

Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten)¹

III. Die Phyllit- und Glimmerschieferbereiche zwischen Lölling und Klein St. Paul

Von Friedhelm Thiedig, Tübingen

Mit 3 Tafeln, 14 Abbildungen und 1 Kartenbeilage

Die 1953 von CLAR begonnene Neukartierung des Saualpenkristallins wurde in einer Arbeitsgemeinschaft der Lagerstättenforschungsstelle der Österreichischen Alpenen Montangesellschaft und der Geologischen Institute Clausthal und Tübingen fortgesetzt (FRITSCH, MEIXNER, PILGER und SCHÖNENBERG 1960). Das von mir kartierte Gebiet am Westrand der Saualpe umfaßt hauptsächlich den Phyllitbereich zwischen Lölling und Klein St. Paul (Abb. 1) und schließt im Norden an die Kartierung CLAR (1953), WEISSENBACH und v. KAMP (1961), im Süden an die Aufnahmen von STREHL (1962) an.

Dank schulde ich allen, die zum guten Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, vor allen meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. SCHÖNENBERG, den Herren Prof. Dr. H. MEIXNER und Dr. W. FRITSCH von der Österr. Alpenen Montangesellschaft Knappenberg, Hofrat Prof. Dr. F. KAHLER vom Landesmuseum für Kärnten, ferner meinen Kollegen aus Clausthal H. v. KAMP und N. WEISSENBACH und der Deutschen Forschungsgemeinschaft auch für finanzielle Hilfe. Die Herren E. STREHL, H. FUCHS und J. PAUL haben mir entgegenkommenderweise die Meßwerte und andere Aufnahmedaten aus dem südlichen Gebiet zwischen Grünburger Bach und Kastraunbach überlassen.

I. Gliederung und Beschreibung der Kartiereinheiten

Die Gliederung der Kartiereinheiten erfolgt in Anlehnung an die von FRITSCH et al. (1960) gegebenen Seriennamen. Die Grenzen zwischen den einzelnen Serien der metamorphen Gesteine sind fließend. Die meßbaren Schieferungsflächen verlaufen mehr oder weniger parallel zu den stofflichen Grenzen, wie an verschiedenen Aufschlüssen, besonders bei Wechsellagerung von Marmor und Phyllit, immer wieder eindeutig festgestellt werden kann, obwohl im Dünnschliff bei den Phylliten häufig Transversalschieferung mit Winkeln bis zu 30° zum stofflichen „ss“ beobachtet wird.

1. Das nicht metamorphe Gebirge

Die dem Mesozoikum des Krappfeldes zugehörigen Trias- und Kreidavorkommen östlich der Görtschitz waren nicht Gegenstand näherer Untersuchungen.

¹ Aus einer Arbeitsgemeinschaft unter Leitung der Herren W. FRITSCH, H. MEIXNER, A. PILGER und R. SCHÖNENBERG. I. und II. Teil siehe Carinthia II, 150, 1960, S. 7—28, und Carinthia II, 151, 1961, S. 5—40.

Tertiär

Die westlich Prailing vorkommenden lateritähnlichen Roterdeböden (ca. 960 m ü. N. N.) lassen sich nach D. SCHILLIG (1962) der 1000-m-Verebnung bei Semlach — Kirchberg zuordnen und sind jung-tertiären (vermutlich pliozänen) Alters.

Oberkreide

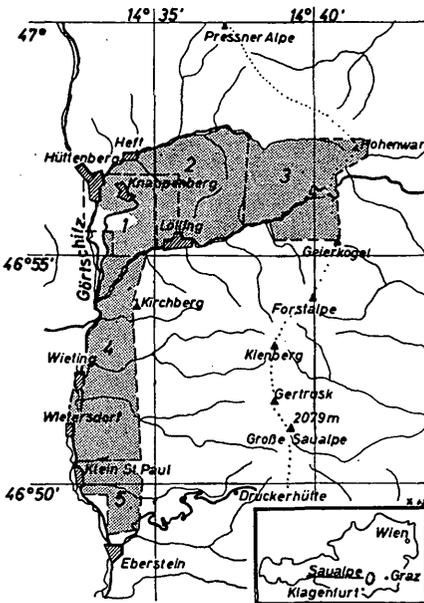
Zwischen Mösels und Wieting kommen kleine Erosionsreste der Gosaukreide des Krappfeldes in tektonischem Kontakt mit Phylliten vor. Es handelt sich um fein- bis grobkörnige Konglomerate, grobe Brekzien, Mergel und Kalke in raschem Wechsel mit deutlich sichtbarer gradierter Schichtung. Die bei Raffelsdorf aufgefundene Rudistenfauna²

Hippurites cf. *gosaviensis* DOUVILLÉ

Hippurites sp.

Biradiolites sp.

Radiolites sp.



- 1: Kartierung E. CLAR (1953)
- 2: Kartierung N. WEISSENBACH (1961)
- 3: Kartierung H. v. KAMP (1961)
- 4: Kartierung F. THIEDIG (1962)
- 5: Kartierung E. STREHL (1962)

Abb. 1. Lageskizze der Aufnahmebereiche im nördlichen Saualpegebiet

läßt keine genaueren Angaben für das Alter der Kreideablagerungen zu. O. KÜHN (1960) gibt für die Kreide des Wietersdorfer Bruches

² det. Dr. K. VOGEL, Tübingen.

Untersanton an, PAPP weist durch Mikrofaunenfunde (1955) Campanach.

In den Konglomeraten überwiegen reine Quarz- und Kalkgerölle. Sehr zahlreich vertreten sind wenig gerundete Tonschieferstückchen (mit 2facher Schieferung), die Gesteinen der anchimetamorphen Magdalensbergserie sehr ähnlich sind. Höher metamorphes Material wurde nicht beobachtet. Dies kann vorsichtig als Hinweis dafür gewertet werden, daß zur Oberkreidezeit die tieferliegenden und höhermetamorphen Schiefer der Saualpe noch nicht von der Erosion freigelegt waren.

Magdalensbergserie

Südlich des Kastraunbaches liegt eine etwa 5 km² große Scholle von Gesteinen vom Typ der anchimetamorphen paläozoischen Magdalensbergserie F. KAHLERS (1953). Zusammen mit kleineren Kalkvorkommen, aus denen STREHL (1962) devonische und silurische Conodonten bekanntgemacht hat, kommen Lydite vor, wie sie auch von E. HABERFELNER (1936) und SOLYOM (1942) von Aich bei Althofen beschrieben werden. Ein sehr kleiner Rest solchen tektonisch stark beanspruchten Lydits und heller Kieselschiefer kam im Bereich der Görttschitztalstörung ca. 400 m NE Lattacher in mehreren Schürfen zum Vorschein. Dieses Vorkommen gehört wohl zu den von W. FRITSCH auf der anderen Talseite am Schelmburg entdeckten Gesteinen der Magdalensbergserie. Das in der Görttschitztalstörung bei Drattum eingeklemmte kleine Vorkommen von Tuffen der Magdalensbergserie ist bei STREHL (1962) näher beschrieben.

2. Die Phyllitgruppe

Im Liegenden der noch zur anchimetamorphen Magdalensbergserie zählenden phyllitischen Tonschiefer (STREHL 1962) folgen zunächst als Hangendstes der Phyllitgruppe die Serie der grauen Phyllite mit wenig Grünschieferlagen und die Murauer Kalkphyllitserie (= Wandelitzenserie BECK-MANNAGETTAs, 1953, im Süden der Saualpe). Weiter im Liegenden leitet die Serie der quarzitischen Phyllite schon zu den phyllitischen Glimmerschiefern über, die den Übergang zum mesozonalen Kristallin der Glimmerschiefergruppe bilden.

In der Phyllitgruppe fassen wir alle Gesteinstypen epizonalen Metamorphosegrades zusammen; sie enthält verschiedene Phyllit- und Grünschiefervarietäten, Marmore und Quarzite.

Als hangendste Schichtglieder der Epizone treten in meinem Kartiergebiet graue Phyllite auf, mit Einlagerungen karbonatischer Phyllite (plagioklasreiche Kristalltuffe). Sie sind vermutlich tiefere Teile der Murauer Kalkphyllitserie, die ja auch im Urtlgraben (2—3 km westlich) fast ganz durch Grünschieferlagen vertreten wird (FRITSCH et al. 1960, S. 16). Weiter im Liegenden ist das Profil der Phyllitgruppe vollständig bis hinab zu den hangenden Teilen der Waitschacher Marmorserie, die wir bereits in die mesozonale Glimmerschiefergruppe stellen.

Serie der grauen und karbonatischen Phyllite

Im nördlichen und südlichen Kartierbereich kommen die grauen Phyllite mit karbonathaltigen Einlagerungen in einer Mächtigkeit von ca. 200 m vor. Sie bilden die Flanken einer großen, flachen Aufwölbung (vgl. Abb. 2 Profil A). Die meist gut spaltbaren grauen Phyllite mit einer ausgezeichneten Schieferungsfläche erscheinen je nach ihrem Gehalt an Kohlenstoff (Graphit), Erz, Quarz oder Chlorit heller und dunkler oder grünlicher. Orientiert eingelagerte Serizitschüppchen rufen einen seidigen Glanz auf den Schieferungsflächen hervor. Manche Bereiche sind wulstig, verursacht durch knollige bis linsige Quarzmobilisate, die von Karbonaten, Chlorit und Albit begleitet und meist parallel zu den Schieferungsflächen eingedrungen sind.

Eingeschaltet in diese grauen Phyllite sind kleine Grünschieferorkommen und bis zu 10 m mächtige karbonatische Phyllitbänke. Letztere bilden z. B. im Lasanteprofil (Abb. 2, Profil D) Steilstufen und gaben sich im Dünnschliff als feldspatreiche Kristalltuff- bis Tuffitabkömmlinge zu erkennen. Sie sind nur undeutlich geschiefert, verwittern rostfleckig und lassen sich vor allem durch den Karbonatgehalt gut von den grauen Phylliten unterscheiden. Die Aufschlußverhältnisse erlauben jedoch keine genaue Auskartierung. Im unteren Lasanteprofil liegen graue Phyllite mit idioblastisch gewachsenen Granatkristallen (0,3 mm Durchmesser).

Hauptbestandteile der grauen Phyllite sind Serizit, Quarz und Chlorit in wechselnden Anteilen. Akzessorisch treten Apatit, Ilmenit, Zirkon, Graphit, Leukoxen-Aggregate, oxyd. und sulf. Erz und selten auch Granat auf. Die Korngrößen liegen im Durchschnitt bei 0,07 mm, Serizite kommen bis 0,15 mm Länge vor, Quarz und Chlorit haben etwa 0,1 mm Größe.

Die grauen Phyllite zeigen ein ziemlich homogenes, gleichkörniges Grundgewebe mit stets xenoblastischer Ausbildung der Einzelkörner. Häufig wechseln quarzreiche Lagen mit chlorit-serizitreichen. Der Chlorit zeigt lepidoblastisches Wachstum, hat meist einen schwach hellgrünen Pleochroismus, bei gekreuzten Nicols meist graublau anomale Interferenzfarben, die für einen Pennin sprechen; in karbonatischen Phylliten konnte auch Klinochlor beobachtet werden. In quarzreichen Lagen ist eine deutliche Längung der Körner parallel „s“ zu sehen, der Quarz ist dann sehr stark verzahnt, um- und rekristallisiert und löscht schwach undulös aus.

