

**GEOLOGIE**  
DES  
**GROSSGLOCKNERGEBIETES**  
(I. TEIL)

VON

**H. P. CORNELIUS UND E. CLAR**

MIT 1 KARTE, 2 TAFELN UND 89 TEXTFIGUREN

ABHANDLUNGEN DER ZWEIGSTELLE WIEN DER REICHSTELLE FÜR BODENFORSCHUNG  
(FRÜHER GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT)

**BAND XXV, HEFT 1**

PREIS 46 REICHSMARK

WIEN 1939

EIGENTUMER, HERAUSGEBER UND VERLEGER: ZWEIGSTELLE WIEN DER REICHSTELLE FÜR BODENFORSCHUNG  
(FRÜHER GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT), WIEN, III., RASUMOFSKYGASSE 23

GESELLSCHAFTS-BUCHDRUCKEREI BRÜDER HOLLINEK

## Vorwort.

Mit der vorliegenden Arbeit übergeben wir der Öffentlichkeit den ersten — und voraussichtlich umfangreichsten — Teil unseres ausführlichen Begleittextes zur Geologischen Karte des Glocknergebietes, welcher die Beobachtungen stratigraphischer und petrographischer Art am Baumaterial des Gebirges (also mit Ausschluß des Quartärs) und daraus abzuleitende Folgerungen enthält. Die Tektonik soll als zweiter, die Quartärgeologie und Morphologie als dritter Teil im Laufe der nächsten Jahre herauskommen. Die Karte selbst ist bereits, zusammen mit einem kurzen Erläuterungsheft, erschienen, liegt jedoch dem vorliegenden Bande nochmals bei.

Die Geländeaufnahmen wurden ausgeführt im Auftrage und auf Kosten des Deutschen Alpenvereins in den Jahren 1929—32; dazu noch einige kleine Nachträge in den folgenden Jahren.

Leider hat die prachtvolle Glocknerkarte des Deutschen (ehemals D. u. Ö.) Alpenvereins,\*) welche die Unterlage unserer Aufnahmen bildet, einen für den Geologen schwerwiegenden Mangel: sie umfaßt nicht das Gesamtgebiet der Glocknergruppe; insbesondere der geologisch hochwichtige Nordrand ist abgeschnitten. Diesem Mangel wurde für uns in glücklicher Weise dadurch abgeholfen, daß die Geologische Bundesanstalt dem einen von uns im Jahre 1933 den Auftrag erteilte, den auf Blatt Kitzbühel—Zell am See (1:75.000) enthaltenen Nordsaum der Gruppe für die Herausgabe des genannten (von *Th. Ohnesorge* aufgenommenen, aber nicht ganz vollendeten) Blattes zu revidieren. Der fehlende, etwa 2—3½ km breite Zwischenstreifen auf Blatt Großglockner wurde ebenfalls im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt hinzukartiert und, als in den Krisenjahren hierfür keine Mittel mehr zur Verfügung standen, auf eigene Kosten ergänzt. 1938 wurde ein Teil dieser Aufnahmen — beiderseits des Kapruner Tals — revidiert und der inzwischen erschienenen neuen topographischen Unterlage 1:25.000 angepaßt. — Auch im S liegen die Verhältnisse ähnlich, insofern als der Rand der Alpenvereinskarte die Gesteinszüge der komplizierten Matrierer Zone unter spitzem Winkel schneidet. Auch hier schuf der mit 1936 erneuerte Auftrag der Geologischen Bundesanstalt zur Aufnahme von Blatt Großglockner 1:75.000 Abhilfe; 1938 konnte auch das auf Blatt Hofgastein 1:75.000 befindliche Anschlußstück bis zur Möll noch hinzukartiert werden.

Blatt Kitzbühel—Zell am See ist inzwischen erschienen (1935). Die Vollendung von Blatt Großglockner wird noch mehrere Jahre in Anspruch nehmen, so daß für die darauf — außerhalb der AVK. — entfallenden Teile des Gebiets leider vorläufig eine geologische Karte nicht zur Verfügung steht; der ursprüngliche Plan, den nördlichen Anschlußstreifen gleichzeitig 1:25.000 herauszugeben, mußte der Kosten halber einstweilen fallen gelassen werden. Die seither erfolgte Heimkehr ins große deutsche Vaterland läßt jedoch hoffen, daß in absehbarer Zeit die gesamten Aufnahmen in 1:25.000 veröffentlicht werden können.

Die vorliegende Arbeit umfaßt also das gesamte Gebiet der Glocknergruppe mit Ausnahme der östlichen Hälfte des Schwarzkopfkammes; darüber hinaus die gesamte Matrierer Zone zwischen Kals und dem Mölltal — auch soweit sie orographisch der Schobergruppe angehört (der Anteil des Schober-Altkrystallins an Blatt Großglockner — außerhalb der AVK. — ist dagegen nicht mehr berücksichtigt; er soll Gegenstand einer besonderen Arbeit sein).

Die Leitung der Aufnahme der AVK., sowie die Redaktion von Karte und Text lag in den Händen von *H. P. Cornelius*. Die Arbeitsteilung zwischen beiden Verfassern wurde in der Weise durchgeführt, daß der eine von uns (*H. P. C.*) den Raum N der Hauptwasserscheide, der andere (*E. C.*) das Gebiet auf der Südseite, dazu im Osten den Hintergrund und die Ostseite des Fuscher Tales zum größten Teil aufnahm. Die Grenzregion im Ödenwinkel und N der Pasterze wurde z. T. gemeinsam begangen; auch einige andere Touren wurden gemeinsam ausgeführt. Die Gebiete außerhalb der AVK. im N und S sind von *H. P. Cornelius* hinzukartiert.

Bei der Niederschrift des vorliegenden Textes haben wir den Grundsatz verfolgt, auch die Ausarbeitung seiner eigenen Beobachtungen nach Möglichkeit jedem der Verfasser selbst zu überlassen. Es erhielt also jeder von uns die Gesteine zur Bearbeitung zugeteilt, die in seinem Aufnahmsbereich die größere Rolle spielen; oder auch solche, die er zuerst beobachtet oder an denen er zuerst irgend welche wichtige Feststellungen gemacht hatte. Nur in wenigen Fällen mußten wir von diesen Grundsätzen ab- und zu einer willkürlichen Verteilung übergehen. Es hat aber ein jeder Abschnitt des einen Verfassers auch dem anderen — meist wiederholt — zu Einwendungen und Ergänzungen auf Grund abweichender eigener Erfahrungen vorgelegen; wovon auch vielfach Gebrauch gemacht wurde. Die Kennzeichnung der einzelnen Abschnitte nach Verfassern im Inhaltsverzeichnis besagt also nur, daß der Hauptanteil an dem betreffenden Abschnitt dem jeweils angeführten Verfasser

\*) Im folgenden stets abgekürzt als AVK. zitiert!

zukommt; alle kleineren Einschaltungen zu kennzeichnen, wäre zu weit gegangen. Ist ein Hauptabschnitt mit einem Verfassernamen bezeichnet, so gilt dieser selbstverständlich auch für alle Untergliederungen, so weit nicht ausdrücklich der Name des anderen dabeisteht. Im großen und ganzen aber können wir wohl die Arbeit als unser gemeinsames geistiges Eigentum betrachten; zumal vieles ja das Ergebnis eines Gedankenaustausches ist, das sich überhaupt nicht mehr auf einen Urheber zurückführen läßt.

Das Manuskript der vorliegenden Arbeit lag bereits im Winter 1936/37 im wesentlichen fertig vor; die Drucklegung scheiterte damals an der Frage der Kosten, welche im Österreich der Systemzeit eben nicht aufzubringen waren. Der politische Umschwung des Jahres 1938 hat auch diese Frage wie so viele andere mit einem Schlage gelöst! Die Neuaufnahmen und Revisionsbegehungen des Sommers 1938 machten noch einige Ergänzungen notwendig; ebenso wurde das Literaturverzeichnis durch einige wichtige Neuerscheinungen bereichert, die ebenfalls z. T. noch Hinweise im Text nach sich zogen. In der Hauptsache aber wurde dieser so belassen, wie er vor zwei Jahren abgeschlossen worden war.

Wenn wir nun allen denen, die unsere Arbeit in irgend einer Weise gefördert haben, unseren Dank zum Ausdruck bringen, so gebührt derselbe in erster Linie dem Deutschen (ehemals D. u. Ö.) Alpenverein, der uns in großzügiger Weise die Arbeit finanziell ermöglicht hat, sowie Herrn Prof. *R. v. Klebelsberg* als ersten Vorsitzenden des Vereins, bzw. des Wissenschaftlichen Unterausschusses, der unsere Anträge vertreten und durchgesetzt hat. Und ebenso der ehemals Geologischen Bundes- bzw. Landesanstalt in Wien, deren Dienstaufträge dem einen von uns die Ergänzung der Aufnahmen über den Bereich der Glocknerkarte hinaus möglich machten; nicht minder dafür, daß sie den vorliegenden Text in ihre Abhandlungen aufgenommen hat.

Ferner hat Herr Hofrat *H. Ascher* eine große Anzahl von Dünnschliffen aus dem von ihm anlässlich des Baues des Stubach-Kraftwerkes I untersuchten Gebiet zur Verfügung gestellt, die z. T. sehr gute Dienste geleistet haben (im Text ist diese „Sammlung *Ascher*“ abgekürzt als S. A. zitiert). Herr Dr. *E. Nowack* hat einiges von ihm während seiner Tätigkeit für die AEG. 1929—30 gesammeltes Gesteinsmaterial an uns abgetreten und manche wertvolle Auskünfte gegeben. Herrn Ing. *O. Schaubberger* ist für Nachrichten über den eingestellten Talk- und Asbestbergbau bei Judendorf im Fuscher Tal zu danken. Herr Bergrat *O. Hackl* hat einige chemische Prüfungen in dankenswerter Weise ausgeführt. Vergleichsmaterial haben die Herren Prof. *F. Angel*, Dr. *L. Waldmann*, Dr. *H. Meixner* beigestellt; insbesondere den ersten beiden verdanken wir auch viele anregende Diskussionen. Herr Dr. *Sedlacek* hat sich um die Herstellung eines Teiles der beigegebenen Mikrophotographien in hohem Maße verdient gemacht. An einzelnen Begehungen haben teilgenommen die Herren Hofrat *W. Hammer* und Dr. *E. Braumüller*, die auch wertvolle Erfahrungen aus ihren anstoßenden Arbeitsgebieten mitteilten und Einblick in ihr Untersuchungsmaterial gewährten. Endlich haben die Frauen von uns beiden einen großen Teil der Aufnahmsgänge mitgemacht und viele wichtige Hilfe geleistet. All den Genannten gilt unser Dank!

Wien und Graz, im Frühjahr 1939.

**H. P. Cornelius.**

**E. Clar.**

# Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
<b>Vorwort</b> . . . . .	3	<b>4. Amphibolite und Prasinite</b> . . . . .	72
<b>Zur Einführung</b> . . . . .	9	a) Gabbroide Amphibolite (H. P. C.) . . . . .	72
<b>Überblick über die Erforschungsgeschichte</b> . . . . .	10	b) Blastoporphyrische Amphibolite (H. P. C.) . . . . .	73
<b>Übersicht über die geologische Gliederung des Gebietes</b> . . . . .	12	c) Hornblenditische Amphibolite (H. P. C.) . . . . .	75
<b>I. Der Granatspitzkern und seine Hülle</b> . . . . .	14	d) Hornblendeprasinite s. str. (H. P. C.) . . . . .	76
<b>1. Der Zentralgneis (H. P. C.)</b> . . . . .	14	e) Chloritprasinite (H. P. C.) . . . . .	77
a) Vorkommen und makroskopische Beschreibung . . . . .	14	f) Lagenweise injizierte Prasinite (E. Cl.) . . . . .	78
b) Mikroskopische Beschaffenheit . . . . .	16	g) Die aplitischen Lagen der injizierten Prasinite (H. P. C.) . . . . .	82
c) Die Gänge der Bocksperrklamm . . . . .	18	h) Die helleren (nicht aplitischen) Lagen der injizierten Prasinite (E. Cl.) . . . . .	83
d) Basische Randfazies des Zentralgneises . . . . .	19	i) Skarneinschlüsse im Prasinit (H. P. C.) . . . . .	83
e) Muskowitschiefer im Zentralgneis . . . . .	19	<b>5. Serpentin; Chlorit-, Talk-, Strahlsteinschiefer (H. P. C. und E. Cl.)</b> . . . . .	83
f) Mylonitischer Zentralgneis (E. Cl.) . . . . .	22	<b>6. Biotit- und Zweiglimmerschiefer (bzw. Paragneise; einschl. streifig injizierter Biotitgneis der Karte)</b> . . . . .	84
g) Schollen im Zentralgneis . . . . .	22	Aplitische Lagen aus injizierten Glimmerschiefern . . . . .	89
a) Amphibolitschollen . . . . .	22	Zur Genese der Glimmerschiefer . . . . .	90
β) Schollen von granatreichem Glimmerschiefer (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	25	<b>7. Phyllite (H. P. C.)</b> . . . . .	90
h) Gangfolge . . . . .	26	Phyllitische Granatglimmerschiefer (E. Cl.) . . . . .	92
a) Basischer Gang („Mikrodiorit“) . . . . .	26	<b>8. Quarzite, bzw. Quarzitschiefer (H. P. C.)</b> . . . . .	93
β) „Albitpegmatit“ . . . . .	26	<b>9. Dolomit-, bzw. Marmor (Trias; H. P. C.)</b> . . . . .	95
γ) Adern im Zentralgneis . . . . .	27	<b>10. Dolomitreccien (H. P. C.)</b> . . . . .	98
<b>2. Die Hülle des Granatspitzkerns</b> . . . . .	28	<b>11. Kalkglimmerschiefer (und Einlagerungen; H. P. C.)</b> . . . . .	100
a) Spezialprofile (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	28	<b>III. Gesteine der Brennkogeldecke und Seidlwinkeldecke (E. Cl.)</b> . . . . .	101
b) Der basale Amphibolitzug (H. P. C.) . . . . .	35	<b>1. Massengesteine, bzw. deren Abkömmlinge</b> . . . . .	101
Veränderungen des Amphibolits am Gneiskontakt . . . . .	37	<b>2. Dunkle Glimmerschiefer und Phyllite</b> . . . . .	102
Kalksilikatfelse . . . . .	38	Mikroskopische Beschreibung . . . . .	103
c) Peridotit und Pyroxenit, bzw. Serpentin (H. P. C.) . . . . .	39	Phyllitische Glimmerschiefer mit Albit (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	103
Mineralvorkommen . . . . .	40	Karbonatreiche phyllitische Glimmerschiefer . . . . .	104
d) Schiefer mit Biotitporphyroblasten (H. P. C.) . . . . .	41	Chloritoidschiefer . . . . .	104
a) Amphibolitabkömmlinge . . . . .	42	Knotenschiefer . . . . .	105
β) Der phyllitische Typus . . . . .	43	Klinochlorschiefer (H. P. C.) . . . . .	106
γ) Andere Typen . . . . .	44	<b>3. Granatmuskowitschiefer und Granatphyllit</b> . . . . .	108
δ) Deutung . . . . .	44	a) Helle Granatmuskowitschiefer (H. P. C.) . . . . .	108
e) Graphitquarzit und -Schiefer (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	45	b) Chloritführende Glimmerschiefer (z. T. albitisiert) . . . . .	109
f) Glimmerschiefer bis Phyllite (H. P. C.) . . . . .	46	c) Biotitführende Glimmerschiefer . . . . .	109
g) Biotitreiche Glimmerschiefer im Dorfertal (E. Cl.) . . . . .	50	d) Phyllitische Glimmerschiefer und Granatphyllit . . . . .	109
h) Lichte Granatmuskowitschiefer (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	52	e) Diaphthoritische Granatglimmerschiefer . . . . .	111
i) Grüngesteine: Amphibolite, Prasinite, „Chloritphyllite“ usw. aus den höheren Teilen der Granatspitzhülle (H. P. C.) . . . . .	53	f) Diaphthoritische granatführende Knotenschiefer . . . . .	111
j) Phyllite der Hangendgrenze (H. P. C.) . . . . .	56	g) Zur Metamorphose der Glimmerschiefer und Phyllite . . . . .	112
k) Kalkglimmerschiefer (H. P. C.) . . . . .	56	<b>4. Quarzite und Quarzitschiefer</b> . . . . .	113
<b>II. Gesteine der Riffldecken</b> . . . . .	56	a) Hellgraue, karbonatfreie Quarzite . . . . .	113
<b>1. Granit und Granitgneis (H. P. C.)</b> . . . . .	56	b) Weiße, z. T. karbonatführende Quarzite . . . . .	114
a) Hochweißfeldgranit und Gneis . . . . .	57	c) Eigentliche Karbonatquarzite . . . . .	114
Einschlüsse im Hochweißfeldgranit . . . . .	60	d) Quarzitschiefer . . . . .	114
a) Hornblendegesteine . . . . .	60	e) Glimmerreiche, quarzitisches Arkose . . . . .	115
β) Biotitgesteine . . . . .	61	f) Grüngesteinskollen in Quarzitschiefer (H. P. C.) . . . . .	116
b) „Orthogneis im Allgemeinen“ . . . . .	61	<b>5. Lichte Chloritoidschiefer</b> . . . . .	116
Einschlüsse in Orthogneis . . . . .	64	<b>6. Schwarzkopffolge</b> . . . . .	118
c) Scharkogelgneis . . . . .	64	a) Quarzite . . . . .	118
<b>2. Pegmatite, bzw. Pegmatitgneise (H. P. C.)</b> . . . . .	66	b) Phyllite . . . . .	118
<b>3. Tonalitgneis (H. P. C.)</b> . . . . .	68	c) Chloritoidschiefer und Chloritoidphyllite . . . . .	118
Grenzbildung zwischen Tonalit- und Granitgneis . . . . .	71	d) Rhätizit-Chloritoidschiefer . . . . .	118
Schollen von Hornblendegesteinen im Tonalitgneis . . . . .	71	e) Beziehungen zwischen Schwarzkopffolge und hellen Chloritoidschiefern . . . . .	119
Aplit im Tonalitgneis . . . . .	72		

