

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Graz

Exkursion in das Kristallingebiet der Gleinalpe, Fensteralpen-Humpelgraben, Kleinthal

Von Haymo Heritsch¹⁾

Mit 5 Abbildungen auf Beilagentafel XVI

Geologische Karten:

ANGEL F. (1923). Jb. d. geol. Bundesanstalt 73.

FLÜGEL H. (1960). Geolog. Wanderkarte, Grazer Bergland, geol. Bundesanstalt.

FLÜGEL H. (1963). Das steirische Randgebirge, Geol. Führer 42, Borntraeger, Berlin.

METZ K. (1957). Geologische Karte der Steiermark, Steirischer Heimatatlas.

STINY J. (1932). Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Bruck-Loeben, Geol. Bundesanstalt.

EINFÜHRUNG

Die Gleinalpe fügt sich in den weiten Gebirgsbogen ein, der das Grazer Bergland im Westen, Nordwesten und Norden umrahmt. Koralpe, Stubalpe, Gleinalpe, Hochalpe und Rennfeld gehören im geologischen Sinne den Muralpen an (= „Altkristallin“).

Die Gleinalpe ist von F. ANGEL und Mitarbeitern in grundlegender Weise petrographisch und geologisch untersucht worden. Die folgenden Ausführungen nehmen laufend auf diese Arbeiten Bezug.

Der Kern der Gleinalpe wird durch einen mächtigen Komplex aus Granodiorit gebildet, um den sich eine doppelte Schieferhülle in Form eines SW—NE streichenden Antiklinoriums legt. Die Schieferhülle ist allerdings nur an der Südwestflanke einigermassen vollkommen ausgebildet.

Der Kern ist in einer Größe von etwa 9×15 km aufgeschlossen, die Mächtigkeit der vollständig entwickelten Schieferhülle wird von F. ANGEL (1925) auf etwa 3000 Meter geschätzt. Die Südbegrenzung der Gleinalpe ist durch das Grazer Paläozoikum, die Nordbegrenzung gegen die Mugelgneise durch die Trasattel-Eywegglinie gegeben. Beide Grenzen sind tektonisch, H. FLÜGEL (1961, 1963).

Die Exkursion Kleinthal-Humpelgraben führt in den Kern und durch die Schieferhülle. Die Hauptmasse des Kernes sind granodioritische Gesteine mit Oligoklas, Biotit, \pm Hornblende, Quarz, Mikroklin und im hornblendefreien Typ auch Muskowit, F. ANGEL (1939). Ihre Variationsbreite ist von F. ANGEL und W. SCHENK (1928) bzw. F. ANGEL (1928) eingehend studiert und als Magmententfaltung gedeutet worden. Randlich liegt als Haut gegen die Schieferhülle, allerdings nicht überall vorhanden, Mikroklingranit. Im Granodioritkörper tau-

¹⁾ Vorliegendes Manuskript ist am 29. 4. 1963 bei Prof. WIESENER, dem Leiter der Herbsttagung 1963 der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, eingelangt und am 7. 5. 1963 von der Schriftleitung der „Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark“ zum Druck angenommen worden.

chen abgerissene Stücke von Amphibolit und Granatglimmerschiefer ein und führen zur Migmatitbildung. Die Deutung erfuhrt dann infolge der zunehmenden physikalisch-chemischen Kenntnisse eine Wandlung. Von F. ANGEL wird schon 1939 angenommen, daß es sich um ein anatektisches Magma handelt. Es wäre hier die Grenze zwischen metamorph und magmatisch, O. F. TUTTLE und N. L. BOWEN (1958), A. SCHÜLLER (1961) für die ursprünglich vorliegenden Gesteine überschritten gewesen. Zur Klärung der Entstehung und Zusammensetzung anatektischer Schmelzen sind von H. G. F. WINKLER (1958) bzw. H. G. F. WINKLER und H. v. PLATEN (1959, 1960, 1961) ausgedehnte Experimente unternommen worden, deren Ergebnisse hier versuchsweise zum Vergleich herangezogen werden sollen.

Von den bei F. ANGEL und W. SCHENK (1928) bzw. F. ANGEL (1928) mitgeteilten 10 Analysen erfüllen nur 7 die Auswahlbedingungen: normative Menge an Quarz, Orthoklas und Albit ≥ 80 Prozent und normativer Quarz ≥ 20 Prozent. Diese 7 Analysen wurden in ein Quarz-Orthoklas-Albit-Diagramm eingetragen und in Abb. 5 mit dem entsprechenden Diagramm bei H. G. F. WINKLER und H. v. PLATEN (1961b) verglichen.

Der Großteil der sauren Kerngesteine fällt in das Feld der experimentell beobachteten anatektischen Schmelzen, insbesondere der Mikroklingranit I, der Gneisgranit II, der Mikroklingranit XII, der Augengneis IX (und der Pegmatit VIII); etwas außerhalb des Feldes liegen der Granitgneis XI und der Granodiorit III. Es kann bemerkt werden, daß die Gesteine I, II, XI, XII an der Grenze Granodiorit-Granit liegen. Ganz außerhalb des Feldes befinden sich die Aplite VI und VII. Zumindest diejenigen Aplite der Gleinalpe, die mit Amphiboliten in Kontakt stehen, lassen eine umfangreiche metasomatische Einwirkung auf die Amphibolite erkennen, so daß diese Aplite hier aus der Diskussion ausscheiden.

Im übrigen darf auch nicht übersehen werden, daß die experimentellen anatektischen Schmelzen bei einem Druck von etwa 2000 atm entstanden sind. Die zugehörigen Temperaturen sind nach H. G. F. WINKLER und H. v. PLATEN (1959, 1960, 1961) etwa 700—800 Grad. Für den vorliegenden Fall der Gleinalpe dürften möglicherweise höhere Drucke anzunehmen sein. Hinsichtlich der Verbindung von anatektischen Schmelzen mit Migmatiten sei auf die entsprechenden Ausführungen bei H. G. F. WINKLER und H. v. PLATEN (1961b) verwiesen.

In diesen so entstandenen migmatischen Granodioriten bis Graniten bleiben erfahrungsgemäß Metabasite wegen der wesentlich höheren Schmelztemperatur basaltischer und gabbroider Gesteine noch lange als starre feste Körper erhalten. Erst in sehr großen Tiefen und bei sehr hohen Temperaturen ist nach den aus der Literatur bekannten Experimenten mit einer Aufschmelzung der Metabasite zu rechnen. Als beginnende Beeinflussung der noch unverdaut gebliebenen Amphibolitzüge durch die anatektischen Schmelzen ist zweifellos die Umwandlung der Hornblende in Biotit und Epidot anzusehen, F. ANGEL (1939, 1940).

Der Kern ist durch eine dünne Augengneisschichte mit der Schieferhülle verbunden. Die Entstehung dieser Schichte ist schon von F. ANGEL (1923) in Anlehnung an die Ansicht von V. M. GOLDSCHMIDT (1921) als Wirkung einer Kalimetasomatose im Zusammenhang mit den im Kern entstehenden Granodioriten gedeutet worden.

Neben den Amphiboliten, die im Granodiorit-Kern stecken, finden sich vor allem in der unteren Schieferhülle reichlich Amphibolite und weitere ultraba-

sische Gesteine. Diesen Gesteinen widmen F. ANGEL (1923, 1925, 1928, 1939) bzw. F. ANGEL und E. SCHNEIDER (1925), F. ANGEL und G. MARTINY (1925) und F. WEINZEDL (1935) ausgebreitete Studien. Die von F. ANGEL gegebene Deutung ist, daß es sich um Differentiate eines alten Gabbrostammes handelt, wobei die Differentiate dann durch die Metamorphose umgewandelt, wurden.