Tektonisch isoliert baut ein über 15 m mächtiger, dunkler Kalk mit muscheligen Bruch den Möselofen auf (ca. 300 m südlich Möselhof). Im Hangenden dieses blaugrauen, relativ schwach metamorphen Marmors befinden sich Einlagerungen grauer Phyllite. Dieser Marmor dürfte der Murauer Bänderkalkserie zuzuordnen sein und stellt im Saualpengebiet das nördlichste der bisher bekannten „blaugrauen Marmor“-Vorkommen eines im Süden der Saualpe weit verbreiteten Gesteins (SE Brückl, Haimburger Marmorkette) dar.

Serie der quarzitischen Phyllite

Die im Liegenden der grauen Phyllite zwischen Mösel und Wiertersdorf in zwei größeren Bereichen vorkommende Serie der quarziti-

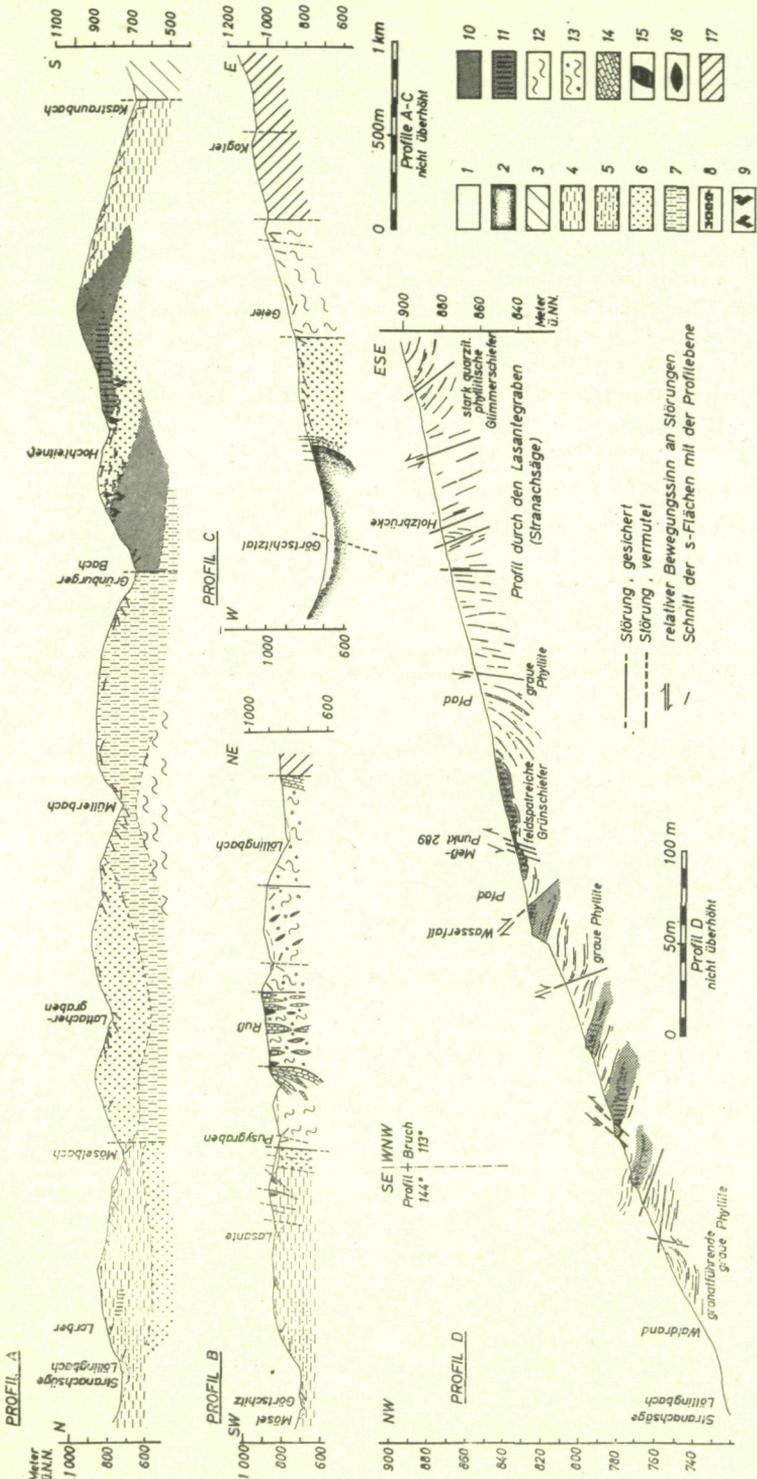


Abb. 2. Legende zu den Profilen:

1 Quartär, 2 Oberkreide, 3 paläozoische Magdalensbergserie, 4 graue und karbonatische Phyllite, 5 granatführende graue Phyllite, 6 quarz-
tische Phyllite, 7 phyllitische Glimmerschiefer, 8 graphitreiche Lagen, 9 magnetitreiche Lagen, 10 Grünschiefer (einschl. Tuffen bis Tuffiten),
11 feldspathic Grünschiefer, 12 Glimmerschiefer ± Granat, 13 Granat-Stauroolith-Glimmerschiefer, 14 Marmor, 15 Amphibolite, 16 Ser-
pentine und Randgesteine, 17 Schiefergneise.

schen Phyllite ist ca. 200 m mächtig, kann aber örtlich (bes. südlich des Grünburger Baches) durch mehr als 100 m mächtige Grünschiefer-einschaltungen noch anschwellen. Es sind überwiegend quarzitisches Phyllite, die stellenweise in reine Quarzite übergehen, mit Bereichen quarzärmer grauer Phyllite. Die Quarzite sind, wenn sie massiv und ungeschichtet erscheinen, milchig hell, während die gebänderten, lagigen Quarzite meist bräunlich-gelblich bis grünlich oder blaugrau gefärbt sind. Vereinzelt sind auch geringmächtige karbonatische Phyllite eingeschaltet, die lokal in maximal 1 m mächtige Marmorlagen übergehen können (z. B. westlich Gezeller). Die Marmore haben gegenüber den karbonatischen Phylliten der hangenderen Serie deutlich größeres Korn. Die quarzitisches Phyllite verwittern oft grusig, sandig hell und lassen einen Feldspatgehalt vermuten. Die meisten Dünnschliffe zeigen aber nur selten Feldspatkörner.

Der Hauptmineralbestand der quarzitisches Phyllite setzt sich vor allem aus Quarz (65%), Serizit (25%), Karbonat (4%) und Biotit (4%) zusammen. Akzessorisch treten Titanit, Epidot, Plagioklas, Ilmenit, Rutil, in einigen Schliffen auch noch Zirkon, Chlorit und Turmalin auf. Die mittlere Korngröße der Glimmer liegt bei 0,1 mm, der Quarze etwa bei 0,25 mm. Das granoblastische Gefüge besteht aus etwas verzahnt verwachsenen Quarzen, zwischen denen lagenweise Serizit und Biotit angereichert ist. Besonders auffallend ist der Titanreichtum der quarzitisches Phyllite, der meist als Rutil- und Leukoxenaggregat pseudomorph nach Titanitporphyroblasten vorliegt.

In der Gegend von Hochleitner kommen dünne, bis 10 cm mächtige Einlagerungen von Graphitphyllit in grauen Phylliten vor, die dann merklich dunkler sind. Der Graphitphyllit ist dunkelgrau, violett bis schwarz, färbt stark ab und gab sogar Anlaß zu Schürfen auf Kohle. Das lagige und feingefaltete Gefüge wird etwa zu je 50 Prozent aus feinstem Graphitstaub und Serizit gebildet (Abb. 3, Tafel I), Quarz, Feldspat und opakes Erz treten akzessorisch auf.

Die phyllitischen Glimmerschiefer der Übergangsserie

Die phyllitischen Glimmerschiefer stellen den Übergang von den Phylliten zu den Glimmerschiefern her. Das größte Vorkommen in meinem Kartiergebiet liegt im Kern der großen, flachen Aufwölbung zwischen Müllerbach und Grünburger Bach (vergl. Profil A, Abb. 2). In einem Bereich von etwa 200 bis 300 m Mächtigkeit wechseln häufig Zonen höherer mit solchen geringerer Metamorphose, die Übergänge sind fließend und erlauben daher zum Hangenden (quarzitisches Phyllite) und Liegenden (Glimmerschiefer mit Glimmergrößen über 0,1 mm Länge) keine genaue Grenzziehung. Die phyllitischen Glimmerschiefer haben besonders im Hangenden noch ein ganz phyllitisches Aussehen, führen jedoch häufig einzelne bis mehrere mm große Granatporphyroblasten, die auf meist unruhig gewellten s-Flächen knotig hervortreten. Quarzitisches Bereiche der phyllitischen Glimmerschiefer haben kleinere Glimmer als quarzärmere Lagen, sie täuschen so einen geringeren Grad der Metamorphose vor. Im Liegenden (Müllergraben SW der Haunold-

mühle) nehmen die Lagen mit größeren Glimmern zu und gehen wechsellagernd und fließend in Glimmerschiefer über, die oft granatfrei sind.

Hauptgemengteile sind Serizit-Muskowit, Quarz, Chlorit und Biotit, untergeordnet auch Granat. Die mittlere Glimmergröße liegt bei 0,1 bis 0,12 mm Länge, während die Granatporphyroblasten über 1 mm Durchmesser erreichen können. Akzessorisch treten Magnetit, Turmalin, Graphit, Zirkon, Titanit und Ilmenit auf. Schwach lagiges Parallelgefüge mit glimmer- und quarzreichen Lagen herrscht vor. Quarzreiche Lagen neigen zur Augenbildung und sind häufig frei von Serizit, führen dafür aber Chlorit. Graphit und Quarz bilden im Granat ein Interngefüge ab, das dem Externgefüge nicht mehr parallel ist.

Die bei Haunold und Nußbaumer vorkommenden Grünschiefer sind Prasinite mit barroitischer Hornblende, sie führen z. T. gesteinsbildend Plagioklas.

Metamorphite basischer bis intermediärer Eruptiva der Phyllitgruppe

Während im nördlichen Kartiergebiet nur wenige kleine Grünschiefervorkommen zu finden sind, werden sie im Gebiet des Grünburger Baches und im Görtschitztal zwischen Kitschdorf und Wietersdorf über 100 m mächtig und bilden steile Hänge. Die Grünschiefer zeigen z. T. lagenweise makroskopisch sichtbare, bis zentimetergroße Hornblendeporphyroblasten und Biotitflatschen. Solche Lagen wechseln jedoch im Zentimeterbereich mit dichten Partien gleichkörniger Grundmasse ab. Echte Metadiabase scheinen selten zu sein, vor allem erweisen sich fast alle kleineren Grünschiefervorkommen unter dem Mikroskop als Meta-Tuffe bis -Tuffite, darunter Meta-Kristalltuffe mit millimetergroßen Plagioklaseinsprenglingen, die als helle Grünschieferlagen im Gelände auffallen. Die Übergänge von Grünschiefern zu Phylliten (Tuffiten) sind sehr fließend durch die Vermischung mit Sedimentmaterial, genaue Grenzen lassen sich daher oft schwer bestimmen. Allen Grünschiefern ist ein Karbonatgehalt gemeinsam, der wohl wesentlich zur Härtlingsbildung beiträgt.

