

- (20) THURNER, A.: Die tektonische Stellung der Reiflingerscholle und ähnlicher Gebilde. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., Bd. 84, Graz, 1954, S. 187.
- (21) KÜPPER, H.: Zur Diskussion über die Decken-Tektonik der nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1956, S. 227.
- (22) ROSENBERG, G.: Einige Beobachtungen im Nordteil der Weyerer Struktur (Nördliche Kalkalpen und Klippenzone). — Sitzber. Österr. Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 164. Bd., 3. Heft, Wien 1955, S. 145.
- (23) ROSENBERG, G.: Zur Deckengliederung in den östlichen Weyerer Bögen, Nördliche Kalkalpen. — Sitzber. Österr. Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 8. Heft, Wien, 1955, S. 525.
- (24) ROSENBERG, G.: Vom Süden der Weyerer Bögen, Nördliche Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1957, S. 213.
- (25) ROSENBERG, G.: Die „Teufelskirche“ bei St. Gallen (Steiermark). — Verh. Geol. B.-A., 1958, S. 90.
- (26) ROSENBERG, G.: Der Schieferstein in der westlichen Weyerer Struktur, Nördliche Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1959, S. 92.
- (27) ROSENBERG, G.: Die Stubau-Falkensteingruppe bei Weyer, Nördliche Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1960, S. 32.
- (28) RUTTNER, A. und WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. Tektonische und mineralogische Untersuchungen. — Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 48. Bd., 1955, R. v. KLEBELSBERG-Festschrift, Wien, 1957, S. 221.
- (29) METZ, K.: Lehrbuch der Tektonischen Geologie; Stuttgart, 1957.
- (30) HEISSEL, W.: Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50. Bd., 1957, Wien, 1958, S. 95.
- (31) SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. — Jahrb. Geol. B.-A., 1959, S. 193.
- (32) ZEIL, W.: Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. — Zs. Deutsch. Geol. Ges., Hannover, Jahrg. 1959, Bd. 111, S. 74.
- (33) PREY, S., RUTTNER, A. und WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — Verh. Geol. B.-A., 1959, S. 201.

Das Kristallin zwischen Tassenbach und Obertilliach, Osttirol, und seine Metamorphose

VON PETER PAULITSCH, Berlin-Charlottenburg
mit 2 Tafeln III, IV

I n h a l t

1. Seriengliederung — 2. Mikroskopische Untersuchung — 3. Die metamorphe Fazies und isocheme Metamorphose — 4. Die metamorphe Fazies und allocheme Metamorphose — 5. Das Gefüge im Bereich Dünnschliff bis Handstück — 6. Das Gefüge im Bereich Handstück bis Profil — 7. Zur Morphologie — 8. Erzminerale und Exkursionen — 9. Zusammenfassung

Das behandelte Kristallin ist ein Teil des Unterbaues der Karnischen Alpen, der von Sillian bis Nötsch streicht und im Norden die Basis der Lienzer Dolomiten bildet. Es erstreckt sich von Tassenbach im Westen bis zum Gärbergraben östlich Obertilliach und überschreitet nach Süden an keiner Stelle die Straße Kartitsch-Leiten-Obertilliach. Nur westlich St. Oswald überquert das Kristallin den Gaibach und zieht bis vor Sillian hin. Die Nordgrenze bilden die Grödener Sandsteine bei Morgenrast und Rauchkofel, Triaskalke bei Auenbach und Spitzenstein.

Die fehlende Pétrographie und Petrologie dieses Gebietes veranlaßte die folgenden Untersuchungen. Sie schließen sich unmittelbar an die Ergebnisse der

Begehungen von H. HERITSCH und P. PAULITSCH (1958) sowie von E. NEUWIRTH (1954) an, die im Osten dieses Kristallins im Raume Birnbaum bis Pressegger-See bekannt wurden. Auf der Grundlage der Aufnahme von G. GEYER (1902) im Raume Sillian, konnte eine eingehende Gliederung der Stoff-Karte und der Baues dieser Gesteine gewonnen werden.

Für die Anregung und Ermöglichung der Geländeaufnahmen möchte ich Herrn Professor Dr. H. HERITSCH und Professor Dr. H. KÜPPER auch an dieser Stelle bestens danken.

Herr Dr. E. SY hat an der Ausarbeitung der Dünnschliffe im Rahmen eines Stipendiums an der Technischen Universität Berlin mitgewirkt. Hierfür möchte ich ihm herzlichst danken.

Die Begehungen wurden im Sommer 1954/1955 anhand der Karte 1:25.000 ausgeführt. Das Kristallin ist in der Wald- und Felsregion gut aufgeschlossen. Im Almgebiet mußten allein Lesesteine Auskunft geben. Die zahlreichen aufgesammelten Gesteinsproben wurden im Dünnschliff und am Universal-Drehtisch untersucht.

1. Seriengliederung

Eine Zusammenschau der Darstellungen über das Kristallin im Raume Tassenbach / Obertilliach nach GEYER (1902) sowie der Erläuterungen über das Kristallin im Raume Birnbaum—Hermagor nach H. HERITSCH und P. PAULITSCH (1958) mit dem nunmehr bearbeiteten Bereich führt zur folgenden Aufstellung einer Seriengliederung.

Von Nord nach Süd treten folgende Gesteinsgesellschaften auf:

Bereich: Obertilliach—Tassenbach GEYER (1902) P. PAULITSCH (1959)	Bereich: Birnbaum—Grafendorf H. HERITSCH (1958)	Bereich: Reißkofelrinne—Hermagor P. PAULITSCH (1958)
Serie II b. Granat-Chlorit-Muskovit- schiefer Glimmerschiefer Quarz-Glimmerschiefer Serizitschiefer Quarzit Glimmerquarzite Schiefergneis Amphibolit Biotitamphibolit Hornblendegarbenschiefer Fazies: II/I—I/IV/1	II b. Granat-Glimmerschiefer Zweiglimmerschiefer Glimmerquarzite Granat-Schiefergneis Zweiglimmergneis Augengneis T. Dellach Chloritoidschiefer Fazies: II/I—I/IV/1	II b. Granat-Glimmerschiefer Serizit-Quarzite Schiefergneis Augengneis T. Dellach Fazies: II/I—I/IV/1
II a. Phyllitische Fazies fast fehlend	II a. Phyllit und Diaphthorit Quarzphyllit Chloritphyllit Chlorit-Albitphyllit Chloritserizitphyllit	II a. Phyllit Diaphthorit Quarzphyllit Chloritphyllit Graphitphyllit Chloritserizitphyllit Graphit-Granatquarzit

Glimmerquarzite	Quarzite mit Hornblende Biotit, Muskovit Chlorit Mylonite
Glimmerschiefer mit Querbiotit	Plagioklas-Phyllite Phyllonite Schiefergneise Amphibolite
Schiefergneise Amphibolite Albit-Chloritschiefer	Diabasschiefer Albit-Chloritschiefer Serizit-Chloritschiefer Kalke und Bändermarmor Gabbro-dioritische Eruptiva
Fazies: I/II/1—I/IV/1	Fazies: I/II/1—I/IV/1

I b 1.

Augengneise, massig o. geschief. z. T. T. Dellach
Pegmatitgneise
Biotitgneise, grob-, feinkörnig
streifig
Granat-Biotitgneise
Schiefergneise
Chloritgneise
Staurolith-Granat-Disthen-
Gneise
Zweiglimmerschiefer
Staurolith-Granat-Disthen
Quarzite mit Biotit, Chlorit,
Graphit
Fazies: II/II—I/IV/1

I b 2.

Region westl. Dorfberg
Glimmerschiefer, grobschuppig
Quarzite

I a.

Staurolith-Granat-Glimmer-
schiefer mit Paragonit
Staurolith-Granatgneis

Staurolith-Granat-Glimmer-
schiefer
Staurolith-Granatgneis
Schiefergneise
Augengneise T. WETZMANN
Amphibolit
Fazies: II/II

Nicht ausgebildet

Fazies: II/II

—

Südrand:

Anchimetamorphe
Tonschiefer
grüne Quarzschiefer
Ph und Kalke nach
GEYER (1902)

Anchimetamorphe
Tonschiefer
Ph nach GEYER (1902)

Tonschiefer
Grauwacken und Quarzite
s. GEYER (1902)

Aus dieser zusammenfassenden Tabelle ist zu entnehmen, daß im Westen die Serie mit den Staurolith führenden Gesteinen überwiegt, während im östlichen Kristallin im Raume Hermagor die phyllitische Fazies zunimmt. Zugleich kann die große Mannigfaltigkeit dieses Kristallins im Streichen wie im Normalprofil ersehen werden.

In der Karte konnte die Wechsellagerung der Quarzite mit den Glimmerschieferbänken nicht unterschieden werden. Sie schwanken in ihrer Mächtigkeit von Dezimeter bis zu wenigen Metern. Aus demselben Grunde fehlt auch die Trennung der mächtigen Augengneise von den feingeschiefertem Biotitgneisen. Die Ausscheidung der Chloritgneise basiert auf Dünnschliffbefunden.