Aus F. ANGEL (1939) ist folgende Gegenüberstellung zu entnehmen:

Metamorphes Produkt	Ausgangsgesteine
Antigoritserpentin (\pm Breunnerit)	Olivinfels
Talkschiefer	Bronzitfels
Talk-Chlorit-Breunneritschiefer	Bronzit-Diallagfelse
Smaragditschiefer	Diallagite
Gemeine Amphibolite	Issitische Gabbros
Plagioklasamphibolite \pm Granat, Zoisit-Epidot	Gabbros bis Norite
Plagioklasovormächtige Amphibolite	Ossipitische Gabbros
Anorthosit-Amphibolite	Anorthositische Gabbros

Die Serpentinmassen, von denen keine durch diese Exkursion berührt wird, sind von verschiedener Größe. Die größte ist der Serpentinstock von Kraubath. Hier sind nur die randlichen Partien in Antigoritserpentin umgewandelt, die Hauptmenge ist noch relativ gut erhaltener Dunit mit Maschenserpentin. Diese Erscheinung wird von F. ANGEL (1939) bzw. H. MEIXNER und L. WALTER (1939) so aufgefaßt, daß die Maschenserpentinbildung älter als die Gleinalpenmetamorphose ist und diese nur eine randliche Umwandlung des in beweglicher Masse eingebetteten Dunitstockes bewirkt. G. HIESZLEITNER (1953) behandelt in einer eigenen Arbeit den magmatischen Stockwerksbau, der das Kraubather Serpentinmassiv durch Lagen von Pyroxenit bzw. auch flözartig angelegten Chromiten gliedert. Kleinere Serpentinkörper, z. B. vom Ochsenkogel, sind völlig in Antigoritserpentin umgewandelt und zeigen gelegentlich Hüllen von Talk- und Smaragditschiefern.

Die Amphibolitmassen selbst neigen nach den chemischen Untersuchungen von F. ANGEL und Mitarbeitern zu essexitisch-theralithgabbroiden Muttergesteinen bzw. auch gegen die basische Kalisippe. Aus dem Feldbefund glaubt dagegen F. ANGEL schließen zu können, daß eine Differentiation von einem normal-gabbroiden Magma das Wahrscheinlichste ist. Man wird jedoch in Betracht der Metamorphose in der Nähe der Grenze metamorph-magmatisch durchaus mit bedeutenderen Stoffwanderungen zu rechnen haben und F. ANGEL (1939) beipflichten können, der das Abrücken vom Normal-Gabbroiden und seinen Differentiaten durch metasomatische Beeinflussung: Wanderung von Kalium (Kalimetasomatose) und Assimilation von Kalk erklärt. Man wird auch andere Mechanismen in Betracht ziehen können, P. M. ORVILLE (1962).

Die untere Schieferhülle wird von einem etwa 1000 Meter mächtigen Stoß von Hellglimmerschiefern mit der kennzeichnenden Mineralgesellschaft Biotit, Muskowit, almandinreicher Granat, \pm Staurolith, \pm Disthen gebildet, frei von graphitischem Pigment (F. ANGEL 1939). Entsprechend der sedimentären Anlage entstehen je nach Tongehalt Glimmerschiefer bis Glimmerquarzite. Verbunden mit diesen metamorphosierten sandig-tonigen Gesteinen erscheinen, neben unbedeutenden Kalk-Marmoreinschaltungen, die schon erwähnten mächtigen Amphibolitzüge.

Die obere Schieferhülle enthält neben durch Graphit dunkel gefärbten Granatphylliten bis Granatglimmerschiefern auch Typen, die außer dem porphyroblastischen Granat noch Porphyroblasten von Staurolith, Disthen, Chloritoid

und Biotit führen. Das besondere Charakteristikum der oberen Schieferhülle ist aber die reiche Beteiligung von Kalk. So erscheinen weit streichende Kalkmarmorzüge und Kalksilikatschiefer, ferner Plagioklasschiefer, Hornblendegarbenschiefer und Paraamphibolite.

Außerdem reißen noch, gelegentlich unter flachen Winkeln gegen das Streichen Turmalin-, Granat- und Beryll-führende Pegmatite durch den Schichtstoß.

Nach F. ANGEL (1939) enthält diese obere Schieferhülle folgende faziell kennzeichnende Gemengteile:

Oligoklas, gem. grüne Hornblende \pm Zoisit-Epidot,
Mikroclin, Muskowit, Biotit,
Staurolith, Disthen, Chloritoid, Almandin,
Diopsid, Kalkspat.

F. ANGEL (1939) faßt das gesamte, mehrere km mächtige Gesteinssystem als in einem Akt der Kristallisation entstanden auf, ohne daß ein Abklingen nach irgendeiner Richtung, also z. B. etwa nach den höchsten Teilen der Schieferhülle, bemerkbar wäre. Z. B. hat F. ANGEL (1939) für diese Art der metamorphen Umprägung den Ausdruck „Gleinalpenkristallisation“ verwendet und diese im Sinne der Tiefenzonenlehre in eine obere Abteilung der zweiten Tiefenzone (Mesozone) eingeordnet; ebenso gebraucht F. ANGEL auch den Ausdruck alpine Amphibolitfazies. In der Arbeit über die Mineralfazies und Mineralzonen in den Ostalpen, F. ANGEL (1940), wird die Gleinalpenkristallisation der zweiten Streßzonenstufe, d. h. der Chloritoidalmandinschieferfazies und der Staurolithalmandinschieferfazies zugeordnet.

F. ANGEL und Mitarbeiter haben ein so reiches Material über die Gesteine der Gleinalpe erarbeitet, daß im folgenden nach dem Vorschlag von P. ESKOLA in T. F. W. BARTH, C. W. CORRENS und P. ESKOLA (1939) der Versuch von fazieller Eingliederung — insbesondere nach F. J. TURNER und J. VERHOOGEN (1960) — unternommen werden kann. Es steht nämlich eine große Anzahl von chemischen Analysen und Integrationsanalysen zur Verfügung. Aus der chemischen Analyse wird der Projektionspunkt in Eskolas ACF-Diagramm ermittelt. Dieser bestimmt wieder in den Diagrammen z. B. bei F. J. TURNER und J. VERHOOGEN (1960) ein Feld, dessen mineralische Zusammensetzung bekannt ist. Dieses Ergebnis kann mit der Integrationsanalyse verglichen werden.

Am geeignetsten erscheint eine tabellarische Darstellung, wobei die Analysen unter der von F. ANGEL und Mitarbeitern benützten Abkürzung zur Erleichterung von Vergleichen angeführt werden. Ebenso wird die in der Literatur von F. ANGEL und Mitarbeitern verwendete Gruppierung aufrecht erhalten.

A) Saure Kerngesteine.

Die Abb. 1 zeigt das ACF-Diagramm der Staurolith-Almandin-Subfazies mit den eingetragenen Projektionspunkten der bei F. ANGEL und W. SCHENK (1928) bzw. F. ANGEL (1928) angeführten chemischen Analysen.

In der Tabelle 1 sind die Namen und Integrationsanalysen aus der o. a. Literatur zusammengestellt; darunter ist das aus den chemischen Analysen bestimmte Feld und die sich daraus ergebende Mineralzusammensetzung aufgezeigt. Drei Analysen liegen ganz im Feld 7, während alle übrigen auch Anteil an Feld 4 haben. Tatsächlich kommt auch in den angeführten Gesteinen Granat und Hornblende vor.

Tabelle 1: Saure Kerngesteine der Gleinalpe

Gegenüberstellung des beobachteten und des auf Grund der chemischen Analysen aus dem ACF-Diagramm bestimmten Mineralbestandes Integrationsanalysen nach F. ANGEL u. W. SCHENK (1928)

	I	VII	IX	II	III	IV	V	VI
Quarz	29	36	26	31	42	28	31	40
Plagioklas	39	57	27	61	48	40	46	47
Mikroclin	13	—	24	—	—	—	—	—
Muskowit	8	—	1	2	1	1	—	—
Biotit	10	4	9	5	6	18	9	—
Granat	—	—	3	—	2	8	5	6
Chlorit	—	—	5	—	—	1	—	—
Hornblende	—	—	—	—	—	—	7	3
Erze usw.	1	3	5	1	1	4	2	4
Feld im ACF-Diagramm der Almandin-Stau- rolith Subfazies	7	7	7	7/4	7/4	4	4	4

Mineralbestand des Feldes

7: Quarz-Mikroclin-Plagioklas-Biotit-Muskowit-Epidot

4: Hornblende-Plagioklas-Almandin-Epidot-Quarz-Biotit

Legende: I Mikroklingranit, II Gneisgranit, III Granodiorit, IV Granodiorit,
V Quarzglimmerdiorit, VI Granodioritaplit, VII Granodioritaplit,
IX Augengneis.

B) Amphibolite.