	Seite		Seite
7. Karbonatgesteine (außer Kalkglimmerschiefer) und Zugehöriges: Trias . . . . .	120	b) Der Serpentin des Hackbrettlers (H. P. C.) . . . . .	190
a) Kalkmarmor . . . . .	120	c) Weitere Vorkommen (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	192
b) Dolomitgesteine . . . . .	121	9. Zur geologischen Einordnung der Grüngesteine . . . . .	196
α) Glimmerdolomit . . . . .	121	V. Gesteine des Nordrahmens (H. P. C.) . . . . .	197
β) Wenig verschieferte Typen . . . . .	123	1. Altkristalline Schiefer . . . . .	197
c) Rauhacken . . . . .	123	a) Phyllitische Glimmerschiefer . . . . .	198
α) Seidwinkeldecke . . . . .	123	b) Chloritfleckschiefer . . . . .	200
β) Brennkogeldecke (H. P. C.) . . . . .	124	c) Grünschiefer . . . . .	201
d) Gips . . . . .	124	d) Die Gesteine des kleineren Vorkommen . . . . .	203
e) Über die Beziehungen zwischen Gips, Rauhacke und Dolomit . . . . .	124	e) Die Grüngesteine von Widrechtshausen im unteren Stubachtal . . . . .	203
f) Alter und Schichtfolge . . . . .	126	2. Quarzmuskowitschiefer . . . . .	206
8. Breccien in den Phylliten . . . . .	127	3. Dunkle paläozoische Schiefer (Fuscher Phyllite) . . . . .	207
a) Schieferig-kalkige Dolomitreccien . . . . .	127	Untergeordnete Einlagerungen:	
b) Quarzitisches Breccien . . . . .	128	a) Konglomerat . . . . .	210
c) Gegenseitige Beziehungen beider Breccientypen . . . . .	131	b) Grauwacke? der Moseralm . . . . .	210
9. Kalkglimmerschiefer . . . . .	131	c) Graphitquarzit . . . . .	211
IV. Gesteine der oberen Schieferhülle . . . . .	131	d) Chloritoidschiefer . . . . .	212
1. Kalkglimmerschiefer . . . . .	131	e) Klinochlorschiefer . . . . .	214
a) Marmore (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	132	f) Porphyroid? . . . . .	215
b) Kalkglimmerschiefer s. str. (E. Cl.) . . . . .	133	g) Gabbroamphibolite . . . . .	216
c) Albitreiche Kalkglimmerschiefer (H. P. C.) . . . . .	134	h) Serpentin; Talkschiefer; Asbest . . . . .	219
d) Granatführende Kalkglimmerschiefer (E. Cl.) . . . . .	135	i) Prasinite . . . . .	219
e) Knotenkalkglimmerschiefer und Tüpfelschiefer (E. Cl.) . . . . .	135	Zur Altersdeutung der Fuscher Phyllite . . . . .	222
2. Dolomit und heller Marmor (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	139	4. Bunte Schiefer (Perm?) . . . . .	223
3. Hellglimmerschiefer (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	140	5. Quarzite . . . . .	224
a) Granatmuskowitschiefer (H. P. C.) . . . . .	146	6. Mesozoikum . . . . .	227
b) Muskowitschiefer mit Chloritflecken (H. P. C.) . . . . .	147	a) Dolomit und Marmor . . . . .	227
c) Albitreiche Hellglimmerschiefer (H. P. C.) . . . . .	148	b) Grüne Serizitschiefer mit Dolomit und Rauhacke; Gips . . . . .	228
d) Biotitreiche Hellglimmerschiefer (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	149	c) Breccien . . . . .	230
4. Dunkle Phyllite (H. P. C.) . . . . .	150	Dolomit- und Kalkbreccien . . . . .	230
5. Prasinite und Verwandtes . . . . .	152	Quarzitisches Breccien . . . . .	233
a) Gewöhnliche Prasinite (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	152	Schieferbreccien . . . . .	235
b) Biotitprasinite (H. P. C.) . . . . .	156	Zur Deutung der Breccien . . . . .	235
c) Epidotreiche Randzonen und Lagen der Prasinite (E. Cl.) . . . . .	157	d) Sandsteine und Arkosen . . . . .	236
Anhang (E. Cl.):		e) Dunkle Kalke, Kieselkalke, Kalkschiefer, Kalkglimmerschiefer . . . . .	236
α) Prasinit mit Epidotknollen . . . . .	158	f) Zur stratigraphischen Deutung der mesozoischen Gesteine . . . . .	237
β) Hornblendefels . . . . .	158	Anhang: Turmalin-Quarzadern; Siderit . . . . .	239
γ) Granat-Epidotknolle . . . . .	158	VI. Gesteine der Matreier Zone . . . . .	240
δ) Granatfels im Krapfkühkar (H. P. C.) . . . . .	158	1. Altkristalline Gesteine . . . . .	240
ε) Das Gestein der Oberen Glocknerscharte . . . . .	158	a) Augengneis (H. P. C.) . . . . .	240
d) Eklogit und granatführende Prasinite (E. Cl.) . . . . .	159	b) Glimmerschiefer (und Verwandtes; H. P. C.) . . . . .	241
α) Augit- und granatführende Prasinit . . . . .	161	c) Chloritschiefer (H. P. C.) . . . . .	243
β) Augitfreie und granatführende Prasinite . . . . .	163	d) Biotitführende Amphibolit (E. Cl.) . . . . .	243
α <sub>1</sub> ) mit reichlicher Diablastik . . . . .	163	e) Serpentin (E. Cl.) . . . . .	243
β <sub>1</sub> ) Gastaldit führend . . . . .	163	Anhang: Chrysobiotitphyllit (H. P. C.) . . . . .	246
γ) Granatführende Prasinite ohne eklogitischen Verband . . . . .	164	2. Prasinit (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	246
δ) Granatführender Prasinit mit Epidotknolle . . . . .	165	3. Phyllitische Gesteine (E. Cl.) . . . . .	247
ε) Amphibolprasinite mit Granatpseudomorphosen . . . . .	166	a) Dunkle Phyllite . . . . .	247
ζ) Albitisierter granatführender Amphibol-Chlorit-Prasinit . . . . .	166	b) Quarzreiche Phyllite . . . . .	248
Anhang: Verwandte Kalksilikatschiefer.		c) Chloritoidphyllit . . . . .	249
η) Zur Deutung . . . . .	168	d) Chloritphyllite . . . . .	249
e) Prasinite mit hellen Pseudomorphosen (E. Cl.) . . . . .	171	e) Kalkige Phyllite . . . . .	249
α) In der Prasinitmasse des Großglockners . . . . .	171	f) Phyllitische Kalkglimmerschiefer . . . . .	249
β) Im Nordabschnitt der Karte (H. P. C.) . . . . .	172	4. Quarzitschiefer und Serizitquarzite (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	250
γ) Zur Deutung . . . . .	173	5. Trias . . . . .	251
6. Gabbroamphibolit (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	175	a) Dolomite (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	251
7. Epidotamphibolit (H. P. C.) . . . . .	176	b) Roßbeckschichten (H. P. C.) . . . . .	253
8. Serpentin . . . . .	178	c) Rauhacke (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	254
a) Der Heiligenbluter Serpentinzug (E. Cl.) . . . . .	178	d) Gips (H. P. C.) . . . . .	255
Breuneritserpentin, Tremolitserpentin, Breunerit-Talkschiefer . . . . .	181	6. Breccien und Begleitgesteine . . . . .	256
Die Grenzbildungen der Serpentine von Heiligenblut . . . . .	182	a) Im Zuge Leitenkopf—Mödlspitz (E. Cl.) . . . . .	256
		α) Schiefer-Breccienfolge . . . . .	256
		β) Marmor . . . . .	258
		γ) Gelbe Dolomitreccien . . . . .	259
		b) Weitere Breccienvorkommen (H. P. C.) . . . . .	260

	Seite		Seite
7. Kalkschiefer, bzw. Kalkglimmerschiefer (H. P. C.) . . .	262	c) Gefüllte Feldspate . . . . .	282
8. Radiolarit (H. P. C.) . . . . .	264	d) Inverse Zonenfolge . . . . .	283
9. Aptychenkalk? (H. P. C.) . . . . .	266	e) Pyrit mit Magnetiträndern . . . . .	285
10. Schalotzschiefer (H. P. C.) . . . . .	266	f) Stoffänderung bei der Metamorphose . . . . .	286
VII. Altkristallin der Schobergruppe (E. Cl.) . . . . .	267	α) Albitisierung . . . . .	286
VIII. Die Erzlagerstätten des Kartengebietes (E. Cl.) . . . . .	267	β) Biotitisierung . . . . .	289
IX. Ergebnisse (H. P. C. und E. Cl.) . . . . .	271	γ) Muskowitisierung . . . . .	290
1. Übersicht über die Altersstellung der einzelnen Schichtreihen . . . . .	271	δ) Karbonatisierung . . . . .	291
2. Zur Altersfrage des Zentralgneises . . . . .	273	ε) Turmalinisierung? . . . . .	292
3. Zur Metamorphose . . . . .	276	ζ) Verknüpfung und Herkunft der Stoffzufuhr . . . . .	293
a) Faziesstellung . . . . .	276	η) Zur Entstehung der Chlorit-, Talk- und Strahl- steinbildungen an den Serpentinrändern . . . . .	295
α) Zur räumlichen Verteilung . . . . .	277	θ) Stoffwegfuhr . . . . .	297
β) Mischung verschiedener Mineralfazies; Phasen der Metamorphose . . . . .	278	g) Alter der Metamorphose . . . . .	297
b) Deformation und Kristallisation . . . . .	281	h) Zu den physikalischen Bedingungen der Meta- morphose . . . . .	298
		<b>Nachträge und Berichtigungen</b> . . . . .	300
		<b>Literaturverzeichnis</b> . . . . .	301
		a) Das untersuchte Gebiet betreffend . . . . .	301
		b) Sonstige angeführte Literatur . . . . .	302



# Geologie des Großglocknergebietes.

(I. TEIL.)

## Das Baumaterial (Petrographie und Stratigraphie).

Von H. P. Cornelius und E. Clar.

### Zur Einführung.

Das Glocknergebiet bildet einen Teil der Hohen Tauern, u. zw. ihres mittleren Abschnittes. Es enthält den höchsten Gipfel dieser Gebirgskette und zugleich des Deutschen Reiches: den Großglockner (3792 m), und den größten Gletscher der gesamten Ostalpen: die Pasterze, und bietet eine Fülle der erhabensten Hochgebirgsbilder. Es ist durch Straßen, Touristenwege, gute Unterkunftsstätten bis in die höchsten Höhen dem Verkehr erschlossen, so weit dies nur wünschenswert ist; und es erfreut sich tatsächlich eines Besuches, wie ihn wohl nur wenige Gruppen der Alpen aufzuweisen haben.

Man sollte meinen, ein solches Gebiet müsse auch in wissenschaftlicher Hinsicht längst so durchgeackert sein, daß dort höchstens noch eine bescheidene Nachlese zu holen wäre. Im Glocknergebiet war bisher, in geologischer Beziehung, ungefähr das Gegenteil richtig: es waren gerade die groben Umrisse in der Verbreitung der wichtigsten Gesteinsgruppen bekannt. Existierte doch nicht einmal eine geologische Spezialkarte der ganzen Gruppe — von der bloß handkolorierten der ersten Aufnahme durch die Geologische Reichsanstalt abgesehen! In petrographischer Hinsicht gab es zwar einige Spezialarbeiten über gewisse Gesteinsgruppen; über die meisten anderen aber wußte man auch so viel wie nichts.

Dabei versprach das Gebiet interessante Aufschlüsse zu den brennenden Fragen der alpinen Tektonik sowohl wie zu jenen der Gesteinsmetamorphose. Es bedurfte also nur eines äußeren Anstoßes für uns, um seine Untersuchung in Angriff zu nehmen; und einen solchen bedeutete das Erscheinen der Glocknerkarte des D. u. Ö. Alpenvereins.

Im vorliegenden ersten Teil unserer Untersuchungen ist nun das Gesteinsmaterial behandelt. Da seine berüchtigte Fossilieere sich nicht beheben ließ — selbst dort nicht, wo man es allenfalls noch hätte hoffen können —, läßt es zu stratigraphischen Fragestellungen verhältnismäßig wenig sagen; immerhin glauben wir, auch in dieser Richtung einiges — wenn auch nur auf Grund von lithologischen Vergleichen — bieten zu können. Aber das Schwergewicht unserer Ausführungen liegt vor allem auf petrographischer Seite; und zwar stand im Mittelpunkt die Frage nach dem Werdegang der verschiedenen, sämtlich mehr oder minder metamorphen Gesteine, insbesondere in seinen Beziehungen zum Gebirgsbau.

Es ist wohl klar, daß der Versuch, hier Antworten zu finden, eine sehr ins einzelne gehende Behandlung erfordert. Mußten doch z. B. Gesteine gleicher Art, die in verschiedener tektonischer Lage auftreten, im allgemeinen auch getrennt behandelt werden, um einerseits auf ihre etwa vorhandenen Unterschiede, andererseits auf die gemeinsamen Züge zu kommen, welche sie mit ihrer jeweiligen Umgebung verbinden.

Da es uns also in erster Linie auf Klärung genetischer Zusammenhänge ankam, konnten wir — und mußten wir, der Raumersparnis halber! — uns in mancher anderer Hinsicht kürzer fassen. So vor allem bei der Mineralbeschreibung: optische Eigenschaften werden — abgesehen von manchen nicht ganz häufigen Mineralien — i. A. nur in solchen Fällen gegeben, wo sie großen Schwankungen unterliegen, wie z. B. bei Hornblenden. Man wird uns ja hoffentlich zutrauen, daß wir Glimmer oder Epidot richtig bestimmen können! — Plagioklasbestimmungen sind, so weit sie nicht mit dem Universaltisch vorgenommen wurden (*Clar*), mit Hilfe der Schnitte senkrecht zu den optischen Achsen (Tabelle bei *Marchet*, 156) oder nach *Fouqué* ausgeführt, unter Kontrolle mit Hilfe der *Becke'schen* Lichtlinie; da es sich durchwegs um saure Plagioklase handelt, ist dagegen wohl nichts einzuwenden.

Dagegen wurden in den Vordergrund gerückt jene Beziehungen der Mineralien, welche etwas über den zeitlichen Ablauf der Umwandlungsvorgänge ablesen lassen. Im Gegensatz zu der Ansicht führender Forscher noch vor wenigen Jahrzehnten (z. B. *Becke*, 91, S. 4), daß es bei kristallinen Schiefen kein Nacheinander der Kristallisation gäbe, haben wir ja nun gelernt, wenigstens in vielen Fällen dergleichen zu erkennen: Ungleichgewichte, Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation (*Sander*), Einschlüsse in Porphyroblasten und ihre Unterschiede gegenüber dem umgebenden Gesteinsgefüge (*Sander*) gestatten oft den Entwicklungsgang metamorpher Gesteine wenigstens streckenweise zu rekonstruieren.

Als ein Hauptergebnis der vorliegenden Untersuchungen sei vorausgeschickt die über alles Erwarthen große Rolle, welche Änderungen des stofflichen Bestandes im Verlaufe der Metamorphose spielen (und zwar weit ab von jeglichem Intrusivkontakt!). Wir sind gezwungen, mit dem herkömmlichen Dogma vollständig zu brechen, daß jener normalerweise unangetastet bleibe; in Gebieten wie dem unseren ist dies viel eher — mindestens über große Erstreckungen — die Ausnahme. Zu dieser Feststellung sind wir lediglich durch Beobachtungen am Mikroskop gekommen; ihre Prüfung auf chemisch-analytischem Wege wäre dringend erwünscht. Wir mußten in Anbetracht der Zeitverhältnisse darauf verzichten — würde sie doch nicht einige wenige Einzelanalysen, sondern ganze Serien von solchen erfordern, um zuverlässige Resultate zu ergeben. Vielleicht findet sich im Laufe der Jahre Gelegenheit, dies nachzuholen.