Allgemein liegen im Raume nördlich Obertilliach überwiegend Augengneise, in die Quarzite, Glimmerschiefer und Schiefergneise eingeschaltet sind. Die Augengneise haben Biotitvornacht, selten tritt als dunkler Gemengteil Chlorit in gleicher Menge hinzu. Daneben Granat und Staurolith im Millimeterbereich; öfter rostig verwitternd; mit flaseriger oder augiger, perliger Textur. Es gibt feinkörnige (\varnothing 2 mm) und grobkörnige (\varnothing 10 mm) Gneistypen.

Auch bei den Quarziten wechselt die Menge von Biotit und Chlorit. Graphit-quarzite sind die taube Grenze zu Siderit-Milchquarzgängen.

Unter den eingeschalteten Zweiglimmerschiefern gibt es fein- und grobschuppige, mit gelegentlicher Granat-, Staurolith- und seltener Disthenführung. Diese Glimmerschiefer sind aber abzutrennen von jenen an der Nordgrenze des Kristallins, z. B. von jenen bei St. Oswald.

Auch die eingelagerten Schiefergneise können Staurolith-, Disthen- oder bis 1 cm große Granate führen. Über die Gneisarten im Kärntner Raum kann auf die Untersuchung von H. HERITSCH (1948) verwiesen werden.

Diaphthoritische Granat-Glimmerschiefer mit Chloritformrelikten sind besonders deutlich westlich des Ochsengartens, 1704 m, beobachtbar.

Die Detailaufnahmen des Gärbergrabens ließ sehr gut den Charakter dieses ganzen Gesteinskomplexes erkennen. In massigen, gelegentlich auch gut geschieferten mittelkörnigen Augengneisen liegen metamorphe Sedimente. Diese sind bankige und plattige Quarzite und Glimmerschiefer, die vereinzelt Granat führen.

Zu erwähnen ist noch ein quergreifender Gangmylonit im Zentimeterbereich, der auf 2200 m südöstlich Golzentipp gefunden werden konnte. In diesem kleinen schwarzen Gang, der mit unebener Begrenzung aber scharf gegen den umhüllenden Schiefergneis absetzt, findet sich u. d. M. ein schwarzes nicht auflösbares Grundgewebe, in dem Bruchstücke von Quarz (\varnothing 0,01—0,2 mm) und getrübe Feldspäte erkennbar sind. Gangmylonite vom Ostabschnitt dieses Kristallins bei Hochwart, nördlich Waidegg, sind vom Berichterstatter (1952) beschrieben worden.

Drei Abschnitte können als Schema für dieses Kristallin unterschieden werden.

Von Obertilliach bis zum Dorfberg: Vorherrschen der Gneise, mit Augen- und Pegmatitgneisen, Granat, Staurolith und Disthen.

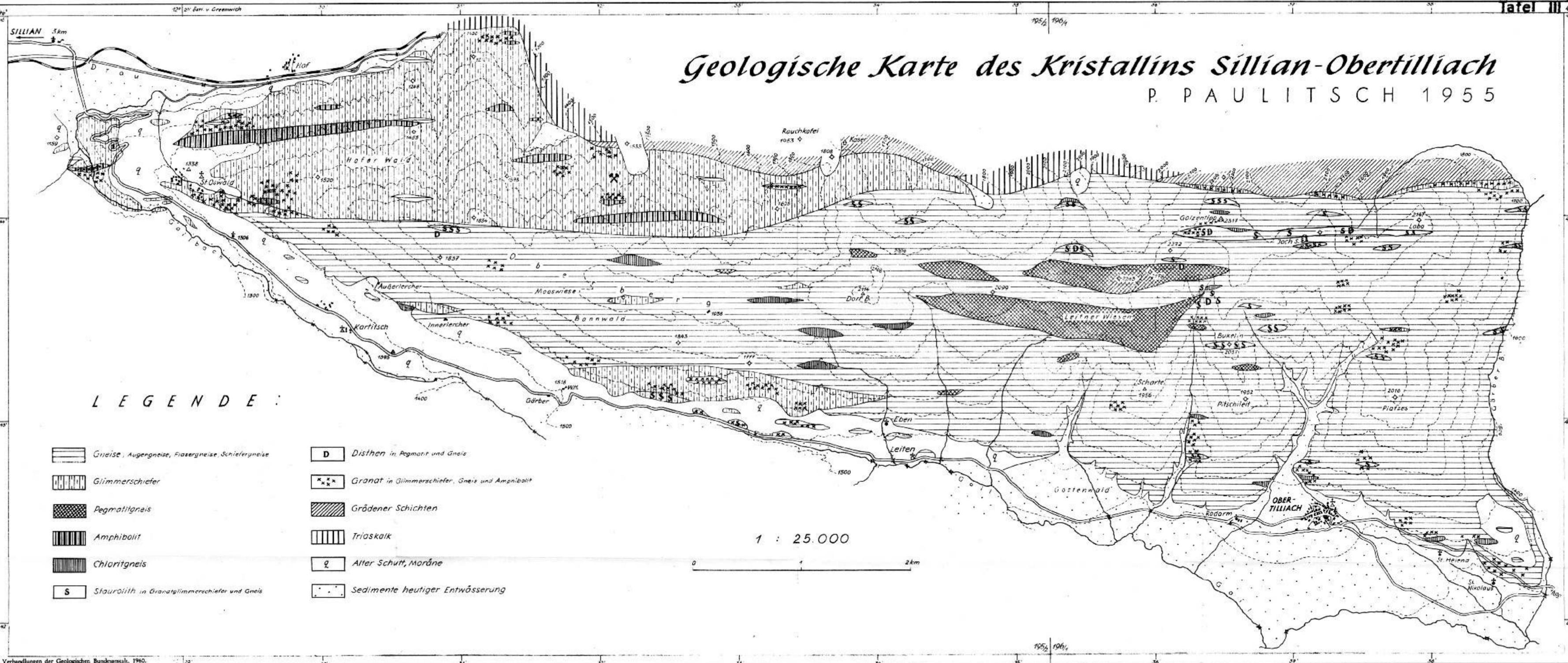
Vom Dorfberg bis St. Oswald Zunahme von Paragneisen und Glimmerschiefer mit Granat.

Vom Gailbach bis zum Auenbach: Quarzglimmerschiefer mit massigen Amphibolitbänken, Granat.

Die Verteilung der Pegmatitgneise ist auf die östliche Hälfte dieses Kristallins beschränkt. Sie bilden den Kern der Ortho- und Pargneis-Serie. Hinweise auf

Geologische Karte des Kristallins Sillian-Obertilliach

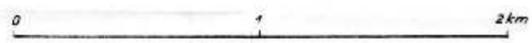
P. PAULITSCH 1955



LEGENDE:

- | | | | |
|---|--|---|---|
|  | Gneise, Augergneise, Fasergneise, Schiefergneise |  | Disthen in Pegmatit und Gneis |
|  | Glimmerschiefer |  | Granat in Glimmerschiefer, Gneis und Amphibolit |
|  | Pegmatitgneis |  | Grödener Schichten |
|  | Amphibolit |  | Triaskalk |
|  | Chloritgneis |  | Alter Schutt, Moräne |
|  | Staurolith in Granatglimmerschiefer und Gneis |  | Sedimente heutiger Entwässerung |

1 : 25.000



Minerale mit leichtflüchtigen Bestandteilen sind selten. Turmalin tritt nur vereinzelt auf und nur in kleinem Bereich Pegmatit und Disthen.

Mit ANGEL (1954) können unterschieden werden:

1. Exogene Pegmatite, abgespalten aus dem Intrusiv und in kühlere Hüllschiefer als Ganggesteine intrudiert. Hierbei ist der An-Gehalt der Plagioklase im Pegmatit verschieden von jenem der Plagioklase in den Hüllschiefern. Allgemein sind die Pegmatite reich an Mineralien mit leichtflüchtigen Bestandteilen, z. B. Turmalin.

2. Endogene Pegmatite, vom Intrusiv abgespalten, doch im wesentlichen am Orte geblieben. Der An-Gehalt der sauren Plagioklase stimmt mit dem der Plagioklase im Muttergestein überein. Mineralien mit leichtflüchtigen Bestandteilen sind selten.

Dazu gehören Pegmatoide, Blasenschwärme, Venite, Phlebite. Nach diesen Merkmalen gehören die vorliegenden Pegmatite zu den endogenen Pegmatiten. Gemeinsam mit den Orthogneisen haben sie diaphoritische Züge erhalten.

Ein Versuch, diesen Stoffbestand in anderen Gebirgen wiederzufinden, führt zunächst an die östliche Fortsetzung des Gailtal-Kristallins und mit KAHLER (1953) in das Kristallin südlich des Klagenfurter Beckens.

