



Zustehen!
Joanneum

MITTEILUNGEN

DES MUSEUMS
FÜR BERGBAU
GEOLOGIE UND
TECHNIK

AM LANDESMUSEUM
„JOANNEUM“, GRAZ

HERAUSGEGEBEN VON
DR. KARL MURBAN

1955 — MITTEILUNGSHEFT 14

OSKAR HOMANN:

Der geologische Bau
des Gebietes Bruck a.d. Mur—Stanz

(Mit 1 Karte und 1 Tafel)

Für Form und Inhalt sind die Mitarbeiter allein verantwortlich

Druck Leykam A.G. Graz

Der geologische Bau des Gebietes Bruck a. d. Mur—Stanz

Von Oskar Homann

Allgemeiner Überblick

Der bearbeitete Bereich umfaßt südlich der Mürz die nördlichen Vorberge des E—W ziehenden Rennfeldhauptkammes, nördlich der Mürz die südlichen Ausläufer des Floning-Troiseck-Zuges. Hier fällt der 913 m hohe Pfaffeneck als höchster Gipfel in den Aufnahmebereich. Die tiefste Tallage ist bei Bruck auf 480 m. Als höchste Erhebung scheint der Mitterriegel mit 1170 m auf.

Die geologischen Verhältnisse äußern sich deutlich in der Morphologie. So weisen die kristallinen Gesteine des Rennfeldes viel steilere Hänge auf als die weichen Karbonschiefer. Eine Zwischenstellung nehmen die mittelharten Kristallin-Diaphthorite der „norischen Decke“ ein. Auch Art und Ausbildung des Verwitterungsbodens ist vom Gestein abhängig: das Kristallin ist durch seine Härte besser aufgeschlossen als die Diaphthorite und diese vermitteln eine seichtere Verwitterung als die Karbonschiefer. Eine Ausnahmestellung nehmen die Kalke ein, die immer aus den oft tiefgründigen Verwitterungsböden an die Oberfläche treten und sogar Wände bilden können. Diese ausgedehnten und oft mächtigen Verwitterungsdecken verbergen leider oft auf weite Strecken den tieferen Untergrund.

I. Rennfeldkristallin

Die südliche Begrenzung der Grauwackenzone und gleichzeitig ihre Unterlage stellt das Rennfeldkristallin dar. Bei NE-Streichen erreicht es östlich des Grasnitzgrabens das Mürztal, wodurch die Grauwackenzone in diesem Raum gegen Osten abgeschnitten wird.

Im Zusammenhang damit verbindet sich diese südliche Kristallinmasse hier mit einem schmalen Kristallinstreifen, welcher nördlich der Brucker Grauwackenzone von Kapfenberg gegen den Grasnitzgraben zieht. Das Rennfeldkristallin bildet somit eine Synklinale, deren Kern von Gesteinen der Grauwackenzone eingenommen wird.

Östlich des Sölsnitzgrabens finden sich über dem Rennfeldkristallin erneut Karbonschiefer. Die Grenze beider ist jedoch zufolge Bedeckung durch tertiäre Ablagerungen nicht deutlich erkennbar.

Abgetrennt von der eigentlichen Rennfeldmasse, findet sich noch im äußersten NW ein kleiner Fleck dieses Kristallins. Es entspricht dem Floning-Troiseck-Zug. Wie CORNELIUS (1952b) zeigte, überlagert dieses Troiseckkristallin unter Zwischenschaltung mesozoischer Schuppen die Mürztaler Grobgnese. Ursprünglich dürfte wohl ein direkter Zusammenhang mit dem Rennfeldkristallin bestanden haben.

Das Kristallin zwischen Graschnitz- und Sölsnitzgraben

GAULHOFER und STINI (1913) sahen in diesen durch Diaphthorese stark umgewandelten Kristallingesteinen Schiefer, die sie dem Karbon zuordneten. Sie schieden eine Zunge zwischen Schrocknabachgraben im Norden und Karsler im Süden, auskeilend im Rodlergraben (südlich Sölsnitz), als Karbonschiefer aus.

Ich bin hier jedoch nie auf Gesteine gestoßen, die den echten Karbonschiefern entsprechen würden. Stets handelte es sich um Gesteine, die einen Vergleich mit dem Kristallin zuließen (Diaphthorite). Lediglich ein Zellenkalk (Rauchwacke) nördlich oberhalb des Gehöftes Hochhäuser auf 700 m konnte nicht dem Kristallin zugeordnet werden. Ich halte diesen Kalk für eine Scholle von zentralalpinem Mesozoikum (siehe Seite 22) nach STINI, Rauchwacke des Paläozoikums.

Ältere Autoren (VACEK) erklärten das plötzliche Auskeilen des Karbon im Graschnitzgraben durch eine Störungszone. Diese ist wohl vorhanden, aber nicht allein für die Verhältnisse verantwortlich zu machen. Das Rennfeldkristallin mit E 20 N - Streichen ändert im hinteren Graschnitzgraben südlich Hinterlammer seine Richtung in NS und nördlich der Weggabelung Graschnitz-, Diesbergergraben, ungefähr beim Schrocknabachgraben, in NW-SE. Das Kristallin bildet somit einen Bogen, der die Verbindung des südlich der Grauwackenzone befindlichen Rennfeldkristallins mit dem des Grauwackennordrandes herstellt. Dadurch findet das Fehlen von Karbonschiefern östlich des Graschnitzgrabens seine Erklärung.

Allgemeine petrographische Verhältnisse

Es wurde bereits angedeutet, daß es sich bei den Gesteinen dieser Zone in erster Linie um diaphthoritisches Kristallin handelt. Daneben finden sich aber auch Gesteine, welche kaum von einer Diaphthorese betroffen wurden. Die Diaphthorite sind vor allem an die Grenzzone von Kristallin und Grauwackenzone geknüpft.

Das Rennfeldkristallin selbst ist der tiefsten ersten Streßzonenstufe nach ANGEL (1940) (IV/2 = Granat-Epidot-Amphibolit-Unterfazies) zuordenbar. Die Gesteine sind durchwegs Sedimentabkömmlinge beziehungsweise Mischgesteine mit sauren oder basischen Orthogesteinen. Reine Orthogesteine fehlen jedoch.

Einteilung der Gesteine

STINI (1921) hat von der Brucker Hochalpe, die er in ihrer Gesteinsausbildung mit dem Rennfeld verglich, echte und falsche Gneise auseinander gehalten. Unter falschen Gneisen verstand er die reinen Paragneise mit einem geringeren Plagioklasanteil und einem größeren Quarzreichtum. Amphibolite treten als mehr oder weniger mächtige Bänder zwischen den Gneisen auf. Da in meinem Raum eine Trennung in Ortho- und Paragneise nicht möglich erscheint, bin ich zu einer anderen Einteilung genötigt. Ich unterscheide *Plagioklasgneise* — Kalinatronfeldspat konnte ich nur in ganz wenigen Schlifften untergeordnet feststellen — mit höherem Plagioklas- als Quarzanteil von solchen mit überwiegend Quarz und geringem Anteil von Plagioklas. Erstere bezeichne

ich kurz als Gneise, letztere als Schiefergneise. Gesteine, welche nur ganz geringen Plagioklasanteil besitzen (unter 10 Vol %), werden wegen des hohen Quarzgehaltes als Glimmerquarzite aus-
geschieden. Als vierte Gruppe scheinen die Amphibolite auf.

1. Gneise

Makroskopisch handelt es sich bei allen Gneisen um weiße bis hellgrünlichgraue, auch braune fein- bis grobkörnige, mehr oder weniger harte Gesteine mit einem stets deutlichen Parallelgefüge, dessen Schieferung oder Flaserung durch Serizit, Biotit oder Chlorit ausgeprägt erscheint. Hauptgemengteil ist der Plagioklas, in einer Mischung von Albit und Anorthit, die dem Oligoklas bis Oligoalbit entspricht. Quarz mit 30 bis 50% ist prozentuell nicht viel geringer vorhanden als der Plagioklas (40 bis 55%). Sein Auftreten ist meist granoblastisch und zeigt stets undulöse Auslöschung. Oftmals ist der Quarz auch als wurmförmiger Streifenquarz im Schlibfbild zu erkennen und liegt so in der Schieferung eingelängt. Mörteliges Quarzgefüge ist ebenfalls in manchen Schlibfen vorhanden und nicht selten treten auch schön gerundete Quarzindividuen auch als Einschlüsse im Plagioklas auf.

Dunkle Gemengteile, d. h. vor allem Glimmer, konnten maximal auf 25% geschätzt werden. Es sind hier Biotit, Chlorite und Muskowit oft als Serizit zu nennen. Besonders interessant ist der Übergang vom Biotit in Chlorit zu verfolgen. Es konnte aus der Beobachtung der Dünnschliffe die regionale Zunahme der Diaphthorese gegen den Kristallinrand erkannt werden. Es entspricht dieser Feststellung ein Übergang von Biotitgneis zu Chloritgneis und vom Hornblendegneis zum Epidotgneis bzw. Epidot-Chloritgneis.

Über eine vermutliche Stoffzufuhr von Orthomaterial möge eine Schlibfbeschreibung¹ eines Chloritaplitgneis berichten.

Fdpkt.: im Kaltbachgraben auf zirka 900 m am N-Hang der Kote 1150 m.

Hdstbeschr.: weißes bis graues hartes Gestein, sehr wenig feinkörnige, dunkle Gemengteile als Flaserung. Eine grüne Harnischfläche, bestehend aus Chlorit, ist als Kluftharnisch ausgebildet.

U. d. M.

Quarz: stark undulöser Streifen- und Mörtelquarz. Der Streifenquarz ist oft wurmförmig gebogen. Selten scheinen grobkörnige Individuen auf. Der Großteil ist stark zerbrochen.

Plag.: stark gefüllte xenomorphe zerbrochene Aggregate. Die Fülle besteht vorwiegend aus Klinozoisit. Epidot- und Zirkoneinschlüsse sind häufig. Quarzeinschlüsse treten als rundliche bis eiförmige Gebilde auf. Zwillingslamellierung, wenn vorhanden, hauptsächlich dem Albitgesetz entsprechend. Der Anorthit (An.-)Gehalt liegt bei zirka 13% und wurde mittels ANGEL'scher Plagioklasuhr und dem Quarzvergleich bestimmt.

Kalnatronfeldspat (Knafe.): meist getrübe, oft zerbrochene Individuen mit flammender Auslöschung. Beginnende Perthitbildung ist als Mikroklinmikroperthit, Spindel-, Faser- und Streifenperthit ausgebildet. Als Einschlüsse treten Quarz und Plagioklasrundlinge auf (siehe Beil. Fig. 1). Plag.-Einschlüsse sind reichlich gefüllt. Die Zerbrechung der Mikroklinkristalle erfährt eine nachträgliche Quarzausheilung.

¹ Sämtliche Schliffe sind in der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Graz hinterlegt.

Chlorit: einzelne Klinochlorleisten mit $\alpha =$ dunkelgrün, $\beta =$ olivgrün, $\gamma =$ fast farblos sind als Fasern angeordnet.

Korngrößen:

Quarz: 0.06 bis 0.3 mm
Plag.: 0.15×0.22 mm, max. = 0.9×0.9 mm
Knafe: 0.15×0.22 mm, max. = 0.9×0.9 mm

Prozentsatz:

Quarz: 50%, Plag.: 35%, Knafe: 10%, Chlorit: 5%, sporadische Akzessorien: Titanit, Epidot und Hämatit.

Bemerkung zum Schlibbild: ein lepto- bis granoblastisches Quarzgefüge mit Feldspatporphyroblasten. Eine vorliegende Schlibfteilskizze (Beil. Fig. 1) zeichnet deutlich die Kristallisationsfolge ab. Es sei dazu bemerkt, daß die jüngste Perthit- bzw. Knafe-Kristallisation von einer jüngeren Tektonik zerbrochen wird. Die Kluft wird mit Quarz ausgefüllt, der undulöse Auslöschung zeigt. Tektonische Aktivität macht sich also bis über die jüngste Kristallisation hinaus bemerkbar.

Das häufigste Gestein ist jedoch in der Rennfeldserie der Biotitgneis. Er ist auch das Ausgangsgestein des oft häufig auftretenden, durch Diaphthorose entstandenen Chloritgneises. Auch hier soll über die mikroskopischen Merkmale eine Dünnschlibfbeschreibung von zwei zusammengefaßten Schlibfen Aufschluß geben:

Biotitgneis

Fdpkt.: am W-Hang östlich Sölsnitzgraben auf 760 m bei Thoma im Graben.

Fdpkt.: westlich der Kote 1205 südlich Mitterriegel auf 1160 m.

Hdstbeschr.: licht bis dunkelgrau, deutlich geschiefert, feinkörnig hart mit erkenntlichem s-Flächenbiotit.

U. d. M.

Plag.: stark gefüllter Oligoalbit mit zirka 15% An.-Gehalt. Mikrolithenfülle parallel einer älteren Schieferung angeordnet. Individuen sind in xenomorpher Ausbildung häufig mit erdigen Verunreinigungen überzogen. Als Einschluß tritt ein höher brechender Plag. mit zirka 20% An.-Gehalt auf.

Quarz: zeigt stark undulöse Auslöschung meist in das s eingelängt und untereinander teilweise stark verzahnt.

Biotit: zum Teil chloritisiert. Leistschnitte der Lepidoblasten, stark gebogen, mit $\alpha =$ hellbraun, $\beta = \gamma =$ dunkelbraun (grünstichig).

Chlorit: Klinochlorleisten mit $\alpha =$ dunkelgrün, $\beta =$ grünlich, $\gamma =$ hellgrün. Durch Chloritisierung der Biotite entstanden.

Epidot: feinkörnige Xenoblasten, teilweise auch als Klinozoisit, oft von Biotit umwachsen.

Hornblende: als gemeine grüne mit $\alpha =$ hellgrün, $\beta = \gamma =$ dunkelgrün. Auslöschungsschiefe: $\gamma : z = 11^\circ$. Meist feinkörnige Xenoblasten. Teilweise auch hypidiomorphe Kristalle und randlich in Biotit umgesetzt.

Granat: farblose Individuen mit Einlängung nach dem undeutlichen älteren s_1 . Das jüngere s_2 ist durch Spaltrisse gekennzeichnet.

Korngrößen: Plag.: 0.06×0.11 mm max. = 1.02×1.65 mm
Quarz: 0.09×0.12 mm
Biotit: 0.02×0.06 mm max. = 0.07×0.15 mm
Chlorit: 0.06×0.12 mm
Hornblende: 0.07×0.15 mm
Epidot: 0.03×0.07 bis 0.09×0.21 mm
Granat: 0.06×0.15 bis 0.27×0.33 mm
Opazite: 0.03×0.03 bis 0.07×0.15 mm

Prozentsatz: Plag.: 45—55%, Quarz: 30 bis 35%, Biotit: 8—17%, Chlorit: 3%.
Übrige Gemengteile treten nur sporadisch auf.

Bemerkung zum Schlibfbild: stark verzahntes granoblastisches Gefüge, von Biotit-Chlorit-Lepidoblasten geflasert. Im Schlibf treten zwei s-Flächen in Erscheinung, wobei das ältere s_1 durch Biotitleisten, eingelängte Granaten und parallel angeordnete Füllmikrolithen in den Plag.-Ind. angedeutet wird. Das deutlichere, jüngere s_2 wird durch reichlichen s-Flächenbiotit, Risse und gelegentlich opaken Einschl. im Granat ausgeprägt und wird weiters durch die Einlängung von Plag.-Porphyroblasten gekennzeichnet. Der Winkel zwischen beiden s-Flächen beträgt ungefähr 30° .

Ein Überhandnehmen von grobkörnigen Gneisen ist vom Höhkogel, Schrocknabachgraben und Forchkogel besonders hervorzuheben. Die Gesteine sind mit Plagioklasporphyroblasten durchsetzt und zeigen allgemein einen höheren Plagioklasgehalt. Unter dem Mikroskop zeigen sich folgende Merkmale:

Plag.: schwach, meist aber stark gefüllte xenomorphe, zerbrochene Individuen mit erdigem Überzug. Als Einschlüsse sind Quarzrundlinge und Epidot zu nennen. An einem Albitzwilling wurde am U-Tisch der An.-Gehalt mit 18% gemessen. Mittels Quarz-Canadabalsamvergleich wurde an einem anderen Schlibf der Höchstwert an An.-Gehalt mit 28% gemessen. Also kann der An.-Gehalt mit 18 bis 28% angegeben werden. Selten treten zwillingslamellierte Formen auf, die deformativ (Verbiegung der Zwillingslamellen) beansprucht wurden. Porphyroblasten werden gelegentlich von einem Limonitsaum umgeben. Biotitleisten treten nur sehr selten als Einschlüsse auf.

Knafe: sporadisch auftretende Individuen als einzelne Porphyroblasten, die stark kaolinisiert sind. Als Faserperthit mit schwacher Serizit-Klinozoisitfülle und mit Granateinschl.

Quarz: ungleich körnige Individuen mit stark und. Ausl., meist als eingelängte Zeilenquarze, teilweise auch als Mörtelquarz. Grobkörnige Individuen in verzahnt granoblastischen Partien. Als Einschl. im Plag. sind die Quarzkörner stets rund bis eiförmig.

Biotit: Lepidoblasten oft in Nestern angeordnet. $\alpha =$ fast farblos, gelblich, $\beta\beta = \eta\eta =$ kastanienbraun, graubraun. Chloritisierte Leistenabschnitte mit $\alpha =$ fast farblos, grünlich, $\beta\beta = \eta\eta =$ olivgrün. Leisten meist postkristallin deformiert. Auch ein Orthit- und Zirkoneinschluß mit einem pleochroitischen Hof wurde festgestellt.

Chlorit: als deformierte Klinochlorleisten mit schwachem grünlichen Pleochroismus; nicht sehr häufig.

Granat: farblos, eiförmig deformierte und eingelängte Xenoblasten mit Spaltrissen fast senkrecht zur Schieferung. Als Einschlüsse sind nur kleine Quarzkörner zu nennen.

Sporad. Akzessorien: xenomorph körniger bis hypidomorph spitzrhombischer Titanit; Epidot, Apatit, Zirkon (auch als Einschl. im Granat); alle xenomorph und farblos. Limonit als feinsträhnige Fläsern. Opake perlschnurartige angehäuften Körner sind weniger Erze als erdiger Grus.

Korngrößen: Plag.: 0.15×0.20 bis 0.30×0.45 mm
Quarz: 0.03×0.05 bis 0.15×0.30 mm
Biotit: 0.03×0.15 mm, max. 0.3×0.5 mm
Granat: 0.07×0.12 bis 0.30×0.50 mm
Epidot: 0.03×0.07 mm
Opazit: 0.045×0.075 bis 0.4×0.6 mm

Prozentsatz: Plag.: 35—50%, Quarz: 20—40%, Biotit: 15—25%, Serizit: bis 5%, Chlorit: bis 5%, Granat: bis 3%, Opazit: 2—7%, Limonit: 2%.

Bemerkung zum Schlibfbild: ein stark, oft nur schwach zerbrochenes, vorwiegend granoblastisches, auch porphyroblastisches Gefüge mit faseriger Textur. Die Trennung von zwei Plag.-Generationen ist möglich. Das Gestein wurde postkristallin tektonisch beansprucht und deformiert.

Das Kristallin des Kapfenberger Schloßberges und der östlich anschließenden Kogeln zeigt eine ganz besonders starke Diaphthorese. Es sind z. B. von den Granaten, die im gesamten Rennfeldkristallin stets als Übergemengteil vorhanden sind, oft nur mehr chloritisierte Relikte zu sehen, und der Hornblendegehalt ist auf Kosten von Umwandlungsmineralien, wie Epidot (Zoisit, Klinozoisit), Chlorit, Biotit, Karbonat, Titanit (vorwiegend auch als Leukoxenrinde um Ilmenit), Quarz und Plagioklas weitgehend reduziert. Besonders hervorzuheben ist hier der oft reichliche Karbonatgehalt, der auch als Kluftausfüllung fungiert. Es konnten hier polysynthetisch verzwilligte Kalzitkristalle mit deutlichen Spaltlinien festgestellt werden.

Eine besondere Eigenheit in den Gneisen stellt eine Pennin-Adularkluft dar, welche ich aus einem Epidotgneis vom Rodlergraben (südwestlich Sölsnitz) auf 700 m beschreiben kann. Ein etwas quarzreicherer Epidotgneis wird hier von einer wenige Millimeter messenden Kluft, die mit Pennin und Adular ausgefüllt ist, im Winkel von 50 Grad zur Schieferung durchbrochen. Die kluftausfüllenden Individuen sind sehr feinkörnig beziehungsweise kleinleistig und sehr schwer bestimmbar. Diese Kluft wird noch durch einen jüngeren Lagenquarzgang gequert.

Im Raum Graschnitz—Sölsnitzgraben sind besonders Serizitgneise vorherrschend (vgl. HOMANN, 1955a).