Abb. 2 enthält im ACF-Diagramm der Staurolith-Almandin-Subfazies die Projektionspunkte der bei F. ANGEL und E. SCHNEIDER (1925) gebrachten chemischen Analysen. In Tabelle 2 sind weiterhin die Namen und Integrationsanalysen der Gleinalpenamphibolite sowie die aus den chemischen Analysen bestimmten Felder und die zugehörige Mineralzusammensetzung der Felder angeführt. Die Analysen fallen alle in die Felder 4 und 4a, eine deutliche Abtrennung der granatführenden Typen ist allerdings nicht gegeben. Eventuell wäre auch an eine Einstufung in die Chloritoid-Almandin-Subfazies zu denken, vgl. auch F. ANGEL (1940).

Tabelle 2: *Amphibolite der Gleinalpe*

Gegenüberstellung des beobachteten und des auf Grund der chemischen Analysen aus dem ACF-Diagramm bestimmten Mineralbestandes Integrationsanalysen nach F. ANGEL und E. SCHNEIDER (1925)

	A	D	F	E	H	B	G	I	K
Hornblende	72	72	66	64	51	67	99	15	55
Plagioklas	13	7	18	24	5	17	—	37	9
Zoisit	11	7	12	4	29	8	—	40	15
Granat	—	7	—	—	—	4	—	—	—
Muskowit	—	—	—	6	9	—	—	7	—
Biotit	—	—	—	—	—	—	—	—	17
Kalkspat	—	—	—	—	5	—	—	—	—
Erze usw.	4	7	4	2	1	4	1	1	4
Feld im ACF-Diagramm									
der Staurolith-	4a	4a	4a	4/4a	4/4a	4	4	4	4
Almandin Subfacies									

Mineralbestand des Feldes

4a: Hornblende-Plagioklas-Epidot-Quarz-Biotit

4: Hornblende-Plagioklas-Almandin-Epidot-Quarz-Biotit

Legende: A Plagioklasamphibolit, B Granatamphibolit, D Granatamphibolit, E Plagioklasamphibolit, F Plagioklasamphibolit, G Smaragditschiefer, H Hornblendezoisitschiefer, I Hornblendezoisitschiefer, K Biotitführender Amphibolit.

C) *Paraschiefer.*

Abb. 3 zeigt die Projektionspunkte der Analysen bei F. ANGEL und N. BIRNBAUM (1925) im ACF-Diagramm für die Staurolith-Almandin-Subfazies.

Die Tabelle 3 führt wieder die Namen und Integrationsanalysen an, sowie die durch die chemischen Analysen bestimmten Felder und ihre mineralische Zusammensetzung.

Die Kalksilikatschiefer A₂ und A₃ spiegeln die Anwesenheit von Diopsid sehr gut durch ihre Lage im Feld 11 wider; A₁ ist sehr kalkreich und zeigt dies ebenfalls durch seinen Projektionspunkt.

Im chloritführenden Glimmerschiefer C₁ fehlt der Staurolith; dieser könnte durch eine schwach diaphthoritische Einwirkung durch Chlorit vertreten sein. Der Hellglimmerschiefer D₁ enthält wieder erwartungsgemäß Staurolith, aber auch Disthen, während D₂ nur Disthen aufweist. Beim Plagioklasschiefer F₂ ist zu berücksichtigen, daß SiO₂- und wohl auch K₂O-Mangel herrscht, so daß man aus Feld 7 den Mikroklin vernachlässigen kann. Bei den phyllitischen Schiefen wäre zu erwarten, daß auch G₁ Staurolith und Disthen führt, jedoch ist wohl hier der Chlorit auf Kosten von Staurolith entstanden, wie wahrscheinlich auch in C₁.

Tabelle 3: *Sedimentabkömmlinge der Schieferhülle der Gleinalpe*
Gegenüberstellung des beobachteten und des auf Grund der chemischen
Analysen aus dem ACF-Diagramm bestimmten Mineralbestandes
Integrationsanalysen nach F. ANGEL und N. BIRNBAUM (1925)

	A ₂	A ₃	A ₁	B ₁	F ₂	D ₂	G ₂	D ₁	C ₁	G ₁	F ₁
Quarz	53	65	24	45	—	28	12	30	55	8	3
Kalkspat	6	4	24	—	—	—	—	—	—	—	—
Diopsid	6	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hornblende	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Plagioklas	8	15	2	—	56	—	10	—	—	2	53
Zoisit	2	2	4	3	—	—	—	—	—	2	—
Almandin	4	—	—	15	5	13	10	12	12	5	9
Chlorit	—	—	—	—	—	—	—	2	2	12	—
Biotit	18	9	41	—	35	3	—	2	7	—	33
Muskowit	—	—	—	34	—	50	56	50	22	68	—
Staurolith	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—
Disthen	—	—	—	—	—	4	9	1	—	—	—
Erze usw.	3	1	5	3	4	2	2	2	2	3	2
Feld im ACF-Diagramm der Staurolith-Almandin Subfazies	11	11	3	3	3	1	1/2	1/2	2	2	7

Mineralbestand des Feldes

11: Hornblende-Plagioklas-Diopsid

1: Quarz-Disthen-Staurolith-Muskowit-Plagioklas

7: Quarz-Plagioklas-Biotit

3: Quarz-Almandin-Muskowit-Biotit-Plagioklas-Epidot

2: Quarz-Staurolith-Almandin-Muskowit-Plagioklas-Biotit

Legende: A₁ Kalksilikatschiefer, A₂ Kalksilikatschiefer, A₃ Kalksilikatschiefer,

B₁ Granatglimmerquarzit, C₁ Chloritführender Glimmerschiefer,

D₁ Hellglimmerschiefer, D₂ Hellglimmerschiefer, F₁ Plagioklasschiefer,

F₂ Plagioklasschiefer,

G₁ Phyllitischer Schiefer, G₂ Phyllitischer Schiefer.

D) *Serpentin, Serpentinhofgesteine und ein Chloritoidschiefer.*

Diese Gesteine lassen sich nicht in die Staurolith-Almandin-Subfazies, sondern in die Chloritoid-Almandin-Subfazies, F. J. TURNER und J. VERHOOGEN (1951) bzw. Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies, F. J. TURNER und J. VERHOOGEN (1960), einordnen. Als Ergänzung ist wohl für die gegebenen Verhältnisse anzunehmen, daß in Feld 6 des ACF-Diagrammes der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies, d. h. ganz in der Nähe des Punktes F, nicht nur Talk und Chlorit stabil sind, sondern auch Antigorit, wie das auch in der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies gegeben ist. Diese Annahme wird man umso leichter machen können, als ja die Bildung von Serpentin weitgehend ein metasomatischer Vorgang ist, vgl. z. B. F. ANGEL (1925) oder F. J. TURNER und J. VERHOOGEN (1960) und es sich hier um ein SiO₂-armes System handelt. Übrigens ist dieselbe Annahme auch im *Symposium zur Klassifikation der kristallinen Schiefer* (1962) implizite enthalten.

Abb. 4 weist die Projektionspunkte der in F. ANGEL und G. MARTINY (1925) besprochenen chemischen Analysen im ACF-Diagramm der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies = Chloritoid-Almandin-Subfazies aus. Zu den chemischen Analysen liegen keine Integrationsanalysen vor, teilweise handelt es sich ja um fast monomineralische Gesteine. Deshalb können in der Tabelle 4 diese Zusammensetzungen nur qualitativ angegeben werden.

Der von F. MACHATSCHKI (1923) analysierte Chloritoid-Almandin-Schiefer ist in dieser Zusammenstellung aufgenommen.

Damit ist in Übereinstimmung mit F. ANGEL (1940) die Einreihung in die Almandin-Stauroolith-Subfazies und in die Almandin-Chloritoid-Subfazies gegeben. Eventuell wird man mit F. ANGEL (1940) in Betracht ziehen, vielleicht einen Teil der Amphibolite auch in die Almandin-Chloritoid-Subfazies einzuordnen.

Es ist derzeit auf Grund der experimentellen Daten bekanntlich möglich, wenigstens einen vorläufigen Überblick über die Temperatur- und Druckverhältnisse der Fazien zu gewinnen, z. B. W. S. FYFE, F. J. TURNER und J. VERHOOGEN (1958), F. J. TURNER und J. VERHOOGEN (1960) bzw. A. SCHÜLLER (1961) sowie H. S. YODER und C. E. TILLEY (1962). Demnach gelten für die Amphibolit-Fazies Temperaturen von etwa 500—700 Grad bzw. 750 Grad und Drücke von etwa 3—6 Kilobar. Für die Grünschieferfazies sind entsprechend niedrigere Werte anzusetzen.