Ähnlicher Stoffbestand findet sich auch in der nördlichen Grauwackenzone wieder.

Hinsichtlich der Altersfrage kann auf die neuen Arbeiten und Ergebnisse von E. CLAR (1953) und FRITSCH (1957) über Paläozoikum im Raume Hüttenberg, von K. METZ (1953) im Bereich der Grauwackenzone und F. HERITSCH (1936) verwiesen werden.

2. Mikroskopische Untersuchung

Aus der Dreiecksdarstellung (D 1 auf Tafel II) über die Ergebnisse der Dünnschliffuntersuchung ist die Stoffabhängigkeit des Auftretens der Gemengteile Granat und Staurolith ersichtlich. Granat führende Gesteine (O) besitzen auch mehr Feldspat, Granat und Staurolith führende Gesteine (5) besitzen mehr Glimmer und weniger Feldspat. Die Projektionspunkte der Gesteine ohne diese Nebengemengteile (.) aber streuen stark.

Zur Stoffabhängigkeit von Staurolith soll auf eine Beobachtung hingewiesen werden. In einer massigen Orthogneisbank im Gärbergraben, 1560 m (N 70 O, 60 S), liegen mehrere Dezimeter mächtige glimmerreiche Lagen. An der Grenze dieser beiden Gesteinsbereiche tritt Staurolith in prismatischen dunkelbraunen Stengeln (3×10 mm) auf. Diese Beobachtungen passen gut zu dem Bild, das erst in jüngster Zeit über die Bildungsbedingungen von Staurolith erarbeitet wurde; S. MATTHES (1954). Einmal sind es die stofflichen Bedingungen als Tonerde-Überschußmineral und damit das Auftreten in glimmerreichen Lagen, zum anderen ist es meist Wachstum nach der Verformung des Gesteins, somit Entstehung von einschlußreichen Idioblasten, als indirektes Stressmineral.

Der Mineralbestand:

Reiner Mikroklin ist in den Gneisen selten, meist zwischen 5—15 Vol% bei der mittleren Korngröße von $0,3 \times 0,2$ mm. Die U-Tischmessungen ergeben Verzwillingung nach dem Albitgesetz, wie es die Paragenese auch erwarten läßt. Die Achsen der Quarze im Mikroklin liegen meist regellos; nur einige liegen am Fersmannkreis.

Perthit findet sich häufig in folgender Ausbildung: Faserperthit gelegentlich; Aderperthit selten; Haufenperthit häufig; Schachbrettalbit am häufigsten in xenomorphen Umrisen. Die Körner führen Biotit und falsche Fülle und sind damit jüngster Gemengteil. Der größte Teil dieser Albitbildung ist als inneres Entmischungsprodukt und nur ein geringerer Teil als von außen an das Korn herangeführt anzusprechen.

Albit tritt weiter noch mit 5 An% als Rundling oder in xenomorphen Großkörnern bis 3 mm \varnothing , auch das gefaltete s einschließend, auf; zudem noch in mittelkörnigen ($\varnothing=0,2$ mm) xenomorphen, getrübten, nur selten verzwilligten Individuen mit 5—10% An.

Oligoklas-Albit vorwiegend zwischen 10—20% An ist verbreitet, polysynthetisch nach (010) verzwilligt. Die mittelkörnigen Individuen ($\varnothing=0,2$ mm) zeigen echte getrübte Füllung, öfter wird auch postkristalline Kornbiegung auf (010) beobachtet; selten sind sie inverszonal und klar zwischen 18—22 An%.

Quarz findet sich in verschieden stark undulösen Körnern im Gefüge. Die Quarze in den Perthiten sind im allgemeinen weniger undulös. Gelegentlich finden sich myrmekitische Randquarze.

Biotit: c = b = häufig rotbraun, selten sepiabraun. Zahlreich sind pleochroitische Höfe, die kleine Zirkone ummanteln. Mehrfach tritt Erzsaubildung, gelegentlich nur Parallelverwachsung mit Pennin auf (0,5 \times 0,1 mm).

Chlorite sind meist Klinochlor oder Pennin. In den Granatpseudomorphosen nach den optischen Eigenschaften Klinochlor und seltener Prochlorit.

Hornblende in den Gneisen meist kurzprismatisch 0,3 \times 0,2 mm; z = b mittelgrün, a = gelbgrün. z/Z = 20°. In den Amphiboliten z = b mittelgrün bläulich, a = gelbgrün; z/Z = 18°, meist in langprismatischen 0,5 \times 0,15 mm Stengeln.

Granat tritt in kleinen einschlußfreien idiomorphen Körnern 0,06 \times 0,08 mm vorwiegend in Gneisen auf. Als Atollgranat (0,5 \times 0,3 mm) mit zahlreichen Einschlüssen meist in Glimmerschiefern und in gelängten, postkristallin deformierten, z. T. chloritisierten Körnern (0,4 \times 0,2 mm).

Staurolith findet sich in 6 \times 2 mm großen idiomorphen Prismen, die zahlreiche Einschlüsse führen, somit nach der Gesteinsverformung gebildet. Er tritt besonders in glimmerreichen Feinlagen der Flasergneise auf. In den Glimmerschiefern kommt es zur Umwandlung bis zu serizitischen Kornformrelikten.

Disthen tritt in Glimmerschiefern, Gneisen und Pegmatoiden in 1 \times 3 mm bis zu 5 cm langen Stengeln auf. Diese sind einschlußfrei und zeigen keine sekundären Umwandlungen; selten nur Verbiegungen.

Turmalin tritt in kleinen Stengeln in den Glimmerschiefern, selten aber in einzelnen Großkörnern, in Pegmatiten auf.

Titanit wird an Ilmeniträndern in den hellen Gneisen beobachtet.

Siderit selten in den Quarziten.

Das Altersverhältnis zwischen Kornwachstum und Verformung ist in diesem Kristallin sehr ungleich.

Auf prä-kristalline Verformung weist hin:

Das von Quarz und Glimmer gebildete, gewellte und gefaltete s wird von den Albiten eingeschlossen.

Atoll-Granat schließt gewellte Gefüge ein, desgleichen Staurolith, Biotit als (ac)-Biotit;

Postkristalline Deformation zeigen die Oligoklasse in Form von Kornverbiegung auf (010); Quarz in Form von kontinuierlicher gesetzmäßiger

Undulation. Staurolith wird in Glimmerschiefer verformt und serizitisiert. Disthen gebogen; Granat chloritisiert, Glimmer zeigt Undulation.

Idiomorpher Kleinkorn-Granat ist als Einschluß in Feldspäten mechanisch gepanzertes Relikt. In ähnlicher Weise ist Granat auf der Oberfläche von Quarzlagen erhalten geblieben.

Inwieweit diese Erhaltung stoffabhängig ist, ist zu untersuchen.

Insgesamt betrachtet, ist demnach die Metamorphose polyphas. Die Verteilung der post- und präkristallin verformten Gesteine ist uneinheitlich. Eine zusätzliche Stoffabhängigkeit wird aus den Beobachtungen wahrscheinlich. Nur Natron führende Gesteine können junge Albit-Rundlinge ausbilden und eine präkristalline Verformung verheilen.

3. Die metamorphe Fazies und isocheme Metamorphose

Die Staurolith und Disthen führenden Gesteine gestatten am leichtesten die Einstufung in die Fazies. Nach ANGEL (1940) entsprechen sie der Fazies II/II, der Staurolith-Almandinschiefer-Fazies.

Neuerdings hat FRANCIS (1956) diese Fazies im schottischen Kristallin in eine Subfazies unterteilen können. Die Art der Disthenreaktion konnte als Merkmal verwendet werden.

1. $3 \text{ Staurolith} + 2 \text{ Quarz} \rightarrow \text{Almandin} + 5 \text{ Disthen} + \text{Wasser}$

2. $\text{Muskovit} + \text{Quarz} \rightarrow \text{Kalifeldspat} + \text{Disthen} + \text{Wasser}$

In den untersuchten Gesteinen tritt Disthen mit Granat auf. Diese Gesteine zeigen demnach die 1. Subfazies. Mit TURNER (1958) können die Gesteine in die Fazies 8a und 8b eingereiht werden. Auch die Metabasite weisen auf Grund der Art der Hornblende und des An-Gehaltes ihrer Plagioklase in die mesozonale-Amphibolit-Fazies II. Die abklingende und z. T. diaphthoritische sekundäre Kristallisation der hellen und dunklen Gesteinsarten führt lokal zur Granatumsetzung in Chlorit und zur Perthitisierung und selten zur Serizitierung von Staurolith. Hierbei werden zum Teil die Verhältnisse der Epidot-Amphibolit-Fazies erreicht, bis I/IV/1.

Die obere Grenze zur Orthoklasbildung tritt in diesen Gesteinen nicht mehr auf. Sie würde, wie HEIER (1957) neuerdings wieder festgestellt hat, dem Beginn der 3. Zone entsprechen, für die hier keine Anzeichen vorliegen.