Abb. 4 (Tafel I) zeigt einen Grünschiefer, der in der Grundmasse Feldspat mit Klinozoisit bis Epidot enthält. Die Porphyroblasten sind Hornblendekristalle, die 5 mm Größe erreichen können, daneben treten Biotit, Chlorit und Leukoxen-Titanit-Rutil-Ilmenit-Bereiche gesteinsbildend auf, die akzessorisch von großen Apatiten und dunklem Pigment begleitet werden. Die Hornblende ist in den Grünschiefern der quarzitischen Phyllite und bei den phyllitischen Glimmerschiefern meist eine blaugrüne barroitische Hornblende, die auf y tiefes, sattes Grün zeigt, auf x hellgrün bis oliv und auf z blaugrün erscheint; $x > y \approx z$. Die Auslöschungsschiefe $Z \wedge c$ schwankt zwischen 18° und 21° .

Ein sehr schönes Beispiel der Neuspaltung einer Hornblende aus einem (uralitisierten) Augit zeigt Abb. 5 (Tafel I). Die Pseudomorphosen von Hornblende nach Augit zeichnen sich durch eine reliktsche Korngrenze (dunkles Pigment) ab. Sie liegen als große Einsprenglinge in einem fein- und gleichkörnigen, ziemlich homogenen Grundgewebe

von Chlorit mit ausgezeichneter Paralleltextur. Die Pseudomorphosen enthalten Kalzit und Titanit als Einschluß, die von der Umwandlung eines vermutlich Ti-reichen Augits herrühren. Ursprünglich mag eine glasige bis aschige Grundmasse mit idiomorphen Augiten vorgelegen haben.

Die Tuffe haben meist ein deutliches Parallelgefüge, wobei die eine Lage vorwiegend aus mafitischen Komponenten (Chlorit, Biotit, Hornblende und wenig dazwischen liegendem Feldspat) besteht und die andere Lage sich vorwiegend aus meist großen idiomorphen Feldspateinsprenglingen (Abb. 6, Tafel I) mit dazwischen liegendem Chlorit zusammensetzt. Die gefüllten Feldspäte sind heute Albite (An_{0-15}). Vor allem in Tuff- und Tuffitabkömmlingen sind in der Gegend südlich des Grünburger Baches magnetitreiche Partien zu beobachten³. Die einzelnen verstreuten, bis zu 8 mm großen, idiomorphen Magnetitporphyroblasten lenken die Kompaßnadel merklich ab.

-
- Abb. 3. Scherfaltung in einem graphitreichen Phyllit, Graphit dunkel, Serizit hell, || Nicols, ca. 10fache Vergrößerung.
- Abb. 4. Größere Hornblendeporphyroblasten in einem Grünschiefer der quarzitischen Phyllitserie (Prasinit). Die Hornblende ist neu gesproßt. || Nicols, ca. 10fache Vergrößerung.
- Abb. 5. Pseudomorphose von Hornblende nach Augit in einem Grünschiefer der grauen Phyllite. Ein dunkles Pigment zeichnet den Umriss eines Augits ab. Die Hornblende begann unter Bedingungen der Grünsteinfazies über die Augit-Pseudomorphose hinauszusprossen. || Nicols, Vergrößerung ca. 25fach.
- Abb. 6. Verzwillingte Plagioklaseinsprenglinge in einem grünlichhellen Kristalltuff. × Nicols, ca. 10fache Vergrößerung.
- Abb. 7. Albitporphyroblasten (hell) mit Rutilnadeln und Serizit im Kern, die ein altes si abbilden. Die Randalbite sind fast einschlußfrei, Chlorit füllt die Zwickel aus (dunkel). Heller Tuffabkömmling in grauen Phylliten, Lasantegraben (Stranachsäge). Erläuterungen im Text, || Nicols, Vergrößerung ca. 10fach.
- Abb. 8. Wie Abb. 7, hier doppelte Schieferung sichtbar, die durch Rutil- und Serizitnadeln (dunkel) abgebildet wird (altes Interngefüge). || Nicols, ca. 65fache Vergrößerung.
- Abb. 9. Xenoblastische, gedrehte Granatkristalle mit altem Interngefüge (dunkles Pigment im Granat) in Glimmerschiefer. || Nicols, ca. 10fache Vergrößerung.
- Abb. 10. Korund (streifig) in einem Leuchtenbergit-Anthophyllit-(Granat-) Gewebe. Reaktionsbereich eines Serpentin körpers mit disthenreichen Staurolith-Granat-Glimmerschiefern. × Nicols, Vergrößerung ca. 10fach.

³ Magnetometrische Messungen (Askania-Torsionsmagnetometer Gfz), die im Rahmen einer geologischen Meldearbeit im Sommer 1962 von den Herren SEILER und VILLINGER, Geolog. Institut Tübingen, durchgeführt wurden, bestätigen die s-parallele Einlagerung mehrerer magnetitreicher Zonen durch den Verlauf der magnetischen Anomalien entsprechend den geologischen Grenzen. Selbst die Bruchtektonik wird durch die Isogammen nachgezeichnet.

Tafel I

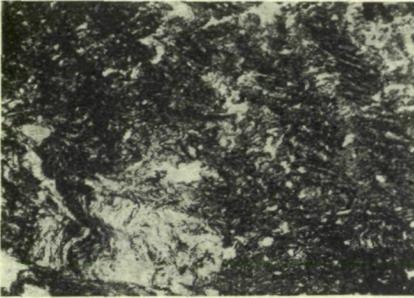


Abb. 3.

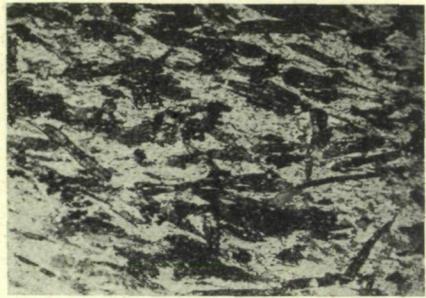


Abb. 4.

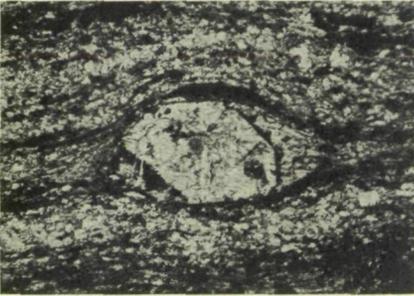


Abb. 5.

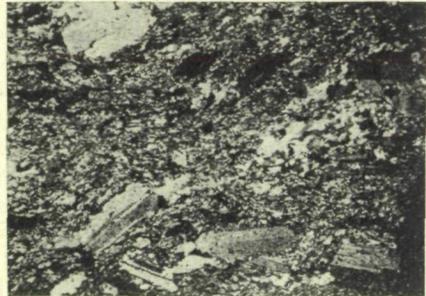


Abb. 6.

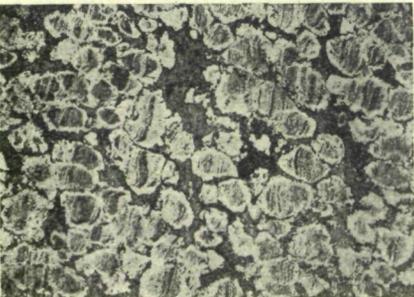


Abb. 7.



Abb. 8.



Abb. 9.

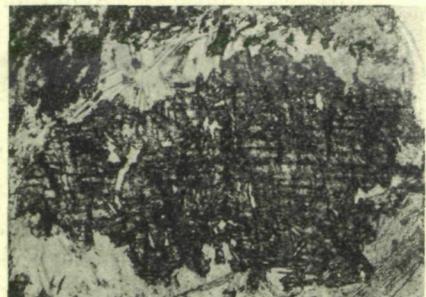


Abb. 10.

Im Gebiet SE Hochleitner kommen helle, feldspatreiche phyllitische Gesteine vor, in denen man ungefüllte Schachbrettalbite beobachten kann. Nach W. FRITSCH (1961), der ähnliche Gesteine ca. 20 km südwestlich am Sonntagsberg bei St. Veit/Glan in den Gurktaler Alpen untersuchte, sprechen diese Schachbrettalbite für ehemalige Kalifeldspäte (Mikroklinstruktur) jetzt metamorph vorliegender Kalikeratophyrtuff-Einstreuungen.

Im Grundgewebe mit granoblastischem Gefüge herrschen Plagioklas und Quarz vor, Serizit und Biotit sind s-parallel angereichert. In Mischtypen ist auch Hornblende, Epidot und Chlorit gesteinsbildend, Karbonat und Titanit (von Ti-reichen Augiten?) treten akzessorisch auf.

Von besonderem Interesse ist noch ein Gesteinstyp, der im unteren Lasantegraben (Abb. 2, Profil D, Meßpunkt 289) und 200 m NE vom Möselhof in der Umgebung feldspatreicher Grünschiefer vorkommt und im Gelände als helle feldspatreiche Lage angesprochen wurde. Hauptgemengteile sind Albit, Chlorit, Kalzit und wenig Muskowit. Akzessorisch finden sich Rutil, Titanit und Epidot. Die nicht zonaren Feldspäte haben Einschlüsse von Rutil und Serizit (?). Sie bilden ein altes Interngefüge mit zweifacher Schieferung ab (Abb. 8, Tafel I), das z. T. idiomorphe Feldspatumrisse zeigt. Die Albitkörner sind in dem einen Fall im Lasantegraben zu einem späteren Zeitpunkt weitergewachsen. Chlorit füllt die Zwickel aus (Abb. 7, Tafel I). Erklären läßt sich dieses merkwürdige Gefüge durch die Annahme von ursprünglich lagigen Staubtuffen (durch das Interngefüge in den Kernalbiten abgebildet). Im Hof feldspatreicher Tufflagen wuchsen Albite, die das heute reliktsch abgebildete Gefüge einschlossen. Nach einer Durchbewegung (Verbiegung und Verstellung des Interngefüges) wurde weitere Albitsubstanz zugeführt (einschlußfreie Randalbite). Es folgt lokal noch eine Phase geringer Durchbewegung, wobei die einzelnen Albitkörner in ein Mörtelgefüge zerlegt wurden. Die Zwickel zwischen den rundlichen Albiten wurden schließlich mit Chlorit erfüllt.

3. Die Glimmerschiefergruppe

Die Glimmerschiefergruppe umfaßt alle mesozonalen Gesteine und enthält vor allem meist granatführende Glimmerschiefer verschiedener Varietäten, Marmore, Amphibolite, Quarzite und Serpentine. Den Hangendteil dieser Gruppe bildet die Waitschacher Marmorserie, zum Liegenden folgen die Serie der hellen Quarzite und Amphibolite von Kräuping, die Zossener und die St.-Martiner Marmorserie, die von der Serpentinserie des Plankogel und Staurolith-Granat-Glimmerschieferzonen abgelöst werden. Die tiefsten Teile der Glimmerschiefergruppe werden vor allem von den mächtigen Marmoren der Hüttenberger Serie gebildet. (Einzelheiten bei FRITSCH et al. 1960). Das größte zusammenhängende Glimmerschiefergebiet (Serpentinserie des Plankogel bis Hüttenberger Marmorserie) befindet sich im nördlichsten Kartierbereich zwischen Lölling und Kirchberg. Es steht in unmittelbarer Verbindung mit dem Hüttenberger Glimmerschieferkomplex

(CLAR 1953). Außerdem sind zwei größere Glimmerschieferkomplexe (Zossener und St.-Martiner Marmorserie) im Bereich der Görtschitztal-Störung als tektonisch isolierte Schollen zwischen Phylliten und katalonalen Schiefergneisen eingeklemmt.