## Überblick über die Erforschungsgeschichte.<sup>1)</sup>

So sonderbar es zunächst scheint: das Gebiet des höchsten Berges der Tauern ist bis vor etwa 10 Jahren von der Forschung recht stiefmütterlich behandelt worden. Die Erklärung liegt darin, daß es größtenteils der „Schieferhülle“ angehört, der lange Zeit wenig Interesse geschenkt wurde. Für die petrographische Forschung waren die großen Orthogneismassen, für die tektonische das Ost- und Westende der Tauern die naturgegebenen Ansatzpunkte zur Enträtselung dieses Gebirgsstückes.

Gleichwohl liegen schon aus früher Zeit einzelne Nachrichten darüber vor. Wohl die ältesten stammen von *Hacquet*, der im Jahre 1779 Heiligenblut und die „Basterzen“ besuchte (1, S. 80 f.). Doch ist mit seinen Angaben nicht viel anzufangen; die meist erwähnten Gesteine sind „Felschiefer“ (= Kalkglimmerschiefer z. T.?) und Serpentin, worunter anscheinend alle grünen Gesteine zu verstehen sind. — Weitere gelegentliche Angaben geologischer Art dürften die ersten Glocknerbesteiger mitgebracht haben; was davon zu halten ist, ergibt sich daraus, daß *F. v. Rosthorn* noch 1840 (8) sich dagegen wenden muß, daß „alle Naturforscher des In- und Auslandes bis zur neuesten Zeit“ das Gestein des Großglockners „zum Gneise oder vielmehr zum Zentral-Granit“ gerechnet hätten. Der genannte *v. Rosthorn* war wohl einer der ersten, welche in den Tauern systematisch Geologie getrieben haben. Seine durch viele Jahre fortgesetzten Begehungen verschafften ihm eine gute Kenntnis der wichtigsten Gesteinsarten und gewisser großer Züge ihrer Verbreitung; aber auch wichtige Tatsachen der Lagerung waren ihm bereits bekannt, so das beiderseitige steile Abfallen der Schichten vom Tauern-Gewölbe, ebenso daß den Kalk S Kals „mächtige Glimmerschiefer-Gebirge“ überlagern (12). Zusammenfassend bearbeitet sind jedoch nur *v. Rosthorns* auf Kärntner Gebiet bezügliche Gesteinsaufsammlungen (12). Bemerkenswert ist daran vor allem, daß die vollständige Verschiedenheit des südlichen Altkristallins — mit „Turmalingranit“ (= Pegmatit) — von dem Zentralgneis und seinen Begleitgesteinen bereits klar erkannt ist.

Ungefähr um die gleiche Zeit wurde die Nordseite der Tauern systematischen Untersuchungen unterzogen, die vom Gastein—Rauriser Bergbauggebiet ihren Ausgang nahmen. *J. Russegger* hat in mehreren Arbeiten (5, 6) darüber berichtet. Auch er hat bereits eine gute Kenntnis der auftretenden Gesteine und unterscheidet z. B. die „Tonschiefer“ usw. mit dichtem Kalk längs des Pinzgaues als eigene Formation von den „Glimmerschiefern“ mit körnigem Kalk in den Tauerntälern. Sehr beachtenswert für jene Zeit sind auch seine Ansichten über Talbildung durch reine Wassererosion, wofür er hochgelegene alte Bachbetten als Zeugnis anführt. — *K. Reissacher* veröffentlicht dann die erste — in dem dargestellten Abschnitt unseres Aufnahmegebiets (Fuscher Tal) allerdings reichlich phantastische — geologische Karte im Bereich der Tauernnordabdachung, mit begleitendem Text (9). Wichtig ist hier die — allerdings sehr schematische! — Eintragung der Erzgänge.

Ungefähr um die gleiche Zeit wurden auch die vom Geognostisch-Montanistischen Verein für Tirol und Vorarlberg veranlaßten Begehungen ausgeführt, in Osttirol durch *v. Helmreichen* (7). Sein sehr kurz gefaßter Bericht meldet das Auftreten einiger Gesteinsarten (u. a. Eklogit auf der Dorferalpe). Auf der bekannten Karte jenes Vereines (10 a) sind die Beobachtungen festgehalten; sie zeigt die groben Umriss des Zentralgneises, der Matreier „Tonglimmerschiefer“ usw. im Kalser Tal.

Im Jahre 1848 fand bereits die erste der Reisen westalpiner Geologen statt, die für die Tauerngeologie bedeutungsvoll werden sollten: *B. Studer* wanderte von Heiligenblut über das Hochtor (10; ferner 13, S. 113 f.). Er stellte fest, daß das Gebirge in diesem Profil keine Gneisachse besitzt und verglich die kalkigen Schiefer mit Grünschiefer und Serpentin erstmalig dem „Flysch“<sup>2)</sup> des südlichen Wallis und Graubündens, den Cipollin, Dolomit, Rauhacke der Hochtorgegend mit den entsprechenden Gesteinen des Binnentals und von Val Canaria — Vergleiche, die noch heute volle Beachtung verdienen.

Noch ein anderer berühmt gewordener Geologe hat um jene Zeit die Tauern besucht: der Gothaische Bergmeister *H. Credner* (11, S. 540 f.). Er hat von unserem Gebiete Heiligenblut und die Pasterze besucht und den Übergang über das „Kalser Törl“ (= Berger Törl) nach Kals ausgeführt. Er beschreibt recht treffend die Kalkglimmerschiefer und manche Typen der „Chloritschiefer“, deren mineralische Zusammensetzung er (ohne Dünnschliffe!) im wesentlichen richtig angibt, u. a.

<sup>1)</sup> Ohne Glötscher, quartäre und rezente Bildungen sowie Oberflächengestaltung; das auf die Geschichte ihrer Erforschung bezügliche folgt, ebenso wie die zugehörigen Literaturangaben im III. Teil der vorliegenden Arbeit.

<sup>2)</sup> Der Name „Flysch“ wird bei *Studer* in viel weiterem Sinne gebraucht als heute!

Zu Anfang der fünfziger Jahre folgte sodann die erste — und bis auf unsere Tage einzige! — geologische Aufnahme, die sich über unser gesamtes Gebiet erstreckt, von seiten der neugegründeten Geologischen Reichsanstalt. *D. Stur* war mit ihrer Leitung betraut und übernahm selbst den Anteil südlich der Hauptwasserscheide, während die Aufnahme der N-Abdachung in den Händen von *K. Peters* und — unser Gebiet eben noch berührend, vom Fuscher Tal gegen O — von *M. V. Lipold* lag. Von *Peters* (14) und *Stur* (15, 16) liegen Berichte über ihre Untersuchungen<sup>3)</sup> vor; das Gesamtergebnis der Aufnahme enthält die Karte 1:75.000, Blatt Großglockner. Es entspricht dem, was man zu jener Zeit von einer geologischen Karte verlangte: lediglich einige Hauptgesteinsgruppen sind ausgeschieden und in groben Zügen — die Begehungen wurden ja im allgemeinen nur auf wenigen Hauptwegen ausgeführt! — gegeneinander abgegrenzt. Besonders bemerkenswert ist die Ausscheidung von „Radstädter Kalk“, bzw. „Radstädter Schiefer“ am Tauern-Nordrand — entsprechend der frühzeitigen Erkenntnis eines großen regionalen Zusammenhangs; dabei hat *Stur* den „Radstädter Kalk“ bereits als Trias bestimmt. Daraus folgt die weitere Erkenntnis der Metamorphose, welche alle Gebirgsglieder — mit Einschluß des Zentralgneises! — nach Ablagerung der Trias betroffen hat (*Stur*, 15, S. 852). In der zweiten Arbeit (16, S. 429) findet sich auch bereits klar ausgesprochen, daß die „Gebilde des Zentralgneises“ (Schieferhülle!) jünger sind als der „große Glimmerschieferzug“ im S — obwohl sie dieser allgemein überlagert.

Nun wurde es auf ein Vierteljahrhundert sehr still im Glocknergebiet. Von einigen petrographischen Arbeiten (s. unten) abgesehen, ist aus dieser Zeit nur *v. Ruthners* Wiederentdeckung der vom Eise freigegebenen bergbaulichen Anlagen auf dem Kloben zu nennen (17, 18). Den Schluß dieses Zeitabschnittes bezeichnen sodann die beiden großen montanistischen Arbeiten von *Rochata* (21) und *Pošepny* (22), die alle alten Nachrichten über den ehemals blühenden Bergbau gesammelt haben. Beide geben auch einen Überblick über die allgemeinen geologischen Verhältnisse; bekannt ist *Pošepnys* Eintreten für passive Faltung des Zentralgneises (22, S. 9).

Zu Anfang der achtziger Jahre scheint *M. Vacek* den N-Rand unseres Gebietes besucht zu haben (25 a), anläßlich seiner Aufnahmen in den Radstätter Tauern, deren „Diploporendolomit“ er bei Vorfusch und Mayer-Einöd wiederfand.<sup>4)</sup>

Um die gleiche Zeit wurde der südliche Teil der *Stur*'schen Karte, bis zur Hauptwasserscheide, durch *F. Teller* revidiert. Dieser vorzügliche Aufnahmsgeologe hat die Abgrenzungen der Gesteine vielfach verbessert, jedoch nie etwas über seine Beobachtungen im Glocknergebiet veröffentlicht. Für ein fruchtbares Studium seiner fossilere Schiefer war eben damals die Zeit noch nicht gekommen.

Der Fortschritt mußte zunächst von petrographischer Seite kommen. Und zwar waren es zuerst die landschaftlich so auffallenden Peridotite, bzw. die aus ihnen hervorgehenden Serpentine, welche die Aufmerksamkeit auf sich zogen. *R. v. Drasche* (19), *E. Hussak* (23) untersuchten u. a. den Serpentin von Heiligenblut, *M. Schuster* (24) ein Geschiebe von der Pasterze, *F. Becke* (27) und *E. Weinschenk* (28) die Vorkommen des Stubachtales. Dann hat *F. Löwl* mit der systematischen Untersuchung der Zentralgneismassen begonnen und den W-Teil unseres Kartengebietes in seine Aufnahme des Granatspitzkerns einbezogen (30). Er versuchte den Problemen unter dem Gesichtspunkt der Intrusion eines Lakkolithen beizukommen; auch über die tiefere Schieferhülle gibt er manche neue Beobachtungen. Auch seine folgenden, mehr gemeinverständlichen Veröffentlichungen (31, 32) enthalten manche wertvollen Beobachtungen, die letzte insbesondere aus der damals noch selten von Geologen betretenen Hochregion. — Hier anschließend ist auch noch die etwas spätere Serpentinarbeit *B. Graniggs* (35) zu nennen, die insbesondere durch Beobachtungen über die „Randzonen“ von Wichtigkeit ist.

Im Jahre 1903 erfolgte im Anschluß an den Wiener Geologenkongreß der zweite bedeutungsvolle Geologenbesuch aus dem Westen: *P. Termier* erreichte zwar unser Aufnahmsgebiet selbst nicht, allein seine Arbeiten (201) machten für die Tauern recht eigentlich die Bahn erst frei für eine neue Forschungsrichtung: die tektonische, indem er aus der Erkenntnis *Sturers* die Konsequenzen zog, die höhere Tauern-Schieferhülle für mesozoisch erklärte und die westalpine Deckentheorie auf die östlichen Zentralalpen übertrug. Gleichwohl blieb unser Gebiet von der nun vielfach einsetzenden gesteigerten Aufnahmstätigkeit zunächst fast unberührt: die Arbeiten der *Uhlig*'schen Schule erreichten, vom Tauern-Ostende ausgehend, eben noch seinen Ostrand (*Kober*, 37, 38; der abschließende Bericht — 39 — erschien erst viel später). Auch auf die letzte zusammenfassende Arbeit *Kobers* (75 b) sei vorgreifend hier bereits hingewiesen. Wichtig ist darin vor allem die nachdrückliche Betonung des „lungauriden“ (d. h. unterostalpinen) Ringes um das gesamte „Tauernfenster“, in unserem Gebiet durch Matreier Zone und Nordrahmen vertreten. Im tektonischen Teil wird darauf noch ausführlich zurückzukommen sein.

Die Arbeiten *Sanders* am Tauern-Westende blieben dem Glocknergebiet zwar räumlich fern, können aber gleichwohl hier nicht übergangen werden wegen der Fülle neuer Gesichtspunkte, die sie wie für jede Arbeit in Gebieten metamorpher Schiefer so insbesondere für die Tauerngeologie brachten.

Ungefähr um dieselbe Zeit nahm *Th. Ohnesorge* den Nordrand der Glocknergruppe auf Blatt Kitzbühel auf. Doch blieb seine Karte unfertig und wurde — im Glocknerabschnitt — erst von uns vollendet (vgl. S. 3);

<sup>3)</sup> Von *Stur* außerdem ein Bericht über seine beiden Besteigungen des Großglocknergipfels (16 a), der ergötzlich zu lesen ist, aber sehr wenig Geologisches enthält.

<sup>4)</sup> Leider ohne Angabe, ob derselbe hier auch Diploporen enthielt!

veröffentlicht hat *Ohnesorge* auch erst viel später einen ganz kurzen Bericht (165 a), der sich zwar nicht unmittelbar auf unser Gebiet bezieht, aber doch über manche Schichtglieder desselben Auskunft gibt.

Die Nachkriegsjahre brachten die dritte wichtige Tauernreise westalpiner Geologen, deren Ergebnis im Buche *R. Staubs* (40) vorliegt. Unser Gebiet wird davon unmittelbar wieder in Einzelheiten wenig berührt, wohl aber so weit sich *Staubs* Auffassungen auf die Gesamtheit der Tauern beziehen. Dieselben können nicht durchwegs als glücklich anerkannt werden (vgl. S. 13). Und was die Versuche betrifft, die Vergleichung mit den Westalpen mehr ins Einzelne gehend durchzuführen, so sind dieselben an sich gewiß zu begrüßen. Die angewandte Methode aber: flüchtige makroskopische Gesteinsähnlichkeiten, ja in manchen Fällen bloß Feldstecherbeobachtungen (!) zugrunde zu legen — sie ist der Sache gewiß nicht förderlich gewesen. In letzter Zeit hat *Staub* (71) selbst seine Auffassung weitgehend umgestaltet.

Aber auch die Detailforschung begann nun endlich einen Aufschwung zu nehmen. *Kölbl* untersuchte die Granatspitzgruppe — allerdings auch wieder hauptsächlich die Zentralgneismasse, die er als Deckenkern deutete (41); eine Erkenntnis, von der er sich allerdings im Verlauf weiterer Arbeiten im Venedigergebiet wieder abwandte. Die letzteren berühren unser Gebiet unmittelbar nur am Nordrande, dessen Kalkzüge *Kölbl* auf die Nordseite der Salzach verfolgen zu können glaubt (42), sowie bezüglich der Deutung des N—S-Streichens in der Schieferhülle des Fuschertals.

Eine sehr wichtige Entdeckung war die von mesozoischen Breccien an der Pfandlscharte (Brennkogeldecke) durch *Kober* (44) — der erste Fund dieser Art im Inneren der Tauern.

Der Bau des Tauernmoos-Kraftwerkes veranlaßte die Aufnahme *H. Aschers* im Oberen Stubachtal (48) — die erste Detailkartierung aus dem Glocknergebiet überhaupt, die zum Abschluß kam! Sie bringt manche wertvolle Einzelheiten, besonders über die „Serizitschiefer“ im Zentralgneis.

Dann berührte *Angel* gelegentlich seiner Arbeiten in der Schobergruppe (45, 46) den Südrand unseres Gebiets und gab wertvolle Profile aus der im Einzelnen noch ganz unbekanntem Matreier Zone. Ferner untersuchte er das Profil des Stüdlgrates, insbesondere die von ihm als Eklogitabkömmlinge gedeuteten hellgefleckten Prasinite (47). — Gleichzeitig studierte *M. Stark* dasselbe Gestein mit dem ganz abweichenden Ergebnis: daß es ein umgewandelter Diabasporphyrit sei (52).

Das Erscheinen der AVK. bedingte sodann ab 1929 die Arbeiten der Verfasser, worüber eine Anzahl von Vorberichten vorliegen (50, 51, 53, 54, 59, 61); ebenso über die anschließend im Auftrage der Geolog. Bundesanstalt durchgeführten Aufnahmen (58, 63, 65, 71, 75c). — Zur selben Zeit veranlaßte *R. Staub* die Aufnahme des Gebiets durch seine Schüler, die jedoch später mit Rücksicht auf unsere Arbeiten abgebrochen wurde. Erschienen ist nur ein Bericht von *Hottinger* (57), der weiterhin seine Tätigkeit in das Nachbargebiet im O verlegte (64, 67).

Zu erwähnen sind hier auch noch die weiteren in den letzten Jahren in der östlichen Nachbarschaft ausgeführten (*E. Braumüller*, 69), bzw. begonnenen (*A. Kieslinger*, 74) Arbeiten, sowie jene von *Hammer* aus dem Pinzgau (73, 75 a), welche den Rand unseres Aufnahmegebietes eben noch berühren.