Eine Neubearbeitung der Feldspäte der Gesteine des Gleinalpengebietes ist derzeit vom hiesigen Institut aus im Gange.

Tabelle 4: *Serpentin, Serpentinhofgesteine und ein Chloritoidschiefer der Gleinalpe*

Gegenüberstellung des beobachteten und des auf Grund der chemischen Analysen aus dem ACF-Diagramm bestimmten Mineralbestandes

	Antigorit-serpentin	Tremolit-Breunnerit-Serpentin	Smaragditschiefer	6	Smaragditschiefer	7	Chlorit-schiefer	8	Chloritoid-schiefer
Mineralbestand ¹⁾	2	3	6	6	7	8			M ₁ E ₁
	Antigorit Talk Tremolit Erz	Antigorit Talk Tremolit Breunnerit Erz	Smaragdit Talk Erz	6	Smaragdit	Chlorit Erz			Muskowit Biotit Plagioklas Quarz Almandin Chloritoid Erz usw.
Feld im ACF-Diagramm der Quarz-Albit-Epidot-Almandin Subfazies d. h. Chloritoid-Almandin Subfazies	6	6	6	6	6	6			2/3
Mineralbestand des Feldes	6: Talk-Tremolit-Chlorit-(Antigorit)	6: Talk-Tremolit-Chlorit-(Antigorit)	Hornblende	Hornblendefeld	6: Talk-Tremolit-Chlorit				2: Muskowit-Chloritoid-Almandin-Quarz 3: Muskowit-Chloritoid-Quarz

¹⁾ 2, 3, 6, 7 u. 8: Mineralbestand nach F. ANGEL u. G. MARTINY (1925), Hauptbestandteil hervorgehoben.
M₁
E₁: Mineralbestand nach F. MACHATSCHKI (1923), Hauptbestandteile hervorgehoben.

BESCHREIBUNG EINZELNER AUFSCHLÜSSE: VON DEN
KERNGESTEINEN IN DIE SCHIEFERHÜLLEN

a) *Granit bis Granodiorit: Fensteralpen-Humpelgraben* (Granit von Übelbach). Derzeit nicht im Abbau.

Die Hauptmenge des im Steinbruch, knapp über dem Bachbett, Anstehenden, ist ein Gestein, das von F. ANGEL (1923, 1928), F. ANGEL und W. SCHENK (1928) als Mikroklinggranit bezeichnet worden ist.

Modaler Mineralbestand: Tabelle 1, I.

Chemische Analyse, F. ANGEL und W. SCHENK (1928) und Werte nach Niggli, F. ANGEL (1928) bzw. F. ANGEL und W. SCHENK (1928) des Mikroklinggranites, Humpelgraben.

SiO ₂	71,62	si	361,0
TiO ₂	—	al	46,0
Al ₂ O ₃	15,41	fm	14,5
Fe ₂ O ₃	0,65	c	10,0
FeO	1,60	alk	29,5
MnO	sp.	mg	0,37
MgO	0,73	k	0,45
CaO	1,84	ti	—
Na ₂ O	3,27	p	0,4
K ₂ O	4,11		
P ₂ O ₅	0,31		
H ₂ O	0,87		
	<u>100,41</u>		

Mikroklin ist sogenannter flauer Mikroklin, häufig mit Karlsbader Verzwilligung und randlichem Myrmekit.

Plagioklas ist meist inverszonar mit Rand 15 Prozent an, im Kern 13 Prozent an.

Biotit und Muskowit zeigen eine deutliche Paralleltextur an. Die Korngrößen bewegen sich im Millimeterbereich.

Der Magmentypus ist yosemittitisch.

Der Wechsel im Mengenverhältnis der Hauptgemengteile Oligoklas, Quarz, Mikroklin, Biotit, Hornblende, Muskowit ergibt die von F. ANGEL und Mitarbeitern bestimmte Variationsbreite der Kerngesteine mit ihren verschiedenen Granodioritabarten. Dabei liegt über dem inneren Teil aus Granodiorit eine Haut von Mikroklinggranit.

Es gibt auch leukokrate glimmerarme Lagen von aplitisch bis pegmatitischem Charakter (Pegmatoide) mit schwarzem Turmalin.

Wie überhaupt in der gesamten Masse des Kernes Bänder, Linsen und Riesenfalten von Amphibolit eingeschichtet sind, so ist das auch hier im kleinen Bereich des Steinbruches der Fall. Die Granitmassen werden hier von Amphibolit überlagert; Granodioritmaterial und Amphibolit durchsetzen sich so, daß man Migmatite vor sich hat.

Die Amphibolite enthalten als Hauptgemengteil kurzstengelige gemeine grüne Hornblende mit $n\gamma/Z$ 17°—20° und inverszonare Plagioklase mit Kern etwa 18 Prozent an, Rand etwa 25 Prozent an; daneben treten noch etwas Granat und Zoisit sowie relativ viel Titanit auf. Das Gestein zeigt deutlich schieferige Textur. In einzelnen Typen reichlich auftretender Biotit wird von F. ANGEL

(1939), (1940) als Wirkung einer Kalimetasomatose durch migmatisierende Kerngesteinsmassen gedeutet: Hornblende wird zu Biotit und Epidot umgebildet.

Die nächst gelegenen vergleichbaren Amphibolite sind der von F. ANGEL und E. SCHNEIDER (1925) untersuchte Plagioklasamphibolit vom Lammkogel (F) und der Biotitführende Amphibolit von Hoyer-Stäring (K).

Integrationsanalyse: vgl. Tabelle 2, F und K.

Chemische Analysen, F. ANGEL und E. SCHNEIDER (1925) und Werte nach Niggli, F. ANGEL (1928).

Plagioklasamphibolit vom Lammkogel (F)			Biotitführender Amphibolit von Hoyer—Stäring (K)				
SiO ₂	47,39	si	108,0	SiO ₂	46,10	si	99,0
TiO ₂	2,08	al	19,0	TiO ₂	1,58	al	17,5
Al ₂ O ₃	14,12	fm	42,5	Al ₂ O ₃	13,83	fm	50,0
Fe ₂ O ₃	3,25	c	29,5	Fe ₂ O ₃	4,17	c	23,0
FeO	9,13	alk	9,0	FeO	8,96	alk	9,5
MnO	0,43	k	0,10	MnO	—	k	0,30
MgO	5,50	mg	0,44	MgO	8,39	mg	0,55
CaO	11,95	ti	6,0	CaO	9,72	ti	2,5
Na ₂ O	3,64	p	0,4	Na ₂ O	3,25	p	0,3
K ₂ O	0,56			K ₂ O	1,99		
H ₂ O	2,36			H ₂ O	2,39		
	<u>100,41</u>				<u>100,38</u>		

Der Magmentyp für (F) ist zwischen theralith- und essexitgabbroid und für (K) theralithgabbroid, falls man sie als richtige Orthoamphibolite auffaßt.

Die im Steinbruch anstehenden Amphibolite enthalten Mineralien der Zoisit-Epidotgruppe.

An Querklüften des Amphibolites konnte von H. HÖLLER (1963) Skolezit in sternförmiger Ausbildung identifiziert werden.

Die technologischen Daten, vgl. A. HAUSER und H. URREGG (1949) entsprechen durchaus der Norm für Granit. Der Übelbacher Granit entspricht annähernd dem Material aus der Böhmisches Masse und steht innerhalb der steirischen granitischen Gesteine an der Spitze. Ungünstig für die Gewinnung dieses Gesteins wirkt sich neben der Verkehrslage und dem schwierigen Abbau auch noch die nur z. T. befriedigende Spaltbarkeit aus. Der Abbau begann 1860 und das Material wurde besonders in Graz verschiedentlich verwendet (Randsteine, Sockelkränze). Später wurde der Übelbacher Granit gänzlich durch den Bachern Granit verdrängt und der Betrieb im Humpelgraben wurde eingestellt. Nach dem Ersten Weltkrieg fielen die Bachern-Brüche an Jugoslawien, jedoch erst 1938 wurde Material aus dem Humpelgraben wieder verwendet und zwar für die Straßenbrücke in Deutscheisritz und nach dem Zweiten Weltkrieg auch für die große Straßenbrücke bei Frohnleiten. Seit 1947 ist der Betrieb neuerdings eingestellt worden.