Die Zossener und St.-Martiner Marmorserie

Die beiden großen eingeklemmten Schollen bestehen hauptsächlich aus Granat-Glimmerschiefern mit quarzitischen Einschaltungen, die häufig granatfrei sind. Im Gebiet des Möselgrabens werden die Glimmerschiefer faziell durch karbonatische Glimmerschiefer bis Glimmermarmore, die 50 m Mächtigkeit erreichen können, vertreten. Sie sind von kleinen Amphiboliteinschaltungen, selten auch von schmalen feinkörnigen Staurolith-Granat-Glimmerschiefer-Lagen begleitet. Vereinzelt treten auch reine Quarzite in den Biotitschiefern auf. Der ganzen Ausbildung nach scheinen diese Glimmerschieferschollen den Zossener und St.-Martiner Marmorserien zu entsprechen, die nördlich Hüttenberg typisch ausgebildet sind.

Glimmerschiefer: Hauptgemengteile sind Quarz, Biotit (0,2 — 0,4 mm Länge), Muskowit (0,15—0,4 mm), Plagioklas und \pm Granat. Akzessorien sind Titanit, Turmalin, Zirkon, Apatit, sulfidisches und oxydisches Erz. Die Glimmer sind gut eingeregelt und bilden polygonale Faltenbögen ab. Das gefälte Gefüge wird hauptsächlich durch Quarz-Glimmerlagen abgebildet. Quarzfällung zeichnet im Granat, der poikilitisches Wachstum zeigt, ein altes verdrehtes Interngefüge ab. Der Quarz löst sich kaum undulös aus (starke posttektonische Rekristallisation) (Abb. 9. Tafel. I).

Glimmermarmor: Die karbonatischen Glimmerschiefer zeigen alle Übergänge von reinen Glimmerschiefern bis zu Glimmermarmoren. Die Hauptgemengteile sind Kalzit, Biotit (0,25—0,5 mm lang), Quarz und wenig Plagioklas. Akzessorien sind Rutil, Apatit, chloritisierter Biotit und Zirkon. Das Kalzitgefüge mit dazwischen liegenden Quarzen und Feldspäten zeichnet eine deutliche Paralleltextur ab, die durch die eingeregeltten Biotite noch unterstrichen wird.

Unter den zahlreichen Marmorlinsen kommen auch Silikatmarmore vor, die außer Kalzit (60—85% Anteil), Quarz und Plagioklas auch gemeine grüne Hornblende ($Z \wedge c \text{ max. } 25^\circ$), Klinozoisit, Granat, Diopsid und vereinzelt Kalifeldspat führen.

Die Serpentinserie des Plankogel

Im Liegenden der St.-Martiner Marmorserie folgt die Serpentinserie des Plankogel. Die Serpentinkörper nehmen dabei den kleinsten Raum ein, bilden aber einen ausgezeichneten Leithorizont. Hauptbestandteil der Serie sind die bis zu 200 m mächtigen Marmorlinsen, mit Glimmerschiefern als Begleitern, die selten Staurolith führen. Vereinzelt treten auch kleine Amphibolitvorkommen auf. An der Straße Lölling-Mösel kommen in einem aufgelassenen Steinbruch südlich Burber auch dolomitische Partien in einem Kalkmarmor vor, vermutlich Ausläufer der Hüttenberger Eisenspatmetasomatose. Auch in dieser Serie gehen die Marmore faziell in Glimmermarmore über, die sich dann mit rei-

nen Glimmerschiefern verzahnen. Pegmatite sind selten, lediglich nördlich Ruß findet man zahlreiche Lesesteine von Turmalinpegmatiten.

Mineralogisch besonders interessant sind die Serpentinvorkommen und deren Rand- bzw. Reaktionsgesteine. Es sind rundliche Körper, die ca. 100 m Länge und ca. 50 m Dicke erreichen können. Die Serpentinrandgesteine besitzen einen vielfältigen und sehr variablen Mineralbestand. Am auffälligsten ist ein NE Grabner aufgefundenes Gestein mit z. T. faustgroßen Granatporphyroblasten aus dem Reaktionsbereich eines Serpentin. Als interessantestes und bisher im Saualpenraum unbekanntes Mineral konnte Korund in bis zu 3 cm langen Kristallen gefunden werden (Abb. 10, Tafel I). Über dieses sowie ein gleichzeitig von N. WEISSENBACH im Mosinzgraben NE Hüttenberg entdecktes Korundvorkommen wird an anderer Stelle ausführlich berichtet.

Hauptgemengteile der Serpentine und deren Hofgesteine sind Anthophyllit, Antigorit, Leuchtenbergit-Pennin, Tremolit, Chrysotil (Bastit?), Magnesit-Dolomit, akzessorisch sind oxydisches Fe-Erz und Talk enthalten. Anthophyllit ist bereits makroskopisch durch cm-lange Fasern erkennbar. Die Chloritminerale erreichen 0,5 mm Länge, während der Antigorit sehr klein bleibt (0,005 mm). Ein Reliktgefüge wird von Olivin, Bronzit und Ilmenit gebildet. Anthophyllit, Antigorit und die Chlorite durchsprießen das Reliktgefüge völlig unregelmäßig. In den Schlifften ist keinerlei Schieferung zu beobachten.

Die Reliktminerale lassen als Ausgangsgestein auf einen Bronzinit bis Harzburgit schließen.

Staurolith-Granat-Glimmerschiefer

Zwischen der Serpentinserie des Plankogel und der Hüttenberger Marmorserie im Liegenden, zu der wahrscheinlich der Marmor an der Straße in Lölling (NE Hofmüller) gestellt werden muß, liegen grobknotige Staurolith-Granat-Glimmerschiefer in jener Ausbildung, wie sie auch für die Serpentinserie des Plankogel typisch ist. Die bis 10 mm großen Granatporphyroblasten geben dem dunkelgrauen, sonst feinkörnigen Gestein das knotige Aussehen. Sehr häufig sind s-parallele Quarzfasern, die schuppig das kleingefaltete Gefüge abbilden und oft die Granaten umschließen. Staurolithe sind nicht allzu häufig und makroskopisch nur auf angewitterten Flächen sichtbar. In den Staurolith-Granat-Glimmerschiefern finden sich auch granatfreie Zonen meist biotitreicher Glimmerschiefer.

Als Hauptgemengteile treten vor allem Muskowit, Quarz, Disthen, Granat, Biotit, Staurolith, Chlorit und Plagioklas auf, die akzessorisch von Graphit, Rutil, Ilmenit, oxydischem und sulfidischem Erz, Zirkon, Orthit, Apatit und Turmalin begleitet werden. Der Staurolith erweist sich in den meisten Fällen als älteste Mineralbildung (WEISSENBACH 1961). Der Graphitstaub bildet in den Staurolithen ein altes Interngefüge ab, dagegen zeigen die Granate ein relativ spätes Wachstum an. Sehr auffallend ist der Disthenreichtum der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer, der sich stellenweise zu fast reinen Disthenknauern (max. 30 cm Durchmesser) anreichern kann. Das Gefüge ist deutlich lagig, es wechseln disthenreiche mit glimmer-quarz-feldspatreichen Lagen ab.

Amphibolite

In allen Serien der Glimmerschiefergruppe kommen immer wieder kleinere Amphibolitkörper vor, besonders im Bereich der Plankogelserie. Es sind linsige, s-parallele Einlagerungen von geringer Mächtigkeit.

Hauptkomponente ist eine grüne Hornblende, die relativ hell ist (2V um 90° , $Z \wedge c$ um 21°), gesteinsbildend treten ferner Plagioklas mit An bis 55 (z. T. mit sauren Rändern), Quarz, Granat, Klinozoisit und Zoisit auf, vereinzelt auch Biotit mit wechselndem Gehalt. Akzessorien sind Apatit, Rutil, Zirkon (mit pleochroitischen Höfen) und Zoisit als Füllung. Das Gefüge zeigt deutliche Regelung nach „s“, z. T. wird auch durch den lagenweisen Wechsel von fast reinen Hornblendestreifen mit Quarz-Zoisit-Streifen eine Paralleltexur hervorgerufen.

4. Zur mineralfaziellen Einstufung der Gesteine

Für die mineralfazielle Einstufung der Gesteine benützen wir die Einteilung von ANGEL (1940). Die am empfindlichsten auf veränderte p-t-x-Bedingungen reagierenden Minerale der Grüngesteine (Diabasabkömmlinge) geben die Mineralfazies am genauesten an. Die Grünschieferfazies, die als kritische Mineralien Albit-Chlorit-Epidot (Klinozoisit), aber noch keinen Biotit enthält, liegt in den anchimetamorphen Schiefen der Magdalensbergserie vor, die aber in meinem Kartiergebiet praktisch keine Rolle spielen. Die Grünsteinfazies, die unter höheren p-t-x-Bedingungen Albit-Chlorit und Biotit-Klinozoisit bis Epidot, aber noch keine Hornblendeneubildung zeigt, konnte ich in einigen Schliften finden, die aus den hangendsten Teilen der grauen Phyllite stammen. Dabei ist zu beachten, daß Hornblenden in Metadiabasen, die durch die Uralitisierung von Augiten entstanden sind, durchaus vorhanden sein können. Der Epidot-Amphibolit-Fazies gehören die meisten der Grüngesteine meines Kartiergebietes an. Als kritische Mineralien treten hystero-gen Albit-Epidot-barroisitische Hornblende auf. In der Prasinit-Unterfazies kann noch Chlorit beständig sein. Die Prasinit-Unterfazies ist vor allem im Bereich der quarzitischen Phyllite und in den hangenderen Teilen der phyllitischen Glimmerschiefer verbreitet. In diesen liegt auch der Übergang zur Granat-Epidot-Amphibolit-Unterfazies, die dann zur echten Amphibolit-Fazies der mesozonalen Glimmerschiefergruppe überleitet. Hier sind gemeine Hornblende und Oligoklas stabil. Albit, Chlorit und die barroisitische Hornblende kommen nicht mehr vor. Dieser Faziesbereich umfaßt alle Schichtglieder der Glimmerschiefergruppe. Die kata- bis mesozonalen Eklogite und Eklogit-Amphibolite gehören der Alpinen Eklogitfazies an, solche Gesteine begrenzen mein Kartiergebiet im Osten.