## Übersicht über die geologische Gliederung des Gebietes.

Das Glocknergebiet in dem von uns untersuchten Umfange bildet einen Ausschnitt nahezu aus der Mitte des leicht gegen N konvexen Tauernbogens; und zwar gerade über dessen ganze Breite. Im S bildet das Altkristallin der Schobergruppe den Rahmen, welches eben noch über den Rand unserer Karte hereinreicht. Daran schließt sich gegen N die „Matreier Zone“, wie sie kurz genannt sei, der buntgemischte Streifen steilgestellter und vielfach zu Linsen umgeformter mesozoischer und älterer Gesteine, welcher den Tauernsüdrand weithin begleitet. Den Nordrahmen bildet die im Ganzen ähnlich steilgestellte und wie sich gezeigt hat in dem in Frage kommenden Anteil auch ähnlich — allerdings auf weiterem Raum — buntgemischte Schieferzone des Pinzgau; auf der AV.-Karte nimmt sie zwar nur eine schmale Ecke ein, doch wurde sie in der ganzen Ausdehnung bis zum Pinzgau mituntersucht. Zwischen diesen beiden Rahmen nun erhebt sich als — ergänzt gedacht — gewaltige Kuppel das eigentliche Tauerngewölbe. Im Bereiche unserer Karte wird es zu einem bedeutenden Anteil gebildet von den Kalkglimmerschiefern und Grüngesteinen — um zunächst nur die beiden Hauptvertreter zu nennen — der Oberen Schieferhülle. Dieselben bilden in der Glocknergruppe eine Brücke von der S- auf die N-Seite des Gebirges, unter welcher beiderseits Serien zum Vorschein kommen, die der „Unteren Schieferhülle“ angehören; beiderseits petrographisch sehr weitgehend verschieden und auch tektonisch einander fremd. Im Osten liegt in dieser Unteren Schieferhülle im wesentlichen das obere Fuschertal, doch sticht sie auch im Kapruner Tal nochmals heraus. Sie konnte tektonisch in zwei Elemente gegliedert werden: die höhere Brennkogeldecke und die tiefere Seidlwinkeldecke. (unter der erst weiter im Osten die Rote Wandgneisdecke des Sonnblickgebietes her austaucht). Die Seidlwinkeldecke ist durch die mächtige Triasentwicklung östlich und nördlich vom Hochtor besonders gekennzeichnet. Im Westen läßt sich zu oberst ein vielzerschlitztes Paket Unterer Schieferhülle abtrennen: die Riffdecken, welche im Ka-

pruncertal rasch gegen S zurückschwenken. Unter ihnen endlich erscheint im Stubach- und Dorfertal, mit einem tiefsten Anteil der Unteren Schieferhülle primär verbunden, der Zentralgneis des Granatspitzkerns — richtiger ausgedrückt ein verhältnismäßig schmaler Randteil desselben; denn seine Hauptmasse bleibt für jetzt außerhalb des von uns untersuchten Bereiches.

Hier ist der Platz, gleich eine grundsätzliche Bemerkung anzubringen. Es mag — speziell im Hinblick auf manche neueste Tauernarbeiten des Auslandes (95, 124, 126) — vielleicht rückständig erscheinen, wenn wir nach wie vor von Unterer und Oberer Schieferhülle reden. Wenn wir uns trotzdem dazu entschlossen haben, so ist wohl der geringere Grund der Wunsch, die Kontinuität mit der älteren Tauernliteratur weitgehend zu wahren und damit hervorzuheben, daß — unabhängig von jeder Deutung — die damit bezeichnete Zweiteilung einer der auffallendsten Züge im Aufbau der Schieferhülle ist. Maßgebender erscheint uns ein anderer: Untere und Obere Schieferhülle sind — das ist eine der zahlreichen wichtigen Erkenntnisse aus Sanders Studien am Tauernwestende — nicht einfach stratigraphische Begriffe, sondern tektonisch gemischte Serien. Der nächste Schritt vorwärts von dieser Erkenntnis aus muß natürlich der Versuch sein, diese tektonische Mischung in ihre Elemente aufzulösen. Das ist nun aber nicht immer so einfach, wie es klingt und wie es sich der nicht mit den Tücken der Tiefentektonik vertraute Fachgenosse vielleicht vorstellt. Wir haben den Versuch gemacht; und wir hoffen, wer unsere Karte studiert, wird uns das Zeugnis nicht verweigern, daß wir damit über unsere Vorgänger hinausgekommen sind. Trotzdem gibt es Fälle, wo es zweifelhaft bleibt, ob tektonische Mischung vorliegt oder stratigraphischer Verband (und ev. einfache Schuppung). Wir halten es demgemäß für zweckmäßiger den einzelnen Mischserien ihre alten, stratigraphisch unverbindlichen Namen zu belassen. Wir sind z. B. vollkommen überzeugt, daß — mindestens in ihrer Hauptmasse — die Kalkglimmerschiefer der Oberen Schieferhülle posttriadischen Alters sind. Aber wir sagen deshalb nicht: „die Obere Schieferhülle ist posttriadisch“ — weil sie eben wahrscheinlich auch ältere Glieder eingemischt enthält, ohne daß wir dies in allen Fällen sicherstellen könnten.

Auch von den Rahmenserien gilt das Gesagte bis zu einem gewissen Grade. Speziell im Nordrahmen läßt sich vielfach nicht sagen, ob die eingeschalteten Kalkglimmerschiefer in stratigraphischem Verband mit den umhüllenden Schiefen, ob sie Trennungsflächen normaler Schuppen anzeigen oder ob sie ohne jeden primären Verband aus dem Fensterinneren eingemischt sind. Wir behandeln also auch diese Serien als Mischserien.

Hier ist noch ein Wort zu sagen über das Verhältnis unserer Seriengliederung zu der tektonischen Einteilung von R. Staub (nicht zu seinen Deutungen und Parallelisierungen, von denen im tektonischen Teil unserer Arbeit noch zu reden sein wird). Seine frühere Trennung einer Venediger- und Glocknerdecke hat derselbe jetzt selbst aufgegeben und erspart es uns somit darauf an dieser Stelle zurückzukommen. Heute faßt er die Zentralgneiskerne mit Riffeldecke u. a. sowie Oberer Schieferhülle zu einer „Glocknerdecke“ zusammen, während er die Brennkogel- und Seidlwinkeldecke mit der Matreierzone zu einer höheren „Hochtordecke“ vereinigt (70 a). Die Unrichtigkeit dieser letzteren Verknüpfung<sup>5)</sup> liegt auf der Hand: ein Blick auf unsere Karte sollte genügen, um zu sehen, daß die Hauptmasse der Oberen Schieferhülle über der Brennkogeldecke liegt und sie mithin von der Matreier Zone trennt.<sup>6)</sup> Was aber Staubs Glocknerdecke (im neuen, d. h. fast den ganzen Inhalt des Tauernfensters umfassenden Sinne), betrifft, so ist der Name für unsere Zwecke gegenstandslos, da wir ja zunächst den Fensterinhalt möglichst weitgehend gliedern und uns deshalb nicht über die feststellbaren Trennungsmöglichkeiten hinwegsetzen wollen. Ob sich dann späterhin die Möglichkeit zu einer Zusammenfassung im Staub'schen Sinne ergeben wird, bleibt abzuwarten; vorläufig allerdings sieht es uns nicht so aus.

Wenn ferner Staub am Nordrand der Glocknergruppe die „ganze obere penninische Zone“ und damit den „Fensterrand“ unter die Alluvionen des Pinzgau verlegt (40, S. 76), so beruht das wohl auf einer Irreführung durch die Kalkglimmerschieferzüge des Imbachhorns usw.<sup>7)</sup> Auf sie ist es auch zurückzuführen, wenn Ohnesorge — und ihm folgend die Übersichtskarte 1 : 500.000 — einen gegen W auskeilenden Streifen Oberer Schieferhülle bis zum Pinzgau hinauszieht. Wir halten es demgegenüber für richtiger, die Grenze zwischen Oberer Schieferhülle und Nordrahmen und analog im Süden gegen die Matreier Zone dort zu ziehen, wo die Vorherrschaft der Kalkglimmerschiefer und Grungesteine abgelöst wird durch eine solche altkristalliner und dunkler paläozoischer Schiefer, mit Lamellen von Dolomit und Quarzit in der Grenzregion. Durch solche wird auch die Annahme eines stratigraphischen Verbands an dieser Stelle widerlegt; dies sei hier bereits vorgreifend bemerkt. (Näheres später S. 197 f., 224 und im tektonischen Teil.)

<sup>5)</sup> Daß eine solche in anderer Weise, nämlich als Einwicklung der Brennkogeldecke von N her unter die Obere Schieferhülle, sehr wohl diskutabel ist, wird im tektonischen Teil dieser Arbeit gezeigt werden.

<sup>6)</sup> Auch die Stanzwurten, auf die sich Staub speziell beruft, ist keine Klippe der Matreier Zone, sondern setzt noch unter diese hinab (75 c).

<sup>7)</sup> Wegen Hottingers „penninischer“ Flyschzone am S-Gehänge des Pinzgau — im Hangenden der Radstädter Decken — vgl. S. 238.

## A. Die Gesteine.

### I. Der Granatspitzkern und seine Hülle.

#### 1. Der Zentralgneis.<sup>8)</sup>

##### a) Vorkommen und makroskopische Beschreibung.

Der Zentralgneis nimmt einen verhältnismäßig schmalen Streifen am W-Rand unserer Karte ein. Es ist dies nur ein ziemlich geringfügiger Abschnitt einer wesentlich größeren Masse: des sogenannten Granatspitzkernes. Dessen größten, außerhalb der AVK. befindlichen Anteil haben wir, als außerhalb des zunächst untersuchten Raumes gelegen, bisher nur bruchstückweise begehen können. Wenn wir auch hoffen, dies im Laufe der nächsten Jahre nachholen zu können, so muß doch schon an dieser Stelle eine petrographische Charakteristik eines so wichtigen Gesteinsglieders versucht werden. Dabei wird uns wohl bewußt, daß dieselbe nur vorläufiger Art sein kann, aus dem angedeuteten Grunde. Einige wenige von jenseits des Kartenrandes vorliegende Beobachtungen mögen bereits jetzt Erwähnung finden.

Das herrschende Gestein ist ein deutlich, aber grob geschieferter, z. T. porphyrischer Zweiglimmergneis von sehr lichter Färbung — der Gesamteindruck größerer frischer Aufschlüsse ist nahezu weiß. Das Korn ist im Ganzen eher fein; wenn auch die K-Feldspat-Zwillinge mitunter 1 cm Länge und darüber erreichen, so bleiben doch die Biotitblätter um die Größenordnung von 1 mm, und das Quarzfeldspatgemenge dazwischen für das unbewaffnete Auge fast unauflösbar fein. Der Biotit tritt stets zurück gegenüber dem hellen Glimmer, der flaserig gewellte Häute bildet, in denen die einzelnen Blättchen nur manchmal sichtbar bleiben. — Von diesem normalen Typus gibt es nun einerseits Übergänge zu mehr massigen, indem die Glimmerhäute verschwinden, der helle Glimmer sich ebenfalls in einzelnen Blättchen durch die Gesteinsmasse verteilt; doch bleiben diese Blättchen — und ebenso die des Biotits — immer noch weitgehend parallel orientiert. Ein wirklicher massiger Granit, wie er nach Löwl (30, S. 616) im Zentrum des ganzen Massivs, in der Dorfer- und Ammertaler Öd vorkommt, ist im Bereich unserer Karte nicht bekannt geworden — schon die erwähnten granitähnlichen Varietäten sind selten und meist nur in verhältnismäßig wenig mächtigen Lagen dem herrschenden Gneis eingeschaltet, ohne scharfe Grenzen. — Nach der anderen Seite vollziehen sich Übergänge zu stärker geschiefertem Abarten, indem die einsprenglingsartigen Feldspate immer ausgeprägtere Linsenformen annehmen, die Glimmerhäute immer näher zusammenrücken, was mit einem Verschwinden des Biotits Hand in Hand geht. Das Endglied dieser Verschieferung scheinen die S. 19 f. genauer besprochenen Muskowitschiefer zu sein.

Auf den Schieferungsflächen des Zentralgneises tritt oft eine recht deutliche Striemung auf. Sie streicht im Gebiet N vom Kalser Tauern mit großer Konstanz um N 30° W; dieser Wert wurde mehrfach gemessen in der Umgebung des Grünsees, der Französchalpe und der Rudolfshütte. Im Bereich des Kalser Tauern liegen die Messungen zwischen N- und NW-Streichen dieser Striemung und sie scheint, nach allerdings sehr spärlichen Beobachtungen, auch im Dorfertal trotz des kuppelförmigen Umschwenkens des Zentralgneises diese Richtung ungefähr beizubehalten.

Noch nicht genannt wurde ein gelegentlich schon mit freiem Auge sichtbarer Übergangsteil: der Granat. Als normaler Gesteinsgemengteil ist er nur selten zu erkennen in lichtroten Körnern von höchstens ein paar Millimeter Durchmesser; so im Ödenwinkel unweit vom Hangendkontakt. (Wegen granatreicher Schollen vgl. S. 25.)

Der Zentralgneis neigt zur Absonderung in Platten, von oft mehreren Metern Dicke, parallel der Schieferung. Sein Bruch ist meist recht glatt; und dem entsprechen die glatten, wenig gegliederten Abbrüche, welche er an den Wänden der glazialen Tröge (z. B. Ödenwinkelkees) und des einzigen im Kartenbereich von ihm gebildeten Hochgipfels, des Hohen Kastens, zeigt. Pyramidenförmige Berggestalten (Tauernkopf, S. Rudolfshütte) und oft wildzerrissene Grate (Rifflkarkopf, Hoher Kasten) sind für das Gestein charakteristisch wie für alle seiner Art; nicht minder die prachtvollen Rundhöckerlandschaften ehemals eisüberflossener Gebiete, wie sie die Gegend Rudolfshütte—Kalser Tauern in modellmäßiger Ausbildung zeigt. — Die von Kölbl. (41, S. 303) beschriebene Zerteilung in „Phakoide“ haben wir nicht bemerken können.

Der Zentralgneis formt im Bereiche unserer Aufnahmen eine flache, nach N, S und O abdachende Kuppel. Ein Liegendes ist hier nirgends aufgeschlossen. Das Hangende, in großen Zügen konkordant auflagernd, wird im N mit geringen Ausnahmen überall gebildet von dem Amphibolit der tiefsten Schieferhülle, bzw. von den damit verbundenen Peridotitlinsen (gegen S, wo der Amphibolit auskeilt, treten höhere Glieder der Schieferhülle an seine Stelle; vgl. S. 33).

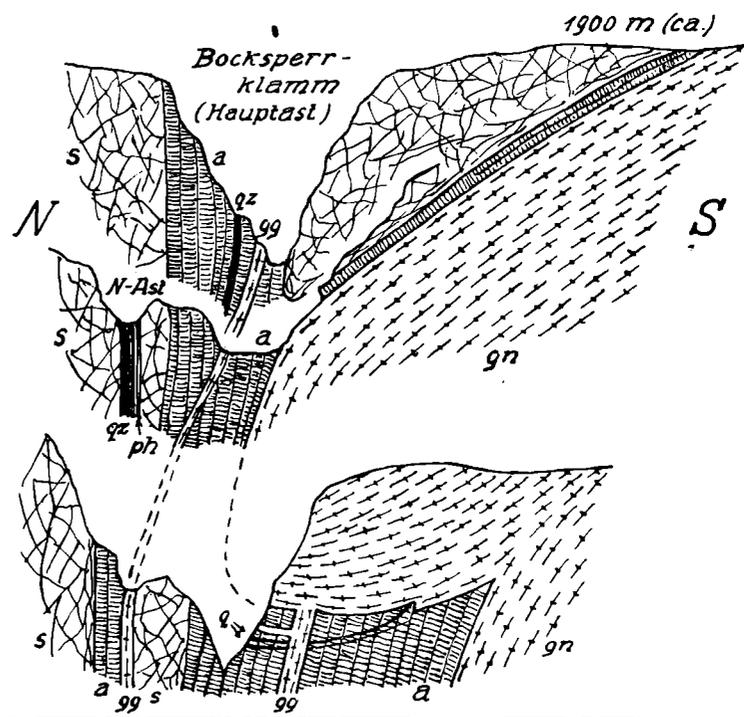
<sup>8)</sup> Der Name „Zentralgneis“ ist in der Literatur in verschiedenem Sinne gebraucht worden und deshalb bei manchen Autoren in Mißkredit geraten. Im vorliegenden Fall ist seine Definition einfach, da außer den hellen granitischen Orthogneisen nichts anderes in Betracht kommt das man darunter verstehen könnte. Es möchte uns zweckmäßig erscheinen, wenn man ihn auch in anderen Fällen auf solche Gesteine (und event. deren Differentationsprodukte) beschränken würde. — Wegen der Frage Zentralgneis oder — Granit vgl. S. 18.