2. Schiefergneise

Ein bedeutend höherer Quarzgehalt gegenüber dem Plagioklasgehalt läßt eine Zuordnung dieser Gesteine zu den Gneisen nicht zu. Die Schiefergneise sind makroskopisch von den eigentlichen Gneisen im Gelände kaum zu trennen. Es ist die sedimentäre Abkunft dieser Gesteine oft sehr deutlich im Schlibbild zu erkennen. Die Sandstein- und Konglomeratnatur ist oft kaum zu übersehen. Der Glimmergehalt ist hier bedeutend höher als bei den Gneisen. Hauptsächlich Biotit und Chlorit treten auf. Serizitischer Muskowit scheint als stete Beimengung, aber nie häufiger als die übrigen Glimmer, auf. Der 15- bis 30%ige Plagioklasanteil wurde mittels ANGEL'scher Plag.-Uhr und mit Quarz-Canadabalsamvergleich auf 15 bis 32% An.-Gehalt, meist an Porphyroblasten, gemessen. Auch hier treten häufig Granatreste auf, die vielfach vollständig chloritisiert und zerbrochen sind und alle tektonischen Vorgänge mit anzeigen.

Abarten, wo Serizit, Muskowit oder Epidot in den Vordergrund treten, sind selten. Ich konnte sie in Schlibben vom Kapfenberger Schloßberg (Muskowit), Höhkogel NW-Kamm (Serizit), und vom Forchkogel (Epidot) feststellen. Mit einem stärkeren Serizitgehalt tritt auch Chloritvormacht auf. Größere Muskowitlepidoblasten entbehren den Chloritgehalt jedoch vollständig. Reichliches Auftreten von Limonit ist meist um Muskowitleisten, dieselben umrandend, konzentriert. Diese Muskowite (?) haben eine etwas höhere Lichtbrechung als normale Muskowite und weisen einen schwach gelblichen Pleochroismus auf. Ich habe mich bei dieser mikroskopischen Beobachtung mit dem Gedanken auseinandergesetzt, ob diese Muskowite (?) nicht als gebleichte Biotite anzusehen wären (Baueritisierung). Ist nicht das Eisen das färbende Element? Da der Limonit gerade um diesen Muskowit (?) als schmaler Rand angesam-

melt erscheint, denke ich an eine Auswanderung des Eisens aus dem Gitterverband des Biotit und an den Absatz desselben in Form seines Hydroxyds um den Kristall. Diese Erscheinung trifft für einige Gesteine zu und wir haben es nicht mit einem Muskowit zu tun, sondern es dürfte sich demnach um einen Hydrobiotit handeln.

Ein Vertreter dieser Serie bedarf besonderer Aufmerksamkeit, da er als Übergangsglied zu den Amphiboliten seine Stellung behauptet. Ich führe ihn daher als Schlißbeschreibung an.

Epidot-Schiefergneis

Fdpkt.: Südosthang des Forchkogels auf 800 m.

Hdstbeschr.: grauweiß, grün gesprenkelt, deutlich geschiefert, sehr hart, stark zerklüftet und fein- bis grobkörnig.

U. d. M.

Quarz: stark undl. ausl. Individuen in diablastischem Lagengefüge.

Plag.: schwach gefüllte Xenoblasten, sehr selten zwillingslamelliert, mit rundlichen Quarzeinschlüssen, meist durch erdigen Überzug getrübt. Der An-Gehalt = 20—25%.

Epidot: reichlich als hypidiomorphe porphyroblastische Körner von schmutziggrauer Farbe ohne Pleochroismus.

Zoisit: als feinkörnige Aggregate an einigen Stellen angereichert, jedoch weniger häufig als der Epidot.

Hornblende: gemeine grüne mit $n\alpha$ = olivgrün, $n\beta$ = blaugrün, $n\gamma$ = schwarzgrün und 16—18° Ausl.-Schiefer ($n\gamma : z$). Als Porphyroblasten im granoblastischen Quarz-Plag.-Gefüge. Als Einschlüsse treten Plag. (0.06×0.12 mm) und Quarz (0.07×0.1 mm) auf.

Titanit: idiomorphe Rhombenschnitte, erscheinen stark zerbrochen, mit schwachem Pleochroismus von ϵ = hellgrau, ω = dunkelgrau. Als Leukoxenrinde um einen relativ kleinen Rutilkern.

Serizit: als unterprozentiger feinstestiger Gemengteil ohne sehr deutliche Einregelung.

Korngrößen:	Quarz:	0.04 × 0.08 bis 0.12 × 0.70 mm
	Plag.:	0.20 × 0.20 bis 0.15 × 0.45 mm
	Epidot:	0.04 × 0.06 bis 0.15 × 0.45 mm
	Hornblende:	0.06 × 0.10 bis 0.30 × 0.56 mm
	Titanit:	0.05 × 0.12 bis 0.06 × 0.22 mm
	Serizit:	0.03 × 0.07 mm

Prozentsatz: Quarz: 45%, Plag.: 25%, Epidot: 15%, Hornblende: 10%, Titanit: 3%, Serizit: 2%.

Bemerkung zum Schlißbild: in einem lagig angeordneten Quarzgefüge schalten sich helle Plagioklas- und dunkle Hornblende- bzw. Epidotporphyroblasten wechsellagernd ein. Eine Schieferung ist deutlich ausgeprägt.

Dieses Gestein entspricht am ehesten der in der Literatur von VACEK (1886) und VETTERS (1911) angeführten Bezeichnung Hornblendegneis vom Rennfeld. Immerhin kann dieser Schliß nicht ohne weiteres den Gneisen angeschlossen werden, da er bedeutend mehr Quarz führt, weshalb ich ihn hier einordne. Das Gefüge deutet auf Sedimentabkunft hin. Es herrscht lagige Anordnung von ziemlich gleichkörnigen Gemengteilen (Plag.-Quarz, Epidot, Hornblende). Der Quarz erscheint jedoch stark rekristallisiert und in der Schieferung langgestreckt, wofür ich eine

paratektonische Kristallisation annehmen möchte. Es würde das Gefüge sowie die Zusammensetzung der Mineralkomponenten voll einem Abkömmling eines sandig-tonigen Sediments entsprechen.

3. Glimmerquarzite

Unter der Bezeichnung Glimmerquarzite fasse ich einen Teil der Gesteine zusammen, die durch ihren hohen Quarzgehalt und durch ihre makroskopisch ins Auge fallende Glimmerschiefernatur eine selbständige Gruppe innerhalb des Rennfeldkristallins bilden. Sie sind nur am Südrand der Grauwackenzone aufgeschlossen. In den Kristallingebieten am Nordrand der Grauwackenzone konnte ich keine derartigen Gesteine feststellen. Bei Betrachtung der einzelnen Fundpunkte hat man den Eindruck, als ob die Glimmerquarzite an einen bestimmten Horizont, zirka 1000 m vom Kristallinrand entfernt, gebunden seien. Jedenfalls habe ich sie überhaupt nur dreimal angetroffen. Es liegen diese Fundpunkte schon ganz an der Grenze des Kartierungsbereiches am S- und SE-Hang des Mitterriegels und am Diesbergerkogel.

Die Glimmerquarzite sind u. d. M. gekennzeichnet durch einen hohen Quarzgehalt (50—60%) und durch Glimmerreichtum. Plagioklas tritt ganz untergeordnet bis höchstens 10% auf. Der Quarz zeigt starke undulöse Auslöschung und bildet ein granoblastisches Gefüge. Er ist klein- bis grobkörnig und zum Teil eingelängt. Der häufigste Glimmer ist auch hier wieder der Biotit, der in Form von Lepidoblasten einen Pleochroismus von $n\alpha = \text{olivgrün}$, $n\beta = n\gamma = \text{dunkelbraun bis rotbraun (teilw. grünstichig)}$ aufweist. Als Umwandlung von Biotit tritt auch Chlorit als Klinochlor auf, mit dem Pleochroismus von $n\alpha = \text{olivgrün}$, $n\beta = \text{gelblich}$, $n\gamma = \text{fast farblos}$. Der helle Glimmer ist meistens als Serizit vertreten, der in Nester angereichert oft deformierte Leistenschnitte im Schlibbild zeigt. Als wichtigstes Untergemengteil ist noch der Granat zu nennen. Er weist farblose gerundete Individuen auf, die von den Spaltrissen aus Chloritisierungserscheinungen zeigen. Opazite zeigen als Einschlüsse im Granat ein s_1 , das gegen das s_2 um 90 Grad gedreht erscheint. Als Akzessorien sind noch Epidot und Zirkon zu nennen.

Da die Glimmerquarzite in meinem Kartierungsbereich kaum auftreten und die Fundpunkte aus dem näher dem Kerngebiet des Rennfeldkristallins stammenden Bereich zu nennen sind, ist anzunehmen, daß im Rennfeldkristallin sicher noch weitere derartige Gesteine vorhanden sind.

4. Amphibolite

Die Amphibolitzüge liegen diskordant im Gneisverband mit einer Mächtigkeit von wenigen Metern bis 50 m. Meistens fallen sie etwas steiler (50—90°) ein als die Gneise und Schiefergneise. Bei genügender Hornblendeführung sind sie bereits im Gelände leicht von den sauren Gesteinen abzutrennen. Die Übergangsglieder, es sind dies Hornblende führende Gneise, sind jedoch im Gelände schwieriger zu identifizieren, so daß eine Grenzziehung oft schwierig erscheint, da die Grenze nicht scharf gekennzeichnet ist. Eine weiße aplitische Aderung ist nicht immer vorhanden und oft erweisen sich solche hellen Bänder als Quarzite.

Bezüglich der Nomenklatur versuchte ich auf Grund des Mineralgehaltes, nach der von ANGEL (1924) aufgestellten Tabelle der Orthoamphibolite, die Hornblendegesteine zu gliedern. Ich benenne also die Amphibolite nach den Mineralien, wobei ich den Hauptgemengteil am Schluß vor der textuellen Bezeichnung setze. Als Vergleich zur genannten ANGEL'schen Tabelle möchte ich hinzufügen, daß die Amphibolite, die hier zur Besprechung gelangen, einen höheren Quarzreichtum aufweisen, wodurch ich gewillt bin, an eine teilweise sedimentäre Abkunft zu denken. Um die Mineralführung der Amphibolite besonders gut zu beleuchten, bringe ich nachstehend einige Schlibfbeschreibungen:

Granat—Biotit—Amphibolit

Fdpkt.: im Zigeunergraben (westl. Seitengraben des Diesbergergrabens) auf 1050 Meter.

Hdstbeschr.: dunkelgrün, fast schwarz, deutlich geschiefert. s-Flächen-Biotite deutlich erkennbar. Im Anschliff Granaten von max. 5 mm ϕ . Aplitgänge durchziehen das Gestein bis zu 1 cm Dicke parallel zur Schieferung.

U. d. M.

Hornblende: gemeine grüne mit $n\alpha$ = hellgrün, $n\beta$ - $n\gamma$ = olivgrün, Ausl.-Schiefe = 15° ($n\gamma : z$), Einschl. von Quarzrundlingen in den Individuen häufig. Im Schlibf sind Längs- und Basisschnitte angeschliffen. Hypidiomorphe Kristalle meist xenomorph zerbrochen und randlich biotitisiert (infolge Kalizufuhr entsteht aus der Hornblende der Biotit). Hornblendeindividuen oft nur noch als Relikte vorhanden und gänzlich vom Biotit aufgezehrt. (Siehe Schlibfteilskizze, Beil. Fig. 2.)

Quarz: stark. undl. auslöschende Granoblasten in gleichkörnig verzahnter Pflasterstruktur.

Plag.: oft nur mehr als ein Serizit-Klinozoisitfz, der nur selten noch Korngrenzen aufweist. Der Anorthitgehalt ist demnach nicht mehr meßbar, dürfte aber sehr hoch gewesen sein (vermutlich Oligoglas bis Andesin).

Biotit: oft bereits chloritisierte Leisten von s-Flächen-Biotit mit $n\alpha$ = hellbraun (gelbgrün), $n\beta$ = $n\gamma$ = dunkelbraun (grünstichig). Reichlich an Einschl. von Quarz, Hornblende, Titanit und Serizit.

Granat: farblose xenomorphe runde Körner mit Quarzeinschl. und chloritisierten Spaltrissen, welche in einem Winkel von 45 bis 90° zur Schieferung stehen. Um den Granat ist meist ein Randsaum, bestehend aus Quarz, serizitisiertem Plag. und Klinozoisit in kleinkörnigem Haufwerk.

Titanit: meist spitzrhombsche Idioblasten mit einem Rutilkern.

Rutil: meist mit einer Leukoxenrinde (Titanit) umgeben.

Opazite: sporadische kleine Erzkörner über den Schl. unregelmäßig verteilt.

Korngrößen:	Hornblende:	0.15 \times 0.36 mm
	Quarz, Plag.:	0.18 \times 0.22 mm
	Biotit:	0.08 \times 0.25 mm
	Granat:	0.30 bis 0.60 mm, max. = 5 mm
	Titanit:	0.09 \times 0.20 mm
	Rutilkern:	0.06 \times 0.15 mm

Prozentsatz: Hornblende: 60%, Quarz, Plag.: 25%, Biotit: 8%, Granat: 7%.

Bemerkung zum Schlibfbild: Lagen von nematoblastischem Hornblende-Biotitgewebe werden von granoblastischen Quarz-Plag.-Lagen abgelöst und zeigen deutlich Schieferung durch die Biotiteinregelung. Es liegt Diaphthorese eines ehemals Hornblende reicheren Granat-Amphibolites vor.

Epidot-Amphibolit (Epidot-Plagioklas-Hornblendeschiefer)

Fdpkt.: N-Hang des Rumpoldeck auf 680 m gegen Edelsdorfergraben.

Hdstbeschr.: grün mit weißen Flecken, hart, deutlich geschiefert, sehr feinkörnig.

U. d. M.

Hornblende: gemeine grüne mit n_{α} = farblos, n_{β} = gelblichgrün, n_{γ} = dunkelgrün mit 13 bis 19° Ausl.-Schiefe ($n_{\gamma} : z$). Stets xenomorphe kataklastisch zerbrochene Individuen.

Plag.: kleine Xenoblasten bis höchstens 0.15 mm, schwach gefüllt, durch erdige Überzüge meist stark getrübt.

Epidot: auch Klinozoisit als feinkörnige xenomorphe Gemengteile. Epidot mit schwach bräunlichem Pleochroismus.

Quarz: feinkörnige Granoblasten oft schwer vom Plag. zu trennen.

Sporadische Akzessorien: feinkörniger Limonit, Titanit, Zirkon und Rutil.

Korngrößen: Hornblende: 0.05 × 0.15 bis 0.12 × 0.45 mm
Quarz, Plag.: 0.03 × 0.05 mm, max. = 0.09 × 0.15 mm
Epidot: 0.03 × 0.05 bis 0.15 × 0.22 mm

Prozentsatz: Hornblende: 65%, Plag. (Quarz): 25%, Epidot: 10%.

Bemerkung zum Schlibbild: äußerst feinkörniges, zum Teil mylonit-nematoblastisches Gefüge. Ehemalige Hornblendeporphyrblasten stark zerbrochen.

Eine zusammenfassende Schlibfbeschreibung gebe ich nun von fünf Dünnschliffen, die im Zoisit- bzw. Epidotgehalt wenig variieren. Es sind dies:

Zoisit-Amphibolit

Fdpkt.: am W-Hang des Höhkogels auf 800 m.

Epidot-Amphibolit

Fdpkt.: NNE-Hang des Höhkogels südlich der Ortschaft Graschnitz auf 660 m.

Epidot-Plagioklas-Hornblendeschiefer

Fdpkt.: auf der NW-Seite des Plateaus des Kapfenberger Schloßberges auf 630 m.

Chlorit-Plagioklas-Hornblendeschiefer

Fdpkt.: SE-Hang des Forchkogels südlich Sölsnitz auf 610 m.

Plagioklas-Hornblende-Zoisitschiefer

Fdpkt.: NW-Hang des Höhkogels bei Schloß Krottendorf.

Hdstbeschr.: ziemlich grobkörnig, hart, nicht immer sehr deutlich geschiefert, grünlich bis graugrün, oft weiß oder bräunlichweiß gefleckt.

U. d. M.

Hornblende: gemeine, grüne als Nematoblasten und Porphyroblasten, meist idiomorphe Kristalle mit n_{α} = hellolivgrün, n_{β} = dunkelolivgrün, n_{γ} = grasgrün. Ausl.-Schiefe 12 bis 22° ($n_{\gamma} : Z$). Leistenschnitte der Stengel stark gebogen. Umwandlungsminerale in allen Stadien (Biotit, Epidot, Chlorit, Titanit und Karbonat) sind stets anzutreffen.

Epidot: meist xenomorph körnig, selten Idioblasten und häufig an Hornblenderändern konzentriert. Stets farblos auch als Zoisit (Zoisitamphibolit).

Plag.: schwach gefüllte und einschlußarme Individuen, mit erdigen Überzügen versehen. Der An.-Gehalt liegt bei zirka 20%. Stärker gefüllte Individuen

sind auch vorhanden und zeigen oft nur mehr einen Serizitfilz ohne erkennbarer Plag.-Korngrenze. Als Einschlüsse treten Quarzrundlinge, Epidot, Zirkon und Kalzit auf. Zwillingslamellierung sehr selten.

Quarz: feinkörnig mit stark unkl. Ausl., oft schwer vom Plag. zu unterscheiden.

Chlorit: stark gebogene Klinochlorleisten, oft nesterförmig mit $\alpha =$ olivgrün, $\beta =$ hellolivgrün, $\gamma =$ fast farblos. Verzwilligung an manchen Aggregaten feststellbar.

Biotit: oft nur sporad., jedoch auch häufiger als gebogene Leisten mit $\alpha =$ gelblich, fast farblos, $\beta = \gamma =$ kastanienbraun.

Titanit: oft sehr häufig als xenomorph körnige Substanz. Idiomorphe beziehungsweise hypidiomorphe Rauten bilden meist eine Leukoxenrinde um einen Ilmenit- oder auch Rutilkern.

Ilmenit, Rutil: als Kern einer Leukoxenrinde (Titanit).

Karbonat: oft nur sporad. als polysynthetisch verzwilligte, mit Spaltrissen versehene Kalzite. Farblose Idioblasten.

Zirkon: als Einschl. im Plag. kurzprismatisch idiomorph.

Korngrößen:	Hornblende:	0.03 × 0.05 bis 0.45 × 0.75 mm, max. = 0.30 × 1.20 mm
	Epidot, Zoisit:	0.05 × 0.10 bis 0.15 × 0.30 mm
	Plag.:	0.03 × 0.05 bis 0.08 × 0.09 mm, max. = 1.0 × 1.5 mm
	Quarz:	0.05 × 0.06 bis 0.09 × 0.12 mm
	Chlorit:	0.07 × 0.20 bis 0.30 × 0.50 mm
	Biotit:	0.07 × 0.20 mm
	Titanit:	0.03 × 0.05 bis 0.07 × 0.15 mm, max. = 0.15 × 0.30 mm
	Kalzit:	0.03 × 0.05 bis 0.15 × 0.30 mm
	Zirkon:	max. = 0.045 × 0.12 mm

Prozentsatz: Hornblende: 25—50%, Epidot, Zoisit: 5—25%, Plag.: 10—40%, Quarz: bis 10%, Chlorit: bis 10%, Biotit: bis 5%, Titanit: bis 3%, Karbonat: bis 15%.

Bemerkung zum Schlibbild: ein nemato- bzw. porphyroblastisches Gefüge. Selten granoblastische Partien. Starke Umwandlungerscheinungen infolge Diaphthorese. Stärkere Kalzitführung betrifft nur den Plag.-Hb.-Zoisitschiefer, der eine geringere Hornblendeführung aufweist (Diaphthorese).

Diese dunkelgrünen bis zeisiggrünen, mehr oder weniger deutlich geschieferten, fein- bis grobkörnigen Hornblendegesteine sind im ganzen Gebiet des Rennfeldkristallins anzutreffen. Während in den Amphiboliten vom Gebiet südlich der Grauwackenzone kaum eine diaphthoritische Umwandlung der Hornblende zu erkennen ist, war die Diaphthorese in den Hornblendegesteinen vom Nordrand der Grauwackenzone sehr stark wirksam. Aber nicht nur die rückschreitende Metamorphose allein hat zur Umwandlung der Hornblende geführt, sondern auch Stoffzufuhr trug ihren Teil zur Pseudomorphose bei. Es ist so z. B. im Granatbiotitamphibolit vom Zigeunergraben (siehe Schlibfbeschreibung) die Hornblende durch Kalzitführung zum größten Teil in Biotit umgewandelt worden. Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende sind sehr deutlich erkennbar. Es zeigt der Biotit noch die typischen Hornblendespalttrisse, wie ich es in einer Schlibfskizze (siehe Beil., Figur 2) wiedergegeben habe. Die Diaphthorese hat in den Hornblendegesteinen Mineralien, wie Epidot, Zoisit, Karbonat, Titanit, Chlorit, Serizit, Plagioklas und Quarz auf

Kosten der Hornblende gebildet. Nicht immer ist jedoch noch der Ursprung der Hornblende zu erkennen.