II. Der tektonische Aufbau des Gebietes

Das geologische Kartenbild wird vor allem durch die jungen, etwa N—S verlaufenden Brüche der Görtschitztal-Störungszone (CLAR 1951 = Norejalinie SCHWINNERS und ihrer Begleiter) bestimmt. Diese Störungen begrenzen drei große tektonische Einheiten:

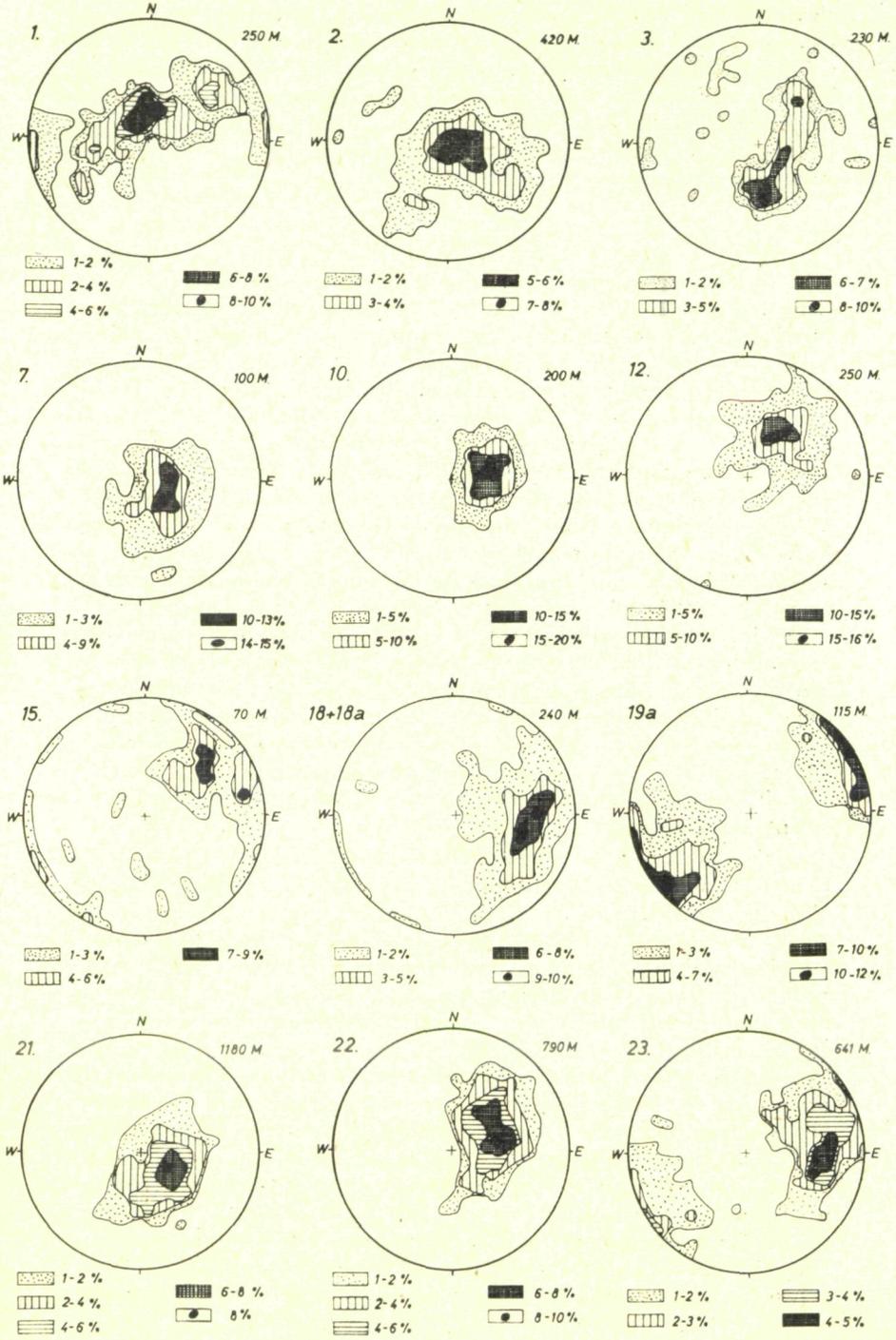
- a) Der Bereich der nicht metamorphen Oberkreide, deren Schichten allgemein SE—NW streichen und nach SW zum Krappfeldgraben einfallen, wird im Osten vom Wietersdorfer Sprung abgeschnitten.
- b) Der Phyllitkomplex wird im Westen durch den Wietersdorfer Sprung, im Osten durch die Görtschitztal-Störungszone und im Süden durch eine Ost-West verlaufende Störung begrenzt. Die Phyllite bilden zwischen dem Löllingtal im Norden und dem Kastraunbach im Süden eine große, flache Aufwölbung, deren Scheitel etwa im Bereich des Müllergrabens liegt. Im Gebiet östlich Lattacher zeichnet sich eine flache Einmündung ab, eine ähnlich schüsselförmige Struktur liegt wahrscheinlich auch im hangendsten Teil der grauen Phyllite, östlich Lorber, vor. Dem Großbild einer flachen und ruhigen Schichtlagerung steht aber im Handstück und auch 10- bis 20-m-Bereich stellenweise eine intensive Spezialfaltung gegenüber.
- c) Die Glimmerschiefer sind als große Schollen im Bereich der Görtschitztal-Störungszone zwischen Phylliten im Westen und Schiefergneisen im Osten eingeklemmt und verkippt (Abb. 2, Profil B u. C). Das Glimmerschiefervorkommen mit den Serpentinien südlich des Löllingbaches gehört zu dem nördlich anschließenden Glimmerschieferkomplex des Plankogels und wird im Westen durch das Bruchsystem der Görtschitztal-Störung, im Südosten durch eine von Mösel nach Lölling verlaufende Störung abgeschnitten. Das N-S-Profil (Abb. 2, Profil A) zeigt deutlich die flache Aufwölbung der Phyllite, während das Profil B die steil verkippten Glimmerschieferschollen erkennen läßt.

Für eine gefügekundliche Analyse wurde das Kartiergebiet in 20 Teilbereiche aufgliedert. Zur statistischen Darstellung der Meßwerte (ca. 2000 s-Flächen, nahezu 1000 Klüfte und ca. 400 Lineare) wurde das SCHMIDT'sche Netz in Verbindung mit dem Polkoordinatennetz (Clausthaler Tektonische Hefte II, Heft 4, 1961) benützt. In den Diagrammen (Tafeln II u. III) ist die Besetzungsdichte pro Flä-

Diagramme von s-Flächenpolen der Phyllit- und Glimmerschiefergruppe und Oberkreidevorkommen sowie Sammeldiagramme der Epi- und Mesozone

- 1 graue Phyllite nördlich Mösel, Bereich Lasante
- 2 graue Phyllite nördlich Mösel, Bereich Lorber
- 3 quarzitische Phyllite östlich Lattacher
- 7 phyllitische Glimmerschiefer östlich Wieting, Bereich Nußbaumer
- 10 quarzitische Phyllite südlich Grünburgerbach, Bereich Hochleitner
- 12 graue Phyllite östlich Wietersdorf, Bereich Gruber
- 15 Oberkreide-Schichten zwischen Wieting und Mösel
- 18+18 a Glimmerschiefer, Bereich Pungater
- 19a Glimmerschiefer, Bereich Wurzer
- 21 gesamte Phyllitgruppe nördlich des Grünburger Baches (Epizone)
- 22 gesamte Phyllitgruppe südlich des Grünburger Baches (Epizone)
- 23 gesamte Glimmerschiefergruppe (Mesozone).

Tafel II



cheneinheit in Prozenten angegeben (aus der Gesamtzahl der für das Diagramm verwendeten Werte errechnet). Von den in THIEDIG 1961 vollständig abgebildeten Diagrammen werden hier einige Beispiele gebracht, dabei gibt die Zahl links oben die Nummer des betreffenden Diagramms an, die Zahl rechts oben die Anzahl der Messungen. Die Diagramme umfassen jeweils homogene, meist durch Störungen begrenzte Meßbereiche von etwa 1 km² Größe.

1. Die s-Flächen

An den s-Flächendiagrammen der Phyllitgruppe fällt die flache Lagerung auf (Diagramme 1, 2, 3, 7, 10). Aus dem Sammeldiagramm 21 (Tafel II) (alle s-Flächen der Epizone nördlich des Grünburger Baches) ergibt sich für das Nordgebiet im SE-Quadranten ein ausgezeichnetes Maximum aller s-Flächen-Polpunkte, das einer Hauptstreichrichtung NE—SW und einem generellen Einfallen nach NW entspricht. Für das Südgebiet ergibt das entsprechende Sammeldiagramm 22 ein Maximum der Epizone im NE-Quadranten. Das entspricht einer SE—NW gerichteten Hauptstreichrichtung und einem Einfallen nach SW. Die Diagramme 1 bis 3 sind Beispiele vom Nordflügel der flachen Aufwölbung, während die Diagramme 10 und 12 zum Südflügel gehören. Das Diagramm 7 liegt etwa im Bereich der Kulmination. Die gemeinsame Sattelachse streicht etwa ESE—WNW. Die Lage der s-Flächen wird z. B. in dem Diagramm 1 entscheidend von den benachbarten Störungen beeinflusst, die sich durch eine Versteilung der s-Flächen bemerkbar machen. Die Diagramme 1 bis 8 geben die Lagerungsverhältnisse der Phyllitgruppe vom Hangenden zum Liegenden wieder (Diagramm 1 u. 2 graue Phyllite, 3 quarzitische Phyllite, 5 phyllitische Glimmerschiefer) und sprechen dafür, daß es sich um eine tektonische Einheit handelt, nämlich Nordflanke und Kulmination der eingangs erwähnten Aufwölbung.

Die s-Flächen aller Glimmerschieferbereiche sind im Diagramm 23 (Tafel II) veranschaulicht. Hier fällt die viel steilere Lagerung gegenüber den Phylliten auf, die durch die Verkippung der Schollen im Bereich der Görtschitztal-Störungszone erklärt wird. Das Diagramm 23 hat ein deutliches Maximum, das einer N—S-Hauptstreichrichtung bei steilem Einfallen nach Westen entspricht. In allen Diagrammen der Mesozone (z. B. 19 a und 18 u. 18 a) machen sich benachbarte Störungen bemerkbar (die Maxima liegen an der Peripherie der Diagramme). In den Diagrammen 1, 18 u. 18 a sind es etwa N—S verlaufende Störungen, in 19 a sind es NNW—SSE, in anderen hier nicht abgebildeten Diagrammen sind etwa NW—SE verlaufende Störungen der Görtschitztal-Störungszone von deutlichem Einfluß auf das s-Flächengefüge. Die aus den Diagrammen ablesbaren Störungsrichtungen stimmen mit den im Gelände kartierten gut überein. Die Gefügediagramme bestätigen die bei der Kartierung gewonnene Auffassung, daß die Glimmerschiefer eingeklemmte Schollen entlang der Görtschitztal-Störung sind. Weiter geben die Diagramme einen Hinweis, welche der benachbarten Störun-

gen den entscheidenden Einfluß auf die Verstellung der s-Flächen ausübte. Das Diagramm 15 (Tafel II) enthält alle s-Flächen der Oberkreide. Man erkennt deutlich das zum Krappfeld gerichtete steile Einfallen der Schichtflächen nach SW.

2. Lineare Elemente

Auf den Schieferungsflächen der Phyllite und Glimmerschiefer sind Lineare als grobe bis feine Runzelung oder Striemung zu erkennen. Es konnte meist nur eine Linearrichtung auf den s-Flächen beobachtet werden. Die Linearmessungen wurden in den Diagrammen 24 bis 28 (Tafel III) dargestellt; die im Gelände eingemessenen B-Achsen der Spezialfalten sind darin enthalten. Das Maximum aller Lineare und B-Achsen streicht um 110° und taucht mit ca. 20° gegen WNW ab (Diagramm 27). Die Lineare der Phyllite im Nord- und Südgebiet (Diagramme 24 und 25) haben ihr Maximum bei $110^{\circ}/10^{\circ}$ NW bzw. $110^{\circ}/20^{\circ}$ NW dicht beieinander und zeigen, daß der ganze Phyllitbereich hinsichtlich der B-achsialen Prägung einem einheitlichen Bauplan angehören dürfte. Außer den Linearen, die bei 110° Streichrichtung den B-Achsen der Spezialfaltung entsprechen, kommen in den Phylliten noch solche mit 20° bis 30° vor, die also senkrecht zur Hauptrichtung verlaufen. Ob diese Lineare einer B-B'-Tektonik angehören, oder ob sie Ausdruck einer anderen tektonischen Gestaltungsphase sind, kann hier nicht gesagt werden. Wegen des geringen Anteils solcher Meßwerte erscheint diese Richtung aber im Diagramm nur angedeutet. Die kataklastischen, jüngeren Verbiegungen im Zusammenhang mit der Bruchtektonik haben ebenfalls eine von dem vorherrschenden Faltenbau abweichende Achsenrichtung.