Ist somit die von Löwl (30) angenommene Lakkolithenform des Granatspitzkerns innerhalb des untersuchten Gebiets keineswegs erweisbar, so ist doch seine intrusive Lagerungsform sicherzustellen. Denn es gibt eine Ausnahme von der soeben aufgestellten Regel der Konkordanz mit dem Hangenden: in dem

Profil der Bocksperrklamm, östlich über dem Enzingerboden (Abb. 1). Man sieht dort knapp S der Klamm (die schon von weitem als mächtiger dunkler Schlund am S-Rand der dunkelgrünen, braunrot angelaufenen Serpentinfelsen sichtbar ist) den Zentralgneis an Amphibolit grenzen. Am Fuß der Felsen ist der Kontakt schlecht aufgeschlossen, aber, so viel man sehen kann, konkordant; das weiter S ziemlich flache Einfallen des Gneises schmiegt sich der ungefähr senkrechten Kontaktfläche an. Ersteigt man aber die untere Felsstufe,<sup>9)</sup> so sieht man am Fuße der zweiten Stufe, gerade über der eingelagerten Terrasse, den Gneis abermals über den Amphibolit nach N vorgreifen. Und hier schneidet die Kontaktfläche die Paralleltextrur des Amphibolits eine Strecke weit scharf diskordant ab; an der Grenze nimmt letzterer viel Biotit auf. Aber auch die Schieferung des Zentralgneises würde von der Kontaktfläche diskordant abgeschnitten, wenn sie bis an diese zu verfolgen wäre; doch entwickelt sich da eine helle aplitische Randzone, ca. 1 m mächtig (im Profil vernachlässigt!), in welcher sich die Gneisschieferung verliert. Dagegen zeigt sie etwas Flaserung parallel zum Kontakt. Aber alle Anzeichen einer Bewegungsfläche an dieser Stelle fehlen; die Verschweißung von Amphibolit und aplitischer Randzone ist so fest, daß es gelingt, Handstücke zu schlagen, welche teils aus dem einen, teils aus dem anderen Gestein bestehen. Knapp S von der Klamm setzt von dieser Grenze aus ein 2—3 m mächtiger Gang von Gneis nach abwärts in den

Abb. 1. Profil der Bocksperrklamm (etwas schematisiert);  
1 : 1500 ca.

gn = Zentralgneis    s = Serpentin    ph = Grauer Phyllit  
gg = Gänge davon    a = Amphibolit    qz = Quetschzone  
q = Quarzadern



Amphibolit, mit feinkörnigen aplitischen Randzonen und durchwegs parallel den Gangrändern geschiefert. Ein anderer ähnlicher Gang beginnt am Fuß der Felsen N des Klammausgangs. Ob er bis auf die Terrasse durchsetzt, konnte nicht festgestellt werden; jedenfalls aber zieht von ihr aufwärts, ungefähr in der Fortsetzung des tieferen, ein 3—4 m mächtiger Gang von feinem Augengneis, sehr steil N fallend, längs der Klamm weiter, zunächst auf deren N-Seite, höher oben auf die S-Seite übertretend. Er steckt konkordant in Amphibolit, doch sind die Kontakte nicht immer scharf: stellenweise kommt es zu einer schlierigen Verflechtung, auch ist der Amphibolit gewöhnlich einige Zentimeter weit biotitisiert. — Der Vollständigkeit halber sei schon hier bemerkt, daß der Amphibolit besonders N des Ganges nur wenige Meter mächtig ist; dann folgt Serpentin, mit starker Verflaserung der Kontakte. Aber auch auf der S-Seite der Klamm folgt über dem Zentralgneis nur 2—3 m Amphibolit, dann ebenfalls stark verschieferter, z. T. vertalkter Serpentin. — Der Serpentin N der Klamm enthält in deren nördlichem Seitenast noch eine Zone von grauem, feinschieferigem Phyllit, der nach gelegentlichen Resten aus Biotitschiefer hervorzugehen scheint (als Quetschprodukt?), der anscheinend ebenfalls mit granitischen Adern verknüpft ist.

Im Rauchwiegenwald, auf der W-Seite des Enzingerbodens, in der streichenden Fortsetzung des Bocksperrklammprofils, sind die Verhältnisse weit einfacher: der Zentralgneis fällt hier steil N, konkordant unter der Serpentin ein. Die Grenze ist vom Fuß der Felsen aufwärts zunächst durch ein Couloir gekennzeichnet; weiter aufwärts, wo der Kontakt sichtbar wird, beobachtet man eine bräunlichgraue, feingebänderte

<sup>9)</sup> Es erfordert dies die Überwindung einer kurzen, aber etwas unangenehmen Kletterstelle in dem schlecht verkitteten Blockwerk, das den Ausgang der Klamm füllt.

Zwischenzone, die sich ohne scharfe Grenze aus dem Zentralgneis entwickelt („Floilit“) bei *Ascher*, 48, S. 265, dessen Fig. 3 die Stelle schematisch wiedergibt). Sie dürfte wohl als basische Randfazies aufzufassen sein; ihre Mächtigkeit beträgt nur einige Zentimeter. Der Serpentin ist nahe der Grenze stark geschiefert. — Gegen oben verschwinden die Aufschlüsse unter einer moränenbedeckten Terrasse; über derselben ist die Randfazies verschwunden, dagegen erscheint wieder eine 3—4 m mächtige Amphibolitlage zwischen Gneis und Serpentin. — Die beschriebenen Aufschlüsse bieten das Bild eines jedenfalls primären, wenn auch vielleicht bereits tektonisch umgestalteten Kontaktes; die Verschieferung des Serpentin weist darauf. Vermutlich ist auch das Fehlen des Amphibolits in der unteren Felsstufe tektonisch bedingt.

Von der Bocksperrklamm südwärts zeigt der Kontakt durchgängig ganz schlichte Formen (die einzige kleine Ausnahme knapp N vom Kapruner Törl, wo der Amphibolit nördlich gegen 300 m weit in den Zentralgneis eindringt, ist wohl eher tektonisch zu erklären). Dabei sind mehrfach noch granitische Injektionsadern im Amphibolit zu beobachten, wenn auch stets auf die unmittelbare Nachbarschaft der Grenze beschränkt; so am Gehänge des Rötengogels S der Bocksperrklamm; ähnlich im Hangenden der Seewände, O Tauernmoossee. Das sind Anzeichen dafür, daß auch hier der Kontakt nicht wesentlich tektonisch umgestaltet wurde. — Wegen der Verquarzung und den Skarnbildungen am Kontakt NW des Kapruner Törls siehe S. 38.

Daß anderseits weiter S auch tektonische Bewegungen entlang dem Kontakt stattgefunden haben, ergibt sich aus der starken Verschieferung (wenn sie auch nicht bis zu Serizitschiefern geführt hat) im Gneis, längs der Hangendgrenze im ganzen Ödenwinkel; auch starke Verquarzung einzelner Lagen geht damit Hand in Hand. Auch einzelne aplitische Adern werden quer abgeschert, so daß sie nicht in den Amphibolit eindringen können.

Südlich des Hauptkammes wird der Zentralgneis überall, wo seine Hangendgrenze aufgeschlossen ist, ohne Veränderung konkordant von der Hülle überlagert.

#### b) Mikroskopische Beschaffenheit.

Die mineralische Zusammensetzung des Zentralgneises ist in den untersuchten Proben sehr konstant. Der Kalifeldspat bildet vor allem die großen, augenartig hervortretenden Individuen, oft Karlsbader Zwillinge; er kann aber auch — in stark durchbewegten Gesteinen — auf die Durchschnittskorngröße des Quarzes hinabsinken. Manchmal läßt er schöne Mikroklingitterung erkennen; in anderen Schlifften fehlt jede Spur davon. Und zwar entspricht das nicht etwa einem Unterschiede mehr massiger und geschieferter Varietäten; im Gegenteil zeigt gerade ein nahezu massiges Gestein (aus Moräne wenig über Enzingerboden) den schönsten Mikroklin, viele stark geschieferte dagegen ungegitterten Orthoklas. Das spricht nicht für die gelegentlich gehörte Behauptung, daß die Lamellierung des Mikroklin eine „Druckerscheinung“ sei.<sup>10)</sup> Ziemlich in allen Schlifften vorhanden sind dagegen mikroperthitische Einlagerungen von Albit; meist jedoch nur in geringer Anzahl innerhalb eines Individuums. Die K-Feldspate zeigen keine eigene Kristallform; gewöhnlich sind sie von zahlreichen Einschlüssen durchsetzt: von kleinen idiomorphen Plagioklasen (s. unten) und z. T. Quarzkörnern, die sich aber zumeist auf randnahe Gebiete beschränken. In einem Fall bezeichneten kleine Quarzeinschlüsse eine Anwachszone des K-Feldspats. Ganz selten zeigt dieser eine randliche Umwachsung mit (nahezu ungefülltem) Albit; beobachtet wurde dies nur in einem Schliff (SW Niedere Scharte). Häufig ist er dagegen randlich von Myrmekeit begleitet, der sich in der allbekannten Weise in jenen hineinfrißt. Auch diese Erscheinung ist in keiner Weise durch mechanische Eingriffe bedingt; im Gegenteil läßt sich feststellen, daß sie in den mehr massigen Varietäten am besten ausgeprägt und am weitesten verbreitet ist — z. T. in fast geschlossenen Kränzen um die einzelnen K-Feldspate; in stark geschieferten finden sich dagegen nur einzelne Reste.<sup>11)</sup> Dies Verhalten ist leicht erklärlich, wenn die Myrmekeitbildung eine an die Erstarrungsphase anschließende hydrothermale Verdrängungserscheinung darstellt,<sup>12)</sup> die Schieferung aber einer späteren Durchbewegung zuzuordnen ist: die Umformung der K-Feldspate zu Linsen, wie sie in den geschieferten Abänderungen mehr oder minder gut zu beobachten, mußte ja mit einer Loslösung aus der Umgebung, gegebenenfalls mit einer Wegschering randlicher Partien verbunden sein — Vorgänge, denen die Myrmekeitkränze leicht zum Opfer fallen konnten. — Mitunter — nur in stark geschieferten Gesteinen — bemerkt man im K-Feldspat Risse, die mit feinen Quarzkörnern erfüllt sind (vgl. *Kölbl*, 41, S. 296), ganz ähnlich wie sie aus dem Malojagneis (116, S. 96) beschrieben wurden; ebenso wie dort handelt es sich wohl um kristallin verheilte Rupturen. Endlich ist noch die bekannte Umwandlung des Mikroklin zu Schachbrettalbit zu erwähnen. Sie ist im Zentralgneis des untersuchten Abschnittes nicht häufig; im nördlichen Teil ist sie nur von zwei Stellen bekannt geworden: einmal von der Gegend nahe dem Kontakt auf der W-Seite des Enzingerbodens (S. A.); anderseits aus den mit Serizitschiefer wechselnden Zentralgneislagen im Fenster 2 des Stubachwerks (S. A.) — hier aber nicht in allen vorhandenen Schlifften. Aus dem südlichen Teil war nur in einem stark geschieferten Gneis aus dem oberen Dorfertal eine nicht ganz typische Andeutung davon zu bemerken. — Die Ersetzung von Mikroklin durch Schachbrettalbit ist die Form, welche die in allen höheren Serien so mannigfaltig auftretende Albitisierung im Zentralgneis annimmt. — Gänzlich fehlt dagegen dem K-Feldspat eine Umwandlung,

<sup>10)</sup> Die übrigens auch mit dem vielfachen Vorkommen von Mikroklin in mechanisch ganz unbeeinflussten Tiefengesteinen nicht gut zu vereinbaren ist.

<sup>11)</sup> Vgl. dazu *Becke* (91, S. 138).

<sup>12)</sup> Wie dies in Übereinstimmung mit *Becke* (91, S. 139) wohl angenommen werden muß.

welche der „Füllung“ der Plagioklase (s. unten!) entsprechen würde — hier wie in anderen Fällen (vgl. 117). Wenn man gelegentlich einzelne kleine Muskowitschüppchen darin beobachtet (die nicht an Spaltrisse geknüpft sind), so wird man bei genauerem Zusehen wohl stets finden, daß sie nicht an die K-Feldspat-Substanz, sondern an mikroperthitische Einlagerungen geknüpft sind.

Der Plagioklas ist vom K-Feldspat stets leicht zu unterscheiden — auch abgesehen vom Unterschied in Licht- und Doppelbrechung; ist er doch stets klar, wenn auch meist „gefüllt“ (s. unten), während die K-Feldspate meist eine ausgesprochene bräunliche Trübung, niemals aber Füllung zeigen. Die Plagioklase sind meist, aber nicht immer lamelliert nach dem Albitgesetz. Soweit sie frei im Gestein liegen, zeigen sie nur selten und unvollkommen eigene Kristallform, und nur in relativ wenig geschieferten Gesteinsvarietäten; fast stets dagegen soweit sie vom K-Feldspat umschlossen sind. Ihre Länge beträgt im ersteren Falle mitunter 1 mm und noch mehr, im zweiten hält sie sich um 0,2—0,4 mm. — Zonenstruktur wurde fast nie beobachtet, insbesondere nie in geschieferten Typen. Auffallender ist sie nur in einem Schriff durch einen nicht verschieferten, massigen Granit, der als Rollstück ober dem Dorfersee gefunden wurde und wohl aus inneren Teilen der Granatspitzmasse stammen mag. Der zonare Bau tritt hier mehrmals schon durch eine zonare Anordnung der „Fülle“ hervor, doch kann das auch fehlen. Gemessen wurden folgende ungefähre An-Gehalte: Kern 20, 18, 17% An, Hülle 10, 11, 11,5%. Es liegt demnach hier noch der normale Zonarbau<sup>13)</sup> der ursprünglichen Erstarrung vor, wie es dem Gefüge entspricht, das von mechanischer Beeinflussung so gut wie frei ist. — Die auf den ersten Blick auffälligste Erscheinung an den Plagioklasen ist die Füllung (vgl. 87, 95, 100, 117 u. a.), die nur ausnahmsweise ganz fehlt. Füllungsmineral ist vor allem Muskowit, in Blättchen von normalerweise 0,1 bis 0,3 mm Länge. Vielfach, wohl in der Mehrzahl der Fälle, tritt er überhaupt allein auf; in manchen Schriffen findet sich untergeordnet, aber auch hier noch in fallweise — von einem Plagioklas zum anderen — wechselnder Menge Klinozoisit daneben, in unregelmäßigen Körnchen; schöne Nadeln oder „Besen“, wie er sie sonst gern bildet, kommen hier anscheinend nicht vor. Eine gesetzmäßige Beziehung in den Mengenverhältnissen beider Mineralien scheint demnach nicht vorzuliegen. Die Füllung ist im allgemeinen nur mäßig dicht: die einzelnen Einschlüsse berühren sich im Gesichtsfeld noch nicht oder nur ab und zu, so daß der Grundplagioklas zumeist erkennbar bleibt. Nur vereinzelt wurde beobachtet, daß scheinbar geschlossene Serizitaggregate an die Stelle des Plagioklases treten (Schriff vom Steinbruch beim Tauernmoos, S. A.). Von besonderem Interesse ist, im Hinblick auf in den letzten Jahren daran geknüpfte Erörterungen (vgl. 100, 117, 151), das Verhalten der Plagioklaseinschlüsse im K-Feldspat. Auch sie sind in der Regel gefüllt — manchmal freilich nur in der Form, daß 1—2 größere Muskowitblättchen darin liegen. Aber fast in jedem Schriff finden sich neben normal gefüllten Einschlüssen auch fast oder ganz ungefüllte — nicht selten in dem gleichen Wirtsfeldspat nebeneinander! Und daß dies nicht etwa nur eine Täuschung ist, bedingt durch seitlichen Ausschnitt ungleichmäßig gefüllter Individuen, das lehrt die Untersuchung im konvergenten Licht. Während nämlich an normal gefüllten Schnitten — Einschlüssen wie frei im Gestein liegenden — die Auslöschungsschiefe  $\perp a$  stets zu 75—76° gemessen werden konnte, entsprechend fast reinem Albit, ergaben Messungen an ungefüllten Einschlüssen in einem Schriff 79°, in einem anderen 77° und 79° — im Mittel also 78° 20', entsprechend einem immerhin etwas anorthitreicheren Glied der Mischungsreihe. — Neugebildete ungefüllte Albite (Kölbl 41, S. 297) haben wir nie beobachtet.

Verhältnismäßig wenig ist über den Quarz zu bemerken. Seine Körner schwanken etwa zwischen 0,1 und 0,6 mm Durchmesser (bei starker Schieferung eher etwas kleiner, aber nicht wesentlich). Sie sind meist rundlich begrenzt, schwach gebuchtet, kaum je ausgesprochen verzahnt. Undulöse Auslöschung kommt vor, spielt aber keine bedeutende Rolle; gröbere Zertrümmerungserscheinungen fehlen.

Auch über die Glimmer kann ich mich kurz fassen. Wie schon mit freiem Auge festgestellt, überwiegt der Muskowit bei weitem über den Biotit (nach vorsichtiger Schätzung durchschnittlich im Verhältnis 4:1). Er bildet meist verhältnismäßig gut ausgebildete — mit Ausnahme der Randflächen! — Blättchen von 0,2 bis 0,6, gelegentlich aber auch mehr als 1 mm Länge; Länge:Dicke etwa = 6:1 bis 10:1, vereinzelt fast isometrisch. Aber auch ganz unregelmäßige Fetzen kommen vor. — Der Biotit, tiefbraun gefärbt, besitzt ähnliche Dimensionen, aber meist gedrungener Form; doch ist seine Ausbildung nicht wesentlich besser. Auch so etwas Ungehöriges — für ein granitisches Gestein! — wie Umschließung von Quarz durch Biotit findet sich gelegentlich. Umwandlung in Chlorit kommt vor, spielt aber keine nennenswerte Rolle.