Für die Angaben über die möglichen Bildungstemperaturen dieser Gesteine können die Laborexperimente zu den Gemengteilen mit den notwendigen Einschränkungen herangezogen werden. Die untere Bildungstemperatur von Disthen ist nach CLARK et al. (1957) bei 300° zu suchen, wobei die Drucke allgemein über 10.000 bar liegen. MIYASHIRO (1953 und 1951) stellt nach seinen petrologischen Erfahrungen die Almandinbildung, hinsichtlich Druck und Temperatur, in das Disthenfeld. Auch nach der von BUERGER (1948) entwickelten Regel: größere Koordinationszahl tritt in den Gittern auf, welche bei niedriger Temperatur bzw. bei großen Drucken stabil sind, liegt die Bildung von Disthen gegenüber von Sillimanit bei niedrigen, mäßigen Temperaturen; in diesem Falle nahe an der Grenze zur I. Streßzonenstufe. Nach den Untersuchungen von H. G. WINKLER (1957) liegen die Bildungstemperaturen von Chlorit neben Biotit bei $550\text{--}525^{\circ}$, für Chlorit neben Muskovit zwischen $525\text{--}400^{\circ}$. Diese Paragenesen sind in den Gneisen realisiert. Auf ähnliche Temperaturen kommt man, wenn die Na-Entmischung der Perthite berücksichtigt wird. Nach TUTTLE (1958) liegt sie unter 660° .

Zur Verteilung der Fazies auf der Karte ist zu sagen: Nicht jedes

Handstück aus der Serie der Granatglimmerschiefer führt Granat. Die Zonen mit besonders deutlicher Granatführung besitzen eine eigene Signatur. Dasselbe gilt auch für die Staurolith und Disthen führenden Glimmerschiefer und Gneise.

Allgemein ist zu berücksichtigen, daß nicht nur die Temperatur, ESKOLA (1915), KORSHINSKY (1959), als Kriterium für eine Faziesgrenze erreicht sein muß. Das Auftreten von typomorphen Mineralien hat auch stoffliche und tektonisch-zeitliche Voraussetzungen.

Auf die stofflichen Voraussetzungen für die Bildung von Staurolith und Disthen hat besonders MATTHES (1954) hingewiesen; S. 7. Auch hier sind nach dem Dünnschliff und Geländebefund die Staurolithstengel auf glimmerreiche Lagen beschränkt und können als „indirektes Streßmaterial“ angesprochen werden.

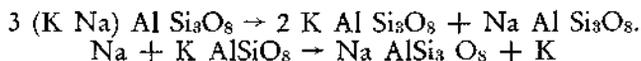
Auch in ANGELS Sicht der ostalpinen Mineralfazies (1940) kommt die Stoffabhängigkeit der möglichen Fazies zum Ausdruck. WENK (1959) weist auf den Zusammenhang zwischen An-Gehalt der Plagioklase und dem Chemismus des Muttergesteins innerhalb eines mesozonalen Gesteinsverbandes hin.

MEHNERT (1959) behandelt ausführlich die Chemie der selektiven Mobilisation. Ausgehend von diesen Betrachtungen über die Verteilung der Mineralfazies soll im folgenden versucht werden, die klassische isocheme metamorphe Fazies ($\pm \text{H}_2\text{O}$) noch zu erweitern durch die Aufnahme der Beobachtung über den Lösungsumsatz, der zu typischen allochemen mineralfaziellen Umbildungen geführt hat.

4. Die metamorphe Fazies und allocheme Metamorphose.

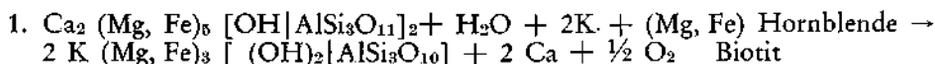
Die Bildungstemperatur wurde vorwiegend aus den isochemen Umwandlungen ($\pm \text{H}_2\text{O}$) erschlossen. Im folgenden soll auf die allochemen Umwandlungen in den Gesteinen eingegangen werden, wie sie sich aus den Schliffen und Geländebeobachtungen insbesondere aus der Verteilung der typomorphen Mineralumwandlungen ergeben. Allgemein weisen sie auf eine selektive Mobilisation und reine Stoffzufuhr während der mehrphasigen Gesteinsbildung hin.

Na-Mobilisation ruft die oft auch isocheme Bildung von Schachbrettalbiten in Mikrolin hervor. Zudem treten als jüngste Gemengteile Albitrundlinge auf.

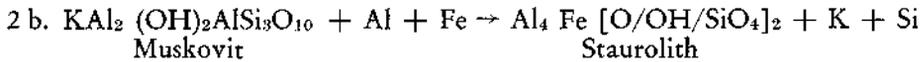
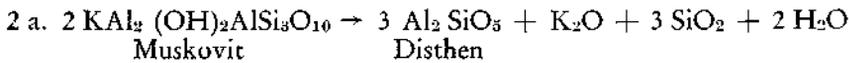


Paragonitanteile liegen in den Glimmern aus den Staurolith führenden Gesteinen. Als Herkunft des Na kommen die im sedimentären Ausgangs- und Umhüllungsmaterial eingelagerten Salze in Betracht. Reste davon sind in dem wohl äußerst bemerkenswerten Gipslager bei St. Daniel im Gailtal unmittelbar neben kristallinen Gesteinen erhalten (H. HERITSCHE, P. PAULITSCH [1958]).

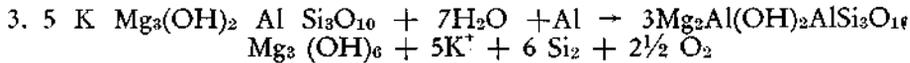
Kali-Mobilisation und Zufuhr tritt hier zurück. In den Amphiboliten führt sie zu einer geringen Biotitbildung nach Hornblende.



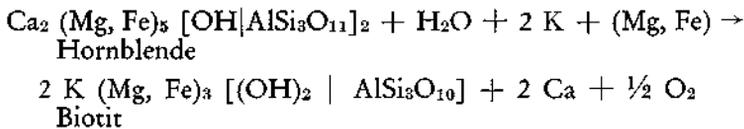
Das Kali für diese Umwandlungen kann bei der aufsteigenden Metamorphose von Muskovit in Disthen und Staurolith in den Gneisen und Glimmerschiefern gewonnen werden.



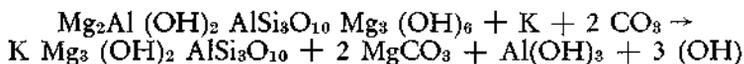
Zudem wird Kali auch frei bei der oft absteigenden Umwandlung von Biotit in Chlorit.



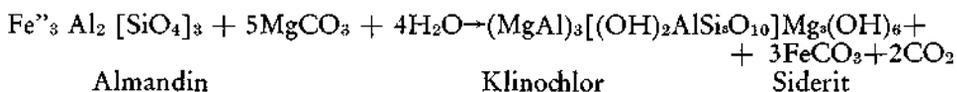
Kal z i u m - U m s a t z ist ebenfalls in den Metabasiten bei der Umwandlung von Hornblende in Biotit festzustellen. Auf Einzelheiten wurde schon von H. HERITSCHE (1957) im Raume WETZMANN eingegangen. Ähnliche Umwandlungen ist P. PAULITSCH (1953) nachgegangen.



M a g n e s i u m - U m s a t z ist in den Gneisen bei den Chlorit-Biotit-Umwandlungen festzustellen.

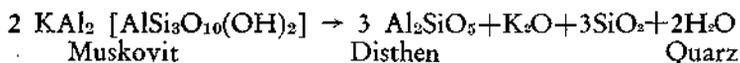


E i s e n - M o b i l i s a t i o n kann aus der Sideritbildung in den Quarziten in geringem Maße abgelesen werden. Bei der Umwandlung von Granat in Chlorit kann Eisen frei werden. Vgl. ANGEL (1940).

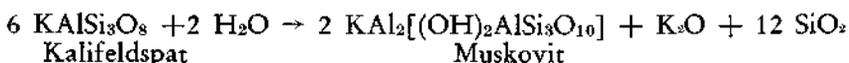


S i l i z i u m - M o b i l i s a t i o n wird aus den beobachteten Pegmatoiden und Quarzknuern nahegelegt, sowie aus den Myrmekitquarzen. Silizium kann bei aufsteigenden und absteigenden Umwandlungen für neue Reaktionen frei werden.

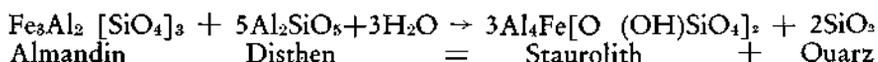
Für die Herkunft des Siliziums aus der aufsteigenden Umwandlung von Muskovit in Disthen in diesen Glimmerschiefern liegen Hinweise vor.