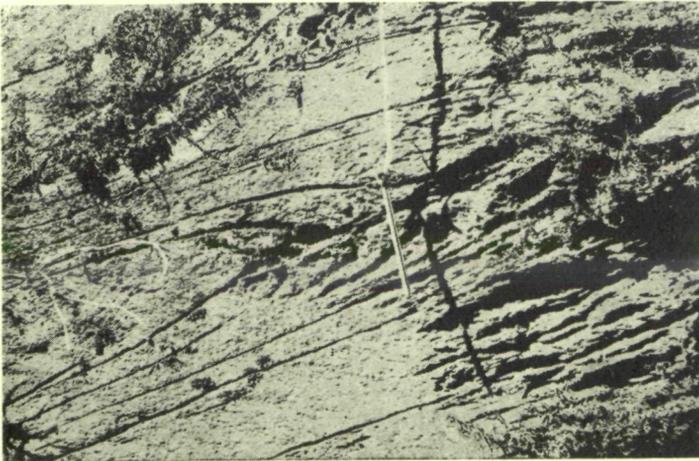


Abb. 11. Liegende Falten in einem feldspatreichen Grünschiefer (Tuff), Voitschklippen nördlich Mösels. B = 110° / flach NW.

Die Lineare der Mesozone (Diagramm 28) fallen steiler ein als die der Epizone und haben ihr Maximum zwischen $100^{\circ}/50^{\circ}$ bis $120^{\circ}/60^{\circ}$ NW.

3. Spezialfaltung

Spezialfaltung kann man in allen Teilen des Profils beobachten. Die meisten der zugehörigen Achsen streichen etwa 110° . Vereinzelt ist im cm-Bereich äußerst intensive Kleinfältelung erkennbar, die sich häufig im Dünnschliff wiederholt und wohl den ganzen Schichtenkomplex erfaßt hat. Oberhalb des Voitschhammers (600 m nördlich Möselhof) sind liegende Falten in einem Tuffabkömmling zu beobachten (Abb. 11), an demselben Aufschluß treten noch Spezialfalten mit schwacher SW-Vergenz auf. Ca. 300 m südlich Hofmüller ist eine Falte sehr gut in einem Staurolith-Granat-Glimmerschiefer aufgeschlossen (Abb. 12).

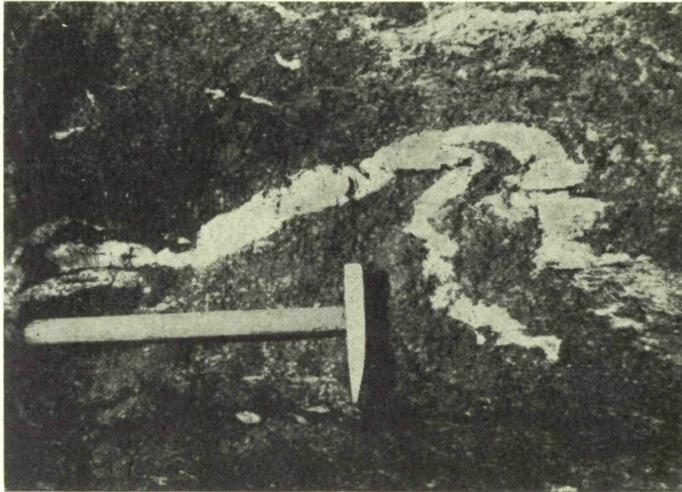
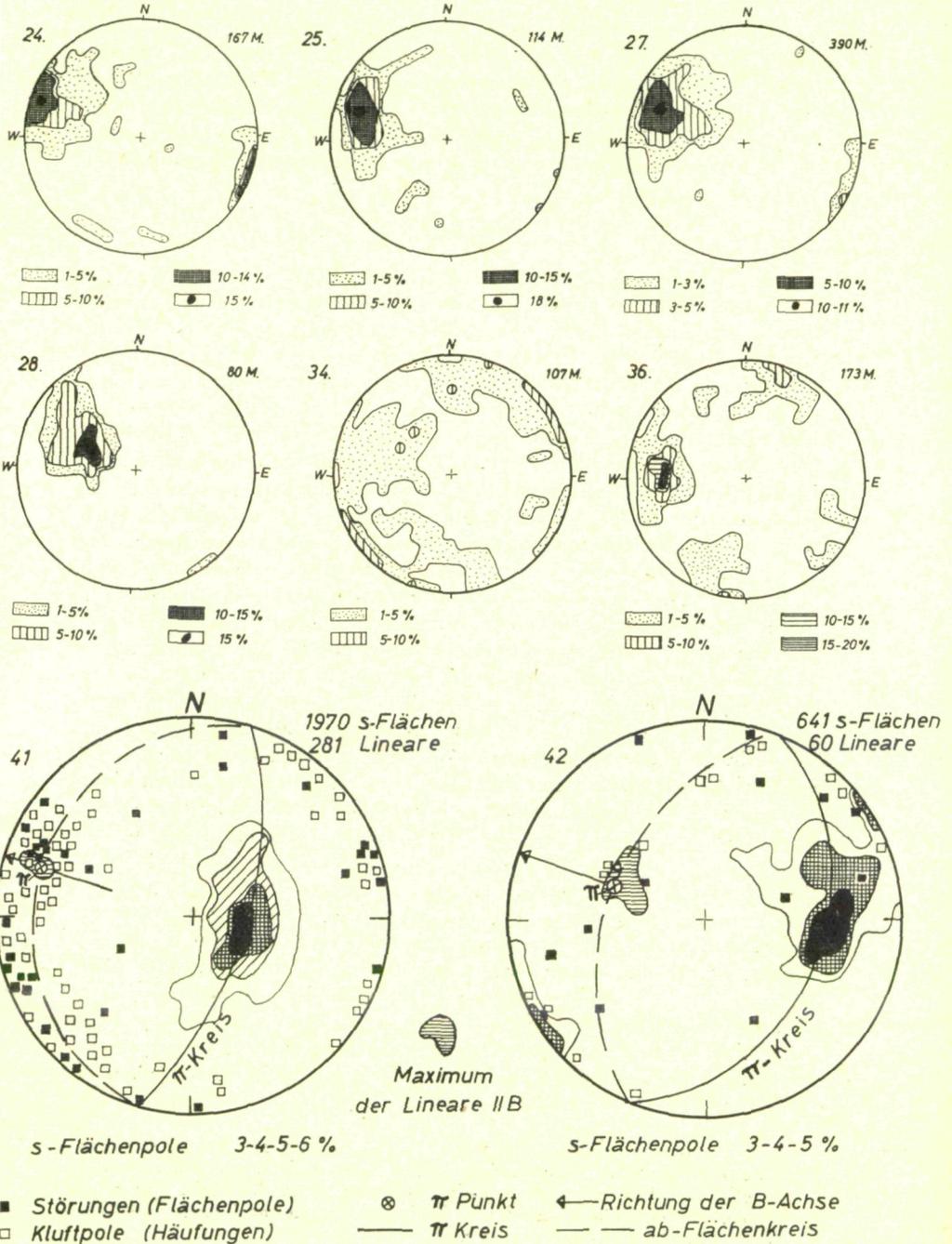


Abb. 12. Spezialfalte in Staurolith-Granat-Glimmerschiefern, südlich Hofmüller. Der während der Faltung eingepreßte Quarz wurde später noch zerschert.

Sammeldiagramme von Linearen und B-Achsen der Epi- und Mesozone, Kluftdiagramme und synoptische Sammeldiagramme

- 24 Phyllitgruppe nördlich des Grünburger Baches
- 25 Phyllitgruppe südlich des Grünburger Baches
- 27 Lineare des ganzen Kartiergebietes
- 28 Lineare der Mesozone (Glimmerschiefergruppe)
- 34 Kluftdiagramm (Flächenpole), Glimmerschiefer-Steinbruch Haunoldmühle
- 36 Kluftdiagramm (Flächenpole), Grünschiefer-Steinbruch bei Kitschdorf
- 41 Synoptisches Sammeldiagramm der Phyllitgruppe
- 42 Synoptisches Sammeldiagramm der Glimmerschiefergruppe

Tafel III



4. Klüfte

Die Kluftdiagramme (z. B. 34 und 36) zeigen nur z. T. ausgeprägte Maxima. Bei den meisten Diagrammen zeichnen sich die Einflüsse der benachbarten Störungen deutlich ab. Die Klüfte können aber dem Gesamtbauplan der Faltung gut zugeordnet werden (Diagramme 41 und 42, Tafel III). Die junge Bruchtektonik hat die Klufsysteme der prä- bis parametamorphen Faltung als Bewegungsflächen benützt.

5. Störungen

Die Bruchtektonik bestimmt als jüngstes Element der Deformation das Kartenbild. Die große und weit über das Kartiergebiet hinausreichende Bedeutung besitzt die Görtschitztal-Störungzone (= Norejalinie SCHWINNERS 1951). Sie verläuft etwa parallel der Lavanttalstörung, die man in N—S-Richtung über mehr als 100 km verfolgen kann. Die Görtschitztal-Störung taucht im Süden aus dem Klagenfurter Becken auf und bildet weiter nördlich den Ostrand des Krappfeldgrabens. In das Kartenblatt tritt diese bedeutende Störungslinie südlich Prailing ein (= Prailingbruch BECKs), sie pendelt im Bereich des Kartenblattes um N—S und verläuft im Norden in meridionaler Richtung weiter. Im Eisenspatbergbau Knappenberg (Hüttenberger Erzberg) spielen Ausläufer der Görtschitztal-Störung eine wichtige Rolle (CLAR 1951). Ein Ableger der Störungzone zweigt bei der Haunoldmühle ab und trennt, in einer Linie östlich Gezeller, westlich Geier über Beck zum Pungater verlaufend, eine große Glimmerschieferscholle ab. Ein weiterer bedeutender Bruch verläuft im Görtschitztal in N—S-Richtung parallel: der „Wietersdorfer Bruch.“ Er trennt die nicht metamorphen Krappfeldsedimente von den Phylliten ab und läßt sich von Klein-St. Paul über Wietersdorf—Wieting bis Mösel im Norden verfolgen. Bei Mösel zerschlägt er sich, Ausläufer erreichen anscheinend beim Pungater die Görtschitztal-Hauptstörung. Nach NE verläuft eine Störungzone über Purkart nach Lölling weiter, wo sie vermutlich im Löllinger Südsprung ihre Fortsetzung hat (v. KAMP und WEISSENBACH 1961⁴). Das ganze Kartiergebiet ist außerdem von vielen kleineren Störungen durchsetzt, die meist parallel zu einer der Hauptstörungen verlaufen. Im Süden machen sich noch etwas größere E—W-Störungen bemerkbar, so im Grünburger Bach und im Kastraugraben. Die meisten dieser kleinen Brüche lassen sich jedoch nicht verfolgen, weil die Versetzungsbeträge viel zu gering sind und sie auch morphologisch nicht in Erscheinung treten. Die Abschiebungen überwiegen, wobei jeweils die westliche Scholle (zum Krappfeld hin) abgesunken ist.