Ein charakteristischer Übergangsteil ist der Granat, der mikroskopisch fast in jeder Probe zu finden ist. Er ist farblos und isotrop; Durchmesser um 0,1—0,3 mm. Formentwicklung ist gewöhnlich gut (110); aber nur teilweise liegen massive Kristalle vor, oftmals — trotz Kristallform! — nur dünne Schalen, oft an mehreren Stellen unterbrochen, die im Inneren gefüllten Plagioklas, Muskowit, Biotit enthalten können. Man hat geradezu den Eindruck, als sei das Innere eines isomorph geschichteten Kristalls im späteren Verlauf seiner Geschichte bestandunfähig und zerstört worden, während die äußere Schale dies Schicksal nicht teilte. — Die Granaten finden sich manchmal gesellig, in anderen Fällen vereinzelt; besonders auffallenderweise mehrfach bloß eingeschlossen in Plagioklasen, die selbst von K-Feldspat umschlossen sind, während der übrige Teil des Schriffes von Granat ganz frei ist. Trotzdem gehören sie hier wohl nicht zur „Fülle“; auf diesen Gedanken könnte man nur

<sup>13)</sup> Kölbl (41, S. 297) gibt demgegenüber einen — auch unter seinem Material einzelstehenden! — Fall inverser Zonenfolge (Kern 6%, Hülle 12% An) an; das ist jedenfalls eine seltene Ausnahme!

kommen, wenn das Mineral dem Gestein sonst fremd wäre. Eher kann man sie für eine frühe Ausscheidung halten, die gelegentlich nur dort erhalten blieb, wo sie durch die Umschließung geschützt war; vielleicht kam es nicht überall bis zur Abscheidung der oben erwähnten, anscheinend stabilen Randzone? — Erwähnt sei auch hier schon das merkwürdige Verhalten des Granats in einem Schriff von jenseits des Kartenrandes (Glanzgschirrs-Seite, stark verschieferte Lage zwischen Serizitschiefer). Hier tritt er nämlich ausschließlich als Einschluß in einzelnen Albitindividuen auf, und zwar massenhaft, während die große Mehrzahl der Plagioklase von solchen Einschlüssen frei ist. Eine Erklärung dafür fehlt; sicher ist wohl nur, daß der Granat auch hier mit „Feldspatfüllung“ nichts zu tun hat. — In einem Schriff vom Kitzkarkopf (ebenfalls W des Kartenrandes) scheint Umwandlung des — stark zerfressenen — Granats in Muskowit vorzuliegen, welcher ihn in Gestalt feinfilziger Höfe umgibt; der Vorgang läßt keine unmittelbaren Beziehungen zu der starken Durchbewegung erkennen, die sich in demselben Schriff im Gefüge bemerklich macht.

An sonstigen Übergemengteilen findet sich noch gelegentlich Klinozoisit, in kleinen Körnchen mit dem Muskowit verknüpft, sowohl in stark wie in wenig geschieferten Gesteinen. — Unter den Nebengemengteilen überwiegt vor allem der Apatit, der in jedem Schriff in einer Anzahl z. T. ziemlich großer runderlicher Körner vertreten ist. Auch Titanit ist ziemlich überall vorhanden, meist als feines Krümelwerk (wohl sekundär!). Zirkon ist selten; er erzeugt schwärzliche Höfe im Biotit; Erz ganz unbedeutend. Doch finden sich in einem Schriff (Stollen 3 des Stubachwerks, S. A.) Anhäufungen feiner Magnetitkörnchen, mit Untergrund von Albit und etwas Muskowit, die ganz den Eindruck von Pseudomorphosen machen; leider ohne daß ihre unregelmäßige äußere Form einen Anhaltspunkt für die Bestimmung des Mutterminerals böte.

In struktureller Hinsicht bietet der Zentralgneis nur selten noch deutliche Granitmerkmale. Reste der Ausscheidungsfolge sind in der erwähnten Tendenz der Plagioklase zu idiomorpher Ausbildung erhalten — soweit es sich dabei um Einschlüsse in K-Feldspat handelt, selbst noch in stark verschieferten Gesteinen, sonst nur in relativ massig gebliebenen. In diesen zeigt auch der K-Feldspat noch seine ursprünglichen xenomorphen Gestalten. Dagegen sind die ursprünglichen Beziehungen der Glimmer zu den anderen Gemengteilen kaum irgendwo noch entzifferbar. Spuren einer hydrothermalen Phase liegen in den Myrmekitkränzen vor. — In den meisten untersuchten Proben hat aber spätere Durchbewegung die früheren Strukturmerkmale bis auf geringe Reste zerstört. Ihre Spuren sind: Parallelordnung der Glimmer, Aussonderung derselben zu parallelen Häuten; in manchen Fällen auch Nebeneinander von Lagen verschiedener Korngröße des Quarzes (Scherzonen; vgl. *Kölbl*, 41), wie es bei Blastomyloniten häufig ist; die genannte linsenförmige Zurundung der K-Feldspate; die Entstehung von Bruchzonen in diesen die mit Quarz (Lösungsumsatz!) gefüllt wurden; die Zerstörung der Myrmekitkränze. Dazu kommt gelegentlich noch Fältelung der entstandenen Paralleltextrur. Alle diese Vorgänge werden von der Kristallisation überdauert. Zu einer Änderung des Mineralbestandes ist es dabei nicht gekommen. Auch die Füllung der Plagioklase läßt gerade hier keinerlei Beziehungen zur Durchbewegung erkennen: auch in stärker durchbewegten Zentralgneisen bleiben die Plagioklase als solche erhalten und lösen sich nicht, wie das sonst in der Regel der Fall, in ein Aggregat gleichgeordneter Einzelmineralien (Albit, Muskowit, event. Klinozoisit) auf. Das sieht fast so aus, als ob hier die Füllung jünger wäre als die Durchbewegung! Auch die lokale Schachbrettalbit-Umwandlung des K-Feldspats ist wohl ein späterer, posttektonischer Vorgang; unmittelbar nachzuweisen ist dies freilich nicht, aber gerade an dem einen der Punkte, wo sie auftritt (Fenster 2 des Stubachwerk-Stollens) hat die Albitisierung auf den Serizitschiefer übergegriffen, so daß sich ihr posttektonisches Alter sicherstellen läßt (vgl. S. 21).

Die Streitfrage, ob der Zentralgneis ein unverändertes Erstarrungsgestein sei oder ein kristalliner Schiefer, läßt sich auf Grund der angeführten Beobachtungen wohl dahin beantworten, daß wohl granitische Merkmale z. T. — von Fall zu Fall wechselnd deutlich — erhalten sind, im Ganzen aber doch eher die metamorphen Kennzeichen überwiegen (vgl. dazu auch *Bianchi*, 95, S. 101 f.). Demgemäß reden wir von Zentralgneis und nicht von Zentralgranit — im Gegensatz zu *Christa* (100, 101), *Kölbl* (151). Wir möchten aber ausdrücklich betonen, daß sich unsere Beobachtungen nur auf ein verhältnismäßig randliches Segment der Granatspitzmasse beziehen und vorläufig nicht auf deren Gesamtheit, geschweige denn auf die Gesamtheit der Tauern-Zentralmassen verallgemeinert werden dürfen.

Wegen der Altersfrage des Zentralgneises vgl. den Schlußabschnitt (S. 273 f.).

#### c) Die Gänge der Bocksperrklamm

(vgl. S. 15) kann man nach ihrem Gesteinscharakter nicht anders bezeichnen, denn als Gneisgänge. Vom gewöhnlichen Zentralgneis unterscheiden sie sich — vom feineren Korn abgesehen — wohl nur durch die Abwesenheit der großen K-Feldspate. Z. T. tritt dies Mineral überhaupt zurück; auf alle Fälle ragt es nicht mehr durch besondere Größe über seine Umgebung heraus. An Plagioklas finden sich neben dem überwiegenden, ungefüllten Albit auch Individuen mit lockerer Muskowitfülle, deren Grundplagioklas sich von jenem gar nicht unterscheidet. Quarz, z. T. stark undulös auslöschend, bildet nur wenig verzahnte Körner. Die Korngröße dieser drei Gemengteile geht normalerweise nicht über 0,1—0,3 mm hinaus. Unter den Glimmern überwiegt auch hier Muskowit, normalerweise  $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$  mm lang, bedeutend gegenüber dem Biotit, der auch an Größe seiner Blätter zurücksteht. Als Übergemengteil tritt wieder vereinzelt Granat auf; er bildet ganz gleiche Kristallschalen wie oben S. 17

beschrieben (gelegentlich aber auch skelettförmige Gebilde). Nebengemengteile: Apatit verhältnismäßig reichlich; etwas Titanit, in kleinen Körnern die Glimmer begleitend; spärlich Magnetit. — Recht vollkommene Paralleltexur, hauptsächlich durch die Glimmer ausgedrückt, die sich z. T. auch zu — freilich meist nicht weit aushaltenden — Häuten aneinanderschließen; doch nehmen vielfach auch in s etwas gestreckte Quarze und Feldspate daran teil. Von Erstarrungsstruktur ist auch kein Rest mehr erkennbar.

Diese „gangförmigen Zentralgneise“ bieten in genetischer Hinsicht ein interessantes Problem: die Entstehung ihrer Paralleltexur. Irgend welche unmittelbare Anzeichen für ihre Deutung, wie wir sie oben (S. 16) in der Zerstörung der Myrmekitsäume gefunden, hat die mikroskopische Untersuchung hier nicht geliefert. So läßt sich nicht ohne weiteres sagen, ob sie auch, wie beim Hauptkörper des Zentralgneises, dem Gestein im verfestigten Zustande aufgeprägt wurde. Der Umstand, daß sie den Gangrändern parallel geht, läßt zunächst vermuten, daß es sich um Fluidaltexur<sup>14)</sup> handeln könnte. Indessen geht die Parallelordnung doch wohl über das hinaus, was normalerweise an solchen bekannt ist. Und wir werden bald ein anderes Ganggestein kennenlernen (S. 26), in welchem eine gleichfalls den Gangrändern folgende Paralleltexur zweifellos erst sekundär, im Zusammenhang mit metamorphen Vorgängen zur Entstehung kam. Schließlich ist auch zu bedenken, daß die Stellung unserer Gänge sich nicht gar weit von jener der Texturflächen im Nebengestein entfernt (vgl. das Profil Abb. 1), so daß die Möglichkeit immerhin vorliegen dürfte, daß sich nach der Erstarrung Differentialbewegungen auf ihnen abgespielt haben. Aber als gelöst sei die Frage damit noch nicht betrachtet!

#### d) Basische Randfazies des Zentralgneises.

Eine solche wurde bisher nur an der auf S. 15/16 beschriebenen Stelle auf der W-Seite des Enzingerbodens angetroffen. Sie hat den Charakter eines Biotitplagioklasgneises:<sup>15)</sup> der überwiegende Gemengteil (ca. 50%) ist Plagioklas in ziemlich verschiedener Größe von ca. 0,2 bis — ausnahmsweise! — über 1 mm) und Ausbildung; während nämlich die kleineren Individuen keine Besonderheiten erkennen lassen — meist auch keine Zwillingbildung — zeigen die größeren in der Regel verkehrte Zonenfolge: randlich  $\alpha'$ ,  $\gamma' < \epsilon$ ;  $\alpha' < \omega$ ;  $\gamma' \geq \omega$ ; also etwa Oligoklas; im Kern ist auch  $\gamma' < \omega$ , d. h. Albit bis (wahrscheinlicher) Oligoklasalbit. Manchmal — in größeren Feldspaten — enthält der Kern auch etwas Füllungsmuskowit (die Randzone nicht). Dabei besteht aber keine scharfe Grenze zwischen diesen Sorten von Plagioklas; man kann nicht etwa die einen als Einsprenglinge, die anderen als Grundmasse klassifizieren. — Quarz ist meist kleiner und an Menge dem Plagioklas weit untergeordnet, soweit er gleichmäßig darunter gemengt ist. Zum größeren Teil freilich bildet er Lagen und Linsen für sich allein, in z. T. sehr großen und wenig verzahnten Körnern. — Der dritte Hauptgemengteil, der Biotit, bildet mäßig dunkel gefärbte Blättchen von 0,2—0,4 mm (selten darüber). Sie sind meist gut individualisiert, wenn sie sich auch gerne zu Lagen aneinanderschließen. Übergemengteile: vor allem Klinozoisit, in unregelmäßigen Körnern von 0,05—2 mm mit dem Glimmer verknüpft; ferner sehr vereinzelt kleine (< 0,1 mm) Körnchen von Granat. Als Nebengemengteil tritt wieder — ziemlich reichlich — der Titanit auf, z. T. mit Eisenerzkern — Die Biotitblätter liefern eine recht vollkommene Paralleltexur; sonst zeigt das Gefüge keine Besonderheiten.

#### e) Muskowitschiefer im Zentralgneis.

Das ist wohl das Gestein, das Löwl (30) unter dem Namen „blättrig geschieferter Muskowitgranit“ erwähnt. Bei Ascher-Powondra (48) heißt es Serizitschiefer; ebenso auf unserer Glocknerkarte; diese Bezeichnung entspricht zwar dem makroskopischen Eindruck, nicht aber dem inneren Wesen des Gesteins.

Die wichtigsten Züge solcher Muskowitschiefer sind:

α) An den unteren Kehren der Straße Enzingerboden—Tauernmoos, im Liegenden der großen im Zentralgneis schwimmenden Amphibolitscholle (vgl. S. 23; vgl. auch Ascher, 48, S. 264, Fig. 2).

β) Im Hangenden der gleichen Scholle, NO über dem Tauernmoosbache.

γ) N unter dem Sprengkogel eine Reihe von Lagen, von der Tauernmoosstraße z. T. wiederholt geschnitten; ihre weitere Fortsetzung dürfte wenigstens z. T. auf der Schutterraße W unterm Sprengkogel zu suchen sein; aber auch der Gipfel des Sprengkogels selbst — den wir nicht besucht haben — wird nach Aschers (48) Karte von einer solchen durchzogen.

δ) Auf der Ostseite des Sprengkogels ebenfalls eine Reihe von Lagen übereinander, an der Tauernmoosstraße sowie am Weg zur Rudolfshütte aufgeschlossen. Im Fundament der Sperre am Tauernmoossee waren sie nach Ascher (48, S. 263) 20 m mächtig aufgeschlossen.

ε) Auf der O-Seite des Vorderen Schafbichls ist ebenfalls am Weg zur Rudolfshütte eine geringmächtige Lage von Muskowitschiefer aufgeschlossen. Ihre Fortsetzung dürfte es sein, die auf der Ostseite des Tauernmoosbaches, gleich über dem Steg des Weges zum Kapruner Törl, durchzieht.

ζ) Hangende Parallellagen zur vorigen sind N unter dem genannten Wege (unter „Hintere Ochsenflecke“) aufgeschlossen.

<sup>14)</sup> Wie in den von Bianchi (95) und Del Piaz (124) beschriebenen und abgebildeten Gängen aus dem Zillertaler Hauptkamm! Vgl. auch Kieslinger (149).

<sup>15)</sup> Und keinerlei Verwandtschaft mit den Amphiboliten, die in den östlichen Tauern bisher immer als basische Randzonen betrachtet, nun aber von Angel und Staber (89) als migmatisierte Teile einer älteren Hülle erkannt worden sind.

η) Die Terrasse, welche der Steig von der Rudolfshütte zum Ödenwinkelkees benützt (Enzinger Leiten) ist ebenfalls durch eine solche Schieferzone bedingt.

θ) Beim Ausfluß des Grünsees sind, W über dem Steig, geringe Spuren solcher Schiefer sichtbar.

ι) In vielfacher Wiederholung treffen wir sie auf der W-Seite des Medelzkopfes.

κ) In einer Reihe von dünnen Lagen im Gipfelbereich des Hohen Kasten bilden sie unangenehm begehbar, seifig verschmierte Bänder.

Es mag auch hier bereits bemerkt sein, daß gleichartige Gesteine W des Kartenrandes ebenfalls noch große Verbreitung haben. So setzen mehrere nahe benachbarte Züge davon teilweise durch den ganzen Kamm Hochfilleck—Teufelsmühle, dessen Gratschneide sogar — paradoxerweise — auf längere Erstreckung von ihnen gebildet wird. Da dort 20° O-Fallen herrscht, ist es wahrscheinlich, daß sie die unmittelbare Fortsetzung eines Teils der obengenannten Vorkommen um den Sprengkogel usw. darstellen. — Jedenfalls sieht man, daß von einer Bindung dieser Schieferzonen an den unmittelbaren Kontakt mit dem Hangenden nicht die Rede ist. Aber ebenso unbestreitbar ist ihre Anreicherung in der weiteren Nachbarschaft der Ränder des Zentralgneises.