Wirklich typische Orthoabkömmlinge waren nie festzustellen, obwohl die oft aufscheinende Diskordanz zum Gneis dafür spräche. Der ziemlich hohe Quarzgehalt in den stark basischen Gesteinen würde eher einer Paragesteinsserie entsprechen. Ich glaube, daß wir es mit Mischgesteinen zu tun haben, d. h. mit Sedimenten und späterer Stoffzufuhr. Demnach ist eine Trennung in eine Para- und Orthoserie schwer durchzuführen.

Lagerungsverhältnisse

Das Rennfeldkristallin bildet westlich des Graschnitzgrabens eine nach W offene in E—W langgestreckte Synklinale, in der die Gesteine der Grauwackenzone eingebettet sind. Der Südteil dieser Synklinale zeigt im generellen E 20 N-Streichen ein flaches N-Fallen, welches im Graschnitzgraben durch das Umschwenken in N—S ein W-Fallen erfährt.

Im Norden erscheint jedoch die Lagerung etwas komplizierter, da hier steile s-Flächen auftreten, die teilweise gegen N und teils gegen S einfallen. Es ist daraus eine teilweise Überlagerung der Grauwackenzone (Karbon bzw. Rannachserie) durch das Kristallin zu erklären. Diese Überlagerung ist im Raume Kapfenberg—Schloß Krottendorf durchaus möglich, aber nicht direkt nachweisbar. Eine genaue Auflösung dieser Verhältnisse kann durch eine bereits in der Morphologie ausgedrückte Störungszone (Mylonitzone) an der Grenze zwischen Kristallin und Grauwackenzone nicht gegeben werden. HAUSER (1936) stellt die Kletschachmasse als das Hangende des Brucker Karbons hin und demnach dürfte auch dieser Kristallinabschnitt mit dem Kletschachkristallin verglichen werden. Die Aufschiebung des Kristallins auf den Nordrand der Grauwackenzone im Zuge der Trofaiacher Tektonik ist durchaus möglich.

Östlich des Graschnitzgrabens legen sich die s-Flächen wieder in die normale E—W-Richtung mit N-Fallen. Im Jaßnitzgraben treten jedoch wieder Störungen auf, die das normale Bild etwas verändern. Ich glaube diese auf geringe örtliche Verstellungen zurückführen zu können, die durch eine N—S-Störung längs des Jaßnitzgrabens auftreten. Es streicht das Rennfeldkristallin mit etwas gegen Süden abweichender Richtung östlich Jaßnitzgraben mit N-Fallen in den Stanzbachgraben.

II. Mürztaler Grobgnais

Die verschiedenen alten Bezeichnungen für diese Serie, wie „Grobflaseriger Gneis“, „Grobkörniger Granitgneis“, „Grober Flasergneis“, „Gneisgranit“ und „Grobflaseriger Augengneis“ beleuchten gut die verschiedenen mittleren bis groben Korngrößen und textuellen Verhältnisse. Eine Zusammenfassung hat bereits STINI (1914) gegeben und so möchte ich mich nur auf ergänzende Bemerkungen beschränken.

Aplitischer Charakter ist dem Mürztaler Grobgnais zumindest in meinem Kartierungsbereich gegeben und nur ein geringer Prozentsatz von dunklen Akzessorien in Form von Glimmer zeigen die vorwiegend flaserige Textur an. Kalinatronfeldspat ist oft Hauptgemengteil oder zu-

mindest mit Plag. zusammen als höherer Prozentsatz gegenüber Quarz vertreten. Der An.-Gehalt des Plag. entspricht mit 5—11% dem Albit. Augige bzw. grobkörnig porphyroblastische Ausbildung ist von allen Feldspaten zu bemerken. Der Knafe. ist infolge Entmischung des natriumhaltigen Feldspats als Perthit ausgebildet und mit einer Trübe überzogen. Von den Glimmermineralen ist der helle Glimmer (Muskowit) vorherrschend. Chlorit konnte, obwohl im Mürztaler Grobgneis beschrieben (STINI 1914), in keinem der Schiffe festgestellt werden. Der in Spuren vorhandene Biotit zeigt jedoch Anzeichen einer beginnenden Chloritisierung durch Grünstichigkeit der braunpleochroitischen Individuen ($n\alpha$ = hellbraun, gelblich, $n\beta$ = olivgrün, $n\gamma$ = dunkelbraun).

Die Verbreitung des Mürztaler Grobgneises ist bis auf einen kleinen Streifen am Waldspitzberg nur auf die Teile nördlich der Mürz beschränkt. Lagerungsmäßig dürfte der Grobgneis das Hangende zum Granatglimmerschiefer des Meiseleck darstellen. Beweisbringende Aufschlüsse fehlen jedoch. Ebenso bin ich der Meinung, daß das Rennfeldkristallin als das Hangende des Mürztaler Grobgneises aufgefaßt werden muß. Die Trennung dieses Kristallins von dem des Rennfeldes ist gegeben durch grundlegende Verschiedenheiten. Es ist dafür ausschlaggebend die Körnigkeit, Textur, der An.-Gehalt der Plagioklase, das Vorwiegen heller Gemengteile und das Fehlen von Amphibolgesteinen oder sonstiger basischer Gesteinszüge im Mürztaler Grobgneis. Ferner ist die Unterscheidung der beiden Gesteinsserien lagerungsmäßig und tektonisch bedingt. Der Mürztaler Grobgneis ist als Liegendes zum zentralalpinen Mesozoikum zu betrachten, während das Rennfeldkristallin stets als Hangendes auftritt. Südlich der Mürz scheint jedoch auch der Mürztaler Grobgneis bzw. der Granatglimmerschiefer des Meiseleck als Hangendes zur Stanzer Trias auf.

III. Granatglimmerschiefer des Meiseleck

Unter dieser Bezeichnung findet dieser Gesteinskomplex bei GAULHOFER und STINI (1912) das erstmalige Erwähnung. Er wird da als Basisglied der ostalpinen Decken ausgeschieden. Ein Jahr später (1913) wird dieser Schiefer dem Karbon zugeordnet.

Granatführender Chlorit-Serizitschiefer

Fdpkt.: SE-Hang des Meiseleck von einem Rollblock auf 700 m.

Hdstbeschr.: rötlich, silbrig glänzend, mittelhart, feinkörnig mit idiomorphen bis hypidiomorphen Granatporphyroblasten in dodekaedrischer Kristallausbildung.

U. d. M.

Quarz: zeigt stark undl. Ausl. mit kleinen Korngrößen, granoblastisch im Serizitgewebe.

Serizit: Leisten der Lepidoblasten bis höchstens 0.5 mm lang, in deutlichen Spitz- und Scherfalten angeordnet.

Chlorit: Klinochlorleisten deutlich eingeregelt oft in Nestern angeordnet mit $n\alpha$ = dunkelolivgrün, $n\beta$ = hellgrün, $n\gamma$ = hellbraun bis fast farblos. Häufig als Chloritisierung von Granaten.

Granat: idiomorphe Porphyroblasten oft stark zerbrochen, ohne jedoch die Kristallumgrenzung unkenntlich zu machen. Von den Klüften und vom Kristallrand ausgehend macht sich Chloritisierung und Limonitisierung bemerkbar. Als Einschlüsse treten feinkörniger Quarz und opake Minerale auf. Im Zuge einer postkristallinen Deformation ist neben der starken Kornzerbrechung auch eine leichte Drehung der Kristallkörner zu bemerken. Die Verstellung des s_i zum s_e ist nicht unterbrochen, sondern bildet ein leicht helizitisches Gefüge (siehe Beil. Fig. 3).

Zoisit: als in seiner Längserstreckung eingeregelter Idioblast im Serizitgewebe. Sporadisch auftretende hypidiomorphe Körner.

Limonit: reichlich als Kluff- und Schichtfugenausfüllung. An der Umsetzung von Granat und Hämatit beteiligt.

Korngrößen: Quarz: 0.04×0.07 bis 0.15×0.15 mm
Serizit: 0.02×0.09 bis 0.5 mm lang
Chlorit: 0.02×0.06 mm, Nester bis 0.2×0.3 mm
Granat: 0.30×0.30 mm bis 6×6 mm
Limonit: 0.05×0.12 mm

Prozentsatz: Quarz: 45%, Serizit: 30%, Chlorit: 13%, Granat: 10%,
Limonit: 2%.

Bemerkung zum Schlibbild: feinleistiges lepidoblastisches Gefüge aus Serizit und Chlorit mit granoblastischen Quarzpartien und Granatporphyroblasten. Als postkristalline Deformation bezüglich der Granatkristallisation ist eine Zerbrechung der Granaten und eine Drehung derselben zum s_e des Grundgewebes. Der Chlorit kann aus dem Biotit entstanden nachgewiesen werden.

Das Auftreten von Granatporphyroblasten spricht für die Abtrennung vom Karbon. Die Granaten sind im geschieferten phyllitischen Grundgewebe auf kleine Bereiche hin immer gleich groß (nie große und kleine Individuen gemengt) und erreichen in ihrer größten Ausbildung 10 bis 15 mm. Trotz postkristalliner Zerbrechung ist die kristallographische Umgrenzung an Granatporphyroblasten gut erkennbar, Die Drehung des s_i der Granatkristalle zum s_e beträgt höchstens 10 Grad und bildet ein leicht helizitisches Gefüge. Der Almandin liegt in einer Matrix, die als phyllitisch bezeichnet werden kann. Quarzgänge, -linsen, -bänder und -knauern durchziehen das Gestein, in seiner Schieferung liegend. Der Schiefer hat als Hauptgemengteil Serizit und Chlorit, wobei letzterer seine Entstehung einer Diaphthorese nach Biotit verdankt. Parallelverwachsung von Chlorit mit Biotit und Vergrünung bis zur vollständigen Chloritisierung des Biotit sind Beweise für einen Diaphthoresevorgang. Als besondere Abart des hellen Glimmers konnte ich auch in einem Aufschluß Fuchsit feststellen. Dieser Chromglimmer ist an kalkreiche Partien gebunden und ist dort untergeordneter Gemengteil eines Schiefers, der im s kleine langgestreckte Linsen und Knauern von weißem Marmor führt. Diese Marmorpartien sind in den durch die Verwitterung ausgesetzten Aufschlüssen von makroskopisch gleichartig ausgebildeten, häufiger auftretenden Quarzanhäufungen schwer zu unterscheiden. Diese Marmorführung ist nur am S-Hang des Meiseleck in den Hangendschichten angetroffen worden. Nicht immer führen die Schiefer makroskopisch leicht erkennbaren Granat. Granatlose Gesteine sind in dieser Serie jedoch nur auf wenige Partien beschränkt. Der gesamte Schieferkomplex wird durch mehr oder weniger starke Kohlenstoffführung dunkelgrau bis schwarz gefärbt und so ist es erklärlich, daß diese Schiefer dem Karbon zugeordnet worden sind.

Eine Abtrennung von den darüberliegenden Karbonschiefern kann ohne weiteres durchgeführt werden. Die Granatführung erleichtert diese Aufgabe, denn das Karbon wird nirgends durch Granat führende Schichten vertreten. Bei Granatfreiheit der Schiefer muß der Chloritgehalt als nachgewiesene Umwandlung nach Biotit für die Unterscheidung gelten. Der Grad der Metamorphose trennt also die Granatglimmerschieferserie von den Karbonschiefern ab.

Lagerungsverhältnisse

Ein annähernd um E—W kaum variierendes Streichen mit beständigem 50-Grad-S-Fallen lassen die Granatglimmerschiefer als nördliche Basis des Karbonbeckens um Jaßnitz erkennen. Die Aufschlüsse sind besonders im nördlichen Teil äußerst spärlich, weshalb ein eindeutiges Verhältnis zum Mürtzaler Grobgnais am Waldspitzberg nicht gegeben werden kann. Ich nehme eine tektonisch bedingte Unterlagerung des Granatglimmerschiefers durch Grobgnais an. Im Ostgehänge des Meiselecks liegt der Granatglimmerschiefer auf den Schichten der Stanzer Trias. Es sind die „Meiseleckschiefer“ also tektonisch dem Mesozoikum der Stanz aufgeschoben. Die westliche Begrenzung ist durch den Jaßnitzgraben gegeben, über den hinaus keine Fortsetzung besteht.

Betrachtung bezüglich der petrographischen und stratigraphischen Zuordnung der Granatglimmerschiefer des Meiselecks

Als Vergleiche ziehe ich die von CORNELIUS (1952b) und SCHWINNER (1932 und 1935) beschriebenen ähnlichen Gesteine aus dem östlich anschließenden Raume heran. Zunächst zur Arbeit CORNELIUS:

Auf Blatt Mürtzschlag ist eine große Fläche, fast den ganzen Raum südlich der Mürtz einnehmend, als Quarzphyllit ausgeschieden. Er wird altersmäßig dem Vorpalaäozoikum zugeordnet. Er ist in enger Verknüpfung mit sicherlich jüngeren granitischen Intrusionen, die gelegentlich Kontaktlöcher (Andalusitbildung in den Treibachschiefern und die Albitisierung der Wechselhüllschiefer, Wechselschiefer nach SCHWINNER [1932], gehören auch hierher) bilden. Unter Quarzphyllit versteht CORNELIUS, zumindest in diesem Raum, Glimmerschiefer mit und ohne Granatporphyroblasten, mit reichlich Quarz in verschiedenem diaphthoritischem Zustand.

SCHWINNER (1935) scheidet im Raume um Birkfeld ähnliche Serien aus. Es sind dies: a) Tommerschiefer (diaphth. Granatglsch.); b) Teufelsteinphyllit (Hellglsch. ohne Granaten, grünlich ohne Biotit, typischer Quarzphyllit); c) Phyllit der Feistritzzone (grünlich schmierig, wie Quarzphyllit, jedoch mit Biotit). Auch hier stehen die Schiefer in Verbindung mit granitischen Intrusionen (Strallegger Gneis usw.). Bei dieser Dreiteilung handelt es sich sicher um eine Gliederung der bei CORNELIUS unter Quarzphyllit zusammengefaßten Gesteine. Es ist verständlich, daß bei einer Aufschlußarmut, wie sie im Mürtzschlaglager Raum vorherrscht, schwer eine Seriengliederung gegeben werden kann. Meiner Ansicht nach handelt es sich bei beiden Räumen (Mürtzschlag, Birkfeld) um Schiefer desselben Alters, die in sich verschiedene Metamorphosen und Diaphth.

erlitten haben und heute auf Grund schlechter Aufschlüsse kaum eine Gliederung zulassen.

Aus diesem kleinen Überblick über östlich angrenzende Phyllite und Glimmerschiefer und bei Betrachtung meiner Beschreibungen vom Meiseleck ist zu ersehen, daß Vergleiche und Parallelisierungsmöglichkeiten gegeben sind.

Die petrographische und tektonische Stellung des Granatglimmerschiefers des Meiseleck läßt einen direkten Vergleich mit den von SCHWINNER bezeichneten Tommerschiefer zu. Da CORNELIUS unter Quarzphyllit Schiefer verschiedener petrographischer Verhältnisse zusammenfaßt, möchte ich diesen Gesteinskomplex für die nur granatführenden Schiefer des Meiseleck als Vergleichsserie nicht heranziehen.

SCHWINNER (1935) versteht nämlich unter der Bezeichnung Tommerschiefer nur die granatführenden Glimmerschiefer in diaphth. Zustand, die stets hangend zum Semmeringmesozoikum auftreten. Es ist daher der Granatglimmerschiefer des Meiseleck dem Tommerschiefer gleichzustellen.

In der Karbonmulde zwischen Bruck und Grasnitzgraben scheinen im Kaltbachgraben ebenfalls diaphth., teilweise granatführende Glimmerschiefer als Kristallinschollen der Grauwackenzone auf. Ein Vergleich der Meiseleckschiefer mit diesen wäre in Erwägung zu ziehen. Der Unterschied ist jedoch durch stärkere Diaphthorese und durch eine andere tektonische Stellung ausgedrückt. Die Granatglimmerschiefer des Kaltbachgrabens sind dem Karbon aufgeschoben und gehören der „Norischen Decke“ an. Die Granaten zeigen weit fortgeschrittene Chloritisierung und Streckung im s (Idioblasten sind nie vorhanden). Ob dies Gründe sind, die gegen eine Auffassung, die Granatglimmerschiefer des Meiseleck den Altkristallinschollen der Grauwackenzone zuzuordnen, sprechen, kann nicht angegeben werden.

Zusammenfassung: Auf Grund der im Gelände und in der Literatur studierten Verhältnisse fasse ich die Granatglimmerschiefer des Meiseleck als Hüllschiefer, voralpäischen oder altpalpäischen Alters, der Mürztaler Grobneisserie auf und setze sie den Tommerschiefern gleich.

IV. Rannachserie und zentralalpines Mesozoikum

Über die stratigraphische und tektonische Stellung der Rannachserie liegen zahlreiche Arbeiten vor. METZ (1945 und 1953) hat die Rannachserie, insbesondere den Plattlquarzit, mit dem zentralalpines Mesozoikum verglichen. Zwei angefertigte Dünnschliffe von Vertretern dieser Serie mögen über die petrographischen Verhältnisse Aufschluß geben.

Arkoseschiefer

Fdpkt.: im hinteren Grasnitzgraben beim Hause Hinterlammer (Mühle). -
Fdpkt.: ungefähr 1000 m südöstlich des Jagdhauses Frauenberg (Hiesbauer) am Wege gegen Buchecksattel auf 1000 m.

Hdstbeschr.: hell, weiß, plattig brechend mit blaugrauem Schimmer, äußerst feinkörnig. Quarzitähnliches Aussehen.

U. d. M.

Plag.: einschlußarme, schwach gefüllte Xenoblasten mit einem An.-Gehalt von 10%.

Knafe: schön gegitterter Mikroklin in der Schieferung eingelinst, vom Serizit umflossen, mit stark erdigem Überzug. Teilweise porthitische Entmischung in Form von Mikroperthit (siehe Beil. Fig. 4).

Quarz: feinkörnig mit stark undl. Ausl., augen- oder gangförmig in die Schieferung eingelängt.

Serizit: als kleinleistige Fasern um Feldspat- und Quarzaugen oder als Nester, wahrscheinlich hervorgerufen durch Saussuritisierung der Plagioklase, wobei noch Plag.-Umgrenzung teilweise erkannt werden kann.

Turmalin: sporadisch mit schwachem Pleochroismus von ϵ = hellbraun, ω = schwarzgrün, grau.

Zirkon: sporadisch als hypidiomorphe prismatische Kristalle.

Epidot: farblose xenomorphe, langgestreckte Körner.

Titanit: feinkörnig, perlschnurartig angereihte hellgraue Individuen.

Korngrößen:	Feldspat, Quarz:	0.03 × 0.07 bis 0.2 × 0.9 mm
	Serizit:	0.02 × 0.06 mm
	Turmalin:	0.07 × 0.08 mm
	Zirkon:	0.03 × 0.07 mm
	Epidot, Titanit:	0.06 × 0.07 mm

Prozentsatz: Plag. 40—45%, Knafe: 10%, Quarz: 30%, Serizit: 10—20%.

Bemerkung zum Schlibbild: ein feinkörniges granoblastisches bis kleingaugiges Gefüge von postkristalliner Deformation überprägt. Die Paralleltexur ist deutlich und äußert sich durch linsige Einregelung der kleinen Feldspatporphyroblasten.

Der Plattlquarzit führt auch in anderen Grauwackengebieten reichlich Feldspat. Die Schlibfbeschreibung stimmt vollkommen mit den als Plattlquarzit bezeichneten Gesteinen überein, jedoch konnte ich bei der Dünnschlibfbeschreibung nicht umhin, die petrographische Bezeichnung Arkoseschiefer zu verwenden, um die mineralische Zusammensetzung und Genese des Gesteins zu charakterisieren. Die beiden Gesteine entstammen ein und derselben tektonischen Position, sind jedoch von zwei voneinander getrennten Aufschlüssen entnommen worden. Der eine Aufschluß ist zirka 2 m hoch und bietet eine Fläche von zirka 4 m im Quadrat. Im hinteren Grasnitzgraben befinden sich mehrere Aufbrüche.

Beide Gesteine lassen sich vollkommen miteinander vergleichen, aber ein horizontbeständiges Durchziehen konnte nicht festgestellt werden. Die Arkoseschiefer liegen, wie die in der Literatur bekannten Plattlquarzite, zwischen Kristallin und Karbon. Das Rennfeldkristallin bildet hier die Basis und das Karbon tritt hangend zu den Arkoseschiefern auf. Auf die Ähnlichkeit dieser Arkoseschiefer mit den Quarziten der Radstädter Trias bin ich bei einer Exkursion in diesem Gebiet aufmerksam geworden. Dieser Vergleich scheint mir auch seit den letzten Arbeiten von METZ (1945, 1953) naheliegend.

Die mikroskopische Betrachtung zeigt deutlich Sedimentnatur. HAUSERS Erklärung (1938e) bezüglich Petrogenese der Plattlquarzite kann ich nur wiederholend bestätigen: „Die mikroskopisch festgestellte Augentexur verdankt ihre Entstehung einer kristallinen Regeneration und einer nachkristallinen Deformation.“ Auf die Zuordnung dieser Arkoseschiefer

zur Rannachserie wies bereits VETTERS (1911) hin, der darüber schreibt: „Die Arkose erinnert an gewisse Varietäten des Konglomerates im Rannachgraben.“

An der Basis der Plattlquarzite vom Hinterlammer sind gelegentlich feinblättrige, schmierige, graue Phyllite ausgebildet. Solche Phyllite im Liegenden der Weißsteine (Plattlquarzit) sind schon lange bekannt.