Von H. RÖSSNER (1933) gibt es eine Untersuchung über die Radioaktivität dieser sauren Kerngesteine, wobei der Radiumgehalt durchschnittlich 10^{-12} g pro g Gestein beträgt und mit der Azidität, aber auch mit dem Kaliumgehalt steigt.

Eine Altersbestimmung nach der Kalium/Argon-Methode vom Gestein des besuchten Fundpunktes ergab an zwei Proben nach einer Untersuchung von Dr. V. ZUBEK, zitiert bei H. FLÜGEL (1961), ein Alter von 71 bzw. 70 Millio-

nen Jahren. In der Gosau von Kainach finden sich nach W. SCHMIDT (1909) und F. ANGEL (1924), S. 271, aufgearbeitete Gesteine des Gleinalpenkernes, so daß dann das gefundene Alter nicht das Entstehungsalter ist, sondern möglicherweise einer letzten Überprägung entspricht. A. ALKER (1962) konnte allerdings bei einer Neuuntersuchung von entsprechenden Konglomeraten der Gosau von Kainach keine kristallinen Gesteine der Gleinalpe finden.

b) *Aplitgranit in Verbindung mit Amphiboliten.*

Auf halbem Wege zwischen den Granitbrüchen und der Mündung des Humpelgrabens in das Kleinalpe steht an einer kleinen Felsnase aplitgranitisches Gestein des Kernes an, in dem häufig mikropegmatitische Verwachsungen anzutreffen sind. In dem mitanstehenden Amphibolit sind die Hornblendens weitgehend zu Biotit umgewandelt, vgl. F. ANGEL (1928).

c) *Augengneis, knapp nördlich der Kapelle im Humpelgraben.*

Die Augen, bis zu 2 cm × 1 cm × 1 cm, sind Porphyroblasten und bestehen aus flauem Mikroklin mit Karlsbader Verzwillingung; M (010) liegt im Hauptbruch, kristallographisch Z pendelt in diesem. Das ist vergleichbar mit den Verhältnissen in Augengneisen des Präkabriums von Südnorwegen und in Augengranuliten, vgl. T. F. W. BARTH (1961) und K. H. SCHEUMANN (1961). Randlich wird der Mikroklin von Myrmekit mit Plagioklas mit 20 Prozent an angegriffen. Im Inneren enthält er als Einschlüsse neben Quarz und Glimmer auch Plagioklas mit etwa 20 Prozent an. Der Mikroklin ist nie schachbrettalbitisiert. Das Grundgewebe aus Quarz, Biotit, Muskowit, Oligoklas zeigt gute lagige Textur, wobei besonders im Quarz die kristalloblastische Verzahnung nach einer Kataklyse zum Ausdruck kommt. Der Plagioklas im Myrmekit, als Einschluß in den Augen und auch im Grundgewebe, ist einheitlich mittlerer Oligoklas.

Schon F. ANGEL (1923) hält in Anschluß an die Arbeiten von V. M. GOLDSCHMIDT (1921) die Entscheidung, ob es sich um Para- oder Orthogneise handelt, für schwierig. Auf alle Fälle liegt der Augengneis randlich als dünne Haut über dem Kern und „verlötet“ (F. ANGEL, 1939) den Kern mit seiner Schieferhülle. Granodiorit und Schiefer vermengen sich hier offensichtlich migmatisch. Diese Deutung liegt nahe, gleichgültig wie weit man den Granodioritkern selbst als migmatisch auffaßt. Ob an einer bestimmten Stelle das Paläosom vorwiegend aus Schiefermaterial stammt, oder ob die Augenbildung in einem schon weitgehend zu Granodiorit umgewandelten Gestein vor sich geht, ist im Einzelfall sicher oft nicht zu entscheiden. Diese Augengneishaut bildet somit einen Hiatus im Geschehen; gegen außen zu folgt nun die Schieferhülle.

Von F. ANGEL und W. SCHENK (1928) und F. ANGEL (1928) ist als nächster vergleichbarer Augengneis der vom Hauptzug zwischen Hoyer und Gleinalpenschutzhaus chemisch bearbeitet worden.

Die zugehörige Integrationsanalyse ist in Tabelle 1, IX, dargestellt.

Chemische Analyse, F. ANGEL und W. SCHENK (1928), Niggliwerte F. ANGEL (1928) bzw. F. ANGEL und W. SCHENK (1928) des Augengneises Hoyer-Gleinalpenschutzhäus.

SiO ₂	68,65	si	314,0
TiO ₂	0,53	al	38,5
Al ₂ O ₃	14,21	fm	24,0
Fe ₂ O ₃	1,03	c	9,5
FeO	3,58	alk	28,0
MnO	sp.	k	0,55
MgO	0,95	mg	0,27
CaO	1,94	ti	1,9
Na ₂ O	2,77	p	1,3
K ₂ O	5,33		
P ₂ O ₅	0,77		
H ₂ O	0,82		
	<u>100,58</u>		

Wenn das Gestein als rein magmatisches Produkt aufgefaßt wird, ergibt sich den Werten nach keine günstige Einordnungsmöglichkeit, F. ANGEL und W. SCHENK (1928).

Erst unter der Annahme eines kleineren si-Wertes, der den Werten von al und c entspricht, wird eine Zuordnung zu einem granodioritischen Magma möglich; diese von F. ANGEL und W. SCHENK (1928) angeführte Betrachtung entspricht aber einer Migmatitbildung in einem quarzreichen Gestein.

d) *Staurolith-Disthen-Granat-Glimmerschiefer (Hellglimmerschiefer) und Granat-amphibolit von der Mündung des Humpelgrabens in das Kleinthal.*

Entsprechend der sedimentären Anlage kommen alle Übergänge von Staurolith-Disthen-Granat-Glimmerschiefer (Hellglimmerschiefer) zu Quarziten vor. Ebenso können Staurolith und Disthen fehlen. Unmittelbar nördlich der Mündung des Humpelgrabens in das Kleinthal stehen mehr quarzitische Typen an, während anschließend im Kleinthal Hellglimmerschiefer vorwiegen.

Als vergleichbare Gesteine können nach F. ANGEL und N. BIRNBAUM (1925) der Granatglimmerquarzit (B₁) aus dem Übelbachgraben, der Hellglimmerschiefer (D₁) vom Hauenstein und der Hellglimmerschiefer (D₂) vom Bussardkogel angeführt werden. Die dazugehörigen Integrationsanalysen sind in Tabelle 3 enthalten.

Die chemischen Analysen der Glimmerschiefertypen lassen sich unter Voraussetzung einer isochemen Metamorphose sehr gut mit tonerdereichen, eisenhaltigen Tonen, z. B. dem Liaston von Dobbartin vergleichen, F. K. SCHLÜNZ (1936).

Der Granat ist vorwiegend Almandin; aus mehreren Gesteinsanalysen läßt sich die Zusammensetzung des Granates berechnen, F. ANGEL und N. BIRNBAUM (1925); vom Tiefsattel ist ein allerdings einschlußreicher Granat gesondert analysiert worden.

Chemische Zusammensetzung von Granaten aus verschiedenen Glimmerschiefern:

	Granatglimmerquarzit, Ubelbachgraben	Chloritf. Hell- glimmerschiefer, Wolfsgrube	Hellglimmer- schiefer, Hauenstein	Hellglimmer- schiefer, Bus- sardkogel	Almandin- Disthen- schiefer, Tiefsattel
	B ₁	C ₁	D ₁	D ₂	G ₂
Almandin	66,7	75,0	69,6	59,1	72,5
Spessartin	12,1	—	5,8	3,0	1,7
Pyrop	—	—	18,8	13,6	0,8
Grossular	21,2	25,0	5,8	24,3	25,0

Der Granat zeigt häufig ein si von Einschlüssen, wobei si gegen se ge-
dreht ist.

Disthen erscheint sowohl feinkörnig wie auch in relativ großen Stengeln,
die manchmal postkristallin verbogen sind. Staurolithstengel sind immer nur in
geringer Zahl vorhanden.

Das Grundgewebe besteht aus Lagen mit kristalloblastisch verzahntem
Quarz und aus Lagen von postkristallin verbogenem Muskowit und Biotit. Ge-
legentlich erscheint etwas nicht zonarer Plagioklas mit 20 Prozent an, als Por-
phyroblasten treten Granat, Disthen und Staurolith auf.