⁴ In der Geologischen Karte (Beilage) ist diese Störung als Grenze Mesozone/Katazone dargestellt. Inzwischen haben die Aufnahmen von Professor SCHONENBERG ergeben, daß die Verhältnisse im Abschnitt Purkart — Hofmüller komplizierter sind und Teile der tiefen Mesozone auch noch östlich dieser Störung vorkommen.

Im südlichen Gebiet lassen sich auch Horste und Gräben erkennen. Überall, wo Vergleiche der Schichtmächtigkeiten mit dem von FRITSCH et. al. 1960 gegebenen Idealprofil für die Saualpe möglich waren, stimmten die angegebenen Werte mit den ermittelten gut überein. Aus den Mächtigkeitsangaben läßt sich beim Pungater ein Versetzungsbetrag von etwa 4000 m berechnen. Im Kreuzungsgebiet der Görtschitztal-Störungszone und der von Mösel nach Lölling verlaufenden Störung liegen hier, kaum 300 m voneinander entfernt, Gesteine der Schiefergneisserie mit Eklogiten neben hangenden Teilen der Phyllitgruppe. Die Störungszonen machen sich morphologisch sehr deutlich bemerkbar. Die Hauptstörung der Görtschitztal-Störung bildet markante Einsattelungen z. B. beim Prailinger, Weißberger, Gezeller, Geier und beim Pungater. Von jedem dieser Punkte kann man die Görtschitztal-Störung über mehrere Kilometer überblicken.

Bei näherer Betrachtung zeigt sich die Görtschitztal-Störung als ein breites Störungsbündel mit z. T. 20 m mächtigen Mylonitzonen und großen eingeklemmten und verdrehten Schollen, die von tektonischen Geröllen jeder Größe begleitet sind. Der Bereich intensiver Gesteinszerüttung erreicht an der Hauptstörung eine Breite von mehr als 100 Meter. Dabei können immer wieder größere Schollenteile auftreten, die in ihrem Inneren geschont, äußerlich aber völlig aufgerieben sind. Marmore, Amphibolite und quarzreiche Glimmerschiefer erweisen sich solchen Beanspruchungen gegenüber als widerstandsfähiger.

Einzelbeispiele aus dem Störungsbereich der Görtschitztal-Störung zeigen die Abbildungen 13 und 14.

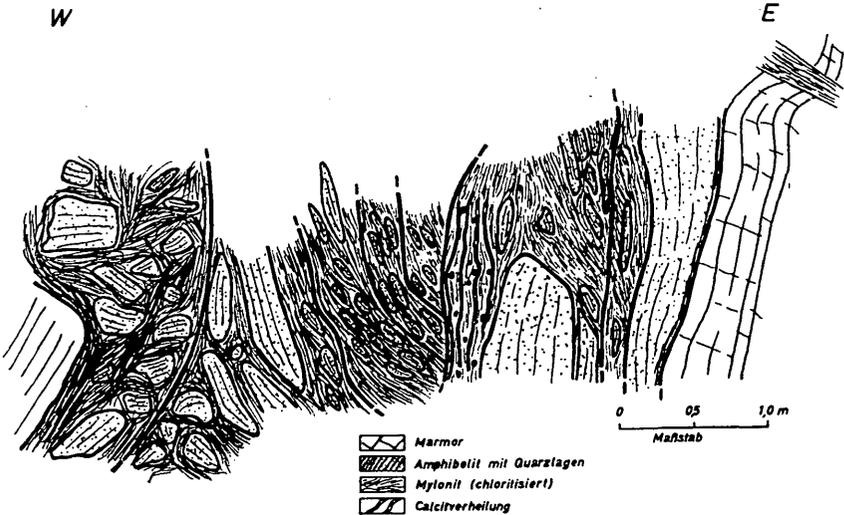


Abb. 13. Ausschnitt aus einer breiten Störungszone der Görtschitztal-Störung am Güterweg östlich Beck, mit Myloniten und tektonischen Geröllen.

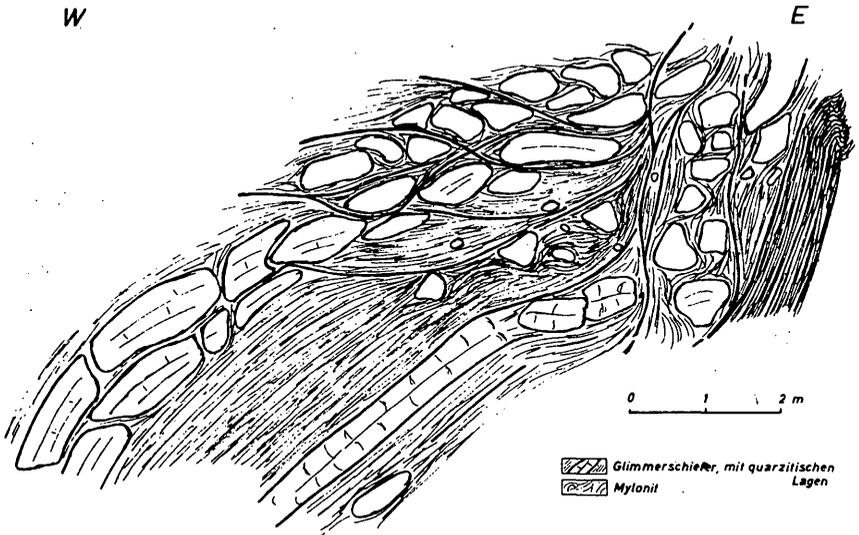


Abb. 14. Beispiel aus dem Störungsbereich der Görtschitztal-Störung, Güterweg östlich Beck (Möselgraben), quarzitische Lagen eines Glimmerschiefers werden völlig aufgelöst.

6. Zusammenfassende Analyse und Beschreibung der synoptischen Sammeldiagramme (Diagramme 41 und 42, Tafel III)

Vereint man alle Gefügedaten in einem synoptischen Sammeldiagramm (für die Phyllitgruppe und Glimmerschiefer getrennt), so ergibt sich ein überraschend einheitliches Bild. In Diagramm 41 liegt das s-Flächenpol-Maximum aller phyllitischen Gesteine auf einem Großkreis, dem π -Kreis, der etwa bei $115^{\circ}/30^{\circ}$ NW seinen Polpunkt (π) hat. Das Maximum der Lineare (parallel zu B) und B-Achsen liegen sehr nahe bei diesem Polpunkt. Aus dem Diagramm ist der flache Bau der Strukturen erkennbar (s-Flächenpol-Maximum liegt nahe dem Mittelpunkt des Diagramms).

Die Polpunkte der Klüfte häufen sich in π , bzw. im Maximum der Lineare, bzw. in B und entsprechen damit den ac-Flächen (= Querklüfte) der Faltenstruktur, während die Kluftpole auf dem ab-Flächenkreis den hkO-Flächen (= Scherklüfte) der Faltung folgen. Die postkristalline Tektonik hält sich teilweise an die vorgegebenen Strukturen und benützt hauptsächlich die Querklüfte als Bewegungsflächen.

Für den Bereich der Mesozozone (Diagramm 42) lassen sich ähnliche Aussagen machen. Hier ist die steilere Lagerung der s-Flächen bemerkenswert. Entsprechend fallen auch die Lineare und B-Achsen steiler ein. Der Polpunkt liegt bei $110^{\circ}/50^{\circ}$ NW, das Maximum der Lineare und B-Achsen liegt ebenfalls zwischen 100° – $120^{\circ}/50^{\circ}$ – 60° NW. Transformiert man die B-Achsen und Lineare der Mesozozone auf die der Epizoone (Kippung um 30°), so stellt man fest, daß nach der Rückführung das Streichen der s-Flächen beider Bereiche annähernd überein-

stimmt (transformierte s-Flächen der Epi- und Mesozone liegen alle auf einem Großkreis). Dies läßt sich in dem Sinne deuten, daß sowohl die Epizone als auch die Glimmerschieferschollen der Mesozone mit ihrer B-achsialen Prägung einem einheitlichen Faltungsakt angehören.

Im Bereich nördlich des Kartiergebietes, nämlich südlich Hüttenberg und ebenso westlich davon im Urtlgraben (unveröffentlichte Kartierung FRITSCH), kann man einen lückenlosen, kontinuierlichen Übergang von phyllitischen Gesteinen zu mesozonalen Glimmerschiefern beobachten (CLAR 1953). Der relativ flache und weit gespannte Faltenwurf der Hüttenberger Mulde zeigt den gleichen Bauplan wie die südlich anschließenden Phyllite meines Gebietes. So beschreiben CLAR (1951) und CLAR und MEIXNER (1953, S. 78) im Westteil des Hüttenberger Bergbaus flache, mit 5° — 10° gegen WNW einfallende Lineargefüge, die mit denen der Epizone südlich davon sehr gut übereinstimmen ($115^{\circ}/20^{\circ}$ NW). Nach Osten hin (in Nachbarschaft der Görtschitztal-Störungslinie) fand CLAR (1953) eine Versteilung der Lineare; die gleiche Erscheinung konnte ich an den isolierten Glimmerschieferschollen entlang der Görtschitztal-Störung beobachten. Schließlich liegen auch im Kern der großen Aufwölbung in der Gegend des Müllerbaches Übergänge von den hangenden Phylliten zu den liegenden Glimmerschiefern ungestört und mit gleichen Linearrichtungen, Achsen- und Schichtstreichen.

TOLLMANN (1959) nimmt für das ganze Gebiet der Gurktaler Alpen einen großzügigen Deckenbau an. Nach seinen Ausführungen soll über einem „Mittelostalpin“ ($\hat{=}$ Gurktaler Kristallin + geringmächtigem Mesozoikum) eine riesige „Oberostalpine“ Decke, bestehend aus Paläozoikum + nordalpinem Mesozoikum, liegen. Auf das hier besprochene Kartiergebiet bezogen, läge entlang der Görtschitztal-Störung der Ostrand dieser „Oberostalpinen“ Decke (hier = Gurktaler Decke). Die Phyllitgruppe würde im Sinne TOLLMANN's dem Paläozoikum der „Oberostalpinen“ Decke entsprechen; sie müßte unter Ausfall von Mesozoikum unmittelbar auf Glimmerschiefern aufgeschoben sein (Glimmerschiefer als Element des „Mittelostalpins“ aufgefaßt). Im Gebiet des Müllerbaches ist aber ein ganz allmählicher Übergang von Phyllit zu Glimmerschiefer aufgeschlossen. Für eine zwischen den Phylliten ($\hat{=}$ „Oberostalpine Decke“) und den Glimmerschiefern ($\hat{=}$ „Mittelostalpine“ Decke) verlaufende Verschiebungsfläche gibt es keinerlei Anhaltspunkte, weder in Form von Diaphthorit- noch von Mylonitzonen. Im Gegenteil sprechen alle Beobachtungen der Tektonik mit ihren einheitlichen Strukturen und dem kontinuierlichen Übergang von Phylliten im Hangenden zu Glimmerschiefern im Liegenden gegen einen solchen angenommenen Deckenbau, der ja alpidisch, d. h. postkristallin sein müßte.

7. Über das Alter der Tektonik und der Metamorphose

Über das Alter der kristallinen Serien wissen wir bisher nur, daß sie älter sein müssen als die Permotrias, da „Grödener Sandsteine“ als

Ältestes über dem Kristallin transgredieren. Die Metamorphose überdauerte die Faltung und ist älter als die Transgression der „Grödener Schichten“. Das Fehlen von Transgressionshorizonten in den schwach oder nicht metamorphen Schichtgliedern des Paläozoikums (Magdalensbergserie, Silur-Devon, siehe S. 23) spricht für eine variszische Orogenese. Die alpidische Orogenese wirkte sich in diesem Raum nur als germanotype Tektonik aus. Das Kristallin der Saualpe sowie Paläozoikum, Mesozoikum und Tertiär des Krappfeldes wurden von einer jungen, tertiären Bruchtektonik überprägt, die z. T. die alten Richtungen der variszischen Orogenese (bevorzugt die ac-Klüfte) benützte.