Die aus dem Rannachgraben als Basis zum Plattlquarzit aufscheinenden Konglomerate sind hier nirgends mehr aufgeschlossen. Selbst die Plattlquarzite sind nicht als Basis des Karbon durchverfolgbar, so daß meistens Karbon direkt dem Kristallin auflagert. Die Mächtigkeit der beiden Aufschlüsse von Rannachserie scheint sehr verschieden zu sein. Während das Vorkommen beim Jagdhaus Frauenberg nur mit 5 m Dicke nachgewiesen werden kann, bestätigt die Folge von Aufschlüssen im Grasnitzgraben eine Mächtigkeit von rund 100 m. Die Rannachserie ist aber nicht nur am Südschenkel der Karbonsynklinale zwischen Bruck und Grasnitzgraben ausgebildet, sondern auch im Nordschenkel sind derartige Gesteine aufgeschlossen. Bei Kehr, südlich des Kapfenberger Schloßberges, befindet sich ein Quarzit, dessen tektonische Stellung unbedingt für Rannachserie spricht. Hellgrüner Schimmer dieses weißen Quarzites und silbrig glänzender feinstschuppiger Serizitbelag erinnern an die Serizitquarzite der Semmeringtrias. Eine Zuordnung zum Karbon kann nicht erfolgen, da solche Quarzite für diese Formation ziemlich untypisch sind.

Gleichzeitig möchte ich darauf hinweisen, daß geradezu dieselben Quarzite nördlich Kapfenberg in ähnlicher Position stehen und zusammen mit Kalken vorkommen. Es sind dies Quarzite, die bereits infolge Parallelisierung mit dem Semmeringmesozoikum als Kapfenberger Trias (METZ, 1945) bekannt wurden. Eine stärkere Durchbewegung südlich des Kapfenberger Schloßberges hat hier die Quarzite stärker tektonisch beansprucht. Es liegen diese Quarzite auch in einer der Störungszonen der Trofaiachlinie.

Im östlichen Karbonbecken südlich der Ortschaft Jaßnitz stehen helle konglomeratische Quarzite an. Auch sie können weder dem Karbon noch dem unterlagernden Kristallin zugeordnet werden. Eine verblüffende Ähnlichkeit mit Serizitquarziten vom Nordosthang des Edelsberges, die in streichender Verlängerung mit der im Stanzertal aufscheinenden Semmeringtrias in Verbindung stehen, veranlassen mich, diese Gesteine hierher zu stellen.

Leider konnte auch hier dieser Quarzithorizont an der Basis des Karbons nicht durchverfolgt werden. Die besonders komplizierte Lagerung der Quarzite südlich von Jaßnitz wird noch im anschließenden Kapitel über die Lagerungsverhältnisse erläutert werden. Hier sei nur auf dieselben Komplikationen, welche in anderen Gebieten gleiche Verhältnisse (HAUSER, 1938d) bieten, aufmerksam gemacht.

Mit diesem letztgenannten Quarzitvorkommen von Jaßnitz ist der Anschluß an die Gesteine des zentralalpinen Mesozoikums im Stanzertal hergestellt. Die untersten Gehänge des südlichen Stanzertales werden durch die Gesteine der unteren Trias in zentralalpiner Fazies aufgebaut. Bei Edelsdorf treten sie auf die Nordseite des Tales über, wo sie Gipsführung aufweisen, die für die Zuordnung zum Mesozoikum als Beweis gelten

kann. Die Schichtfolge läßt sich am besten im Graben zwischen den Gehängen des Meiseleck und dem Edelsberg studieren. Die Vertretung des Mesozoikums wird hier durch zwei in sich kaum variierende Gesteine ausgedrückt. Die Basis wird von einem hellbraunen, teilweise rötlich-braunen Serizitquarzit gebildet. Der Serizitgehalt verleiht dem Gestein zum Teil einen weißen silbrigen Glanz. Nicht selten scheinen schwarze Flächen von Graphitputzen an den s-Flächen auf, die Anlaß zur Verwechslung mit Karbonschiefern geben könnten.

Zur stratigraphischen Einordnung in die Serie der Semmeringtrias wäre als Vergleich der untertriadische Semmeringquarzit in seiner rötlichen Abart, wie ihn CORNELIUS (1952b) vom Windloch im Kamm Kleinpfaß—Stuhleck beschreibt, heranzuziehen. Unterstützt wird diese stratigraphische Zuordnung durch den den Quarzit überlagernden grobkristallinen Kalk. Der Kalk ist in seiner Grundfarbe weiß und hat hellrosa bis hellgrauen Schimmer. Sehr feinadrige unregelmäßige Fugen sind mit Limonit ausgefüllt. Sein massiges, ungeschichtetes Aussehen ist mit den Kalkmarmoren der Semmeringtrias vergleichbar, wodurch die Parallelisierung des vorhin besprochenen Quarzites mit Triasquarziten eine weitere Unterstützung erfährt. Die gesamte Schichtfolge ist hier nur in drei größeren Aufschlüssen zu studieren. Nördlich der Mürz reichen im Mautengraben am Nordabhang des Pfaffeneck noch mesozoische Schichtglieder in den Kartenbereich. Die westlichsten Teile werden von den östlichsten Tertiärvorkommen der Parschluger Senke verdeckt. Die Basis wird von untertriadischen Quarzittypen gebildet, die denen vom Stanzbachgraben vollkommen gleichen. Überlagert werden diese auch hier von Kalkmarmoren in ganz gleicher Ausbildung. In den höheren Anteilen sind dunkle Kalke vertreten, die ebenso grobkristallin, massig, ohne deutliche Einregelung sind und kleinbröckelig zerbrechen.

Die in einem Steinbruch erschlossenen hellen Kalkmarmore werden im Mautengraben zur Straßenschotterung verwendet. Die Vertretung des Semmeringmesozoikums ist hier viel mächtiger als im Stanzbachgraben. Die eindeutige Schichtfolge kann am besten im Stollinggraben, zirka 3 km nördlich St. Lorenzen, außerhalb des Kartenbereiches studiert werden: über Mürztaler Grobgnais erscheinen hier als Liegendanteile des Mesozoikums dunkle quarzitische Schiefer mit stark phyllitischem Habitus. Schichtpakete von glimmerreichen Partien und gelinsten Quarzknuern in starker Verfaltung liegen vor. Ein ziemlich hoher Kohlenstoffgehalt färbt das Gestein oft schwarz neben grünlich und braunem, silbrigglänzendem Schimmer. Die feinglimmerigen Lagen fühlen sich schmierig an. Man wäre fast geneigt, diesen Schiefer mit Karbonschiefer zu vergleichen. Im Kartenblatt Mürzzuschlag werden von CORNELIUS (1952b) ähnliche Schiefer beschrieben, die als Kappellener Schiefer bezeichnet werden. Ein Vergleich mit diesen ist naheliegend, wofür auch die tektonische Stellung spricht. Diese Ausbildung von Schiefen führt CORNELIUS nur von den höheren Semmeringdecken (Kampalpendecke) an. Der Zuordnung zum zentralalpinen Mesozoikum steht durch diese Vergleichsmöglichkeit nichts im Wege.

Über dieser quarzitischer Schieferserie folgt eine mächtige Schichtfolge von verschieden ausgebildeten Kalken. In den unteren Partien ist das Vorherrschen von weißen Kalkmarmoren zu erwähnen. Sie sind

grobkristallin und teilweise gut geschichtet. In den s-Flächen sind helle Serizithäute eingeregelt. Diese plattig brechenden Kalkmarmore haben einen hellrosa und lichtgrauen Schimmer. Im Hangendsten werden die Kalke immer dunkler bis schwarzgrau massig. Es dürften diese Vorkommen als stratigraphisch höchste Zone des Mesozoikums den Rhät-(Lias-?) Kalken zugeordnet werden können. CORNELIUS (1952b : 37) erwähnt solche Kalke und führt eine Rhätfauuna an, die für diese stratigraphische Zuordnung spricht.

Dieses hangendste Glied der mesozoischen Schichten wird vom Kristallin des Troiseckzuges überschoben. Die gesamte Schichtmächtigkeit der Kalke im Stollinggraben beläuft sich auf zirka 200 m, welche gegen Westen stark reduziert wird. Ebenso verhält es sich mit der Schichtmächtigkeit des Quarzites, die im Stollinggraben zirka 50 m aufweist. In den unteren Anteilen der Kalke sind mylonitische Bildungen häufig. Es sind dies Kalkmylonite, in Form von Rauchwacken und Zellenkalken, die besonders gut am NW-Hang des Pfaffeneck aufgeschlossen sind.

Diesen Gesteinen möchte ich auch das Vorkommen von Rauchwacke am Westgehänge östlich des Grasnitzgrabens auf zirka 700 m bei der Einzeichnung Hochhäuser anschließen, welche GAULHOFER-STINI (1913) für Karbon hielt. Diese groblöcherige Rauchwacke zerfällt feingrusig, ist kaum geklüftet und ohne Bankung oder Einregelung. Es ist dies eine Scholle, die auf Rennfeldkristallin liegt und große Ähnlichkeit mit den Rauchwacken des Pfaffenecknordwesthanges aufweist. Es ist hier dieses Mesozoikumvorkommen nur mit 15×30 m mit einer Schichtmächtigkeit von über 5 m in einem Aufschluß nachweisbar.

Lagerungsverhältnisse

Die Rannachserie liegt stets dem Rennfeldkristallin auf und wird vom Karbon überlagert. Diese auch in anderen Grauwackengebieten festgestellte Lagerung ist im Raume Grasnitzgraben—Bruck eindeutig zu erkennen. Die Plattlquarzite schmiegen sich der Kristallinverbiegung im Grasnitzgraben vollkommen an und sind daher auch mit N—S-Streichen bei W-Fällen einzumessen. Durch die synklinale Faltung der Grauwackenzone in diesem vorhin genannten Raum ist auch der Quarzit von Kehr, als Vorkommen am Nordschenkel der Grauwackensynklinale, der Rannachserie zuzuordnen. Seine Lagerung mit E—W/54 N bis N 80 E/90 (saiger) zeigt ein steiles Einfallen gegen Norden, wodurch die Überlagerung durch das Kristallin vom Kapfenberger Schloßberg seine Erklärung findet.

Im Aufschluß südlich der Ortschaft Jaßnitz liegen die Quarzite der Rannachserie in äußerst komplizierter Lagerung vor. Diese Gesteinspakete stehen mit N 70 E/50 N in Wechsellagerung mit Biotitgneisen des Rennfeldkristallins. Es muß diese Komplikation als tektonische Verschuppung der beiden Serien gedeutet werden, wie sie in den von HAUSER (1938d) beschriebenen Verhältnissen am Kaisersberg bei St. Michael ihre Parallele findet, wo Seckauer Kristallin das Karbon überlagert und ebenfalls mehrmalige Aufeinanderfolge dieser Gesteinslagerung herrscht. In dem besprochenen Abschnitt zeugen auch südfallende S-Flächen von der äußerst komplizierten Lagerung der Gesteine. Ich glaube, für diese Tat-

sache ein hier ausstreichendes Störungssystem von vorwiegend E—W und untergeordnet N—S ziehenden Störungslinien, welches im Westen unter der Bezeichnung „Trofaiachlinie“ bekannt ist, verantwortlich machen zu können.

Das Mesozoikum im Stanzbachgraben streicht N 60 bis 80 W und fällt mit 30 bis 40 Grad gegen SW unter die Granatglimmerschiefer des Meiseleck bzw. unter das Karbon des Edelsberges ein. Es reicht von dieser Schichtfolge nur ein kleiner Teil in den Kartenbereich, während die im Osten und Westen ausstreichenden Teile auf den Nordteil des Stanzbachgrabens konzentriert sind. Es wäre an dieser Stelle eine Verbindung der Quarzite von Jaßnitz mit der Stanzer Trias in Erwägung zu ziehen, auf die ich hinweisen möchte. Die Quarzite der beiden Vorkommen sehen sich sehr ähnlich.

Im Stollinggraben, zirka 4 km nördlich von St. Lorenzen, liegen die mesozoischen Schichten mit N 60 E bis E—W/40 N über dem Mürztaler Grobgnais. Muskowitreiche Gneise des Troiseckkristallins bilden mit ungefähr gleicher Lagerung das Hangende zum rund 250 m mächtigen Schichtkomplex des zentralalpiner Mesozoikums. Im Mautengraben reicht die westliche Fortsetzung dieses Gesteinszuges aus dem Stollinggraben in meinen Kartierungsbereich. Es scheint hier ein gegenteiliges Einfallen der Schichten, nämlich gegen Süden, zu herrschen. Es konnte aber die Unterlagerung des Mürztaler Grobgnaises mit N-Fallen und die Überlagerung durch Troiseckkristallin mit S-Fallen einwandfrei festgestellt werden. Die westlichsten Teile werden beim Pogier vom Parschluger Tertiär verdeckt.

V. Karbon

Zwei miteinander nicht in Verbindung stehende Karbonmulden liegen zur Besprechung vor. Die größere von beiden erstreckt sich vom Grasnitzgraben gegen Westen bis Bruck auf zirka 7 km Länge und kann mit einer Durchschnittsbreite von 3 km abgeschätzt werden. Im Raum um die Ortschaft Jaßnitz, südlich Allerheiligen im Mürztal, liegt die zweite, weitaus kleinere Karbonmulde mit einer Längserstreckung von 4,5 km und einer Breite von 500 bis 1200 m. Die westliche Mulde ist vom Rennfeldkristallin umrahmt und gegen Westen offen. Die östliche Mulde ist im Westen und Osten vom Mürz- bzw. Stanzbachtal, im Süden vom Rennfeldkristallin und im Norden vom Granatglimmerschiefer des Meiseleck begrenzt.

Das gesamte Karbon wird durch fein- bis grobklastische Sedimente vertreten, welche durch Metamorphose der ersten Tiefenstufe meist phyllitischen Habitus aufweisen. Bereichert werden diese stark quarzführenden Schiefer durch Kalkzüge, die ihrerseits verschiedenes Aussehen erlangt haben.

Die feinklastischen Sedimente sind meistens zu sehr kohlenstoffreichen Serizitquarziten metamorphosiert. Sie färben bei höherem Kohlenstoffgehalt schwarz ab, sind jedoch zur Graphitgewinnung nicht verwertbar. Es sind allerdings Abbauversuche in der Literatur (VACEK, 1886) beschrieben. Die Gesteine sind deutlich geschiefert und

sind je nach Kohlenstoffgehalt schwarz oder hell gefärbt. Im Gelände sind diese Übergänge oft im Streichen verfolgbar, weshalb eine kartenmäßige Trennung sehr schwer möglich ist.

In Karbonschiefern gröberer Körnung treten neben den üblichen Gemengteilen (Quarz, Serizit, Muskowit, Kohlenstoff und Limonit) gelegentlich auch schwach gefüllte Albite auf. Sie sind abgerundet xenomorph und etwas grobkörniger als der Quarz. Neben den normalen Serizitquarziten und Serizitschiefern gibt es auch solche, die Chlorite führen. Es ist aber sowohl der prozentuelle Anteil von Chlorit als auch die Verbreitung gering, so daß man nie von Grünschiefern sprechen könnte.

Das häufigste Gestein ist der Kohlenstoffquarzit mit mehr oder weniger reicher Serizitführung. Der Großteil der Karbonareale ist Ackerboden. Gute Aufschlüsse sind nur an tief eingeschnittene Waldwege gebunden. Lediglich die quarzreicheren Schiefer und Kalke setzen der Verwitterung größeren Widerstand entgegen. Sie sind daher auch an den Rändern der Wiesen und Ackerböden aufgeschlossen.

An frischgepflügten Ackerböden oder an schütter bewachsenen und gemähten Wiesen äußert sich der Kohlenstoffgehalt der Schiefer im Verwitterungsboden, wo man den Übergang von kohlenstoffreichen schwarzen Erden in regem Wechsel mit kohlenstoffärmeren hellbraunen im Schichtstreichen antreffen kann.

Grobklastische Sedimente (konglomeratische Gesteine) sind seltener als die feinklastischen vertreten. Im oberen Kaltbachgraben fand ich an der Basis des Karbons Quarzgerölle in einer typischen Karbon-Schiefer-Serie. Dieses monomikte Quarzkonglomerat zeigt Geröllkomponenten, die längs der Linearen eingelinst sind. Sie messen im Querschnitt durchschnittlich 8×25 mm und zeigen eine Längserstreckung von 60 mm. Die Matrix kann als Serizit-Graphitphyllit bezeichnet werden. Ein ähnliches Konglomerat traf ich auch am Tannberg nahe der Grenze zum Kristallin am Nordrand der Grauwackenzone an. Konglomerate mit gleichkörnig kleinen Quarzgeröllen konnte ich auch am Pischkeberg feststellen. Dieses Gestein ist ein weicher Kohlenstoffschiefer mit Quarzkörnern in der Größe von max. 4 mm im Durchmesser. Solche relativ feinkörnig monomikten Konglomerate sind auch in hellbraunen Serizitschiefern anzutreffen und sind in beiden Karbonmulden an die Basis des Karbons gebunden.

Die konglomeratischen Anteile zeigen stets Auswalzungs- und Streckungserscheinungen und liegen in einem kieselig schiefrig serizit-graphitischen Bindematerial. Sie sind nur auf kurze Strecken im Streichen verfolgbar. Die fein- und grobklastischen Sedimente sind in wechsellagerter Lagerung oft auch gebankt ausgebildet.

Mehrere Kalkzüge durchziehen den gesamten Komplex der mehr oder weniger stark graphitischen, fein- bis grobklastischen Sedimente in normaler schiefriger bis phyllitischer Ausbildung. Der häufigste Vertreter ist ein plattiger dunkelblaugrauer Kalk, mit tonigen Schichtfugen durchzogen. Die Klüfte und Fugen sind unregelmäßig ausgebildet und können im Gelände am häufigsten als h k O - Klüfte erfaßt werden. Die mächtigsten Vorkommen dieses Kalkes sind bei Bruck in einem für

Straßenschotter abgebauten Bruch und bei den Kogelbauern (nordwestlich Jaßnitz) aufgeschlossen.

Die größte Mächtigkeit erlangt jedoch der Kalk im Kaltbachgraben, wo er eine Felswand von 50 m bildet. Dieser Kalk weist massigen Charakter auf. Er ist ebenfalls dunkelblaugrau, aber nicht deutlich gebankt und mit Kalzitadern durchzogen. Neben reinen weißen Kalzitkluftausheilungen kommt es auch zu hellbraunen, die wahrscheinlich mit Breunnerit und Limonit angefüllt sind. Diese wurden auch in den Kalkaufschlüssen des Pischkberges häufig gefunden.

Mylonitische Bildungen sind an E—W-Klüfte gebunden und im Kaltbachgrabenkalk erkannt worden. Innerhalb der plattigen Kalke treten neben Tonfasern auch Zonen von Serizit und Graphitschiefern auf. Diese Schieferbänder erreichen innerhalb eines Bruches oft 50 cm Mächtigkeit und verschlechtern die technische Nutzbarkeit des Kalksteines.

Hellgraue feinkristalline massige Kalkbänder sind nur auf einzelne kleine Vorkommen im Diesberger- bzw. Grasnitzgraben beschränkt. Das graphitische Pigment bewirkt in dieser feinkristallinen Abart teilweise schöne Bänderung. Diese Bänderkalke sind sehr selten und nur an kleine Aufschlüsse, aus der Verwitterungsdecke herausragend, gebunden.

Bei den Kalken des Karbons handelt es sich also vornehmlich um dunkle, deutlich geschieferte, meist gut gebankte feinkristalline Gesteine. Fossilien konnte ich in keinem der vielen Kalkaufschlüsse entdecken. STINI (1921) erwähnt eine von Heritsch als „*Cyathophyllum*“ *heterophyllum* bestimmte Koralle und gibt als Fundpunkt den „Kalk des Kaltbachgrabens“ an. Nach neueren Arbeiten ist diese Art nur aus dem Mitteldevon bekannt. Demnach wäre der Kalk dahin zu stellen. STINI weist aber auf die Ähnlichkeit dieses Kalkes mit dem Karbonkalk des Sunk hin und führt ihn auch im Karbon an.

Das Handstück mit dem Fossil befindet sich unter der Nr. P. 12 des Typenkataloges der Universität Graz in der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Institutes. Nach der alten Etikette wurde es 1932 von F. HERITSCH im Zusammenhang mit der Bearbeitung des Materiales aus der Sunk erneut bearbeitet. Er bestimmte es damals als *Caninophyllum archiaci* M. E. H. Diese Bestimmung blieb jedoch unpubliziert. Auch in seiner zusammenfassenden Darstellung über das Paläozoikum der Ostalpen 1943 erwähnte HERITSCH diesen Fund nicht. Mit dieser Bestimmung rücken die Kalke in das Unterkarbon (Dibunophyllumzone). Es muß jedoch bemerkt werden, daß die Erhaltung dieses wichtigen Belegstückes nicht besonders gut ist.