Mehrfach wird Si bei absteigenden Umwandlungen frei, so bei der Umbildung von KNa-Feldspat zu Muskovit:



ANGEL (1924) hat bereits darauf hingewiesen, daß Quarz auch bei Reaktionen der zweiten Tiefenzone entstehen kann:



5. Das Gefüge im Bereich Dünnschliff bis Handstück

Bei den Amphiboliten, Quarziten, Lagengneisen und Schiefergneisen tritt für die einzelnen Gemengteile ein Lagenbau auf, wobei vorwiegend homogene und seltener inhomogene gemischte Ortslage der Gemengteile in diesem Bereich zu finden ist.

In den Gneisen mit überwiegend KNa-Feldspat liegen massive Gesteine vor. Dazu kommen noch flaserige, wellige Gefüge mit deutlicher Ortslagentrennung pro Gemengteil. Nur in den glimmerreichen Gesteinen kommt es zu einer Spezialfaltung bis Feinfältelung. Nach den makroskopisch und mikroskopischen Untersuchungen liegen in diesen Gesteinen vorwiegend monokline B-Tektonite vor. Nur aus den fast rhombischen Biotitgefügen des Biotitgneises östlich St. Oswald, kann auf relativ beschränkten Transport oder Teilbewegung geschlossen werden, wobei die erhöhte Symmetrie aus der Überlagerung von Scherflächen herrührt.

In D 2 (Taf. II) wird die fast rhombische Symmetrie deutlich, die von s_1 bis s_4 Gesteinsflächen gebildet wird. Diese Gesteinsfugen sind ungleich besetzt; s_1 ist weitschariger mit einem Abstand der Biotitlagen von etwa 7 mm; s_2 und s_3 sind engschariger, mit einem Biotit-Lagenabstand von etwa 3 mm. Aus den postkristallinen Verstellungen und Versetzungen der einzelnen Gemengteile ergibt sich die s_3 -Fläche als jüngste Gesteinsfläche. Zugleich ist es die geringst besetzte Gesteinsfuge. Insgesamt liegt ein fast geschlossener ac-Gürtel der Biotit-Spaltflächenpole vor. Auch die Ortslage der Biotite ergibt pseudorhombische Symmetrie. Die Biotite aus s_1 und s_2 sind fast homogen zerteilt, während jene aus s_3 ebene Richtungsgruppen als jüngste Gefügefläche bilden.

6. Das Gefüge im Bereich Handstück bis Profil

Die Ausführungen zum Bau dieser Gesteine stützen sich auf die Vermessung der makroskopisch sichtbaren B-Achsen, der geometrisch ermittelten Beta-Pole sowie des Flächengefüges am Handstück. Die B-Achse tritt als Faltung im Meterbereich außerdem als Kleinfaltung und Glimmerrunzelung sowie seltener als Scherungsachse auf.

D 3 zeigt die Raumlage von 38 B-Polen.

Danach sind 2 Richtungen bevorzugt. Eine Häufung liegt in der Ost-West-Richtung mit Fallwinkeln bis zu 20° . Die zweite Häufung bilden nur NS-streichende B-Achsen mit Fallwinkeln von $20-85^\circ$ nach Süd und Nord.

Zur Ortslage dieser Achsen ist zu sagen, daß sie in den Gesteinen überwiegend einfach auftreten, nur vereinzelt finden sich Handstücke mit 2 B-Achsen. Es liegt dann meist der Verformungsplan B normal B vor. Seltener stehen die Achsen spitzwinkelig zueinander.

Die Lage B normal B wurde häufig an steilen Gesteinsgrenzen beobachtet. So an der Nordgrenze westlich Ochsegarten, nördlich Obertilliach. Im Süden, in der Nähe der Karnischen Grenze: Gailbach, südlich Tassenbach, und bei St. Oswald.

Analoge Fälle sind an der steilen Südgrenze des Kristallins bei Jenig und Tröpolach bekannt.

Aus einem Vergleich des D 4 kann entnommen werden, daß in den Falten im Raume Reißkofel—Hermagor neben gleichen Achsenlagen noch mehrere nach Nord-Ost und Nord-West verlaufende Achsen der Groß- und Feinfaltung auftreten.

Eine besondere Stellung nimmt der Raum der Nordgrenze bei Auenbach ein.

Hier tauchen die Granat führenden Gesteine mit den Amphiboliten unter die jüngeren Sedimente. Eine starke Streuung der B-Achsen und der dazugehörigen s-Flächen kommt im Diagramm 5 zum Ausdruck. Sie hat in einer jüngeren Nord-Süd-Verstellung des Kristallins ihre Ursache.

Im großen folgen die kristallinen Gesteine und die Gesteine der Trias an der Nordgrenze den gleichen Achsen, z. B. die Kalke östlich Hof: B = Ost/West 20° O.

Eine unmittelbare Südgrenze zwischen Kristallin und Karnischen Gesteinen kann infolge der Schuttbedeckung, zum Teil nur Moräne, nicht eingesehen werden. Am nächsten kommen sich im begangenen Raum beide Einheiten westlich Leiten, wo nördlich der Straße Granat-Glimmerschiefer, südlich der Straße die blauen Kalke anstehen. Mit diesem stofflichen Unterschied wird auch die Grenzziehung beider Einheiten erleichtert. Zudem gibt es aber Bereiche, wo nicht so sehr der stoffliche Unterschied als der Grad der Metamorphose beide Einheiten trennt. Die Phyllite Geyers (1902) (in der Karte braunrot, mit der Signatur ph) an den o. a. Stellen wären anchimetamorphe Gesteine, mit Kalkeinschaltungen, die von den Phylliten des Gail-Kristallins im Osten bei Hermagor abgetrennt werden müßten.

Über die Phyllite im Raume Reisach—Weißbriach—Hermagor liegt bereits eine Detailuntersuchung des Verfassers (1953) vor.

Die Grenze zwischen den Karnischen Gesteinen und dem Gail-Kristallin ist aber keine Linie. Bisher sind schon Gesteine bekannt, die im Grenzstreifen übergreifen. Die eingefalteten Kalke und graphitführenden Gesteine bei Reisach und Hermagor sind ein Beispiel hierfür. Der Amphibolit im Gailbach südlich Tassenbach zieht ebenfalls in andere Serien hinein.

Analoge Verhältnisse gelten nach F. HERITSCH (1936) und H. P. CORNELIUS (1943) für die alpino-dinarische Grenze.

Die aus den s-Flächen ermittelten Beta-Pole fallen zum großen Teil mit den makroskopisch sichtbaren B-Achsen zusammen.

Die Verteilung der s-Flächen in diesem Kristallin läßt sich, wie die beiden folgenden D 6 und 7, als unterbrochener (ac)-Gürtel beschreiben. Die dazugehörigen B-Achsen sind miteingetragen.

In diesem Nord-Süd verlaufenden Gürtel treten zwei Maxima auf, die sich neben ihrer Raumlage besonders durch ihre Ortslage unterscheiden. In D 7 sind alle s-Flächen zusammengefaßt, die am Südhang des kristallinen Rückens auftreten. Das Maxima liegt hier bei den nach Norden fallenden s-Flächen. Umgekehrt liegen in den häufigsten s-Flächen der Nordhänge nach Süden fallende Gesteine vor; D 6. Dies scheint nicht nur ein Effekt der Sichtbarkeit zu sein.

Neben den Schieferungsflächen liegt noch ein Fugengefüge vor, das sich den zwei Haupttypen der B-Achsen Nord-Süd und Ost-West zuordnen läßt und folgende Indizierung erhält:

Flächen nach (ac), nach (hOl), nach (OkI), und (hkO) Die Reihung entspricht der Häufigkeit.

Eine Zusammenschau des axialen- und des Flächengefüges in den untersuchten Bereichen zeigt, daß der Groß- und Kleinbereich vorwiegend homoachs verformt wurde und daß das Ausmaß der NS-Einengung dieses Kristallins größer war als das der feststellbaren OW-Einengung.

Für das relative Alter dieser beiden Richtungen gilt das für den Bauplan B

normal B Bekannte, nämlich einzeitige und mehrzeitige Verformung beobachtbar und möglich.

7. Zur Morphologie

Im folgenden soll der Versuch gemacht werden, einen Zusammenhang zwischen Morphologie und der Tektonik dieses Kristallins herzustellen. In D 8 sind die Pole auf die Tangenten der Hangneigung zwischen je zwei 100 m-Isohypsen nach CHAPMANN (1958) eingetragen. Das D 8 zeigt die Verteilung der Pole im unteren Schmidt-Netz, wie sie für den OW streichenden morphologischen Sattel typisch ist; nach Osten fallende Berghänge sind seltener.

In D 9 und 10 sind die Pole der Hangneigung getrennt nach ihrer Ortslage eingetragen.