Wir sind uns wohl bewußt, daß die obige Aufstellung nicht vollständig ist. Aus derselben geht bereits hervor die Neigung der fraglichen Gesteine, vermöge ihrer relativ leichten Verwitterung, Bänder und Terrassen zu bilden; so dürfte es dazu kommen, daß sie vielerorts unter Schutt und Rasenbedeckung verborgen bleiben. Außerdem haben wir das einförmige Zentralgneisgebiet nicht mit der Genauigkeit begehen können wie manche andere Teile des Kartenbereiches.

Die Muskowitschiefer sind lichte — z. T. schneeweiße — feinflaserige bis ausgesprochen dünnschieferige Gesteine, die auf dem Querbruch meist 1—2 mm dicke Linsen, manchmal auch weiter aushaltende Lagen von feinkörnigem Quarz erkennen lassen, während der Hauptbruch ganz beherrscht wird von ebenflächigen oder gewellten Glimmerhäuten, die keinerlei individualisierte Blättchen erkennen lassen. Der vorherrschende Glimmer ist silberweißer Muskowit. In den allermeisten Fällen ist er allein sichtbar; doch trifft man auch Lagen, in denen ein lichtrötlichbrauner phlogopitähnlicher Glimmer, ebenfalls Häute bildend, hinzutritt.

Die Mächtigkeit der einzelnen Muskowitschieferlagen schwankt zwischen Bruchteilen von 1 und etwa 50 m.<sup>16)</sup> Häufig wiederholen sie sich in einem Profil mehrfach übereinander; gewöhnlich sind sie mit dem einschließenden Gneis durch Übergänge verbunden (vgl. *Ascher*, 48, S. 280), indem dieser zunehmend dünnerschieferig wird, so daß der Muskowitschiefer nur die letzte Steigerung der Verschieferung des Gneises zu bilden scheint. Fig. 12 und 15, sowie Tafel XXI bei *Ascher-Powondra*, 48, lassen gut den komplizierten Wechsel beider erkennen.

Im Dünnschliff zeigt der Quarz eckige Körner von sehr wechselnder Größe: etwa 0,03 bis fast 1 mm, u. zw. gelegentlich in einem Schliff nebeneinander. Wo nur eine Lage von Quarzkörnern zwischen Glimmer eingeschaltet liegt, da sind sie oft in s verlängert, auf das Zwei- bis Dreifache der Dicke; sonst herrscht unregelmäßiges Pflaster, dem aber auch Muskowitblätter beigemischt zu sein pflegen. — Die Glimmerlagen zeigen meist unerwartet große (bis mehrere Millimeter, bei wenigen Hundertstelmillimeter Dicke) Blätter von Muskowit, oft in subparalleler Lage aufeinandergepackt und randlich derart ineinander verflößt, daß man kaum sagen kann, wo das eine aufhört und das andere beginnt. Doch finden sich auch gut individualisierte Blätter von  $\frac{1}{2}$ —1 mm Länge; und anderseits ganz feiner Serizitfilz. — Der Phlogopit erscheint auch im Schliff lichtbraun; Pleochroismus und optische Orientierung analog dem Biotit, aber Lichtbrechung recht merklich niedriger, auch gegenüber dem Muskowit; er ist nahezu einachsigt, negativ. Er mischt sich untergeordnet den Glimmerlagen bei; auch in manchen Fällen (sehr spärlich), wo seine Anwesenheit dem unbewaffneten Auge verborgen bleibt. Ein anderes Blättermineral in manchen Schriffen ist Leuchtenbergit: farblos, schwach lichtbrechend ( $\gamma$  nahe =  $\alpha$  des Muskowits),  $\gamma - \alpha$  ca. = 0,010; anscheinend ganz kleine Auslöschungsschiefe c : c, welche Zwillingslamellierung // (001) hervortreten läßt.<sup>17)</sup> Auch er mischt sich den Glimmerlagen bei, normalerweise in untergeordneter Menge. Dabei geht er dem Phlogopit beharrlich aus dem Wege: in keinem Schliff finden sich beide nebeneinander, während ebenfalls keinem alle beide ganz fehlen. Das legt den Gedanken engerer genetischer Beziehungen nahe — wobei von der Annahme einer Verwitterungsumwandlung des Glimmer- in das Chloritmineral wohl abzusehen ist; denn das letztere fand sich gerade in 60—70 m unter Tage gesammelten Proben (Fenster 2 des Tauernmoos-Schrägstollens; S. A.), der Phlogopit hingegen besonders reichlich an der Oberfläche, an der Straße ca. 100 m überm Enzingerboden. — In dem Gestein vom Hohen Kasten kommt neben Muskowit und dunklem Glimmer auch ein Glimmer untergeordnet vor, der in der Richtung der stärkeren Absorption ganz zarte grünliche Farben zeigt, normal dazu aber wie Muskowit wasserhell ist. Er ist entweder mit dem dunklen Glimmer verwachsen oder vertritt ihn. Die Doppelbrechung schwankt — auch in einem Blättchen — etwa zwischen der des Glimmers und der eines relativ hoch doppelbrechenden Klinochlor. Es handelt sich dabei vermutlich nur um eine Baucrisisierung des dunklen Glimmers. Weitere untergeordnete Gemengteile sind in einem Schliff etwas Epidot, in den Glimmerlagen; fast stets verhältnismäßig reichlich Apatit; endlich gelegentlich in Quarz eingeschlossen winzige Nadelchen von sehr starkem Relief (Zirkon? Rutil?).

<sup>16)</sup> Nach *Ascher* (48, S. 263) im Stollenprofil des Tauernmooswerkes.

<sup>17)</sup> Untersuchung im konvergenten Licht war wegen Fehlens geeigneter Schnitte nicht möglich.

Normalerweise gänzlich zu fehlen scheinen Feldspate. Umso interessanter ist ein Schriff der S. A. (Fenster 2 des Schrägstollens, m 60,3), der fast zur Hälfte aus ungemein großen und stark in s gestreckten Albiten besteht. Sie erreichen fast Zentimeterlänge bei 1—2 mm Dicke. Sie verästeln sich in bizarrer Weise in das anstoßende Gesteinsgewebe und umhüllen zahlreiche Einschlüsse, besonders von Quarz, viel seltener von Muskowit, noch seltener von Leuchtenbergit. Dabei ist die Gesamtmenge des Muskowits in dem Schriff gegenüber anderen so stark gesunken, daß ihm der Leuchtenbergit an Menge ungefähr gleichkommt. Auch scheint der Albit vielfach gerade die Muskowitlagen zu ersetzen; vgl. Fig. 9 auf Taf. II. Hier sieht man auch die verwaschenen inversen Randzonen, die sich an einem Teil dieser Albite vorfinden. — Zweifellos liegt hier ein Fall von Albitisierung unter Na-Zufuhr vor, wie er uns im Laufe dieser Arbeit noch sehr häufig begegnen wird. Und allem Anschein nach hat — eine Erfahrung V. M. Goldschmidts (138, S. 110), die wir auch hier immer wieder bestätigt finden werden — von dem voralbitischen Gesteinsbestand in erster Linie der Muskowit Stoff:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{SiO}_2$  für die Bildung des Albites geliefert: er ist geradezu aufgezehrt worden, wobei das  $\text{K}_2\text{O}$  in Lösung gegangen sein muß.

Das Gefüge der (normalen) Muskowitschiefer wird beherrscht vom Lagenbau, mit meist sehr weitgehender Regelung der Glimmer: auf solche ist wohl das oben erwähnte Ineinanderfließen benachbarter Individuen zurückzuführen. Flachwellige Verbiegungen der Glimmerlagen sind durchaus vorkristallin; wie denn postkristalline Deformationsspuren an diesen Gesteinen überhaupt fehlen oder doch ganz unbedeutend sind (etwas undulöse Ausdehnung).

Bezüglich der Genese der Muskowitschiefer geht die landläufige Ansicht in analogen Fällen wohl dahin, daß sie durch Verschieferung aus Granit, bzw. Gneis hervorgehen, wobei insbesondere der K-Feldspat in Muskowit und Quarz zerlegt werden soll (unter Zufuhr von  $\text{H}_2\text{O}$  und Abtransport von  $\text{K}_2\text{O}$ ). Die Verschieferung des Gneises ist in unserem Falle unbestreitbar (vgl. oben), und es entspräche nur dem Augenschein im Gelände, wollte man die obige Deutung als richtig anerkennen. Allein es ist nicht gelungen ein Übergangsglied in bezug auf Mineralbestand zwischen Gneis und Muskowitschiefer aufzufinden: entweder liegt ein noch ganz wohl charakterisierter Gneis vor, oder ein schon voll ausgeprägter Muskowitschiefer. So dürfte denn der Zusammenhang wohl etwas weniger einfach sein; zumal die angedeutete Hypothese auch über den Verbleib weiterer Gemengteile des Zentralgneises keine Auskunft gibt: nicht nur der stets darin reichlich vorhandene Plagioklas ist im Muskowitschiefer spurlos verschwunden, sondern auch der gerade in den Zentralgneisschliffen aus dem Bereich der Muskowitschiefer im Fenster 2 nie fehlende Granat (auf einen Abbau des Biotites ließen sich vielleicht der Phlogopit, bzw. der ihn ersetzende Leuchtenbergit zurückführen).

Die Frage scheint von grundsätzlicher Bedeutung. Denn so wie hier ist es auch sonst: ein Übergang von K-Feldspat in Muskowit ist höchstens ganz ausnahmsweise zu beobachten (vgl. S. 282) — so viele Schriffe mit K-Feldspatrelikten wir auch schon unter dem Mikroskop hatten, auch aus anderen Gebieten (vgl. 117). Wir können uns des Verdachtes nicht erwehren, daß die in der Literatur immer wieder auftauchenden Fälle dieser Art meist auf Verwechslung (mit Plagioklasen!) beruhen. Andererseits zwingen Fälle, wie der vorliegende, wo der Feldspat restlos verschwunden ist, doch dazu die Möglichkeit seiner Überführung in Muskowit anzuerkennen.

Die Entscheidung der Frage wird vielleicht darin liegen, daß die Überführung nicht direkt geschieht, sondern auf dem Umweg über eine Lösungsphase. Man kann vermuten, daß der K-Feldspat unterhalb seiner Stabilitätsgrenze noch weitgehend haltbar bleibt; alle Beobachtungen an den trotz mechanischer Zerlegung, Zurrundung usw. meist chemisch ganz tadellos erhaltenen K-Feldspaten deformierter Granite usw. sprechen dafür. (Verhängnisvoll wird ihm der Zutritt Na-führender Lösungen; davon sei hier abgesehen.) Geht er jedoch als Ganzes in Lösung, so kann er sich — als instabile Phase — daraus niemals wieder abscheiden, sondern nur noch Muskowit. Damit eine solche Auflösung in großem Umfange möglich werde, muß jedoch erst eine ausgiebige Kornverkleinerung stattgefunden haben; tatsächlich ist es in deformierten Graniten oft auffällig, wie wenig von den zerkleinerten K-Feldspaten abstammendes feineres Trümmerwerk zu erblicken ist!

Wir kommen also dazu, eine scharfe Auswalzung zunächst für eine solche Zerkleinerung des Mineralbestandes verantwortlich zu machen, daß der K-Feldspat restlos in Lösung übergeführt werden konnte; und was für diesen recht war, mußte für den Plagioklas billig sein. Damit mußte aber auch ein weitgehender Abtransport gelöster Stoffe Hand in Hand gehen — eine Erscheinung, die ja heute von vielen Mylonitzonen geläufig ist (vgl. 93, 116, 205). Soweit der Mineralbestand ohne chemische Analyse ein Urteil zuläßt, dürfte das Gestein (mindestens nahezu) frei sein von Na, Ca, vielfach auch Fe. Mit der Entfernung dieser Stoffe ist also zu rechnen; ferner auch (Kölbl, 41, S. 301) mit teilweiser Abfuhr von  $\text{SiO}_2$ ,<sup>18)</sup> Al, bis zu einem gewissen Grade auch K und Mg werden sich entsprechend angereichert haben wobei als stabile Bodenkörper Muskowit, Phlogopit, bzw. Leuchtenbergit ausfielen. Dabei ist natürlich von keinem Stoff anzunehmen, daß er vollkommen unvermindert geblieben; es ist z. B. durchaus möglich, daß auch ein Teil des K entfernt wurde. Aber relative K-Anreicherung entspricht durchaus dem, was von den Produkten derartiger Vorgänge auch sonst bekannt ist. Man ersieht daraus, daß die Bedingungen, unter denen die Umwandlung erfolgte, nicht gar so weit von den für epizonale Mylonite in Betracht kommenden abgewichen haben können; freilich muß die Temperatur entschieden

<sup>18)</sup> Ein Teil der abgeführten  $\text{SiO}_2$  mag nach Kölbl in den meist reichlich in der Nachbarschaft vorhandenen Quarzadern abgeschieden worden sein.

höher gewesen sein, sonst wäre keine so vollständige Rekrystallisation und zu relativ grobem Korn erfolgt. Ein späterer, nur lokal zur Wirksamkeit gelangter Vorgang ist die Albitisierung unter Na-Zufuhr (und K-Abfuhr; vgl. oben).

Unsere Muskowitschiefer gleichen weitgehend manchen der sog. Leukophyllite (bzw. „Weißschiefer“; *Schwinner*, 189, S. 334) im Gebiet des Alpen-NO-Endes; Gesteine, die ebenfalls (z. T. wenigstens) wesentlich aus Muskowit, Quarz und Leuchtenbergit bestehen und ebenfalls z. T. — es gibt Ausnahmen — an die Ränder oder auch an Zwischenlagen von Orthogneisen gebunden sind. Neuere Beobachter: *Schwinner* (189), *Vendl* (207, 208) glauben dort z. T. Mg-Zufuhr für die Bildung des Leuchtenbergits — dessen Menge allerdings über die in unseren Gesteinen vorliegende oft weit hinausgeht — annehmen zu sollen. Dazu liegt in unserem Falle gar kein Anlaß vor.

#### f) Mylonitischer Zentralgneis.

Am Rand unseres Kartenblattes quert eine — auch im Westhang schon lang verfolgbare — mylonitische Störungszone das Dorfertal und zieht von da gegen den Kalser Tauern empor. Sie ist hier mit der Ausscheidung der Serizitschiefer bezeichnet, um sie als Bewegungszone zu kennzeichnen, führt aber solche Schiefer nicht. Insbesondere in den oberen Kehren des Steiges zum Kalser Tauern ist die Zertrümmerung des Zentralgneises sofort kenntlich, er verliert seine schöne Bankung, zerfällt zu einem Grus und nimmt lichtgrünliche Farben an. An der Stellung von Quetschlinen und von verschmierten Bewegungsflächen erkennt man, daß die Störung steil nach WNW einfällt.

Der Schliff einer solchen Zentralgneisprobe zeigt eine rein nachkristalline Zermalmung; er ist durchzogen von einem Netz von Zerreibungszone, die von einer etwas getrüben, zum Teil unauflösbar feinen Kornmasse erfüllt sind. Diese besteht anscheinend überwiegend aus Feldspat mit Schüppchen von Serizit und darin schwimmen eckige Bruchstücke von Quarz, Albit, Mikroklin und auch von Myrmekit, sowie serizitische Flasern. Auch das übrige Korngewebe ist von unzähligen unregelmäßigen Mörtelstreifen zerlegt. Am besten gehalten hat sich der Quarz, der stellenweise noch unverzahnt, aber sehr stark undulöse Korngruppen zeigt, an deren Aufbau sich auch Mikroklin beteiligen kann. Die Mikrokline selbst (unscharf gegittert) sind vereinzelt sogar noch mit Randpartien von Myrmekit erhalten, die größeren Körner aber sind unter ungefähre Erhaltung der Lage in ein undulöses Kornhaufwerk zerfallen. Wichtig ist, daß es dabei zu keinerlei Umsetzungen, wie etwa Serizitausscheidung kommt. Sehr auffallend ist, daß körnig erhaltene, gefüllte Plagioklase fehlen; die haben anscheinend den geringsten Widerstand geboten und sind in den Trümmerstreifen aufgegangen. Die Muskowitblätter sind so gut wie durchwegs in Serizitflasern verschmiert. Recht untergeordnet findet man kleine Fetzen von tiefgefärbtem Chlorit, der wohl den Biotit der ungestörten Zentralgneise vertritt. Außerdem fand sich nur noch Apatit.

Mit Ausnahme der erschließbaren Umsetzung von Biotit in Chlorit ist die Veränderung des Gesteines rein mechanisch, ein für unser Kartengebiet fast einzig dastehender Fall, der das sehr geringe Alter dieser Störung bezeugt.

#### g) Schollen im Zentralgneis

sind im Ganzen bemerkenswert selten; das war schon *Löwl* vor 40 Jahren aufgefallen (30, S. 616). Das gilt aber nicht für das ganze Gebiet des Granatspitzkerns; schon wenig W des Randes des AVK., im Kamme Hochfilleck—Teufelsmühle, sind Schollen besonders amphibolitische Gesteine sehr verbreitet. Auch in unserem Gebiet gehören dieselben fast ausnahmslos zu dieser gleichen Gesteinsgruppe.