Karbonatführende Schiefer sind in den Hangend- und Liegendanteilen der Kalkzüge anzutreffen. Diese Schiefer können arm oder reich an Kohlenstoff sein. Sie führen im Kaltbachgraben Gerölle, deren Besonderheit in der normalen Karbonschieferserie hervorzuheben ist. Die nun folgenden Zeilen mögen an Hand genauer Studien im Gelände über diesen eigenartigen Fundpunkt berichten.

Konglomerat des Kaltbachgrabens

Der Aufschluß dieser für das Karbon eigenartigen Konglomerate liegt oberhalb der Kote 563, 10 m von der Straße entfernt hangaufwärts gegen den Ritting, am Waldrand im Kaltbachgraben, auf halbem Weg zwischen

Bauer Höferauer und der großen Talkurve. Die Schichtmächtigkeit dieses Gesteines liegt bei zirka 5 m und läßt sich im Streichen auf zirka 20 m verfolgen. In diesem Gestein liegen Aplitgerölle, die ich einer näheren Dünnschliffuntersuchung unterzog.

Aplit:

Hdtbeschr.: heller, deutlich gelinster Knödl von 5 cm ϕ . Sehr hart und läßt keine Mineralunterscheidung zu.

U. d. M.

Quarz: große und kleine Individuen mit und. Ausl. in verzahnt granoblastischem Gefüge. Gangförmiger Quarz durchbricht gelegentlich die gefüllten Plagioklase und Perthite und zeigt eine schwächere undl. Ausl.

Knafe: Entmischungen von Kalifeldspat und Albitisierung haben alle Übergänge vom Mikroperthit über Haufenperthit bis zum reinen Schachbrettalbit zur Ausbildung gebracht.

Plag.: stark gefüllt, häufig mit ungefülltem Randsaum, mit einem An-Gehalt von 10—12%, der mittels ANGEL'scher Plag.-Uhr an Albit- und Periklinzwillingen gemessen und mit Quarzlichtbrechung verglichen wurde. Das Periklingesetz herrscht stets als Zwillingesgesetz vor. Einschl.: Epidot, Karbonat, Biotit und Quarz.

Karbonat: wurmförmige Adern von Kalziten zwischen Quarz-Feldspatgranoblasten. Porphyroblastische Individuen zeigen polysynthetische Verzwilligung.

Biotit: scheinbar unregelmäßige Leisten von kleinen Lepidoblasten mit $n\alpha =$ hellbraun, $n\beta = n\gamma =$ dunkelgraubraun.

Chlorit: gefaltete Leistenpakete mit Epidot und Titanit parallelverwachsen. $n\alpha =$ blaugrün, $n\beta =$ gelbgrün, $n\gamma =$ hellgelbgrün.

Serizit: als kleine unregelmäßige Lepidoblasten.

Epidot: farblose xenomorphe feinkörnige Anhäufungen von Limonit umrandet.

Titanit: als Leukoxenrinde um Rutilkerne.

Limonit: als schmale Bänder und Fläsern.

Korngrößen:	Quarz:	0.03 \times 0.03 bis 0.50 \times 0.70 mm
	Knafe:	0.20 \times 0.30 bis 2.00 \times 3.00 mm
	Plag.:	0.20 \times 0.30 mm
	Karbonat:	0.12 \times 0.20 mm
	Glimmer:	0.05 \times 0.12 mm

Prozentsatz: Quarz: 35—50%, Knafe: 30—40%, Plag.: 10—20%, Karbonat: 4—10%, Sporad. Akzessorien: 2—5%.

Bemerkung zum Schliffbild: ein verzahntes grano- bis porphyroblastisches Gefüge von fast richtungslos körniger Textur. Quarz zeigt z. T. kataklastische Partien von Mörtelquarz.

Diese Gerölle sind als kinderkopfgröße bis seltener kirschkorngröße Linsen mit allen Übergängen im s eingeregelt. Diese Aplitlinsen liegen in einer Matrix von Kalkschiefern, die auf ihren Schichtfugen wechselnd Limonit-, Graphit- und Chloritüberzüge zeigen. Bedeutend ist der serizitische Bestand, der dem Gestein schiefrige Textur verleiht. Diese Matrix entspricht vollkommen der Karbonserie. Der Geröllbestand ist jedoch für das Karbon untypisch.

Ein Vergleich mit Konglomeraten der Grauwackenzone anderer Gebiete ist in bezug auf den Geröllbestand nur mit den von CORNELIUS (1952a) beschriebenen Aplitgeröllen der Silbersbergserie und mit dem

Karbonkonglomerat der Sunkbrücke (1940: 174), das neben Quarz- auch Aplit- und Granitgerölle führt, möglich. Auf letzteren Vergleich wies bereits METZ (1953: 51) hin. Lagerungsmäßig weicht jedoch das Konglomerat des Kaltbachgrabens von den obgenannten Vorkommen ab. Während das Konglomerat der Sunkbrücke als Transgressionskonglomerat des Karbon aufgefaßt werden kann und an der Basis dieser Formation liegt, gelten die Silbersbergkonglomerate nach CORNELIUS als älter und werden von ihm in das Hangende der Altkristallinschollen der norischen Decke gestellt. Die Konglomerate des Kaltbachgrabens bilden jedoch das Hangendste der Karbonserie und liegen somit unmittelbar unterhalb der norischen Einheit.

Ich bringe auf Grund dieser Lagerung die äußerst groben Konglomerate des Kaltbachgrabens mit einer der im obersten Karbon beginnenden Gebirgsbildungsphasen (asturisch?) in Verbindung, welche bei Heraushebung des Altkristallins diese groben Geröllkomponenten lieferte. Gleichzeitig dürfte die norische Decke als Abscherung ihre erste Anlage erfahren haben. Ich möchte noch auf die Ähnlichkeit zwischen den Geröllapliten und den Aplitgneisen des Schinizkogels (siehe Altkristallinschollen; Schriffbeschreibung des Chlorit-Muskowitporphyrgneis) hinweisen.

Lagerungsverhältnisse

Genauere s-Flächenmessungen und die Ausarbeitung dieser in Diagrammen haben die Ansicht, daß zwei Karbonmulden vorliegen, bestätigt. Die Südschenkel beider Mulden liegen mit N-Fallen dem Rennfeldkristallin auf. Die Grenze zwischen Kristallin und Karbon ist nie direkt aufgeschlossen.

Die Nordgrenze zum Kristallin ist weitaus komplizierter. Am S-Hang des Meiseleck liegen die Karbonschiefer mit steilem (50 Grad) S-Fallen tektonisch bedingt auf den Granatglimmerschiefern. Sie liegen im Grasnitzgraben und am S-Hang des Höhkogels auf dem Rennfeldkristallin. Zwischen Schloß Krottendorf (westlich Höhkogel) und Kapfenberg komplizieren sich die Verhältnisse, denn das Kristallin überlagert hier, wahrscheinlich infolge Überkipfung der Karbonsynklinale das Karbon teilweise. Leider fehlen hier zur genauen Aufklärung Aufschlüsse, aber das steile N-Fallen des Kristallins vom Kapfenberger Schloßberg und Tanzerberg und der kartierte Grenzverlauf zwischen Kristallin und Karbon sprechen unbedingt für eine Überlagerung des Letzteren durch Kristallingesteine. Leider ist die Grenze durch eine Mylonitzone stark gestört.

Einlagerung von Schollen anderer Gesteine im Karbon

Im Karbon liegende andersartige Gesteine sind auch von westlichen anschließenden Grauwackengebieten beschrieben worden (CANAVAL 1894, HAUSER 1938b, c, e und 1939, HERITSCH 1911b). Die westliche Karbonmulde ist frei von derartigen Einlagerungen. Im Karbonabschnitt um Jaßnitz sind dagegen zwei verschiedene Fundorte mit karbonfremden Gesteinen erkannt worden. Zur Identifizierung der beiden Gesteine wurden drei Dünnschliffe angefertigt.

Chlorit-Hornblendeschiefer

Fdpkt.: am linksseitigen Talfuß des Lernhofergrabens gegen Jaßnitzgraben auf 600 Meter.

Hdstbeschr.: dunkelgrün, sehr fein geschiefert, ziemlich weich und blättrig zerfallend.

U. d. M.

Hornblende: aktionolithische, gemeine grüne Hornblende mit 16° Ausl. Schiefe von $\eta\gamma$: z. Nematoblasten sind mit deutl. Pleochroismus ($n\alpha$ = fast farblos, $n\beta$ = grün, $n\gamma$ = blaßgrün) äußerst kleinnadelig, gleich groß. Ganz selten größere Stengel.

Chlorit: feinleistige Lepidoblasten von Klinochlor, z. T. noch Biotitrelikte erkennbar. $n\alpha$ = hellgrün, $n\beta$ = fast farblos, $n\gamma$ = farblos.

Epidot: hypidiomorphe Kristalle eines aus zirka 20 Mol. % Fe.-Gehalt bestehenden Epidot mit $n\alpha$ = fast farblos, $n\beta$ = grünlich, $n\gamma$ = zitronengelb. Als kleine Porphyroblasten aus dem feingeschiefertem Gewebe von Hornblende durch seinen kräftigen gelben Pheochroismus hervorstehend.

Plag. und Quarz: als feinkörnige xenomorphe voneinander kaum zu unterscheidende Individuen. Vermutlich mehr Plag. als Quarz vorhanden.

Titanit: als feinkörniger, xenomorpher Gewebeanteil.

Apatit: sporad., farblose Körner.

Karbonat: kleine xenomorphe Kalzite, sehr sporad. auftretend.

Opazit: neben Limonitfasern hauptsächlich Ilmenit.

Korngrößen:	Hornblende:	0.03 × 0.09 bis 0.15 × 0.50 mm
	Ilmenit:	0.05 × 0.08 mm
	Chlorit:	0.03 × 0.05 bis 0.12 × 0.18 mm
	Epidot:	0.05 × 0.08 bis 0.15 × 0.45 mm
	Plag. und Quarz:	0.03 × 0.05 mm
	Titanit:	0.15 × 0.20 mm
	Apatit: bis	0.03 × 0.05 mm
	Kalzit:	0.03 × 0.09 mm

Prozentsatz: Hornblende: 75%, Chlorit: 10%, Epidot: 5%, Plag., Quarz: 5%, Titanit: 5%.

Bemerkung zum Schlibbild: ein deutl. geschieftes feinstnematoblastisches Gefüge, bestehend aus einer dem Aktinolith ähnl. gemeinen grünen Hornblende.

Chlorit-Tremolitfels

Fdpkt.: am nach SW ziehenden Kamm des Meiseleck beim östlichen Ortsausgang von Jaßnitz am Hangfuß zwischen 600 und 620 m.

Hdstbeschr.: hellgrün, mit lichtbräunlichen Flecken von verwittertem Karbonat, äußerst feinkörnig, hart, ohne deutl. Einregelung, sondern nahezu richtungslos körnig.

U. d. M.

Hornblende: ausgebildet als Tremolit mit 13 bis 17 Grad Ausl. Schiefe von $\eta\gamma$: z. $n\alpha$ = farblos, $n\beta$ = fast farblos, $n\gamma$ = hellgrün. Hypidiomorphe Ausbildung von Nematoblasten mit schwach grünlichem Pleochroismus.

Chlorit: stark deformierter, kleinleistiger Klinochlor mit $n\alpha$ = $n\beta$ = hellgrün, $n\gamma$ = fast farblos. In der Farbe vom Tremolit kaum zu unterscheiden.

Plag. und Quarz: bilden ein fein- bis grobgranoblastisches Gemengsel. Lediglich eine starke Mikrolithenfülle läßt eine Unterscheidung des Plag. vom Quarz zu. Der An.-Gehalt des Plag. beträgt zirka 30%. Dieser Oligoklas führt häufig Kalziteinschl. feinkörnige Gemengsel sind als Mörtelquarz zu deuten.

Epidot: farblose xenomorphe bis hypidiomorphe körnige Individuen, meist als Klinozoisit mit 5 bis 8 Grad Ausl. Schiefe von $\eta\gamma$: z.

Karbonat: polysynthetische Zwillinge von Kalzit mit deutl. erkennbaren Spaltrissen. Auch als Einschl. in Plag.

Titanit: hypidiomorph sporad. Anteil.

Apatit: sporad., xenomorph, körnig.

Opazit: meist als Limonit.

Korngrößen: Tremolit: 0.03×0.12 bis 0.15×0.60 mm
Chlorit: 0.05×0.09 mm
Plag. und Quarz: 0.06×0.09 mm
Epidot: 0.03×0.05 mm
Kalzit: 0.15×0.20 mm, max. = 0.15×0.60 mm
Opazit: 0.09×0.15 bis 0.45×0.50 mm

Prozentsatz: Tremolit: 50—60%, Chlorit: 5—20%, Plag., Quarz: 15—20%,
Epidot: 10%, Kalzit: 5%, Opazit: 5%.

Bemerkung zum Schlibbild: ein porphyroblastisches bis nematoblastisches Gefüge in einem stark zerbrochenen Zustand bei fast richtungslos körniger Textur.

Der Chlorit-Hornblendeschiefer aus dem Lernhofergraben hat das makroskopische Aussehen eines gewöhnlichen Grünschiefers. Da auch Grünschiefer dem Karbon fremd sind, entschloß ich mich, dieses Gestein im Dünnschliff zu betrachten. Meine Erwartungen wurden getäuscht, da der Hauptgemengteil als Hornblende ausgeschieden werden mußte. Äußerst starke Ähnlichkeit mit Aktinolith bewog mich zur genauen Bestimmung, welche ich Herrn Doz. Dr. P. PAULITSCH verdanke. Das Ergebnis verlief negativ, denn es handelt sich hier nur um eine dem Aktinolith ähnliche gemeine grüne Hornblende. Der feinstengelige Hornblendereichtum und eine leichte festgestellte Diaphthorese (Chlorit nach Hornblende) veranlassen mich, dieses Gestein als der Prasinitfazies zugehörig zu betrachten. Seine Mineralzusammensetzung könnte mit ähnlichen Hornblendeschiefern des weiteren Muralpenkristallins verglichen werden.

Jedoch naheliegender ist der Vergleich mit Gesteinen der Grauwackenzone westlich Bruck, wobei ich die Beschreibungen von HERITSCH (1911b) und HAUSER (1938c, 1939) heranziehe. HERITSCH (1911b) beschreibt z. B. einen uralitisierten Diabas vom Fötteleck, der aus feinsten Aktinolithnadeln (Uralit), Plag., Epidot und Titanit (umgewandelter Ilmenit) und Kalzit besteht.

Von HAUSER (1939: 216) wurde ein ähnliches Gestein aus dem Trastal bekannt, welches dort als norizitischer Tuffit bezeichnet wird und aus gelblich-grünem Epidot, Karbonat, feinkörnigem Albit, Hornblendenedelchen (strahlsteinartige Hornblende mit 10 Grad Ausl. Schiefe) und Kleinkornquarz zusammengesetzt ist. Aus derselben Arbeit wurde auf pag. 229 ein norizitischer Tuffit aus dem Treffnergraben mit ähnlichen Gemengteilen bekannt, den HAUSER mit den Hornblendeschiefern (ohne Plag. und Quarz) nach HAMMER (1924) vergleicht. HAUSER schreibt dazu wörtlich: „Auffallend ist der nahezu mangelnde Chloritgehalt des Gesteins, wodurch die reine Form der Prasinitfazies betont wird.“

Der Chlorit-Tremolitfels von Jaßnitz hat starke Ähnlichkeit mit Serpentinegesteinen und ist von GAULHOFER und STINI (1912) als fragliches Eruptivgestein betrachtet worden. Die Frage der Abstammung dieses Gesteins ist wegen Fehlens von Mineralrelikten, die den effusiven

Charakter bestimmen könnten, nicht beweisend zu lösen gewesen. Das Gefüge zeigt teilweise ophitische Struktur, das kann als einziger Beweis für ein Eruptivgestein gelten. Meine Annahme geht darin, daß es sich um eines der vielen dem Paläozoikum nicht fremden Diabasabkömmlinge (ANGEL 1932) handelt, die weitgehendst umgewandelt worden sind.

Ein Versuch, dieses Gestein mit Eruptivabkömmlingen der Grauwackenzone westlich Bruck zu vergleichen, ist nur bei einem einzigen Vorkommen zufriedenstellend gelungen. Ein Hinweis bei HAUSER (1938c) führte mich zu dieser Vergleichsmöglichkeit. CANAVAL (1894: 42) beschreibt aus dem Kiesvorkommen von Kalwang ein Gestein, das meinem Chlorit-Tremolitfels an Mineralzusammensetzung und Textur gleichgestellt werden kann. HAUSER (1938c) nahm auf dieses Gestein mit den Worten: „... dazu haben wir vorläufig keine Vergleichsstücke...“ Stellung. Danach handelt es sich bei meinem Vorkommen um das erste mit diesem tremolitführenden Gestein von Kalwang vergleichbare Stück.

VI. Die norische Decke

Allgemeines

Ich verwende die Bezeichnung „Norische Decke“ im Sinne von CORNELIUS (1952a). METZ gliederte die tieferen Teile der norischen Decke in eine hochmetamorphe und eine geringmetamorphe Serie. Innerhalb der Grauwackenzone wurden schon früh (STINI 1917) Altkristallinschollen im Karbon liegend, jedoch noch nicht als Basis einer Überschiebung, aufzeichnet. Im Laufe der Zeit wurden immer mehr derartige Kristallingesteine beschrieben. METZ legte 1937 eine tektonische Stellungnahme über diese diaphthoritischen Altkristallinscholle vor, worin er darauf hinwies, daß weitere Vorkommen aufzufinden sein werden. HAUSER (1938e) und CORNELIUS (1941b) haben die Gesteine als Basis der norischen Überschiebung erkannt. Meine Aufnahmen haben nun ähnliche Verhältnisse gezeigt, die nicht immer leicht zu klären waren.

Da es sich bei den Altkristallinschollen vielfach um schwer erkennbare Diaphthorite handelt, wurden sie oft auch in die hochmetamorphe Serie einbezogen. Ich habe daher die Gliederung in meinem Arbeitsgebiet in eine hochmetamorphe und geringmetamorphe Serie fallen gelassen und gliedere die Gesteine: A) Altkristallinschollen und B) Grauwackenschiefer.

Den Altkristallinschollen ordne ich alle Gesteine zu, deren altkristalline Abstammung trotz der starken Diaphth. mehr oder weniger gut erkannt werden konnte. Die Grauwackenschiefer führen in den Basisanteilen Marmorbänder und sind in ihrer Mineralzusammensetzung im Hangenden und Liegenden nicht wesentlich verschieden.

A. Altkristallinschollen

Eine gründliche Bearbeitung des Grenzgebietes Karbon-Grauwackenschiefer hat ergeben, daß bei der norischen Überschiebung die ehemalige Basis der Grauwackenschiefer teilweise auf das Karbon mit aufgeschleppt wurde, und damit sind Vergleichsmöglichkeiten mit Verhältnissen anderer

Räume der Grauwackenzone (CORNELIUS 1952a, HAUSER 1938e, METZ 1953) gegeben. Die Altkristallinschollen sind nicht an der gesamten Basis der norischen Überschiebung durchverfolgbar, sondern nur am Südschenkel der Grauwackensynklinale aufgeschlossen. Sie erlangen hier eine Schichtmächtigkeit bis zu 100 m.

Am Nordschenkel ist kein den Altkristallinschollen zuordenbares Gestein vorhanden. Eine Erklärung hierfür ist durch die Aufschlüsse am S-, W- und NW-Hang des Ritting weitgehend gegeben. Wenn die norische Überschiebung als eine von Norden gegen Süden erfolgte Aufschiebung auf das Karbon gedacht wird, so sind die Altkristallinschollen als primäre Unterlage der Grauwackenschiefer, von ihrer ehemaligen Basis abgeschert und als mächtige Stirnregion bei der Südbewegung vorgeschoben, aufzufassen. Gegen Norden keilt diese Kristallinstirne im Raum südlich des Diemlachkogels vollkommen aus. Es lagern daher am S-fallenden Nordschenkel der norischen Überschiebungsbahn die Grauwackenschiefer ohne Zwischenschaltung von Kristallin dem Karbon auf.

Am Schinizkogel und am Südhang des Diemlachkogels ragen zwei Vorkommen von Altkristallinschollen, wie aus der beigegebenen Karte ersichtlich, als Insel aus der Grauwackenschieferserie heraus. Ich bin zu der Annahme gekommen, daß es sich hierbei um eine antiklinale Aufwölbung der kristallinen Basis der norischen Decke handelt. Diese Deutung fußt wegen Ungunst der Aufschlüsse leider nur auf wenig Messungen.

Die Überschiebung selbst hat die Basis der norischen Decke und damit die Basis der Altkristallinschollen im besonderen äußerst stark tektonisch beansprucht. Daraus ergibt sich in diesem Horizont eine stärkere Diaphthorose als Folgeerscheinung einer äußerst starken Deformation und Zerbrechung der Gesteine. Es ist daher verständlich, daß die norische Überschiebung nie direkt aufgeschlossen erscheint, sondern stets durch einen Zerrüttungsstreifen gekennzeichnet ist, der der Verwitterung geringen Widerstand entgegensetzte. Aber nicht nur an der Basis, sondern im ganzen Raum der Altkristallinschollen haben wir es mit einer mehr oder weniger starken Diaphthorose zu tun, die an der Basis intensiver zum Ausdruck kommt.