Werden diese Diagramme der Morphologie mit den Diagrammen der s-Flächen (D 6, 7), die von den gleichen Bereichen gewonnen wurden, miteinander verglichen, so wird deutlich, daß dem morphologischen Sattel entgegengesetzt ein vielschuppiger tektonischer Muldenbau im Gelände entspricht:

Auf den Südhängen fallen die Gesteine nach Norden, auf Nordhängen fallen die Gesteine nach Süden. Der Winkel zwischen dem Maximum der Hangneigung (im Diagramm 9, 10) und dem Maximum der s-Flächen-Pole (im Diagramm 6, 7) beträgt für den Bereich der nordfallenden Hänge $60-70^\circ$; für den Bereich der südfallenden Hänge ebenfalls $60-70^\circ$. Es besteht nun die Frage, ob dieser Winkel vom Gesteinsmaterial abhängig ist. Hierfür wurde in gleicher Weise nun die Morphologie und die s-Flächenlage aus dem Phyllitgebiet im östlichen Gailtal im Bereich Reißkofel—Jenig untersucht und in Diagrammen dargestellt. Im Diagramm 11 zeigen die s-Flächen einen unregelmäßig verbreiteten NS streichenden (ac)-Gürtel. Die morphologischen Pole südlich der Kammlinie führen zu einem verbreiteten Maximum (Diagramm 12).

Grundsätzlich zeigen diese Diagramme aus einem stofflich neuen Gebiet ähnliche Verhältnisse. Der Winkel zwischen dem Maximum der Süd-Hangneigung liegt aber um 50° .

Dieser ungleiche Winkel kann durch die Verschiedenheit der Gesteine beider Gebiete für die Erosion und Verformung bedingt sein.

Unabhängig von dieser Stoffungleichheit ist aber die Hangneigung und das morphologische Diagramm für beide Bereiche gleich. Unterschiedlich ist nur die orographische Höhe, einmal Golzentipp 2300 m im westlichen Gneisgebiet, Hochwart 1600 m im östlichen Phyllitgebiet.

Es gibt somit morphologische Daten, die vom Stoff unabhängig sind und stoffabhängig.

8. Mineralfunde und Exkursionen

Große Lager von Erzmineralien treten im behandelten Kristallin nicht auf. Kleine Schürfe mit alten Haldenbeständen von Siderit, Pyrit, Kupferkies, Boulangerit u. a. Sulfiden finden sich nahe dem Quellgerinne des Auenbaches auf 1550 m. Sie gehören den Erzügen an, die KLEBELSBERG (1935) und FRIEDRICH (1953) von Rubland und Panzendorf beschreiben. Diese vertauben sich an der graphitischen Quarzitgrenze. PAULITICH (1952) untersuchte die Arsenkies-Verzwilligung und -Chemismus.

Die aufschlußreichsten Exkursionsrouten führen von Obertilliach aus. Über die steile Pitschleit hinauf nach Bukelin, hier finden sich die ersten Aufschlüsse von Pegmatitgneisen. Kurz danach stehen Staurolith führende Schiefer und Gneise an. Bei den Quellen des Lahnbaches tritt Disthen in den Quarz-

Feldspatknuern hinzu. Von hier können nach Osten zur Laba hin die Granat, Staurolith und Disthen führenden Gesteine verfolgt, oder nach Westen die Pegmatitgneise aufgesucht werden.

Ein herrlicher Rundblick nach Norden bis in die Zentralalpen (Großglockner) und nach Süden in die Karnische Hauptkette belohnt den Aufstieg zum Golzentipp, 2317 m.

Die Grenze zur Trias ist besonders in den Nord-Süd verlaufenden Kämmen Morgenrast, Golzentipp und nördlich Folmasai-Alm zu beobachten. Hinzu kommen die sehr guten Einblicke in den mehrfachen Lagenbau im Ochsengarten. Lohnend ist eine Begehung an die Kristallingrenze zur Trias und zum Grödener Konglomerat östlich des Auerbaches, die auch zu den alten Abbauen und Halden von sulfidischen Erzen auf 1550 m ausgedehnt werden kann. Die Almregion westlich des Dorfberges zeigt nur wenig Aufschlüsse. Die Amphibolite schlägt man am bequemsten nördlich von St. Oswald in den Wiesen oder in den kleineren Orten der Steingewinnung an den Straßenkehren nach Tassenbach.

Staurolith führende Schiefer sind am leichtesten zugänglich am Südrand des Kristallins, östlich W. H. Gärber, nahe der Wasserscheide „Tannwiese“.

Während im allgemeinen die Nordgrenze der anchimetamorphen Gesteine, der „Fast-Phyllite“, der Karnischen Alpen meist unter Schutt bedeckt ist, sind südlich Leiten grüne Quarzschiefer und Kalke als unmittelbare Südgrenze des Kristallins aufgeschlossen.

9. Zusammenfassung

Im Rahmen der Neuaufnahme des Kristallins zwischen Tassenbach im Westen und Obertilliach im Osten wurde eine eingehendere Gliederung des Stoffbestandes sowie Auskünfte über die iso- und allocheme Metamorphose und des Baues dieses Gebirgsteeles angestrebt.

Die in diesem Teil des Kristallins auftretenden Gesteine stellen gegenüber den Gesteinen um Hermagor eine völlig neue Gesteinsserie mit einer zweitstufigen Fazies dar. Die südlichste Serie bilden Staurolith-, Granat-Glimmerschiefer mit etwas Paragonit und Gneise; daran schließt sich die nächste Zone der Biotitgneise und Augengneise mit den Pegmatitgneisen als Einschaltungen im Kern; die nördlichste Grenze zur Trias bilden die Granatglimmerschiefer mit Amphiboliten. Das sind stofflich ähnliche, tektonisch aber ungleiche Verhältnisse, wie sie aus dem Meridian von Mauthen bekannt sind.

Die Ergebnisse der volumetrischen Analysen sind im Stoffdreieck Quarz Feldspat, Glimmer dargestellt (D 1). Demnach überwiegen die Gesteine mit 30—50 Vol% Feldspäten und 10—40 Vol% Glimmer. Daneben finden sich noch Disthen, Staurolith und Granat. Insgesamt liegt ein Ortho- und Paragneiskomplex vor, der von zweitstufigen Staurolith-Disthen-Schiefern und -Gneisen umgeben ist.

Als letztes Geschehen in diesen Gesteinen sind diaphthoritische Abkühlungserscheinungen und Umwandlungen festzustellen: Perthit- bis Schachbrettalbit in den KNa-Feldspäten, Chlorit nach Biotit, Chlorit nach Hornblenden. Dazu kommen postkristalline Verbiegungen und Undulation. Zuvor hat eine zweitstufige Kristallisation alle drei Serien erfaßt. Im Vergleich mit anderen zweitstufigen Gesteinen muß betont werden, daß, wie schon aus dem Glimmerreichtum mit (OH) zu ersehen, diese Gesteine in einem höheren Niveau der 2. Stufe liegen. Dazu kommt noch die Stoffabhängigkeit für die Bildung von Disthen und Staurolith in dieser Fazies, die die Verteilung im Gelände diktiert.

Hinweise für die zeitliche Einstufung dieses Wachstums können aus der Tatsache entnommen werden, daß auch hier Granatglimmerschiefer bereits diaphthoritisch als Gerölle in dem Grödener Konglomerat auftreten. Kristallisation und Diaphthorese sind demnach voralpidisch.

Weiterhin wurde versucht, aus dem Mineralbestand, aus den speziell vorliegenden Paragenesen, sowie aus den dazu bekannten Laborexperimenten Hinweise auf die Bildungstemperatur dieser Gesteine zu gewinnen. Unter diesen Voraussetzungen werden die Bildungstemperaturen zwischen den Bereichen 300—600° gelegen haben.

Die Angaben über den erschlossenen allochemen Lösungsumsatz sollen sich vorwiegend auf das letzte Geschehen im Gefüge beziehen.

Im Vordergrund stehen die selektive Mobilisation von Na, Si und Al im Zusammenhang mit Perthit-, Disthen und Staurolithbildung. Dagegen treten die Umsetzungen von K, Ca, Mg und Fe zurück, wie sie bei der Umbildung von Biotit und Hornblende auftreten. Als neue Möglichkeit für die Herkunft von Na muß an die in den benachbarten Sedimenten eingelagerten Salze gedacht werden, wovon Hinweise im mesozoischen Gips von St. Daniel i. G. vorliegen.

Die makroskopischen und U-Tisch-Untersuchungen des Gefüges ergeben meist monokline B-Tektonite, die von OW streichenden B-Achsen geprägt wurden. Diese wurden sekundär, von NS streichenden Faltenachsen verstellt. Selten nur gibt es Bereiche mit fast rhombischer Symmetrie.

Allgemein ist das Ausmaß der NS-Einengung größer als das der feststellbaren OW Einengung.

Auf den Zusammenhang zwischen Morphologie und Tektonik wird hingewiesen, wobei nach einem Vergleich mit dem Bereich im Hermagor—Reißkofel stoffabhängige und stoffunabhängige morphologische Daten unterschieden werden können.