Damit wird man die letzte Bewegungsphase wohl nach der Kristallisation
der Glimmer und nach der Sprossung von Granat und Disthen anzusetzen
haben; die Entstehung der Staurolithporphyroblasten dürfte gegen Ende der
letzten Bewegungsphase anzunehmen sein, während der Quarz in seiner kri-
stalloblastischen Verzahnung die letzten Bewegungen überdauert. Im allgemei-
nen ergibt sich also ein Bild eines vielaktigen Geschehens von Bewegungs- und
Kristallisationsvorgängen, die durchaus mit den von S. MATTHES (1962) ange-
führten Verhältnissen an staurolithführenden Paragneisen des mittleren Vor-
spessarts zu vergleichen sind.

Auf die weitgehende Gleichheit der Amphibolite im engeren Sinn im Kern
und im unteren Teil der Schieferhülle hat F. ANGEL (1923) hingewiesen, wenn
sich auch in der Hülle ein reicheres Bild der Variationsbreite ergibt, die bei
F. ANGEL (1928, 1939) als Differentiation aufgefaßt wird.

Der hier anstehende Granatamphibolit enthält gemeine grüne Hornblende
und Plagioklas mit etwa 25 Prozent an als Hauptgemengteile, ferner Granat-
porphyroblasten, etwas Zoisit bzw. Klinozoisit-Epidot und Titanit. Die Horn-
blenden bilden die Falten als Polygonalbögen ab.

Aus dem breiten Band von Amphiboliten, das in der Schieferhülle von SW
nach NE streicht, sind aus dem westlichen Teil von F. ANGEL und E. SCHNEIDER
(1925) zwei Granatamphibolite eingehend untersucht worden.

In Tabelle 2 sind die Integrationsanalysen (B, D) angeführt.

Chemische Analysen, F. ANGEL und E. SCHNEIDER (1925), Werte nach NIGGLI, F. ANGEL (1928) von zwei Granatamphiboliten.

B, Bussardkogel

D, Ochsenkogel

SiO ₂	48,24	si	119,5	SiO ₂	47,11	si	113,5
TiO ₂	1,48	al	16,0	TiO ₂	3,26	al	16,0
Al ₂ O ₃	11,96	fm	51,5	Al ₂ O ₃	11,27	fm	43,5
Fe ₂ O ₃	0,54	c	25,0	Fe ₂ O ₃	1,42	c	30,5
FeO	13,52	alk	7,5	FeO	12,77	alk	10,0
MnO	1,52	k	0,15	MnO	0,38	k	0,14
MgO	6,42	mg	0,43	MgO	4,23	mg	0,34
CaO	10,31	ti	3,5	CaO	12,09	ti	2,5
Na ₂ O	2,93			Na ₂ O	3,73		
K ₂ O	0,79			K ₂ O	0,97		
P ₂ O ₅	0,31			P ₂ O ₅	0,37		
H ₂ O	2,30			H ₂ O	2,26		
	<u>100,32</u>				<u>99,86</u>		

Die Magmentypen sind nach F. ANGEL (1928) essexitgabbroid-theralithgabbroid bis normalgabbroid.

Ein Granat aus dem Granatamphibolit vom Bussardkogel ergibt, unter Abzug von reichlichen Einschlüssen, nach einer Analyse von F. ANGEL und E. SCHNEIDER (1925): 66,7 Prozent Almandin, 13,4 Prozent Pyrop, 1,7 Prozent Spessartin, 18,2 Prozent Grossular.

e) *Plagioklasamphibolit und Granatglimmerquarzit im Kleinthal 800 m östlich der Mündung des Humpelgrabens.*

Der Plagioklasamphibolit steht an der nördlichen Talseite am Güterweg an und enthält neben gemeiner grüner Hornblende und inverszonarem Oligoklas (Kern 20 Prozent an, Rand 25 Prozent an) Epidot und Titanit. Prochlorit kommt, wohl als Umwandlungsprodukt von Hornblende, ebenfalls vor. Er ist ein Anzeichen einer Diaphthorose, die strichweise den gesamten Komplex befällt.

Als Vergleichsgestein kann nach F. ANGEL und E. SCHNEIDER (1925) der Plagioklasamphibolit vom Bussardkogel angeführt werden.

Die Integrationsanalyse ist in Tabelle 2 gegeben (A).

Chemische Analyse, F. ANGEL und E. SCHNEIDER (1925), Niggliwerte, F. ANGEL (1928) des Plagioklasamphibolites vom Bussardkogel.

SiO ₂	46,58	si	94,0
TiO ₂	1,88	al	16,5
Al ₂ O ₃	12,50	fm	44,0
Fe ₂ O ₃	1,72	c	33,0
FeO	10,97	alk	6,5
MnO	0,94	k	0,37
MgO	5,66	mg	0,43
CaO	14,13	ti	3,0
Na ₂ O	2,30	p	0,4
K ₂ O	1,16		
P ₂ O ₅	0,37		
H ₂ O	2,04		
	<u>100,25</u>		

Der Magmentypus ist nach F. ANGEL (1928) essexit-gabbroid bis issitisch und unter Voraussetzung isochemer Umwandlungen wären Granatamphibolite und Plagioklasamphibolite Differentiate eines gabbroiden Magmas.

An der südlichen Talseite unmittelbar an der Straße steht derselbe Granatglimmerquarzit an, der schon im vorhergehenden Fundpunkt behandelt wurde. Neben den postkristallin verbogenen Glimmern ist auch hier das kristalloblastisch verzahnte Quarzgefüge als Andeutung eines mehraktigen Geschehens anzusehen.

f) *Rötlicher Marmor, Kalksilikatschiefer und Plagioklasschiefer im Kleinthal, etwa 1 km östlich der Mündung des Humpelgrabens.*

Der Aufschluß ist leider so stark verwachsen, daß die gegenseitige Lage der Gesteinstypen nicht mit Sicherheit festgestellt werden kann. Auf alle Fälle befindet man sich hier bereits im Bereich der oberen, kalkreichen Schieferhülle, F. ANGEL (1923, 1939).

Die Kalkspatkristalle des rosa gefärbten *Marmors* sind manchmal ganz leicht zweiachsig. Zweiachsiger Kalkspat ist mehrfach, z. B. auch von P. PAULITSCH (1951) an Marmoren des Gailtales, festgestellt worden. Der Zusammenhang mit dem Gefüge ist wohl noch nicht völlig geklärt. An sonstigen Mineralien sind noch enthalten: Quarzkörnchen, Muskowit und einige Körner eines Minerals der Zoisitgruppe.

Die Ursache der roten Färbung ist noch nicht bekannt.

Im *Kalksilikatschiefer* bilden der kristalloblastisch verzahnte Quarz und der postkristallin gebogene Muskowit und Biotit ein verfaltetes und lagiges Gefüge, an dem auch der ebenfalls in Lagen angeordnete Kalkspat teil hat. Körnchen von leicht gelblichem Epidot sind reichlich im Gefüge eingestreut. Besonders in den glimmerigen Lagen sproßt Plagioklas und zwar ein nicht zonarer Oligoklas von etwa 25 Prozent an. Als Vergleichsgesteine seien nach F. ANGEL und N. BIRNBAUM (1925) der Kalksilikatschiefer von Burgstallerkapitel (A_1) und der Kalksilikatschiefer von Bachanek angeführt; in A_1 Plagioklas mit 30—35 Prozent an. Der Kalksilikatschiefer vom Pockstallergraben (A_2) und der Kalksilikatschiefer, Vorderer Stagg (A_3), sind stärker umkristallisiert und es kommt zur Bildung von Diopsid, eventuell auch von Hornblende und von basischen Plagioklasen, in A_2 und A_3 38—45 Prozent an. Die Integrationsanalysen von A_1 , A_2 und A_3 sind in Tabelle 3 enthalten.