Diese rückschreitende Metamorphose äußert sich durch eine weitgehende Umwandlung der einzelnen Mineralien. Die ehemalige Metamorphose der Gesteine konnte der zweiten und sogar auch der dritten Streßzonenstufe zugehörig festgestellt werden. Die Umwandlung ist nun in der ersten Streßzonenstufe vor sich gegangen, und zwar wurden Gesteine gebildet, die in die Fazies IV (Epidotamphibolitfazies) mit den Unterfazies Prasinit- und Granat-Epidotamphibolitunterfazies eingereiht werden können.

Für die Gliederung der Gesteine hat sich eine Vierteilung am günstigsten erwiesen: 1. Glimmerschieferdiaphthorite, 2. Diaphthorite albitisierter Glimmerschiefer, 3. Gneisdiaphthorite, 4. Grüngesteine. Vergleichend mit den Kristallingesteinen des Rennfelds ist zu ersehen, daß es sich um eine ähnliche Gesteinsgliederung handelt. Die Trennung der Gesteinstypen innerhalb der Kristallinschollen ist aber makroskopisch nicht immer leicht durchzuführen. Selbst die Unterscheidung von Gneis- und Amphibolitdiaphthoriten bereitet oft Schwierigkeiten, da die Gneise oft reichlich Hornblende führen und umgekehrt die Grüngesteine (Amphi-

bolite) plagioklasreich sind. Die Grenzziehung zwischen den einzelnen Gliedern wurde durch die Lagerung weitgehend unterstützt, und zwar wurden die Grüngesteine stets im Hangenden angetroffen. Die Besprechung der einzelnen Schichtglieder erfolgt sonach vom Liegenden ins Hangende. Die Mächtigkeit der einzelnen Gesteinspakete ist sehr variabel. Der gesamte Schichtkomplex dieser Kristallingesteine ist in seiner Mächtigkeit am NE-ziehenden Kamm des Ritting am größten. Am S-Hang dieses Kammes konnten auch die Verhältnisse durch die hier auftretenden Schichtköpfe am besten studiert werden.

Im Meridian Tanzerberg — große Kurve im Kaltbachgraben, also im Mittelabschnitt der Grauwackensynklinale, nimmt die Schichtmächtigkeit bis auf einen, wenige Meter messenden, schmalen Streifen ab, um gegen Osten wieder zu einem mächtigeren Band anzuwachsen. Der Großteil der Altkristallinschollen wird von Grüngesteinen eingenommen und diese verdrängen oft die übrigen Gesteinspakete fast vollständig.

1. Glimmerschieferdiaphthorite

Die Glimmerschiefer sind in ihrer oft stark quarzitischen Ausbildung stets an der Basis der gesamten Altkristallinschollen anzutreffen. Oftmals sind sie so feinschichtig und stark diaphthoritisch, daß eine Verwechslung mit Karbonphylliten möglich ist. Unter dem Mikroskop kann man dann die ehemalige Glimmerschiefernatur erkennen. Diese Gesteine führen neben 35 bis 80% Quarz vor allem Glimmermineralien. Es sind dies vorwiegend Muskowit, oft großblättrig, jedoch häufiger als Serizit ausgebildet, Biotit mit teilweise starken Chloritisierungserscheinungen und Chlorit als Klinochlor- und Penninleisten, oft in nesterförmiger Ansammlung. Die Gesteine haben phyllitischen Charakter und führen mehr oder weniger stets chloritisierte und limonitisierte Granatreste, die gerundet sind und nie idiomorphe Kristallgestalt zeigen. Als Untergemengteile treten ferner Epidot und Zoisit bzw. Klinozoisit auf, zu denen sich relativ häufig Titanit in Form einer Leukoxenrinde um Ilmenit gesellt. Opazite und Limonit sind ebenfalls recht oft vertreten. Das Gefüge ist vorwiegend lepidoblastisch bis granoblastisch, was eine schieferige Textur zur Folge hat. In allen Schliffen dieser Serie konnte ich Turmalin feststellen, der schwach bräunlichen Pleochroismus zeigt.

2. Diaphthorite albitisierter Glimmerschiefer

Der Glimmerschiefercharakter ist unter dem Mikroskop einwandfrei zu erkennen. Im Handstück wird eine Deutung durch die konglomeratisch erscheinenden Albitporphyroblasten in linsiger Anordnung als albitisierte Glimmerschiefer sehr erschwert, da man zunächst eher an Quarzgerölle eines muskowitreichen Schiefers denkt.

Zur genauen Klärung dieses Gesteinskomplexes werden drei Dünnschliffe genau beschrieben:

Chlorit-Muskowit-Albitschiefer

Fdpkt.: am S- und SW-Hang des Ritting oberhalb des Bauern Höferauer auf 630 m im Kaltbachgraben.

HdStbeschr.: braun, silbrig glänzend, teilweise grün gestreift, ziemlich hart. Polierter Anschlag: weiße linsige geröllähnliche Porphyroblasten, die in ihrer Längserstreckung 5 mm erreichen. Granatrundlinge sind bis 3 mm im ϕ erkenntlich. Das Grundgewebe wird von einem kleinleistigen Geflecht von Chlorit- und großen Muskowitlepidoblasten gebildet.

U. d. M.

Plag.: deutlich eingelinste Porphyroblasten mit Zwillingslamellen, die vorwiegend nach Periklin-, untergeordnet nach Albitgesetz, verzwilligt sind. Am U-Tisch wurden zwei Porphyroblasten eingemessen, die Periklin- und Albitzwillingslamellen aufweisen. Die Eintragung der gemessenen Werte erfolgte in ein Wulffsches Netz. Der Vergleich mit Plagioklasstereogrammen von TRÖGER und FEDOROFF-NIKITIN ergab einen An.-Gehalt von 10%. Im FEDOROFF-NIKITINSchen Stereogramm werden hoch- und tieftemperierte Plagioklasse getrennt dargestellt. Dieser Albit würde demnach, da er in seinen Messungen näher dem hochtemperierten Plagioklas stand, als solcher zu bezeichnen sein. Die Zwillingslamellen verlaufen ungefähr parallel zu den Linsenkanten der Plag.-Linsen. Neben einer schwachen Mikrolithenfülle, die unregelmäßig über das Korn verteilt ist, treten als Einschl. Quarzrundlinge und Muskowitleisten auf.

Quarz: feinkörnig eingelängte stark und. ausl. Granoblasten. Vorhandener Kluffquarz erscheint posttektonisch rekristallisiert.

Muskowit: mit kleinen, xenomorphen Granat- und linsig auftretenden Quarzeinschl. in bis 2 mm langen Lepidoblasten, die an den Leistenschnitten oft linsig zugespitzt erscheinen. Selten als kleinleistige Serizite.

Chlorit: Klinochlorite oft zu Blättern vereinigt mit $n\alpha$ = dunkelolivgrün, $n\beta$ = hellbraun, $n\gamma$ = farblos.

Biotit: feinleistige Individuen, oft mit Muskowit parallel verwachsen oder auch von diesem umschlossen. Pleochroismus sehr deutlich mit $n\alpha$ = hellbraun. $n\beta$ = $n\gamma$ = dunkelbraun.

Granat: feinkörnig, xenomorph, farblos, ohne Einschl. und mit randlicher Chlorit- und Limonitumwandlung.

Epidot: xenomorph feinkörnige Individuen zwischen den Glimmerlagern.

Titanit: xenomorph körnig bis hypidiomorph spitzrhombisch, häufig als Leukoxenrinde um einen Ilmenitkern.

Limonit: als schmale Fasern oder randliches Umwandlungsprodukt von Hämatit oder Granat.

Korngrößen:	Plag.:	0.15 × 0.20 bis 2 × 5 mm
	Quarz:	0.06 × 0.06 bis 0.30 × 0.50 mm
	Muskowit:	0.03 × 0.09 bis 0.80 × 2.00 mm
	Chlorit:	0.02 × 0.08 bis 0.20 × 0.40 mm
	Granat:	0.12 × 0.20 bis 0.30 × 0.50 mm
	Epidot:	0.10 × 0.15 mm
	Titanit:	0.12 × 0.18 mm
	Hämatit:	bis 0.18 × 0.30 mm

Prozentsatz: Plag: 30%, Quarz: 20%, Muskowit: 30%, Chlorit: 10—15%. restliche Akzessorien: bis 10%.

Bemerkung zum Schlibfbild: ein lepidoblastisches Glimmergefüge mit eingelinnten Plag.-Porphyroblasten. Die Kristallisation aller Gemengteile ist unbedingt als prätektonisch zu verzeichnen; einzig und allein der Kluffquarz dürfte diesbezüglich eine Ausnahme darstellen. Die Einlinnung der Albite kann durch das zu den Linsenkanten parallele Auftreten der Zwillingslamellen als paratektonisch erklärt werden. Im Plag. sind Quarz- und Muskowiteinschl., im Muskowit treten Biotiteinschl. auf. Daraus ergibt sich eine Kristallisationsabfolge vom Biotit über Muskowit zum Plagioklas als letztakzessorischer Gemengteil.

Chlorit-Albitschiefer

Fdpkt.: S-Hang des Ritting oberhalb Höferauer im Kaltbachgraben auf 620 m.

Hdstbeschr.: grünlich bis braungrau, ziemlich hart, feinkörnig, deutlich geschiefert, leicht plattig brechend.

U. d. M.

Plag.: kleine schwach gefüllte runde bis eiförmig deformierte Albitporphyroblasten mit 10% An.-Gehalt. Periklin- und Albitzwillinge an einem Individuum gemeinsam mit oft deutlicher Verbiegung der Zwillinglamellen. Als Einschl. sind Quarzrundlinge, Biotit und Chlorit zu nennen.

Quarz: stark und. Ausl. von feinkörnig verzahnten Granoblasten.

Chlorit: einzelne Klinochlorleisten oft zu Nestern vereinigt mit $n\alpha = \text{grün}$, $n\beta = \text{hellgrün}$, $n\gamma = \text{farblos}$.

Epidot: xenomorph körnige, stark zerbrochene größere Individuen mit schwachem Pleochroismus von farblos bis grau. Untergeordnet auch Klinozoisit.

Hornblende: gemeine grüne, mit 14—20° Ausl. Schiefe ($n\gamma : z$). Individuen oft stark zerbrochen als leicht gebogene Nematoblasten mit $n\alpha = \text{lichtgrün}$, $n\beta = \text{graugrün}$, $n\gamma = \text{grün}$. Umwandlungserscheinungen, wobei die Enden der Längserstreckung noch deutlich Hornblende-Interferenzfarben zeigen, weisen im Mittelteil Epidot- und Titanitkörner auf (besonders an einem Individuum mit 0.15×0.35 mm deutlich erkennbar).

Titanit: xenomorph körnig bis idiomorph rautenförmig, meist als Leukoxenrinde um einen Ilmenitkern.

Biotit: meist bereits in Chlorit umgewandelt. Relikte als Lepidoblasten von $n\alpha = \text{hellbraun}$, $n\beta = n\gamma = \text{kastanienbraun}$ sind selten.

Serizit: als kleine Lepidoblasten in faseriger Anordnung, häufiger als Füllmikrolithen im Plagioklas.

Granat: sporad. feinkörniger Anteil mit rundlichen Quarzeinschl. An den Rändern mit beginnender Chloritisierung.

Limonit: als Bänder und Fasern im s liegend; manche Individuen vollständig umrandend (Plag., Granat).

Opazit: neben limonitisiertem Hämatit auch Ilmenit und andere eisenhaltige Erze.

Korngrößen:	Plag.:	0.35 × 0.45 mm
	Quarz:	0.08 × 0.10 mm
	Chlorit:	0.04 × 0.12 mm
	Hornblende:	0.04 × 0.12 mm, max. = 0.15 × 0.36 mm

Prozentsatz: Plag.: 40%, Quarz: 30%, Chlorit: 15%, Epidot: 5%, Hornblende: 3%, Titanit: 2%, Limonit und Opazit: 5%.

Bemerkung zum Schliffbild: ein grano- bis porphyroblastisches Gefüge mit deutlich ausgeprägter Schieferung. Chlorite zeigen nicht immer deutlich Einregelung. Dieses Gestein könnte man wegen des hohen Plag.-Gehaltes auch ebenso gut zu den Gneisdiaphthoriten stellen.

Die Einregelung der Albitporphyroblasten ist überall sehr deutlich erkennbar. Es muß daher die Albitisation (Na-Zufuhr) prätektonisch abgeschlossen worden sein. Dasselbe Verhältnis liegt in den Aplitgeröllen des Kaltbachgrabens vor (siehe Seite 26). Ich möchte an dieser Stelle darauf hinweisen, daß SCHWINNER (1932) ähnliche Gesteine aus dem Wechselgebiet beschrieben hat, die er Wechselschiefer nennt. Die Wechselschiefer stellen ebenso eine Serie von albitisierten Glimmerschiefern dar; sie bilden dort die Hülschiefer des Wechselkristallins.

Durch die Granatführung sind die albitisierten Glimmerschiefer ebenso wie die Glimmerschieferdiaphthorite von den Grauwackenschiefern abzutrennen.

3. Gneisdiaphthorite

Im Handstück ist der Gneischarakter nicht immer leicht zu erkennen. Es war daher unbedingt notwendig, Dünnschliffe anzufertigen, um eine Einstufung dieses Gesteins möglich zu machen. Auf Grund dieser Dünnschliffe, von denen vier zur Beschreibung gelangen, konnten auch die übrigen Handstücke eingeordnet werden. Es konnte so eine gewisse Horizontbeständigkeit der gesamten Altkristallingesteine festgestellt werden.

Die Gneise stellen das unmittelbar Liegende zu den Grüngesteinen dar. Eine gegenseitige Beeinflussung der beiden Gesteinskomplexe konnte bemerkt werden, die sich durch Hornblendereichtum bzw. Mineralumsetzungen durch Diaphthorose nach Hornblende auswirkte (siehe folgende Dünnschliffbeschreibungen).

Epidot-Chloritgneis

Fdpkt.: am Wege zwischen Prieselbauer und Steiner am SW-Hang der Kote 968 auf 870 m.

Hdstbeschr.: dunkelgrün bis braun, sehr hart, feinkörnig, undeutlich geschiefert, mit grauem Quarzlageregang.

Fdpkt.: am W-Hang des Schinizkogels (Kote 825) auf 700 m.

Hdstbeschr.: grün-weiß gesprenkelt, hart, ziemlich grobkörnig und deutlich geschiefert.

U. d. M.

Plag.: stark gefüllt, wobei die Füllmikrolithen über das ganze Korn gleichmäßig verteilt sind und unregelmäßig gewachsen sind. Der An.-Gehalt liegt bei zirka 10%. Als Einschlüsse sind Epidot und Biotit vorhanden.

Quarz: granoblastische Anordnung von stark undl. ausl. Ind.

Chlorit: stark deformierte Klinochlorleisten, untergeordnet auch Pennin mit α = olivgrün, β = hellgrün, γ = fast farblos.

Epidot: farblose xenomorph körnige Individuen, besonders an chloritführende Partien gebunden. Der Fe-ärmere Klinozoisit ist seltener vertreten.

Hornblende: gemeine grüne mit α = fast farblos, β = grünlich, γ = grünlichgrau. Es sind nur kleine xenomorphe Kornreste vorhanden, da der größere Prozentsatz bereits diaphth. umgewandelt ist.

Biotit: mit Klinochlor parallel verwachsen. Meist chloritisiert mit α = hellolivgrün, β = γ = braun bis grünlich.

Serizit: nur als Fülle im Plag. bzw. als Serizitfilz nach Plag., wobei die Korngrenzen des Plag. nicht mehr erkenntlich sind.

Titanit: hypidiomorph bis xenomorph körnig, oft mit einem Rutilkern als Leukoxenrinde.

Zirkon: sporad. xenomorphe Körner.

Granat: sporad., xenomorph mit randlicher Chloritisierung.

Korngrößen:	Plag.:	0.22 × 0.22 mm, max. = 0.45 × 0.45 mm
	Quarz:	0.12 × 0.18 mm
	Chlorit:	0.07 × 0.15 mm
	Epidot:	0.15 × 0.18 mm
	Hornblende:	0.15 × 0.37 mm, max. = 0.75 × 0.75 mm
	Titanit:	0.06 × 0.08 mm

Prozentsatz: Plag.: 40%, Quarz: 30%, Chlorit: 10—15%, Epidot: 7—10%, Hornblende: 5—10%, Biotit: bis 2%.

Bemerkung zum Schlibbild: ein verzahnt granoblastisches Gefüge, vereinzelt mit Hornblendeporphyroblasten und durch Chloritpidoblasten geflasert.

Karbonat führender Chlorit-Hornblendegneis

Fdpkt.: am N-Hang des Schinizkogels südl. Kehr beim Waldrand auf 700 m.

Hdstbeschr.: grünweiß gesprenkelt mit bräunl. Verwitterungsfarben, hart, feinkörnig mit deutl. Schieferung.

U. d. M.

Plag.: mörtelig, feinkörnige Xenoblasten, selten porphyroblastisch. Große Individuen stark, kleine schwach gefüllt. Einschlüsse: Karbonat und Epidot. Der An.-Gehalt = 10%.

Quarz: feinkörnige Granoblasten mit unndl. Ausl.

Hornblende: gemeine grüne, stark zersetzt mit opakem Überzug, hauptsächlich aus Titanit (?) bestehend. Nematoblasten meist stark deformiert mit einer Ausl. Schiefe von 14—20° ($n\gamma : z$). $n\alpha$ = fast farblos, $n\beta$ = graugrün, $n\gamma$ = olivgrün.

Karbonat: polysynthetisch verzwilligte Individuen von Kalzit in paralleler Anordnung im s liegend.

Chlorit: schwach pleochroitische, deformierte Klinochlorlepidoblasten mit $n\alpha$ = grün, $n\beta$ = $n\gamma$ = hellgrün.

Serizit: stark intern gefaltete Lepidoblasten.

Epidot: farblose xenomorphe Körner unregelmäßig im Gestein angeordnet.

Titanit: hypidiomorph spitzrhombische Kristalle als Leukoxenrinde um einen Rutil- oder Ilmenitkern.

Rutil, Ilmenit: sporad., meist von Leukoxen umrandet.

Korngrößen:	Plag.:	0.02 × 0.02 bis 0.15 × 0.20 mm
	Quarz:	0.15 × 0.15 mm
	Hornblende:	0.15 × 0.20 mm
	Karbonat:	0.15 × 0.30 mm
	Chlorit:	0.03 × 0.15 mm
	Serizit:	0.03 × 0.07 mm
	Epidot:	0.03 × 0.07 mm
	Titanit:	0.07 × 0.15 mm
	Rutil, Ilmenit:	0.04 × 0.12 mm

Prozentsatz: Plag.: 30%, Quarz: 15%, Hornblende: 15%, Karbonat: 12%, Chlorit: 10%, Serizit: 5%, Epidot: 5%, Titanit: 5%, Limonit: 3%.

Bemerkung zum Schlibbild: in einem nemato- bis granoblastischen Gefüge liegen gelinste Porphyroblasten von Albit und Karbonat. Glimmer, vorwiegend Chlorit und Serizit zeigen mit Limonit eine deutliche Flaserung an. Partien parallel zur Schieferung zeigen ein mörteliges Gefüge von Quarz und Albit. Die Schieferung ist ziemlich deutlich ausgeprägt.

Chlorit-Muskowitporphyrgneis (Riesenkorngneis nach STINI / 1932)

Fdpkt.: N-Hang des Schinizkogels (Kote 825) gegen Kehr auf 800 m.

Hdstbeschr.: weißes, äußerst grobkörniges Gestein, im Anschliff porös, ziemlich hart und schwach geflasert.

U. d. M.

Plag.: als mächtige Porphyroblasten bis 5 mm im Durchmesser mit starker Fülle versehen. Die polysynthetische Verzwilligung nach Albit- und Periklin-gesetz ist nicht immer sehr deutlich ausgeprägt. Mittels Plag.-Uhr von ANGEL wurde ein An.-Gehalt von 10% bestimmt. Die Zwillingslamellen sind oftmals sehr stark deformiert (gebogen). Die Füllmikrolithen sind meist parallel zu den Linsenkanten der Porphyroblasten eingeregelt. Bei äußerst starker Fülle sind oft keine Korngrenzen mehr erkenntlich. Als Einschl. sind Quarzrundlinge bzw. -linsen, Biotit (0.05 × 0.08 mm) und Zirkon mit pleochr. Hof (0.06 × 0.12) zu nennen.

Quarz: gangförmige Partien parallel zur Schieferung von feinkörnigen Individuen. Auch Mörtel- und Lagenquarz. Alle Individuen zeigen stark undl. Ausl. Rundlinge sind häufig als Einschl. (0.45×0.50 mm) im Plag. anzutreffen.

Muskowit: große Lepidoblasten, selten serizitisch. Die Ind. sind postkristallin deformiert und in flaseriger Einregelung.