Nun kann versucht werden, einen Überblick über die Entwicklung dieses Kristallins zu geben.

Über einem sialischen Komplex lagern sich tonige Sedimente. Sie sind im Süden reicher an Silizium, im Westen reicher an (OH), im Osten reicher an Alkali. Insgesamt scheint eine nach Westen fallende, nach Osten und Norden ansteigende Mulde vorzuliegen.

In der nördlichen Hangregion brechen mehrfach femische Gesteine durch und legen sich konkordant in die Sedimente. In der folgenden Auffaltung entstehen im Süden Quarzite und Glimmerschiefer mit Staurolith. Den Übergang zum sialischen Kern bilden Schiefergneise mit Disthen und durch Mobilisation entstandene Alkaligneise. Im Kern treten Orthoaugengneise auf. Die Pegmatite schlichten sich ein und werden zu Pegmatitgneisen.

Allgemein liegen die feldspatreichen Gesteine im Osten, die glimmerreichen im Westen. Analog der nach Westen fallenden Sedimentmulde liegen die tektonisch tieferen Teile nach der Aufwölbung im Osten. Im Norden bilden sich Granatglimmerschiefer. Aus ihren Einschaltungen werden Lageramphibolite. Das Ausklingen der Kristallisation (mit präkristalliner Verformung) wie auch sekundäre Umwandlungen (mit postkristalliner Deformation) schafft diaphthoritische Verhältnisse. Die Verteilung der Mineralfazies wird von der selektiven Mobilisation beeinflusst. Die Granatglimmerschiefer, z. T. diaphthoritische, werden erodiert und wirken mit an der Bildung des Grödener Konglomerates. Beide werden wohl in spätmesozoischer

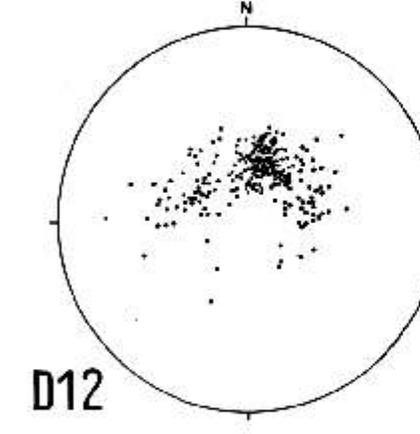
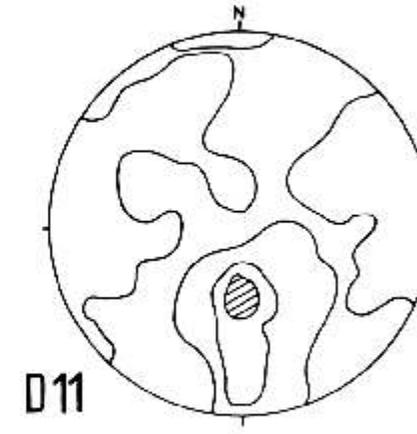
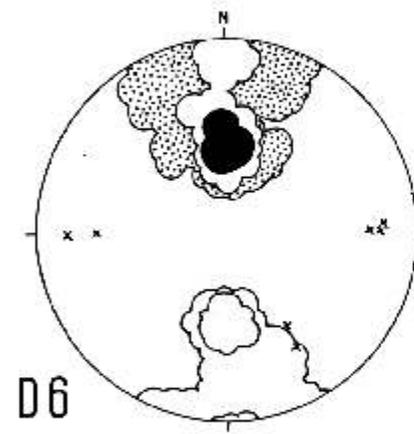
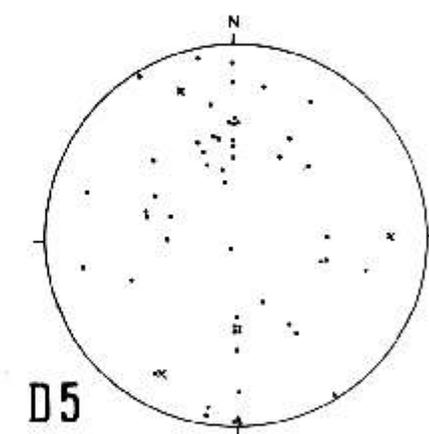
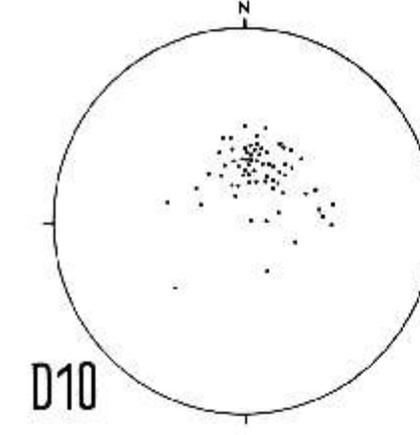
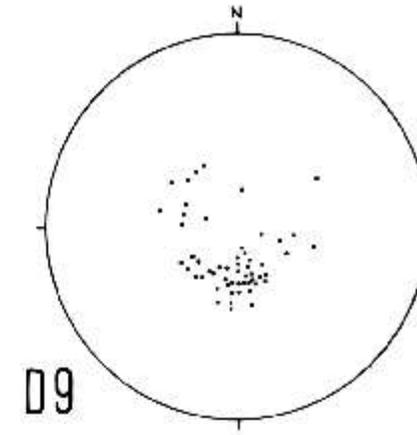
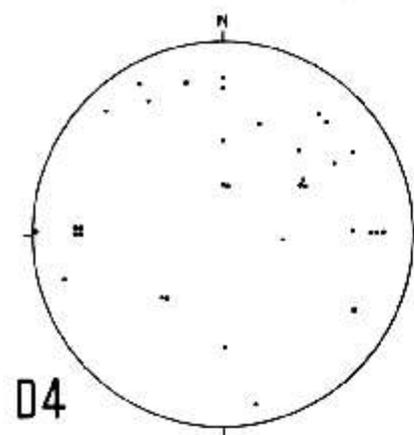
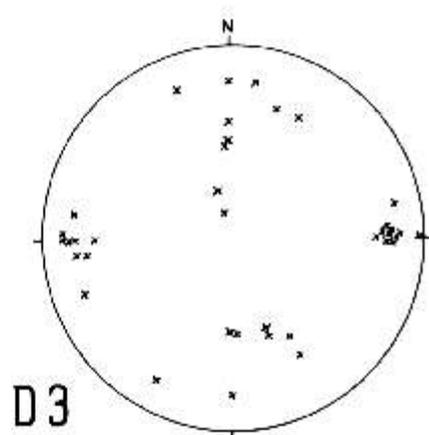
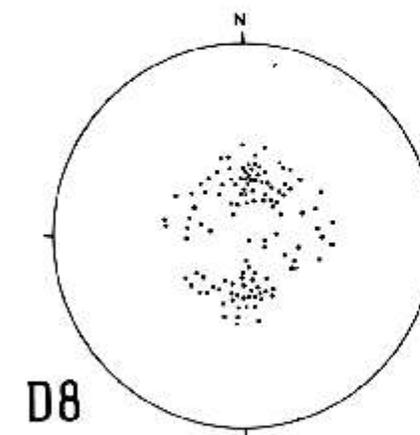
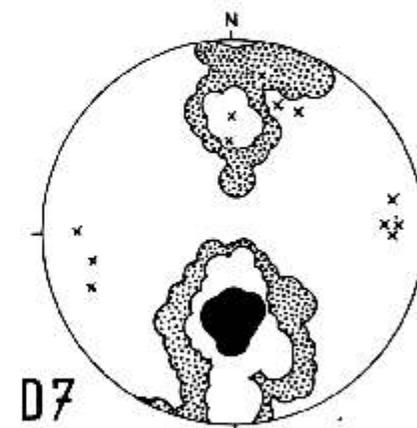
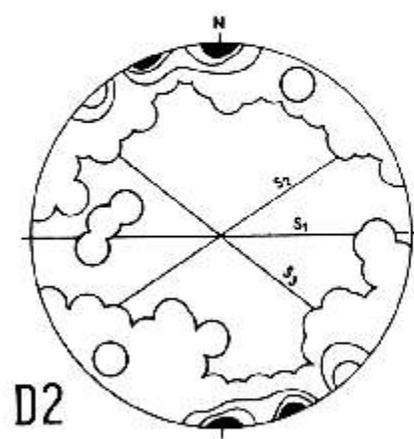
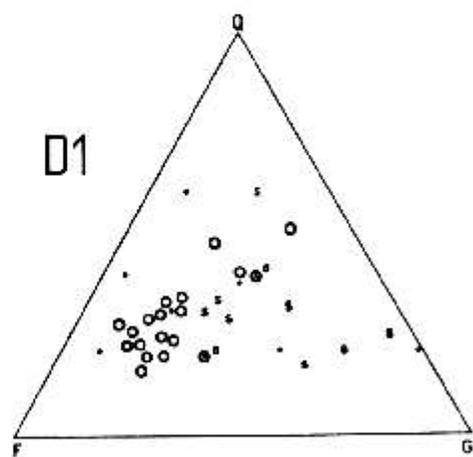
Zeit miteinander verschuppt und bilden gemeinsam eine nach Süden fallende unterbrochene Grenze.