Die *Plagioklasschiefer* haben mit den Kalksilikatschiefern das lagige Gefüge aus postkristallin verbogenem Muskowit und Biotit mit kristalloblastisch verzahnten Quarz-Zwischenlagen gemeinsam; Kalkspat jedoch tritt sehr zurück. Almandinporphyroblasten, teilweise mit siebartigem und verstelltem si, sprossen im Gewebe auf und vermitteln ein ähnliches Ineinandergreifen von Bewegung und Kristallisation wie bei den Hellglimmerschiefern der unteren Schieferhülle. Klinozoisit mit Übergängen zu Epidot und auch Zoisit sind in kleinen Stengeln gut in das Gefüge eingeschlichtet. Besonders innerhalb der Glimmerlagen entsteht zonarer, porphyroblastischer, basischer Plagioklas mit Kern Andesin (40 % an) und Rand Labradorit (60 % an). Spärlicher Prochlorit, der auf Kosten des Biotits entsteht, deutet eine Diaphthorese an. Unter den Akzessorien tritt bräunlicher Turmalin besonders hervor.

Vergleichbare Gesteine sind aus F. ANGEL und N. BIRNBAUM (1925) in Tabelle 3 angeführt. Aus den chemischen Analysen bei F. ANGEL und N. BIRNBAUM (1925) folgt, daß die Plagioklasschiefer besonders aus Al_2O_3 -reichen Sedimenten

entstehen. Die besonders kräftig umkristallisierte Erscheinungsform des Plagioklasschiefers wird von F. ANGEL und N. BIRNBAUM (1925) mit Fruchtschiefer — bzw. Hornfelsartigen Bildungen verglichen; solche Typen, sowie auch Diopsidreiche Kalksilikatschiefer stehen an der Exkursionsroute Humpelgraben-Kleinthal nicht an.

g) *Marmor an der Mündung des Seitentales „Meißl“.*

Es handelt sich um einen Kalkmarmor, der von Kalksilikatschiefer begleitet wird. Der Kalkspat selbst ist wieder teilweise anomal zweiachsig. Der Marmor ist verhältnismäßig reich an Begleitmineralien, und zwar enthält er sehr viel Muskowit und Quarz, an Erz tritt Pyrit und Magnetkies auf. Die großen Pyritkristalle (bis zu 1 cm Durchmesser) zeigen nur schlechte kristallographische Ausbildung, während kleine Kristalle ausgezeichnete Kristallflächen haben; Würfel, Oktaeder und Pentagondodekaeder sind entwickelt. Es kann wohl auch hier nicht gezweifelt werden, daß es sich um ein positives Pentagondodekaeder handelt, P. PAULITSCH (1950).

Zum Vergleich können etwa die Stinkmarmore der Stubalpe herangezogen werden.

h) *Pegmatit von Neuhofer-Prententhaler.*

Dieser mächtige Pegmatitzug verquert auch das Kleinthal vor seiner Mündung. Die Aufschlußverhältnisse sind jedoch im Kleinthal so ungünstig, daß es sich empfiehlt, den Pegmatit im Übelbachgraben zu besichtigen.

Das Gefüge des Pegmatits ist blastomylonitisch. Große Mikroklin-Kristalle (zentimeterlang), von Rupturen durchsetzt und mit gebogenen Lamellen der Gitterung, haben der Kataklyse widerstanden. Diese Mikrokline umsäumt ein kristalloblastisch verzahntes Gemenge von Kleinkörnern (0,05—0,3 mm Durchmesser) aus Quarz, Mikroklin und Plagioklas. Der Plagioklas ist nicht zonar, saurer Oligoklas mit 10—12 Prozent an.

Auf eine mylonitische Phase folgt mithin eine Rekristallisation, die wohl mit dem verzahnten Quarzgefüge der benachbarten Schiefer parallel gesetzt werden kann.

Als Übergemengteile erscheinen Muskowit in kleinen Tafeln bis 1 cm groß und Turmalin (Schörl) in den bekannten Säulen, die jedoch meist zerbrochen und durch Quarz wieder ausgeheilt sind. Im Dünnschliff hat der Turmalin ϵ rötlichbraun, ω bläulichschwarz, A. SIGMUND (1918), oft mit gutem Zonarbau.

Vom Pegmatit, Vorderer Stagg, F. ANGEL und W. SCHENK (1928) liegen eine chemische Analyse und die daraus berechneten Niggliwerte, F. ANGEL (1928), vor:

SiO ₂	75,36	si	422,0
TiO ₂	—	al	59,5
Al ₂ O ₃	14,89	fm	9,0
Fe ₂ O ₃	0,76	c	8,0
FeO	—	alk	33,5
MnO	—	k	0,29
MgO	0,34	mg	0,29
CaO	1,32		
Na ₂ O	4,34		
K ₂ O	2,76		
P ₂ O ₅	sp.		
H ₂ O	0,67		
	<hr/>		
	100,44		

Nach F. ANGEL (1928) handelt es sich um einen trondhjemitischen Magmentyp. Eine Einordnung nach W. E. TRÖGER (1935) ergibt peraziditisch und nach C. BURRI (1959) leukogranitisch.

Natürlich variiert der Pegmatit besonders stark in seiner Zusammensetzung, so daß auch ziemlich abweichende Typen geschlagen werden können.

i) *Granatglimmerquarzit.*

Auf der Strecke zwischen dem Pegmatit und der Mündung des Kleinthales ist Granatglimmerquarzit aufgeschlossen, durch Graphit, vgl. F. ANGEL (1939), dunkel gefärbt, wie er in der oberen kalkreichen Schieferhülle vorkommt. Der Plagioklas hat 18—23 Prozent an.

Literaturverzeichnis

- ALKER A. 1962. Mitt. Abt. Min. Joanneum, Graz, 19.
ANGEL F. 1923. Jb. Geol. B. A., Wien, 73, 63.
— 1924. Mitt. naturw. Ver. Steiermark 60; Gesteine der Steiermark.
— 1925. N. Jb. Min. etc. Beil. Bd. 51, 213.
— 1928. N. Jb. Min. etc. Beil. Bd. 56, Abt. A, 423.
— 1939. Fortschr. Min. 23, XC.
— 1940. Wissenschaftl. Jb. Univ. Graz, 251.
— und BIRNBAUM N. 1925. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 36, 113.
— und MARTINY G. 1925. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 38, 353.
— und SCHNEIDER E. 1925. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 36, 1.
— und SCHENK W. 1928. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 39, 8.
BARTH T. F. W. 1961. N. Jb. Min. Abh. 96, 302 (52).
—, CORRENS C. W. und ESKOLA P. 1939. Die Entstehung der Gesteine. Berlin.
BURRI C. 1959. Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel.
FLÜGEL H. 1961. Mitt. Abt. Geol. etc. Joanneum, Graz 23, 1.
— 1963. Das steirische Randgebirge. Sammlung geol. Führer 42, Berlin.
FYFE W. S., TURNER F. J. und VERHOOGEN J. 1958. Metamorphic Reactions and Metamorphic Facies. Geol. Soc. Am. Mem. 73.
GOLDSCHMIDT V. M. 1921. Kristiania Vidensk. Skr. Math.-Naturv. Kl. 10.
HAUSER A. und URREGG H. 1949. Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks, Graz, H. 2, 30.
HIESZLEITNER G. 1953. Fortschr. Min. 32, 75.
HÖLLER H. 1963. Im Druck.
MACHATSCHKI F. 1923. Geol. Archiv 2, 188.
MATTHES S. 1962. Exkursion in das Kristallin des Spessarts am 17. 9. 1962.
MEIXNER H. und WALTER L. 1939. Fortschr. Min. 23, LXXXI.
ORVILLE P. M. 1962. Norsk Geol. Tids. 42, (Feldspar vol.), 283.
PAULITSCH P. 1950. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 1, 285.
— 1951. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) 2, 180.
RÖSSNER H. 1933. Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge) 44, 495.
SCHEUMANN K. H. 1961. N. Jb. Min. Abh. 96, 303 (53).
SCHLÜNZ F. K. 1936. Chemie der Erde 10, 116.
SCHMIDT W. 1909. Jb. Geol. R. A. 58, 223.
SCHÜLLER A. 1961. N. Jb. Min. Abh. 96, 250.
SIGMUND A. 1918. Mitt. naturw. Ver. Steiermark, 54, 225.
Symposion zur Klassifikation der kristallinen Schiefer (1962). N. Jb. Min. Monh., 163.
TRÖGER W. E. 1935. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.