Chlorit: Klinochlor in strahlenförmigen Konkretionen. Kleinere Lepidoblasten zwischen Mörtelquarz; Pleochr. mit $n\alpha$ = dunkelolivgrün, $n\beta$ = hellolivgrün, $n\gamma$ = fast farblos.

Biotit: als schwach pleochroitische Lepidoblasten mit $n\alpha$ = hellbraun, $n\beta$ = $n\gamma$ = dunkelbraun.

Granat: farblose, xenomorphe, eingelängte Aggregate mit an Spalttrissen beginnender Chloritisierung. Limonitfasern durchziehen die Granatkörner parallel zur Schieferung.

Korngrößen:	Plag.:	0.60×0.90 bis 1.70×3.10 mm
	Quarz:	0.08×0.08 mm, max. = 0.30×0.60 mm
	Muskowit:	0.03×0.06 bis 0.60×1.20 mm
	Chlorit:	0.03×0.09 mm
	Biotit:	0.03×0.09 mm
	Granat:	0.20×0.45 mm, max. = 0.90×1.40 mm

Prozentsatz: Plag.: 55%, Quarz: 20%, Muskowit: 15%, Chlorit: 10%.

Bemerkung zum Schlibbild: ein porphyroblastisches Gefüge, bestehend aus vorwiegend Albit, wird durch Chlorit und Muskowit gefasert. Die Plagioklasmikrolithenkristallisation weist auf paratektonische Linsung der Plagioklasindividuen hin.

Bei diesen beschriebenen Gneisschliffen handelt es sich um ausgesuchte Durchschnittstypen. Es ist zu ersehen, daß vom basischen Endglied der Hornblendegneise bis zum Aplitgneis Übergänge vorhanden sind.

4. Grüngesteine

Sie treten als hangendstes Glied der Altkristallinschollen auf und können, wenn die übrigen liegenden Schichtpakete fehlen, auch direkt dem Karbon auflagern. Aplitische Aderung fehlt den Gesteinen vollständig. Am W-Hang konnten einige Zentimeter dicke aplitähnliche Lagen als im s liegende Chloritquarzite erkannt werden. Sie sind weiß, grünlich schillernd und zerfallen grusig, weshalb kein Schlibb angefertigt werden konnte.

Auch hier nimmt die Diaphthorese wie in den anderen drei Gesteinspaketen gegen das Liegende hin zu oder die Hangendserien stellen die ehemals stärker metamorphen Gesteine der im Metamorphosegrad ziemlich stark variierenden Altkristallinschollen dar. Die sieben angefertigten Dünnschliffe gelangen in der Reihenfolge vom Liegenden ins Hangende zur Beschreibung.

Hornblende-Epidot-Chloritschiefer

Fdpkt.: südlich der Kote 968, 300 m nordwestlich der Wegkreuzung beim Steiner auf 920 m.

Hdstbeschr.: feinblättrig, deutlich geschiefert, im Anschl. bunt gebändert: grün, weiß, violett, rosa, grau, braun, ziemlich hart.

U. d. M.

Quarz: als granoblastische Linsen und Gänge von stark und. Ausl. oder als feinkörniger Untergemengteil im Schiefergewebe eingelängt.

Chlorit: feinleistiger Klinochlor, stark deformiert mit $\alpha =$ braungrün, $\beta = \gamma =$ hellgelb.

Epidot: fein- bis grobkörnig xenomorph mit schwach hellbräunlichem Pleochroismus; meist mit feinkörnigen Titanit- und Limonitfasern umsäumt.

Hornblende: gemeine grüne mit 13° Ausl. Schiefe ($\gamma : z$) und einem Pleochroismus von $\alpha =$ braungrün, $\gamma =$ dunkelgraugrün. Einzelne Nematoblasten sind biotitisiert und mit Titanitsäumen umgeben.

Plag.: im feinschichtigen Schiefergefüge als sehr schwach gefüllte Albitgranoblasten mit 10% An.-Gehalt; teilweise zwillinglamelliert.

Titanit: feinkörnig xenomorph bis hypidiomorph als Leukoxenrinde um Ilmenitkerne und als Randsäume um Hornblende.

Granat: farblose bis hellrosa Xenoblasten, sporad. mit Serizit- und Limoniteinschlüssen.

Zoisit: xenomorph feinkörniger sporad. Gemengteil.

Limonit: als feine Streifen in der Schieferung liegend oder quer dazu als Kluftausfüllung.

Korngrößen:	Quarz:	0.05 × 0.05 bis 0.10 × 0.20 mm
	Chlorit:	0.03 × 0.15 mm
	Epidot:	0.06 × 0.08 mm
	Hornblende:	0.20 × 0.34 mm
	Plagioklas:	0.12 × 0.20 mm
	Titanit:	bis 0.15 × 0.15 mm
	Granat:	0.15 × 0.20 mm

Prozentsatz: Quarz: 30%, Chlorit: 20%, Epidot: 20%, Hornblende: 10%, Plag.: 10%, Titanit: 5%, restl. Akzessorien: 5%.

Bemerkung zum Schliffbild: ein lepid- bis nematoblastisches Gefüge mit deutlich ausgeprägter Schieferung.

Chlorit-Hornblende-Epidotschiefer

Fdpkt.: SW-Hang des Ritting auf 700 m.

Epidot-Hornblendeschiefer (Epidotamphibolit)

Fdpkt.: S-Hang des Ritting oberhalb Höferauer auf 690 m.

Fdpkt.: am S-Hang des Rittingkamms 200 m westl. Lichtenegger auf 700 m.

Hdstbeschr.: grünweiß gesprenkelt, ziemlich hart, feinkörnig und deutlich geschiefert.

U. d. M.

Epidot: xenomorph bis hypidiomorph grobkörnig, zum Teil schwach pleochroitisch mit $\alpha =$ braungrau, $\beta = \gamma =$ gelblich.

Hornblende: gemeine grüne als Nematoblasten in hypidiomorph porphyroblastischer Ausbildung mit randlicher Titanitbildung. Ausl. Schiefe = $11-17^\circ$ ($\gamma : z$) $\alpha =$ fast farblos bis hellolivgrün, $\beta =$ bräunlichgrün, $\gamma =$ grasgrün.

Chlorit: meist gebogene Klinochlorleisten, oft mit Biotit parallel verwachsen, $\alpha =$ grün, $\beta =$ grünlich, $\gamma =$ fast farblos; untergeordnet Mg.-Prochlorit-lepidoblasten mit einem Pleochroismus von $\alpha =$ dunkelgrün, $\beta = \gamma =$ gelblichgrün.

Quarz, Plag.: ein feinkörniges, zum Teil eingelängtes Gemengsel läßt die beiden Gemengteile nur schwer voneinander unterscheiden. Ein größerer Prozentsatz wird von undl. ausl. Quarz, gegenüber schwach gefüllten Albiten gebildet.

Karbonat: polysynthetisch verzwilligte Kalzite, nesterförmig mit Chlorit und Epidot.

Titanit: xenomorph körnig oder hypidiomorph rhombisch als Leukoxenrinde um einen Ilmenit- oder auch Rutilkern.

Biotit: als reliktsche Leisten von α = hellgelb, β = γ = dunkelbraun.

Korngrößen:	Epidot:	0.03 × 0.06 bis 0.12 × 0.15 mm
	Hornblende:	0.03 × 0.06 bis 0.15 × 0.38 mm
	Chlorit:	0.03 × 0.18 mm
	Quarz, Plag.:	0.05 × 0.08 mm
	Karbonat:	0.06 × 0.06 bis 0.30 × 0.30 mm
	Titanit:	0.05 × 0.07 mm
	Biotit:	0.03 × 0.09 mm

Prozentsatz: Epidot: 20—40%, Hornblende: 20—45%, Chlorit: 5—15%, Quarz, Plag.: 10—20%, Karbonat: bis 5%, Titanit: 5%.

Bemerkung zum Schlibbild: ein vorwiegend nematoblastisches Gefüge in schiefriger Textur. Umwandlungspseudomorphosen nach Hornblende sind in allen drei Schlibben zu sehen. Es muß eine Diaphthorese für diese Erscheinung verantwortlich gemacht werden. Der Amphibolitcharakter erscheint hier dadurch auch bestätigt.

In diesen Grüngesteinskomplex dürfte auch der Antigoritserpentin der Elisenruhe hineinfallen, der als isolierter, 10 m hoher Fels aus der Mürz herausragend an der linksufrigen Straße Bruck-Diendlach liegt. HERITSCH hat bereits 1908 eine Beschreibung dieses Gesteins durchgeführt. HERITSCH weist darauf hin, daß das Gestein weitgehend umgewandelt ist und die Abkunft nicht festgelegt werden kann. Die vollständig massige Textur kann als Beweis einer eruptiven Abstammung angeführt werden.

Ob der Serpentin in einem karbonischen Schiefer über dem Karbonkalk des Brucker Bhf. liegt, wie HERITSCH (1908) annahm oder ob er in enger Verknüpfung mit dem Granatamphibolit des Ritting steht (STINI/1922), kann durch die isolierte Stellung des Felsens nicht mit Sicherheit geklärt werden. Lagerungsmäßig scheint der Serpentin als das liegendste Element der Altkristallinschollen auf und demnach bin ich eher geneigt, der Meinung von HERITSCH zuzustimmen. Die Schichten des Granatamphibolits streichen ungefähr 100 m höher über den Serpentin hinweg. Es besteht allerdings die Möglichkeit, daß der Serpentin in seiner jetzigen Lage nicht anstehend ist, sondern als Rollblock, von der Höhe des Ritting stammend, gelten kann und so genetisch zum Eklogitamphibolit (Granatamphibolit) des Ritting gehört.

Die Grüngesteine nehmen den Großteil der gesamten Altkristallinschollen ein und sind durch ihr grünschieferähnliches Aussehen nicht leicht als Amphibolitabkömmlinge zu deuten. Die Dünnschliffuntersuchungen ergaben einen ziemlich hohen Hornblendegehalt, der meistens den Chlorit- bzw. Epidotgehalt übersteigt.

HAUSER (1939) schreibt über die Grüngesteine der Grauwackenzone folgendes: „Unser derzeitiger Kenntnisstand reicht nicht aus, um den Inhalt der einzelnen Schollen grüner Gesteine in der Grauwackenschieferserie prägnant, d. h. ob magmatischer Herkunft oder Schieferkomplex sedimentärer Abstammung, näher zu definieren und eine entsprechende Übersicht zu geben.“

Es ist auch hier eine Trennung in 1. Altkristallin (diaphth. Gesteine) im Karbon, 2. erststufig, progressive Sedimentabkömmlinge in der Grauwackenschieferserie und 3. Diabasmetamorphose in der Grauwackenschieferserie (siehe HAUSER 1939) nicht möglich. Ich bin jedoch geneigt, hier den Großteil der Grüngesteine als Amphibolitdiaphth. der Alt-

kristallinschollen zu betrachten, die natürlich auch Sedimentabkömmlinge oder vielleicht auch zum Teil Diabasmetamorphose sein können.

Als Hangendstes der Grünschiefer scheint am Ritting ein Eklogit-amphibolit auf, welcher von STINI (1917) erstmalig als Granatamphibolit beschrieben wurde. Es handelt sich hier um ein Gestein, welches von der dritten Streifenzone in die erste versetzt wurde. Ich möchte an dieser Stelle nur auf die Bestimmung des Granats hinweisen, der mit vorwiegend Pyrop als Eklogitgranat bezeichnet werden kann. Im Detail berichtet eine eigene Publikation (HOMANN 1955b) darüber.

Betrachtung über die Herkunft der Altkristallinschollen

Die mikroskopischen Untersuchungen und makroskopischen Feldbefunde haben Altkristallin als Hangendes zum Karbon nachgewiesen. Es muß daher ein Transport angenommen werden, der für die nun herrschende Lagerung verantwortlich gemacht werden kann. Weiters ergibt sich daraus die Frage: Welchem Kristallgebiet entstammen diese Gesteine?

HAUSER (1938e) schreibt darüber: „Es sprechen demnach sowohl petrographische wie auch geologische Gründe dafür, daß die Kaintaleckschollen in derselben Weise wie die Altkristallinschollen im Karbon beim Edinger als abgescherte Fetzen der Kletschach-Troiseck-Masse aufzufassen sind. Es ist als Bestätigung für diese Auffassung der Verhältnisse bezeichnend, daß die Altkristallinfetzen von derartigem Gesteinsverband in der Grauwackenzone bisher meines Wissens nur inselhaft gruppiert um die Kletschach-Troiseck-Masse bekannt ist. (Kaintaleck, Ritting bei Bruck an der Mur).“

Infolge guter Parallelisierungsmöglichkeiten mit den Gesteinen der Kaintaleckschollen und mit von CORNELIUS beschriebenen Altkristallinschollen aus dem Kartenblatt Müzzzuschlag, die ebenfalls als vom Kletschach-Troiseckzug abgeschert aufgefaßt werden, bin ich derselben Meinung bezüglich der Altkristallinschollen zwischen Bruck und Grasnitzgraben wie HAUSER (1938e) und CORNELIUS (1941b). Eine Sonderstellung in der Gesteinsparallelisierung nimmt der von mir als albitisierter Glimmerschiefer bezeichnete Gesteinskomplex ein. Es ist aber möglich, daß dieser dem Albit-Quarz-Chloritschiefer entspricht, wie ihn HAUSER (1938e) ausscheidet. Andererseits besteht die Möglichkeit, daß ähnliche Gesteine von CORNELIUS (1941b) unter den Granat-Muskowitschiefern bis Muskowitgneisen aus der Köstenhof-Schlöglmühl-Scholle zusammengefaßt wurden.

Ich möchte auch auf vergleichbare Gesteine aus dem Wechselgebiet bzw. aus dem tektonisch höher gelegenen Raabalpenkristallin hinweisen. Die das Wechselkristallin umhüllenden Schiefer, von SCHWINNER (1932) als Wechselschiefer bezeichnet, stellen nämlich albitisierte Glimmerschiefer dar.

Da aber die albitisierten Glimmerschiefer nur gering mächtig sind und solche Gesteine auch bestimmt in der Kletschach-Troiseck-Masse vorkommen, spricht auch sehr die Nähe dieses Kristallins und der daraus hervorgehende kurze Transport wohl für eine Abscherung vom Kletschach-Troiseckzug.

B. Grauwackenschiefer

Die Trennung in eine gering- und hochmetamorphe Serie kann hier, wie bereits erwähnt, nicht zufriedenstellend durchgeführt werden. Die Begründung liegt einerseits in der Aufschlußlosigkeit, andererseits in der kaum möglichen Unterscheidung des Metamorphosegrades auf Grund der Mineralzusammensetzung. Es bilden auch diese Schiefer in der Mächtigkeit gegenüber den Altkristallinschollen eine untergeordnete Bedeutung.

Die Mineralzusammensetzung der Grauwackenschiefer ist ziemlich einförmig. Charakteristisch ist ein hoher Quarzgehalt mit Serizit und untergeordnet auch Chlorit. In den Liegendanteilen scheinen häufig opake Erzbeimengungen auf, zu denen sich im Schieferverband helle Marmore einschalten.

Marmor

Bezeichnend für die gesamte norische Einheit ist das Auftreten von weißem grobkristallinem Marmor. Der Marmor ist absolut massiv und in schmalen Bändern in den verschiedenen Schieferkomplexen aufgeschlossen. Er weist keine meßbaren Flächen auf und selbst die gelegentlich auftretenden Klüfte sind unregelmäßig und nicht als ebene Flächen ausgeprägt. Die Klüfte sind mit Limonit ausgefüllt, der dem ganzen Gestein hellbraune Farbe verleiht. Oft sind kugelig bis linsig langgestreckte, kopfgroße Marmorklumpen innerhalb der Amphibolitdiaphthorese aufgefunden worden. Besonders schön beim Granatamphibolitaufschluß im Kaltbachgraben ersichtlich. Es können hier die Marmorlinsen durch die starke äußerliche Verwitterung mit Aplit verwechselt werden.

Die Marmorvorkommen sind an alle aufgezählten Serien der Altkristallinschollen gebunden. Lediglich die Gneise scheinen marmorfrei zu sein, weshalb auch die Unterscheidung von den albisierten Glimmerschiefern eine Unterstützung erfuhr. Die Bandmächtigkeit der Marmore übersteigt nie 3 m und ist, wenn mächtiger, immer vom Hauptgestein unterbrochen.

Der Marmor der Grauwackenschiefer ist in seinem Aussehen gleich dem der Altkristallinschollen. Er ist in wenigen Zentimetern Dicke zwischen den Schiefnern in Form von Bändern anzutreffen. Das mächtigste Band dieser Serie ist 100 m westlich des Bauern Lichtenegger am Rittingkamm gut aufgeschlossen. Der Marmor erreicht hier eine Mächtigkeit von 5 m und ist durch Kohlenstoffpigment leicht gebändert. Im großen Müzboogen gegen Schiniz bei Kapfenberg ist die Schichtfolge Marmor-Grauwackenschiefer sehr schön aufgeschlossen. STINI kartierte diese Gesteine als Karbonschiefer. Da aber grobkristalliner Kalk (Marmor) und stark chlorithältige Schiefer niemals dem Karbon zugerechnet werden können, sind auch diese Schichten dem Grauwackenschieferverband zuzuordnen. Sie bilden hier die nördliche Basis dieser Serie und gleichzeitig die Basis der norischen Decke.

VII. Tektonik

Der tektonische Bau des Aufnahmegebietes wird von der „norischen Überschiebung“ beherrscht. Sie wird von der „Trofaiachlinie“ zerrissen. Dadurch kommt es, daß in meinem Raume die „norische Überschiebung“ vorläufig gegen Osten auskeilt und die Fortsetzung nördlich der „Trofaiachlinie“ 25 km westlich, im Trastal, wieder anzutreffen ist.

Die norische Überschiebung

Die Überschiebungsbahn, an der das Altpaläozoikum über das Karbon befördert wurde, ist durch die Einschaltung stark diaphthoritisierter und stellenweise stark zerrütteter Altkristallinschollen markiert. Es handelt sich um keine ebene Fläche. Eine altalpidische E—W-Verfaltung führte zur Bildung einer Großsynklinale, wodurch neben der üblichen flach gegen Norden fallenden Überschiebungsbahn auch ein steil S-fallender Schenkel gebildet wurde. Aber auch die gegen Westen eintauchende Synklijalachse hat Querstauchungen erlitten, wodurch die N—S streichenden Teilfalten in diesem Raum erklärt werden können. Diese jüngere Faltung führte zur synklijalen Einmündung der beiden Deckschollen am Ma. Rehkogel.

Die Trofaiachlinie

Bereits im Jahre 1911 wurde in der Linie Trofaiach—Kletschachgraben—Kotzgraben—Kapfenberg eine E—W-Störung erkannt. VETTERS (1911) sah in ihr eine Blattverschiebung und gab ihr den Namen Trofaiachlinie. HERITSCH (1911c) trat dieser Auffassung entgegen und sah diese zirka 35 km lange Störungszone als Überschiebungsbahn an. GAULHOFER und STINI (1912) erkannten in den örtlichen Zertrümmerungen und Zerklüftungen der Gesteine auf den Höhen am Südufer der Mürz in nächster Nachbarschaft der Talsohle Verwerfungen, die sie der Trofaiachlinie als östliche Verlängerung anschlossen. METZ (1953) zeichnet ebenfalls die Trofaiachlinie gegen Osten bis in den Stanzbachgraben durch.

Westlich Kapfenberg erscheint die Trofaiachlinie als einzige Störungslinie — zumindest wird sie so dargestellt — und östlich davon spaltet sie sich in mehrere Störungslinien auf. Diese äußern sich im Gelände morphologisch durch tiefeingeschnittene Sättel, innerhalb welcher Aufschlußarmut als Folgeerscheinung von Gesteinszerrüttung und größerer Diaphthorese und damit verbundener stärkerer Verwitterung herrscht. Dieses Bündel von untereinander in Verbindung stehender Störungslinien ist teilweise von Tertiär und jüngeren Ablagerungen verdeckt. Als Ursache für dieses großangelegte Störungsbündel, welches sich gegen Westen zu einer einzigen Linie vereinigt, muß eine aus Osten bis Ostsüdosten wirkende Beanspruchung angenommen werden, die im Raume Stanz bis Kapfenberg sehr kräftig gewirkt haben muß. Der Nordteil der alten Sigmoide östlich des Grasnitzgrabens wurde gegen W gedrückt und teilweise zerrissen, wodurch die Kristallinberge nördlich der Grauwackenzone in ihre heutige Lage versetzt wurden. Diese wichen jedoch dem Westdruck gegen S aus und haben die Steilstellung des Nordschenkels

der Karbonsynklinale erhöht. Zum Teil wurde sogar das Kristallin dem Karbon aufgeschoben. Lediglich nördlich dieser Kristallinfetzen kam es zur Ausbildung einer Blattverschiebung.