Deutlich sind noch die Zeugen der glazialen Vergangenheit. Mächtige Schuttströme bringen aus den südlichen Karnischen Alpen große Kalkblöcke bis zu 1600 m hoch auf die gegenüberliegenden Kristallinhänge. Die junge Entwässerung erzeugt große Schuttkegel als Untergrund für die Besiedlung von 1400 m hoch liegenden Bergdörfern.

Literatur

- ANDREAZZA, C. (1954): Stoffmobilisation bei der tektonischen Metamorphose. Neues Jahrb. f. Min. Mh. 2—17.
- ANGEL, F. (1924): Gesteine der Steiermark. — N. V. Stmk. Bd. 60, 1—302.
- ANGEL, F. (1940): Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. — Jahrbuch Universität Graz, 251—304.
- ANGEL, F. und STABER, R. (1954): Pegmatite und Pegmatoide im Hochalm-Ankogel-Gebiet. — Der Karinthin 27, 2—13.
- BUERGER, M. J. (1948): Am. Min. 33, 101.
- CAMERON, E. N. and others (1954): Pegmatite investigations 1942—1945 New England. — US. Geol. Surv. Prof. pap. 255, 352.
- CHAPMANN, G. A., RIOUX, R. L. (1958): Statistical study of topography, sheeting and jointing in Granite, Acadia National Park, Maine. — Am. J. Sci., vol. 256, No. 2, 111—127.
- CLAR, E. (1953): Metamorphes Poläozoikum im Ranne Hüttenberg. — Der Karinthin 22, 225—230.
- CLARK, S. P., ROBERTSON, E. C., BIRCH, F. (1957): Determination of Kyanite — Sillimanite Equilibrium relations at high temperatures and pressures. — Am. J. Sci. 255, 628—690.
- CLIFFORD, T. N. (1958): A note on Kyanite in the Moine Series of Southern Ross Shire. — Geol. Mag., vol. XCV., 4, 333—346.
- CORNELIUS, H. P., FURLANI, M. (1953): Sitzber. Österr. H. Wiss., I, 162, 279—294, 164 (1955), 131—144.
- ESKOLA, P. (1932): On the principles of metamorphic differentiation. — Comm. Geol. Finlande, Bull. 97, 68—77.
- FRANCIS, G. H. (1956): Facies Boundaries in Pelites an the Middle Grades of Regional Metamorphism. — Geol. Mag. Vol. XCIII, No. 5.
- FRIEDRICH, O. M. (1953): Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rundschau, 7/8, 371—407.
- FRITSCH, W. (1957): Geolog. Kartierung bei St. Veit a. d. Glan. — Karinthin 34/35, 211—217.
- FURLANI, M. (1912): Mitt. Geol. Ges. Wien, V.
- GEYER, G. (1902): Geol. Spezialkarte und Erläuterungen Blatt Sillian. — Geol. R.-A. Wien.
- HEIER, K. S. (1957): Phase relations of potash feldspar in metamorphism. — J. Geol. 65, 468—479.
- HERITSCH, F. (1936): Die Karnischen Alpen. — Geol. Inst. d. Univ. Graz, 14—193.
- HERITSCH, H. (1956): Die Gesteine am Eingang zur Gailschlucht W Mauthen. — Mitt. d. Nat.-Ver. f. Stmk., 75—82.
- HERITSCH, H. (1948): Mitt. d. Nat.-Ver. Stmk., 77/78, 61—92.
- HERITSCH, H. und PAULITSCH, P. (1958): Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. — Jahrb. Geol. B.-A., 191—200.
- KAHLER, F. (1953): Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II, 16. Sonderheft, 1—78.
- KLEBERSBERG, R. (1935): Geologie von Tirol. Berlin, 242.
- KORSHINSKY, D. S. (1959): Physicochemical basis of the analysis of the Parageneses is of minerals. London, Chapman.
- MATTHES, S. (1954): Die Paragneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre Metamorphose. — Abh. d. Hess. Landesamtes für Bodenforschung, 8, 1—86.
- MEHNERT, K. R. (1959): Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. — Fschr. Min. 37, 117—206.
- METZ, K. (1953): Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, 1—84.
- MJAYSHIRO, A. (1951): Kyanites in Druses in Kyanite-Quartz-Veins from Saiho-ri in the Fukushinzan District, Korea. — Journ. Geol. Soc. Japan, Vol. 57, No. 665, 59—63.

Tafel IV



- MIYASHIRO, A. (1953): Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. — *Geochimica et Cosmochimica acta*, 4, 207.
- PAULITSCH, P. (1948): Zwei Hornblenden aus Metabasiten. — *Tscherm. Mitt.*, 14—18.
- PAULITSCH, P. (1951): Das Gaital-Kristallin im Raume Reißkofel—Hermagor. — *Univ. Graz*.
- PAULITSCH, P. (1952): Arsenkristalle von Panzertdorf/Sillian, Tirol. — *Mitt. Joanneum, Min.-Abt.*, 39—42.
- PAULITSCH, P. (1953): Zur Floititbildung. — *Mitt. Nat.-Ver. Stmk.*, 52.
- PAULITSCH, P. (1956): Bericht 1955 über Aufnahmen im Kristallin des Gaitales. — *Verh. Geol. B.-A.*, 71—72.
- SANDER, B. (1916): *Verh. Geol. B.-A.*
- TURNER, F. J., FYFE, W. S., VERHOOGEN, J. (1958): Metamorphic Reactions and metamorphic facies. — *Geol. Soc. Am. Mem.*, 73, 1—259.
- TUTTLE, O. F., BOWEN, N. L. (1958): *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74, 1—153.
- WENK, E. (1958): Über Diskontinuitäten in Plagioklas-Serien metamorphen Ursprungs. — *SMPM.*, 38, 494—498.
- WINKLER, H. G. F. (1957): Experimentelle Gesteinsmetamorphose. I. Hydrothermale Metamorphose karbonatfreier Tone. — *Geochimica et Cosmochimica acta*, Vol. 13, 42—69.
- WINKLER, H. G. F. und v. PLATEN, H. (1958): Experimentelle Gesteinsmetamorphose, II. — *Ebenda*, 91—112.
- YODER, M. S., (1955): Role of Water in Metamorphism. — *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 505—602.

Erläuterungen zu Tafel IV

- D. 1: Im Dreieck Quarz, Feldspat, Glimmer sind die Integrationsanalysen eingetragen. Die Signaturen betreffen die Führung der Nebengemengteile, wobei s Staurolith- und Granatführung bedeutet, o nur Granat.
- D. 2: Orientierung normal B; 100 Spaltflächenpole von Biotit, Biotitgneis, St. Oswald.
- D. 3: 38 B-Achsen im Bereich St. Oswald—Obertilliach.
- D. 4: 33 B-Achsen im Bereich Reißkofel—Hermagor.
- D. 5: 50 s-Pole und 3 B-Achsen aus dem Bereich Auenbach.
- D. 6: 80 s-Pole und 7 B-Achsen aus dem Bereich der Nordhänge St. Oswald—Gärbergraben. 15—7—2—0%.
- D. 7: 135 s-Pole und 13 B-Achsen aus dem Bereich der Südhänge St. Oswald—Obertilliach. 15—5—2—0%.
- D. 8: Morphologie des Kristallins im Bereich St. Oswald—Obertilliach, dargestellt durch die Pole der Hangneigung im Schmidt-Netz, untere Halbkugel.
- D. 9: Morphologie der Nordhänge; 55 Pole aus D. 8.
- D. 10: Morphologie der Südhänge; 65 Pole aus D. 8.
- D. 11: 275 s-Pole aus dem Phyllit-Bereich Reißkofel—Jenig. 16—10—3—1—0%.
- D. 12: Morphologie der Südhänge des Phyllitgebietes Reißkofel—Jenig. 219 Hangpole. 10—8—5—1—0%.

Geologische Nachlese im Raume von Vöstenhof bei Ternitz (N.-Ö.)

Von H. MOHR, Wien

In den Jahren 1957 und 1958 wurde am Ostende der nördlichen Grauwackenzone — im Schneidergraben, Gem. Bürg westlich von Ternitz, N.-Ö. — eine von alters her bekannte Eisenglimmerlagerstätte beschürft und zeitweilig als Eisenerzgrube in Abbau genommen.

Der Bergbauunternehmer H. HAID, Wien, gab dem Verfasser wiederholt Gelegenheit, die Fortschritte der Aufschlußtätigkeit zu verfolgen, das Gelände zu begehen und Gesteins- und Erzproben zu sammeln.

Die Ergebnisse geologischer Untersuchungen bis zum Jahre 1957 sind der Hauptsache nach in den Berichten von O. AMPFERER, H. P. CORNELIUS, H. MOHR,