Zusammenfassung

Am Westrand der Saualpe zwischen Lölling und Klein St. Paul in Kärnten wurden Phyllite und Glimmerschiefer im Maßstab 1 : 10.000 kartiert. Den größten Teil des Kartiergebietes nehmen phyllitische Gesteine ein. Nach dem Prinzip der Leitschichtenkartierung wurde eine Gliederung der Phyllit- und Glimmerschiefergruppe (vom Hangenden zum Liegenden) in Anlehnung an die von FRITSCH et. al. (1960) gegebene Einteilung vorgenommen:

Phyllitgruppe:

- Graue und karbonatische Phyllite
- quarzitische Phyllite
- phyllitische Glimmerschiefer

Glimmerschiefergruppe:

- Äquivalente der St.-Martiner und Zossener Marmorserien
- Serpentinserie des Plankogel
- Hüttenberger Marmorserie

Die wichtigsten Gesteine werden mit kurzen petrographischen Angaben beschrieben. Die Schieferungsflächen einer prä- bis parametamorphen Orogenese liegen \pm parallel zu den stofflichen Grenzen. Der Phyllitbereich bildet eine flache Aufwölbung, deren Kulmination in der Gegend des Müllerbaches liegt, wo als Sattelkern Übergangsgesteine zu den Glimmerschiefern zu beobachten sind. Alle Gefügedaten lassen sich einem einheitlichen Bauplan zuordnen. Die Strukturen werden an Hand von Gefügediagrammen analysiert, wobei sich große Übereinstimmung mit dem Bau des nördlich gelegenen Hüttenberger Kristallinbereichs herausstellt. Elemente der bedeutenden meridionalen Görtschitztal-Störungzone (= Noreja-Linie SCHWINNERS) wurden auf einer Länge von ca. 9 km untersucht; in dieser liegen die Glimmerschiefer-Vorkommen als eingeklemmte Schollen.

Anhaltspunkte für einen Deckenschub, wie er von E. HABERFELNER (1937) und TOLLMANN (1959) angenommen wird, konnten nicht gefunden werden. Mineralfazial entsprechen die hangendsten Partien der Phyllite der Grünsteinfazies, die quarzitischen Phyllite zeigen Epidot-Amphibolit-Fazies (meist prasinitisch). Die Glimmerschiefergruppe ist in die Amphibolitfazies einzustufen.

Von mineralogischem Interesse sind Korundfunde aus dem Reaktionsbereich eines Serpentin körpers, die in Zusammenhang mit einem „klassischen“ Mineralvorkommen von über 5 cm großen Granatkristallen gemacht wurden. Über den präkristallinen Zustand der Serienglieder kann man aussagen, daß bei den Phylliten und bei den Glimmerschiefern die sandig-tonigen Gesteine überwiegen; sie werden von kalkigen und kalkig-mergeligen Einlagerungen begleitet (FRITSCH et al. 1960). Sie stellen vermutlich die Füllung einer variszischen Geosynklinalen dar. Der initiale Magmatismus hat besonders im Bereich von Klein-St. Paul mächtige Diabase und Diabastuffe bis -tuffite gefördert, die teilweise auch von einem Vulkanismus mit intermediärem Chemismus begleitet waren.

Dieser Geosynklijalraum wurde variszisch gefaltet und einer Regionalmetamorphose unterworfen.

Schrifttum⁵:

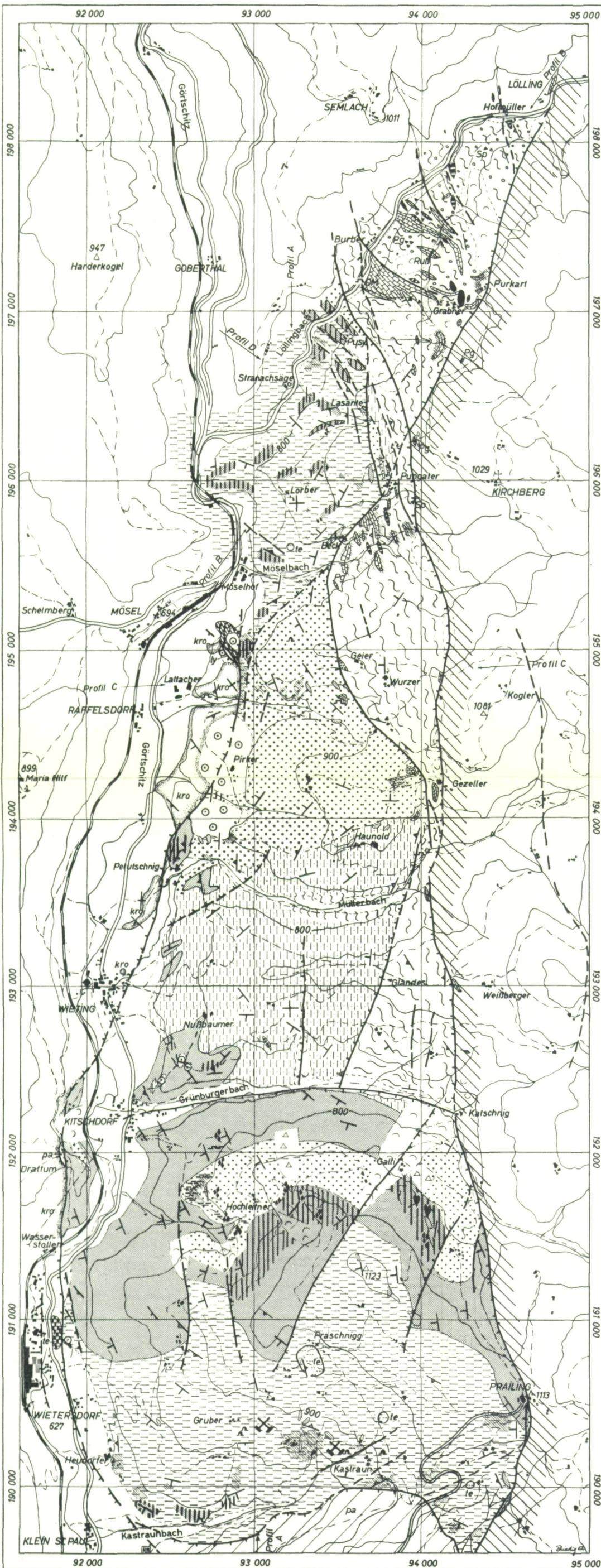
- BECK, H.: Aufnahmsbericht über Blatt Hüttenberg-Eberstein. Verh. Geol. B. A., Wien 1923.
- Clausthaler Tektonische Hefte, Heft 4, Statistische Methoden in der Tektonik II, Clausthal-Zellerfeld 1961.
- CLAR, E.: Über die Verbiegung von Faltenachsen am Hüttenberger Erzberg. Der Karinthn, Knappenberg in Kärnten, Folge 23, 1953, S. 260—264.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. u. SCHÜNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) I. — Carinthia II, 70., 1960, Klagenfurt 1960.
- FRITSCH, W.: Saure Eruptivgesteine aus dem Raum nordwestlich von St. Veit an der Glan in Kärnten. Geologie, 10., Berlin 1961, S. 67—80.
- KAMP, H. v. und WEISSENBACH, N.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), II, Das Gebiet zwischen Erzberg, Hohenwart und Geyerkogel. Carinthia II, 71., Klagenfurt 1961, S. 5—40.
- KÜHN, O.: Die Rudistenfauna von Wietersdorf in Kärnten. Carinthia II, 70., Klagenfurt 1960, Heft 1, S. 47—50.
- PAPP, A. u. KÜPPER, K.: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein Sankt Paul (Kärnten). I—IV. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Abt. 1. I bis III 1953, S. 31—48, 62—82, 343—357, IV 1955, S. 317—334.
- SCHILLIG, D.: Morphologische Untersuchungen im Löllinggraben (Kärnten). Unveröff. Zulassungsarbeit für das höhere Lehramt, Tübingen 1962.
- STREHL, E.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), IV, Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. Carinthia II, 72., Klagenfurt 1962.
- THIEDIG, F.: Geologische Neuaufnahme des Gebietes zwischen Lölling und Klein St. Paul (Westrand Saualpe, Kärnten). Diplomarbeit, Tübingen 1961.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 10., 1959, S. 3—62.

Anschrift des Verfassers:

Dipl.-Geologe Friedhelm Thiedig, 74, Tübingen, Geologisches Institut der Universität.

⁵ Weiteres Schrifttum vergleiche: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) I und II, Carinthia II, 70/71, Klagenfurt 1960/61.

Beilage zu F. THIEDIG: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), Teil III



GEOLOGISCHE KARTE
des
SAUALPENGEBIETES

zwischen Lölling und
Klein St. Paul / Kärnten

Maßstab ca. 1 : 25 000

- | | |
|--------------------|--|
| Quartär | <ul style="list-style-type: none"> Ältere Terrassenschotter, verlehmt Grobe Hangschuttbedeckung Rutschungen u. Fließerden Lateritische Roterdeböden Jungtertiär |
| Anchimed. | <ul style="list-style-type: none"> Oberkreide ungliedert Trias, Wettersteindolomit? bei Wietersdorf Magdalensbergserie (Ordov.-Dev.) Lydit bei Mösel |
| Epizone | <ul style="list-style-type: none"> Marmor feinkristallin, blaugrau bei Mösel Graue Phyllite, mit karbonat. Lagen (meist Tuffe u. Tuffite) Quarzitische Phyllite, mit karbonat. Bereichen Phyllitische Glimmerschiefer ± Granat Graphitreiche Lagen Magnetitreiche Lagen Grünschiefer (Tuff u. Tuffit) bis Norzite (Metadiabase) Feldspatreiche Grünschiefer z.T. Kristalltufflagen |
| Epi- u. Mesozone | <ul style="list-style-type: none"> Karbonatische Bereiche (Übersignat) Kalk- u. Dolomitmarmor (DM) Quarzit |
| Mesozone | <ul style="list-style-type: none"> Glimmerschiefer ± Granat Staurolith - Granat - Glimmersch. Serpentin lose Blöcke ▲▲ und Randgesteine Amphibolit Pegmatit |
| Kata- bis Mesozone | <ul style="list-style-type: none"> Schiefergneise (ungegliedert) u. andere katazonale Gesteine |
| | <ul style="list-style-type: none"> Alte Bergbaue (Pb, Ag) Stollen, Schürfe Steinbrüche |
| | <ul style="list-style-type: none"> Störungen, gesichert " , vermutet |
| | <p>Einfallen:</p> <ul style="list-style-type: none"> ~0° <45° >45° ~90° |
| | <p>0 500m 1km</p> |

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Carinthia II](#)

Jahr/Year: 1962

Band/Volume: [152_72](#)

Autor(en)/Author(s): Thiedig Friedhelm

Artikel/Article: [Die geologische Neuaufnahme des Saualpen- Kristallins \(Kärnten\) III. Die Phyllit- und Glimmerschieferbereiche zwischen Lööling und Klein St. Paul \(mit 3 Tafeln, 14 Abbildungen und 1 Kartenbeilage\) 21-45](#)