NS-Störungen: Eine beobachtete Störung kann dem vorhin beschriebenen E—W-System der Trofaiachlinie nicht direkt angeschlossen werden. Es handelt sich dabei um einen NNE—SSW streichenden Bruch, der entweder jünger oder mit der Trofaiacher Tektonik als syntektonisch aufzufassen ist. Der Bruch zieht vom Müribogen südlich Kapfenberg, wo er eine Höhe von zirka 30 m oder auch mehr aufweist, gegen die Schiniz und über dem Rittingkamm beim Lichtenegger in den Kaltbachgraben. Die Verlängerung dieses Bruches über die Kote 709 östlich des Pischkberges weiter in den Glanzbachgraben ist nur morphologisch nachzuweisen. Diluvialschotter und Verwitterungsdecke gewähren keine sichere Handhabe. Ebenso dürften die N—S ziehenden Täler (Graschnitz-, Sölsnitz- und Jaßnitzgraben) längs Störungen angelegt sein, was mir im Jaßnitzgraben südlich der Ortschaft Jaßnitz durch die komplizierte Lagerung der Gesteine (Karbonschiefer - Rannachserie - Kristallin) bestätigt erscheint.

Zusammenfassung und Versuch einer zeitlichen Einordnung der tektonischen Bewegungen

Im Zuge der im betrachteten Bereich durchgeführten Gefügeuntersuchungen, deren Ergebnis ich 1955 (a) niederlegte, zeigte es sich, daß mehrere Richtungen von β gegeben sind. Es erscheint jedoch nicht sicher, ob sie verschiedenen Gebirgsbildungsphasen zuzuordnen sind. Ganz unwahrscheinlich dünkt es jedoch, sie mit alt- oder gar vorvariscischen Sigmoidbildungen im Sinne von SCHWINNER (1951) in Zusammenhang zu bringen.

Nach METZ (1953) wäre die norische Überschiebung als eine variscische Abscherung und eine altalpidische Überschiebung vorzustellen. Wie aus vorliegender Untersuchung hervorgeht, betrachte ich jedoch auch die E—W-Verfaltung dieser Überschiebung im Raume südlich der Müribogen als altalpidisch.

Jungalpidische Bewegungen führten zur Blattverschiebung längs der Trofaiachlinie. Sie zerschlägt sich in meinem Raum in ein Netz von Störungsflächen. Mit dieser „Trofaiacher Tektonik“ bringe ich auch die Verschuppung und Verschleppung von Kristallingesteinen an den N-Rand der Grauwackenzone sowie die jüngeren Querfaltungen um N—S in Zusammenhang.

Als jüngste germanotype Tektonik betrachte ich die N—S-Brüche. Sie sind wahrscheinlich den von CORNELIUS (1938) aus dem Parschluger Tertiär beschriebenen Störungen mit Sprunghöhen bis zu einigen Metern vergleichbar.

LITERATURVERZEICHNIS

- Angel F. - Heritsch F.: Ein Beitrag zur Geologie des mittelsteir. krist. Gebirges der Stubalpe. — Jahrbuch geol. B.A. Wien 1919.
- Angel F. - Heritsch F.: Ergebnisse von geol. und petr. Studien im mittelsteir. Kristallin. — Verh. geol. B.A. Wien 1921.
- Angel F.: Petrographisch-geol. Studien im Gebiete der Gleinalpe (Stmk.). — Jahrb. geol. B.A. Wien 1923.
- Angel F.: Gesteine der Steiermark. — Mitt. Nat. Ver. Graz 1924.
- Angel F.: Das Gleinalpengebiet als metam. Einheit. — N. Jahrb. Min. Geol. Pal. Beil. Bd. II A Stuttgart 1925.
- Angel F.: Diabase und deren Abkömmlinge in den Ostalpen. — Mitt. Nat. Ver. Graz 1932.
- Angel F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. — Wiss. Jahrb. Univ. Graz 1940.
- Canaval R.: Das Kiesvorkommen von Kalwang in Obersteier und der darauf bestandene Bergbau. — Mitt. Nat. Ver. Graz 1894.
- Cornelius H. P.: Hornblendegabbro der steirischen Grauwackenzone. — Verh. geol. B.A. Wien 1930.
- Cornelius H. P.: Tertiär und Quartär im Mürztal. — Jahrb. geol. B.A. Wien 1938.
- Cornelius H. P.: Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. — Mitt. d. R. f. B. (= Jahrb.) Wien 1941a.
- Cornelius H. P.: Das Vorkommen alkrist. Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone. — Jahrb. geol. B.A. Wien 1941b.
- Cornelius H. P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone vom Alpenostrand bis zum Aflenzer Becken. — Mitt. geol. Ges. Wien Bd. 1952a.
- Cornelius H. P.: Die Geol. des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1:75.000). — Jahrbuch geol. B.A. Sonderband Wien 1952b.
- Gaulhofer K. - Stini J.: Die Parschluger Senke. — Mitt. geol. Ges. Wien 1912.
- Gaulhofer K. - Stini J.: Die geol. Verhältnisse am Ostende des Karbonzuges Bruck a. d. M. — Grasnitzgraben. — Verh. geol. B.A. Wien 1913.
- Hammer W.: Beiträge zur Kenntnis der steir. Grauwackenzone. — Jahrb. geol. B.A. Wien 1924.
- Hauser L.: Petrogr. Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. 1. Hornblendegarbenschiefer. — Verh. geol. B.A. Wien 1936.
- Hauser L.: 2. Gesteine mit Granatporphyroblasten. — Verh. geol. B.A. Wien 1937a.
- Hauser L.: 3. Serpentine und Begleiter. — Verh. geol. B.A. Wien 1937b.

- Hauser L.: Marmore. — Verh. geol. B.A. Wien 1938a.
- Hauser L.: Quarzite, Glimmerschiefer, Gneise. — Verh. geol. B.A. Wien 1938b.
- Hauser L.: Der Zug der Grüngesteine in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. — Zbl. Min. Geol. Pal. A 1938c.
- Hauser L.: Die Grenze Seckauerkristallin-Grauwackenzone im Profil über die Ruine Kaisersberg bei St. Michael. — Berg-Hütten Monatshefte 86 Wien 1938d.
- Hauser L.: Die geol. u. petr. Verhältnisse im Gebiet der Kaintaleckschollen. — Jahrb. geol. B.A. Wien 1938e.
- Hauser L.: Die diabasischen Effusiva in der Grauwacken-Schieferserie zwischen Mur- und Ennstal. — N. Jahrb. Min. Geol. Pal. A Bd. 75 1939.
- Heritsch F.: Der Serpentin von Bruck a. d. M. — Verh. geol. B.A. Wien 1908.
- Heritsch F.: Zur Kenntnis der obersteir. Grauwackenzone. — Zbl. Min. Geol. Pal. B 1910.
- Heritsch F.: Zur Kenntnis der Tektonik der Grauwackenzone im Mürztal. — Zbl. Min. Geol. Pal. B 1911a.
- Heritsch F.: Die Geologie der Grauwackenzone zwischen Mur- und Ennstal. — Mitt. Nat. Ver. Graz 1911b.
- Heritsch F.: Die Trofaiachlinie. — Verh. geol. B.A. Wien 1911c.
- Heritsch F.: Geologie von Steiermark. — Mitt. Nat. Ver. Graz 1921.
- Heritsch F. - Czermak F.: Geologie des Stubalpengebirges in Steiermark. — Verl. Ulrich Moser, Graz 1923.
- Heritsch F.: Die Gliederung des Altkristallins der Stubalpe in Steiermark. — N. Jahrb. Min. Ges. Pal. Beil. Bd. LI Stuttgart 1925.
- Homann O.: Die Mürztaler Grauwackenzone zwischen Bruck a. d. M. und Stanz. — Unveröffentl. Diss. Univ. Graz 1955a.
- Homann O.: Zur Bestimmung des Eklogitgranats aus dem Eklogitamphibolit (Granatamphibolit) des Ritting (Bruck a. d. M.). — Mitt. Joanneum Heft 2 Graz 1955b.
- Metz K.: Die tektonische Stellung diaphth. Altkristallins in der steir. Grauwackenzone. — Zbl. Min. Geol. Pal. B Wien 1937.
- Metz K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. — Jahrb. geol. B.A. Wien 1938.
- Metz K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. — Jahrb. geol. B.A. Wien 1940.
- Metz K.: Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmering-Mesozoikums nach Westen. — Verh. geol. B.A. Wien 1945.
- Metz K.: Die Stratigraphie und tekton. Baugeschichte der steir. Grauwackenzone. — Mitt. geol. Ges. Wien 1953.
- Schwinner R.: Zur Geologie der Oststmk.: die Gesteine und ihre Ver-gesellschaftung. — Sitzungsber. Ak. Wiss. math. nat. Kl. Abt. I 141 Wien 1932.
- Schwinner R.: Zur Geologie von Birkfeld. — Mitt. Nat. Ver. Graz 1935.
- Schwinner R.: Die Albitisierung in Oststmk. und angrenzenden Gebieten (2 Teile). — Jahrb. geol. B.A. Wien 1940.

- Schwinner R.: Die Zentralzone der Ostalpen. — In Schaffers Geologie von Österreich, F. Deuticke Wien 1951.
- Stini J.: Zur Kenntnis der Mürztaler Granitgneise. — Verh. geol. B.A. Wien 1914.
- Stini J.: Gesteine aus der Umgebung von Bruck a. d. M. — Feldbach. 1917.
- Stini J.: Aufnahmebericht über Blatt Bruck a. d. M. bis Leoben. — Verh. geol. B.A. Wien 1921.
- Stini J.: Aufnahmebericht über Blatt Bruck a. d. M. bis Leoben. — Verh. geol. B.A. Wien 1922.
- Stini J.: Aufnahmebericht über Blatt Bruck a. d. M. bis Leoben. — Verh. geol. B.A. Wien 1923.
- Stini J.: Kartenblatt Bruck a. d. M. — Leoben, Zone 16 Kol. XII der österr. Spezialkarte 1 : 75.000. — Geol. B.A. Wien 1932.
- Vacek M.: Über die geol. Verhältnisse des Flußgebietes der unteren Mürz. — Verh. geol. B.A. Wien 1886.
- Vetters H.: Die Trofaiachlinie: Ein Beitrag zur Tektonik der nordsteirischen Grauwackenzone. — Verh. geol. B.A. Wien 1911.

I N H A L T

	Seite
Allgemeiner Überblick	3
I. Rennfeldkristallin	3
Das Kristallin zwischen Grasnitz- und Sölsnitzgraben	4
Allgemeine petrographische Verhältnisse	4
Einteilung der Gesteine	4
1. Gneise	5
2. Schiefergneise	8
3. Glimmerquarzite	10
4. Amphibolite	10
Lagerungsverhältnisse	14
II. Müritzaler Grobgnese	14
III. Granatglimmerschiefer des Meiseleck	15
Lagerungsverhältnisse	17
Betrachtung bezüglich der petrographischen und stratigraphischen Zuordnung der Granatglimmerschiefer des Meiseleck	17
IV. Rannachserie und zentralalpines Mesozoikum	18
Lagerungsverhältnisse	22
V. Karbon	23
Konglomerat des Kaltbachgrabens	25
Lagerungsverhältnisse	27
Einlagerung von Schollen anderer Gesteine im Karbon	27
VI. Die norische Decke	30
A. Altkristallinschollen	30
1. Glimmerschieferdiaphthorite	32
2. Diaphthorite albitisierter Glimmerschiefer	32
3. Gneisdiaphthorite	35
4. Grüngesteine	37
Betrachtung über die Herkunft von Altkristallinschollen	40
B. Grauwackenschiefer	41
Marmore	41
VII. Tektonik	42
Die norische Überschiebung	42
Die Trofaiachlinie	42
Zusammenfassung und Versuch einer zeitlichen Einordnung der tek- tonischen Bewegungen	43
Literaturverzeichnis	44

Bisher sind folgende Mitteilungshefte erschienen:

- Heft 1: Dr. Franz Heritsch:
Neue Versteinerungen aus dem Devon von Graz.
Graz, 1937.
- Heft 2: Dr. E. Haberfellner:
Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster.
Graz, 1935 (vergriffen).
- Heft 3: Dr. Karl Murban:
Die vulkanischen Durchbrüche in der Umgebung von Feldbach.
Graz, 1939.
- Heft 4: Dr. Wilfried v. Teppner:
Tiere der Vorzeit.
Graz, 1940.
- Heft 5: Dr. Maja Loehr:
Die Radmeister am steirischen Erzberg bis 1625.
Ernst Ehrlich:
Aus den Werfener Schichten des Dachsteingebietes bei
Schladming.
Graz, 1946.
- Heft 6: Dr. Wilfried v. Teppner:
Das Modell eines steirischen Floßofens im Landesmuseum
Joanneum, Abt. für Bergbau und Geologie.
Graz, 1941.
- Heft 7: Dr. Karl Murban:
Riesen-Zweischaler aus dem Dachsteinkalk.
Graz, 1952.
- Heft 8: Dr. Maria Mottl:
Steirische Höhlenforschung und Menschheitsgeschichte.
Graz, 1953.
- Heft 9: Die Bärenhöhle (Hermann-Bock-Höhle) im Kleinen Briggiers-
berg, Totes Gebirge.
I. Karl Murban:
Geologische Bemerkungen zum Bau des Südostteiles des Toten
Gebirges.
II. Maria Mottl:
Ergebnisse der Befahrung und Untersuchung der Bärenhöhle.
Graz, 1953.
- Heft 10: Wolfgang Fritsch:
Die Gumpeneckmarmore.
Wolfgang Fritsch:
Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer
Glimmerschiefern. Graz, 1953.
- Heft 11: Eiszeitforschungen des Joanneums in Höhlen der Steiermark.
Karl Murban:
Geologische Bemerkungen.
Maria Mottl:
Die Erforschung der Höhlen. Graz, 1953.
- Heft 12: A. Schouppé:
Revision der Tabulaten aus dem Palaeozoikum von Graz.
Die Favositiden. Graz, 1954.
- Heft 13: Maria Mottl:
Hipparion-Funde der Steiermark.
Dorcatherium im Unterpliozän der Steiermark. Graz, 1954.

BEILAGE:

OSKAR HOMANN,
GEOLOGISCHER AUF-
BAU DES RAUMES
BRUCK^o/M.-STANZ

SCHLIFFTEILSKIZZEN

zu den

SCHLIFFBESCHREIBUNGEN

FIG.1

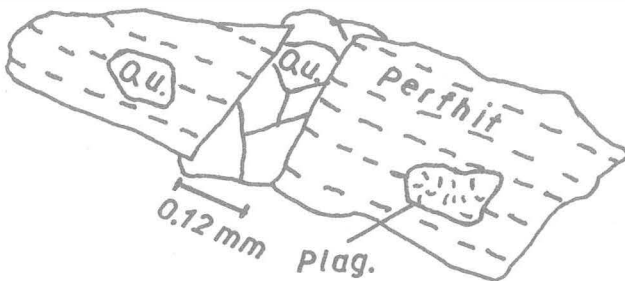
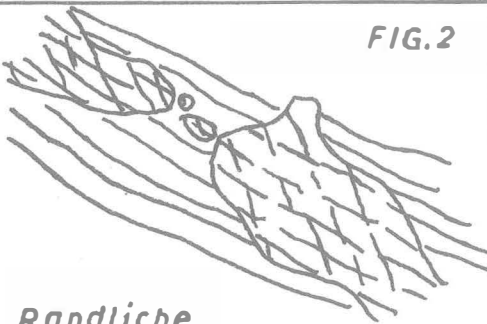


FIG.2



*Randliche
Biotitisierung von Hornblende*

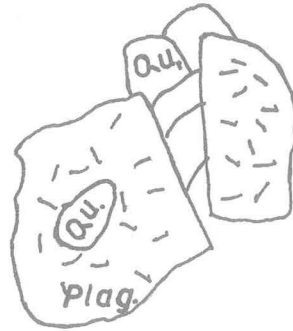
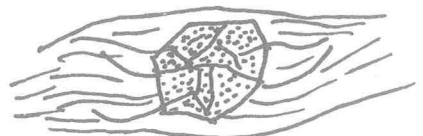


FIG.3



*Mikroklinäugen 0.12x0.2
im Serizitgewebe*

FIG.4



*Granatkorn in
Chlorit-Serizit-Flaserung*

GEOLOGISCHE KARTE des RAUMES BRUCK - STANZ

O. HOMANN 1954

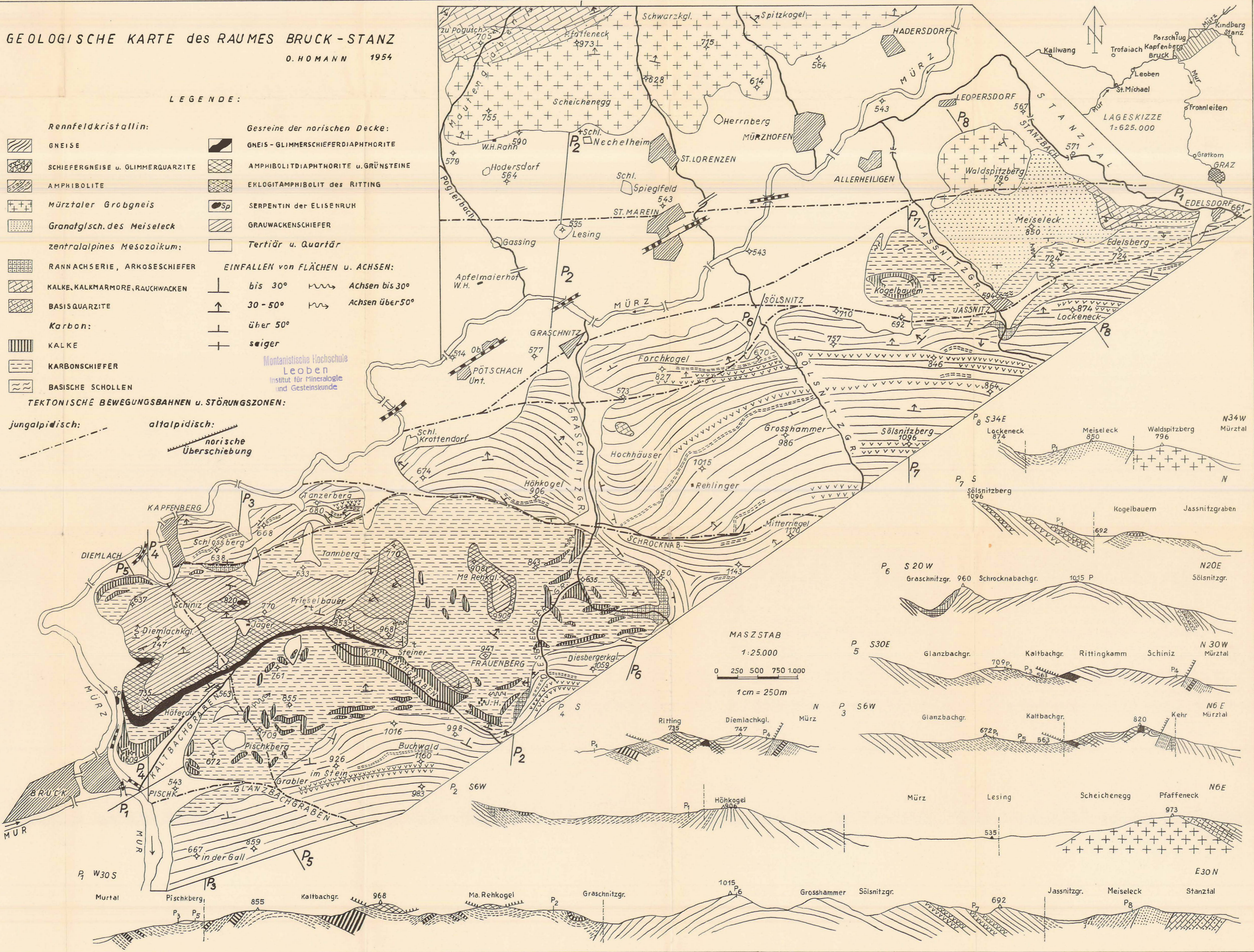
LEGENDE:

- | | |
|-----------------------------------|--|
| Rennfeldkristallin: | Gesteine der norischen Decke: |
| GNEISE | GNEIS - GLIMMERSCHIEFERDIAPHTHORITE |
| SCHIEFERGNEISE u. GLIMMERQUARZITE | AMPHIBOLITDIAPHTHORITE u. GRÜNSTEINE |
| AMPHIBOLITE | EKLOGITAMPHIBOLIT des RITTING |
| Mürztaler Grobgneis | SERPENTIN der ELISENRUH |
| Granatfels des Meiseleck | GRAUWACKENSCHIEFER |
| zentralalpines Mesozoikum: | Tertiär u. Quartär |
| RANNACHSERIE, ARKOSESCHIEFER | Tertiär u. Quartär |
| KALKE, KALKMARMORE, RAUCHWACKEN | EINFALLEN von FLÄCHEN u. AXSEN: |
| BASISQUARZITE | bis 30° Achsen bis 30° |
| Karbon: | 30 - 50° Achsen über 50° |
| KALKE | über 50° |
| KARBONSCHIEFER | steiler |
| BASISCHE SCHOLLEN | |

TEKTONISCHE BEWEGUNGSBAHNEN u. STÖRUNGSZONEN:

- jungalpidisch:**
- altalpidisch:**
- norische Überschiebung**

Montanistische Hochschule
Leoben
Institut für Mineralogie
und Gesteinskunde



MASZ STAB
1:25.000
0 250 500 750 1.000
1cm = 250m