers: Dr. L. P. BECKER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.