- TURNER F. J. und VERHOOGEN J. 1951. *Igneous and Metamorphic Petrology*.
1. Aufl. New York.
— 1960. *Igneous and Metamorphic Petrology*. 2. Aufl. New York.
- TUTTLE O. F. und BOWEN N. L. 1958. *Origin of Granite etc. Geol. Soc. Am. Mem.* 74.
- WEINZEDL F. 1935. *Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Neue Folge)* 46, 73.
- WINKLER H. G. F. 1958. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 13, 42.
— und v. PLATEN H. 1959. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 15, 91.
— 1960. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 18, 294.
— 1961a. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 24, 48.
— 1961b. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 24, 250.
- YODER H. S. und TILLEY C. E. 1962. *Journal Petr.* 3, 342.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. H. HERITSCH,
Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität
Graz.

Text zu den Abbildungen (auf Beilage XVI):

- Abb. 1: Projektionspunkte saurer Kerngesteine der Gleinalpe (Tabelle 1), eingetragen in das A-C-F-Diagramm der Staurolith-Almandin-Subfazies.
- Abb. 2: Projektionspunkte von Amphiboliten der Gleinalpe (Tabelle 2), eingetragen in das A-C-F-Diagramm der Staurolith-Almandin-Subfazies.
- Abb. 3: Projektionspunkte von Sedimentabkömmlingen der Gleinalpe (Tab. 3), eingetragen in das A-C-F-Diagramm der Staurolith-Almandin-Subfazies.
- Abb. 4: Projektionspunkte von Serpentin, Serpentinhofgesteinen und eines Chloritoidschiefers der Gleinalpe (Tabelle 4), eingetragen in das A-C-F-Diagramm der Chloritoid-Almandin-Subfazies bzw. der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies.
- Abb. 5: Normatives Komponentenverhältnis Q:Ab:Or saurer Kerngesteine der Gleinalpe, eingetragen in das Diagramm anatektischer experimenteller Schmelzen nach H. G. F. WINKLER und H. v. PLATEN (1961).

Abb. 1

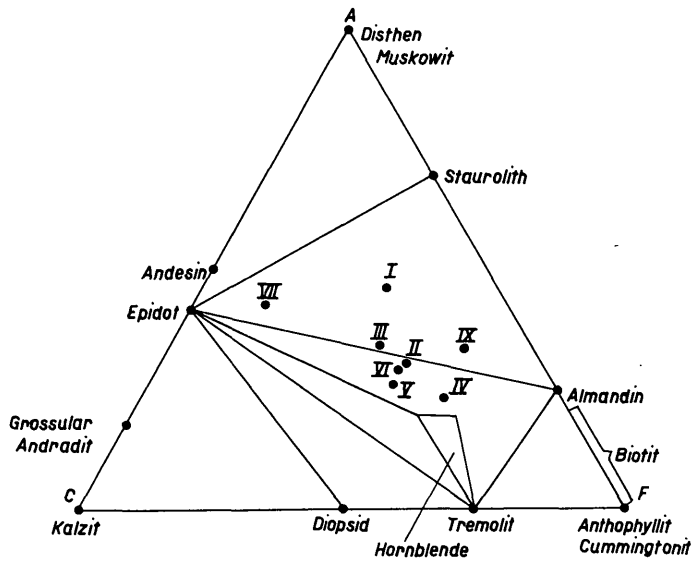


Abb. 2

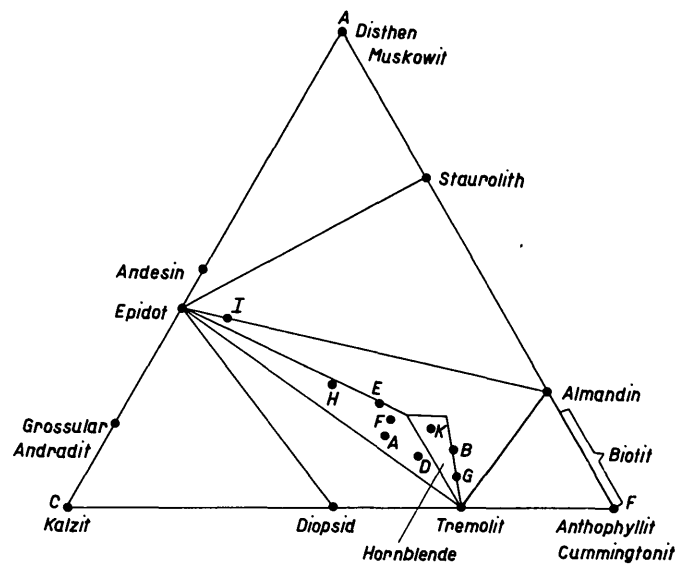


Abb. 3

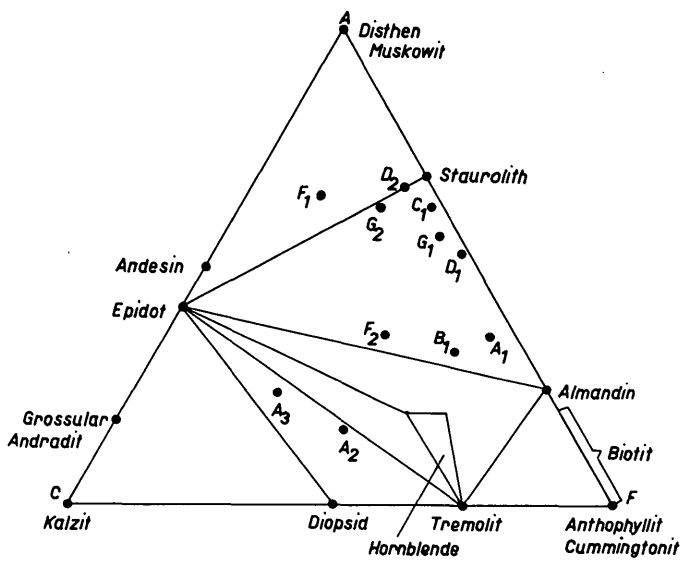


Abb. 4

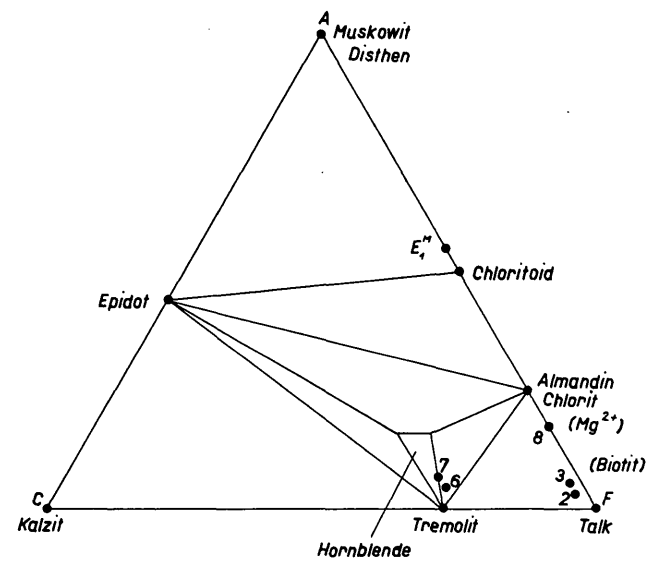
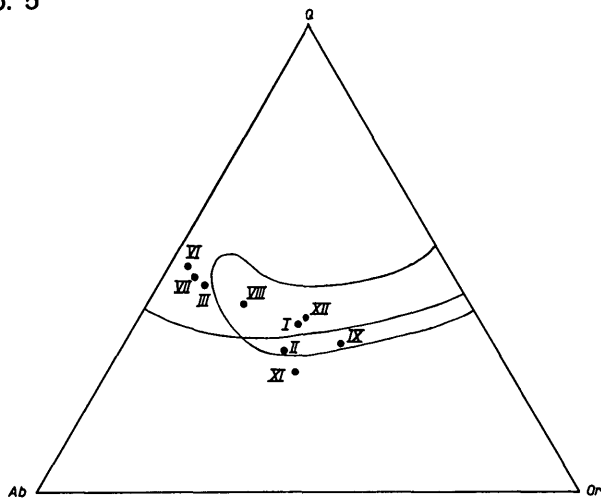


Abb. 5



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark](#)

Jahr/Year: 1963

Band/Volume: [93](#)

Autor(en)/Author(s): Heritsch Haymo

Artikel/Article: [Exkursion in das Kristallengebiet der Gleinalpe, Fensteralpen-Humpelgraben, Kleinalpe. 159-177](#)