#### α) Amphibolischollen.

Die bedeutendste und petrographisch schönste<sup>19)</sup> dieser Schollen liegt SO überm Enzingerboden auf dem Gehänge zwischen dem Tauernmoosbach und der Straße zum Stausee, zwischen rund 1600 und 1800 m; an dieser befinden sich gute Aufschlüsse. Doch erstreckt sie sich unter oberflächlicher Schuttverhüllung noch weiter westlich; denn von Fenster 2 der Stubachwerk-Schrägstollens wurde sie auf eine Erstreckung von zirka 28 m durchfahren (*Ascher-Powondra*, 48, S. 289 und Fig. 1 auf Taf. XXII). Trotzdem ist es nicht möglich ihre Gestalt genau festzustellen. Sicher ist nur, daß sie im Großen betrachtet diskordant im Gneis stecken muß, der in der Gegend des Stollens größtenteils sehr flach liegt. Allerdings zeigt die Begrenzung durch Bewegungsflächen und Serizitschiefer sowohl unter Tage (a. a. O.) als auch an der Straße und im Tauernmoosbach, daß ein guter Teil der heutigen Form der Scholle auf tektonische Bewegungen zurückgeführt werden muß. Am Wahrscheinlichsten ist wohl, daß sie flach N bis NO fallend auf dem Gehänge liegt. Über die petrographische Beschaffenheit siehe unten.

Weit unbedeutender ist eine Scholle auf der SO-Seite des Sprengkogels, die der Weg zur Rudolfs-hütte quert, kurz nachdem man die dortigen Serizitschieferlagen überschritten hat.

Wieder ansehnlicher ist eine Scholle am Vorderen Eisbichl, in der Felswand S vom Steig zum Kapruner Törl; sie erreicht bis 30—40 m Mächtigkeit und mehrere 100 m Länge. Auch sie liegt vollständig kon-

<sup>19)</sup> In anderer Hinsicht hat sie einen Schönheitsfehler: es ist nicht sicherzustellen, ob sie gegen N mit dem hangenden Amphibolit nicht in Verbindung gestanden hat oder noch steht.

kordant zwischen den Bänken des Zentralgneises. Das Gestein ist Amphibolit, der gegen den Liegendkontakt auf zirka 10 m, am Hangendkontakt in einer schmalen Randzone sehr viel Biotit aufgenommen hat.

Kleinere Schollen befinden sich an der Drachslerwand, O vom Grünsee-Ausfluß; die bedeutendste steckt als nur 1 m mächtiges Blatt konkordant zwischen horizontalem Granitgneis; etwas tiefer noch ein ganz dünnes (2 cm!), aber mehrere m weit aushaltendes zweites Blatt. Das Gestein dieser Schollen ist stark biotitisiert. — Auch am Stierbichl (N vom Grünsee) befindet sich am Weg NW der Jagdhütte eine zirka 1 m mächtige Amphibolitlinse.

Eine weitere, in den Felsen SW vom „Unteren Winkel“ am Weg Grünsee—Rudolfshütte verrät sich nur durch umherliegende Amphibolitbruchstücke. Auch bei der obersten großen O-schauenden Kehre der Straße zum Tauernmoos finden sich kleine Schollen. Endlich sind noch solche zu erwähnen, nicht weit unter dem Hangendkontakt des Zentralgneises: auf der S-Seite des Rötenskogels, sowie in der steilen W-Flanke des Hochsedlkopfes.

Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, daß die aufgezählten Schollen echte Einschlüsse des Zentralgneises darstellen, die geradeso als Beleg für seine primär intrusive Natur dienen können, wie die Kontaktverhältnisse bei der Bocksperrklamm. Um freilich Intrusivtektonik nach ihnen zu rekonstruieren, bieten sie doch zu wenig Anhaltspunkte.

#### Amphibolit der Scholle an der Straße Enzingerboden—Tauernmoos.

Diese Scholle wurde oben S. 22 kurz beschrieben. Ihr Gestein unterscheidet sich von anderen Amphiboliten durch seine teilweise ganz auffallende scharfe Scheidung des dunkelgrünen Hornblende- und des weißen Feldspatanteils. Dieser ist dicht und glanzlos, selten blitzen einzelne Spaltflächen heraus; wogegen jener von einigen mm Korngröße bis zu ganz feinem Filz (seltener!) alle Übergänge zeigt; öfters sind darin auch einzelne dunkelbraune Biotitblätter zu erkennen. Beide Anteile durchdringen einander in unregelmäßigen Flecken und Flammen, die in ihrer Anordnung einen groben Parallelismus erkennen lassen. Selten kommt dabei eine regelmäßige Bänderung zustande. In der Regel überwiegt der Hornblendeanteil bedeutend über den feldspatigen (etwa im Verhältnis 3:1). Es gibt dann freilich auch Varietäten, denen diese deutliche Sonderung verloren geht; besonders wenn man sich an der Straße zum Tauernmoos weiter vom Kontakt mit dem Zentralgneis gegen O entfernt, scheint dieser Fall einzutreten: es stellt sich dann ein ganz gewöhnlicher feinkörniger Amphibolit ein. Umgekehrt wird unmittelbar am Kontakt (besonders unterirdisch im „Fenster 2“, von wo Material der S. A. vorliegt) die Bänderung z. T. viel deutlicher; Häute von braunem Biotit treten hinzu, sowie solche, die makroskopisch wie Serizit aussehen.

Im Schliff erkennt man noch manchmal Reste ursprünglicher Plagioklase mit dichter Zoisitfüllung; in der Hauptsache aber erfahren sie weitgehenden Kornzerfall in rundliche Teilkörner (0,01—0,2 mm Durchmesser; von Schliff zu Schliff etwas schwankend). Dieselben zeigen — mindestens die größeren! — inverse Zonenfolge, wobei die Randzone ungefähr Oligoklas-Zusammensetzung hat (laut Vergleich der Brechungsindizes mit Quarz). Die ehemalige Zusammengehörigkeit ist oft mit Hilfe des Gipsblättchens an der einheitlichen Farbänderung erkennbar („Überindividuen“, Sander); man sieht dabei, daß die Grenzen der ursprünglichen Plagioklase oft trotz des Kornzerfalls ziemlich intakt geblieben sind. Weiters tritt dann manchmal Sammelkristallisation ein, wobei die „Überindividuen“ verloren gehen. Füllung pflegt den zerfallenen Feldspat zu fehlen; wohl aber sind inselweise Schwärme von Zoisitnadeln (0,05—0,2 mm) beigemischt, ohne Gesetzmäßigkeit der Anordnung; oder es treten unregelmäßige Klumpen von Klinozoisit an ihre Stelle. Auch Granat findet sich in manchen Schliffen als Neubildung, meist — aber nicht überall! — an die Nähe der Grenzen Feldspat—Hornblende gebunden. Es sind farblose, isotrope, meist gut ausgebildete (110) von 0,1—0,5 mm Durchmesser; in einem Schliff zeigen sie scharf abgegrenzte Trübungen im Kern, aus einer stark licht- und schwach doppelbrechenden Substanz (Zoisit?) bestehend. In einem anderen Schliff (S. A.) sind manche der sehr zahlreichen Granaten in ganz unmotivierter Weise zerstört — mitten zwischen vollkommen unversehrten! Man erkennt dann wohl noch die Umrisse an bräunlicher Trübung; der Innenraum aber ist von Plagioklas — daneben manchmal Quarz — eingenommen, und zwar sind es meist die angrenzenden Individuen, die sich den Platz des Granats aufgeteilt haben. Der Granat und seine Zerstörung ist hier also älter als die — in diesem Falle vorhandene — Sammelkristallisation des Feldspats. In einzelnen Fällen ist übrigens noch eine dünne Rinde von Granat stehen geblieben (vgl. S. 17). — Quarz ist nur in einem Teil der Schliffe vorhanden; nur spärlich als Einschluß in Plagioklas oder in kleinen Körnern mit ihm gemengt, reichlicher in Adern für sich allein. Er ist mindestens im letzteren Falle zweifellos von außen zugeführt. — Die Hornblende ist ziemlich lichtgefärbt; a gelblich, b grün, c bläulichgrün; — um 0,025, c:c um 19—20°. Ihre Gestalten sind oft äußerst unregelmäßig zerfranst und zerlappt und reich an Einschlüssen (Plagioklas, Klinozoisit, Titanit). Auch feindblastische Durchdringung von Hornblende und Plagioklas kommt gelegentlich vor. Im Ganzen freilich erscheinen auch im Schliff die Bereiche beider Mineralien ziemlich scharf gegeneinander abgegrenzt. — Mit der Hornblende verknüpft ist öfters ein Biotit von lichtrötlichbrauner Färbung, in untergeordneter Menge. — Nebengemengteile: vor allem Titanit, stets reichlich über die Hornblendeaggregate ausgestreut (z. T. schöne spitzrautenförmige Querschnitte); auch Erze — Magnetkies z. T. vorwiegend, neben Magnetit — sind öfters nicht selten, manchmal massenhaft; Apatit tritt mehr zurück.

Paralleltextur ist im Allgemeinen nicht oder nur sehr unvollkommen ausgebildet; doch gibt es vereinzelte Ausnahmen, und zwar pflegt dann die weitgehende Trennung der Hauptgemengteile aufgehoben, der Feldspat mehr gleichmäßig unter die Hornblende gemischt und dabei „sammelkristallisiert“ zu sein. Die inverse Zonenfolge ist ihm jedoch auch da eigen; und zwar läßt sich beobachten, daß die Randzone öfters genau die zufälligen Unregelmäßigkeiten der äußeren Umgrenzung abbildet, wie sie durch die Verwachsung mit einem Nachbarindividuum oder die Berührung mit Hornblende bedingt sind. Man hat fast den Eindruck, als ob die Zonenstruktur auf einer nachträglichen Stoffaufnahme von seiten des fertigen Feldspats beruhte.

In der Geschichte dieses Gesteins lassen sich zwei Phasen erkennen: eine ältere, die auf der Einwirkung des granitischen Magmas beruht (was vorhergehend entzieht sich jeder sicheren Feststellung) und ein vielfach sehr grobes Gemenge von Hornblende mit basischem Plagioklas geschaffen haben dürfte — dazu die lokale Zufuhr von  $\text{SiO}_2$  und vielleicht Eisenerzen; und eine spätere noch weiter unterteilbare Phase, der zunächst der Kornzerfall und die Füllung der Plagioklase, weiter auch die Kristallisation von Granat, Zoisit usw., endlich die lokale Sammelkristallisation des Feldspats (z. T. mit Wiederzerstörung von Granat) und wohl allgemein die Bildung der verkehrten Zonenfolge zuzuschreiben ist. Über die Bedingungen dieser Phase läßt sich zunächst nicht viel sagen; daß stellenweise — aber nur stellenweise! — Durchbewegung dabei mitwirkte, dürfte sich aus den obigen Beobachtungen ergeben; ebenso daß sie wie in unserem Gebiet gewöhnlich von der Kristallisation überdauert wurde, und zwar war dabei Oligoklas noch stabil.

Es gibt aber Stellen, an denen Durchbewegung noch viel weiter in den Gesteinsbestand eingriff. Oben (S. 19 f.) wurde die Verschieferungszone erwähnt, welche den Liegendkontakt der Amphibolitscholle im Zentralgneis begleitet; sie hat auch jene nicht verschont. Aus Fenster 2 des Stubachwerk-Schrägstollens liegen zwei Schiffe vor (S. A.), in welchen die grüne Hornblende ersetzt ist durch blaßgrünlichen Strahlstein, noch viel reichlicher aber ist blaßgrüner Chlorit (wohl gleichfalls aus Hornblende) entstanden, der breite Streifen ganz allein zusammensetzt; Biotit liegt ganz unverändert daneben. Große Albite schneiden die Paralleltextur der Chloritlagen ab, welche durch Einschlüsse von Hornblende, Magnetit, Rutil im Inneren der Porphyroblasten fortgesetzt wird; auch Verbiegungen von s finden sich als „Dauerpräparat“ (Sander) im Albit. Dieser ist also wieder posttektonisch und wohl auf Na-Zufuhr zurückzuführen! Auch etwas Quarz findet sich, in Zwickeln zwischen verspreizten Chloritblättern. Rutil ist reichlicher Nebengemengteil, mitunter in ganzen Nestern (wohl aus Titanit); Magnetit ebenfalls ziemlich reichlich, etwas Apatit. — Die heftige Durchbewegung, welche dem Gestein die durchgreifende, recht vollkommene Paralleltextur aufgeprägt hat, ist im wesentlichen vorkristallin; daß dies nicht unbedingt gilt, zeigen vereinzelte Knickungs- und Biegungserscheinungen an Chloritblättern.

Hier hat die Durchbewegung also zur Bildung eines ganz anderen Mineralbestandes geführt als er sonst im Amphibolit — selbst gelegentlich der zuvor erwähnten lokalen Durchbewegung der zweiten metamorphen Phase — stabil war. Und zwar deutet dessen Art wohl auf tiefere Temperatur; daneben aber auch auf Stoffzufuhr ( $\text{H}_2\text{O}$ ; ?  $\text{Na}_2\text{O}$ ). Daß dieser auch eine Stoffabfuhr entsprochen haben könnte, wird durch das Fehlen jeglichen Zoisits usw., sowie die Ersetzung von Hornblende durch Chlorit und von Titanit durch Rutil nahegelegt: sie scheint in erster Linie (und zwar recht weitgehend) das Ca betroffen zu haben!

Diese Durchbewegungszone ist nur wenig mächtig: 8 m weiter wurde bereits ein Stück geschlagen, dessen Schliff vollkommen unbeschädigten, normalen Amphibolit zeigt.

Gesteine der kleineren Schollen. Von ihnen wurden nur wenige genauer untersucht.

Der Amphibolit am Vorderen Eisbichl zeigt wesentlich kräftiger gefärbte Hornblende mit dem gleichen Pleochroismus wie oben; c:c um  $12^\circ$ , — über 0,020. Sie tritt auf einerseits in etwa millimeterlangen, gedrunghenen, formlosen Individuen, ganz durchsetzt mit kleinen Titaniten; das sind entmischte Relikte. Und andererseits in neugebildeten Säulen von 0,1—0,2 mm Länge, mit gut entwickelten (110), (010). Weit reichlicher vorhanden ist jedoch der ziemlich tief braun gefärbte Biotit, in 0,5 bis über 1 mm langen, randlich stark zerfressenen Tafeln. Als Feldspat tritt wieder Albit z. T. mit basischen Randzonen auf, in Haufen kleiner rundlicher Körner, die an zerfallene größere Exemplare gemahnen. Quarz ist untergeordnet beigemengt. Klinozoisit, ca. 0,3 mm lange Säulen, mäßig reichlich; Granat vereinzelte unregelmäßige Körner. Titanit massenhaft; kleine Körner durchsetzen nicht nur die Hornblenderelikte und benachbarten Biotit, sondern breiten sich wolkenförmig auch über Teile angrenzender Feldspate aus; das läßt wohl darauf schließen, daß diese sich auf Kosten der dunklen Gemengteile ausgedehnt haben! Magnetit spärlich, Apatit etwas mehr. — Strukturell bietet der Schliff ein sehr wirres Bild: die reliktschen Hornblendeneubildungen sind meist umkränzt von einigen größeren Biotitblättern, dann folgt ein buntes Durcheinander von Hornblendeneubildungen, Biotit und Feldspat; Paralleltextur ist darin kaum (durch einzelne Biotite) angedeutet.

Das Gestein einer kleinen Scholle auf der W-Seite des Hochsedlgrats ist noch viel stärker biotitisiert: makroskopisch erscheint es als Biotitschiefer, im Schliff ist zwar noch blaßgrüne Hornblende erkennbar, jedoch beschränkt auf einige Zwickel zwischen den über millimeterlangen, lebhaft rotbraunen Biotitblättern, sowie auf Einschlüsse in Feldspat. Dieser zeigt wieder inverse Zonenstruktur; Lamellierung fehlt wie gewöhnlich, dagegen sind einfache Zwillinge nach dem Albitgesetz häufig. Sie lassen  $\perp a$  im Kern die Auslöschungsschiefe gegen die Zwillingsgrenze zu  $77^\circ$ , in der Randzone zu  $89^\circ$  messen. Einschlüsse sind häufig: Hornblende, Biotit,

Rutil, selten Granat und Quarz — aber keine echte Fülle. Granat kommt auch außerhalb des Feldspats vor, ist dann aber stets — im Gegensatz zu den Einschlüssen! — mehr oder minder chloritisiert; vielleicht sind auch sonst zwischen dem Biotit liegende Chloritflecken auf ihn zurückzuführen. Quarz findet sich nur sehr spärlich. Titanit in kleinen Körnern ist reichlich zwischen dem Biotit verstreut; im Feldspat vertritt ihn der Rutil. Apatit nicht allzu selten, z. T. angehäuft; Magnetit sehr vereinzelt. — Dies Gestein bietet im wesentlichen das Bild einer fein und straff parallelorientierten Biotitmasse, durchlöchert von den unregelmäßig elliptischen Feldspaten.

Auch dies Gestein ist also wohl auf einen Amphibolit zurückzuführen. Wir erkennen in ihm und dem zuvor beschriebenen die Ersetzung von Hornblende durch Biotit, ebenso wie sie am Amphibolit-Gneiskontakt auf ganz kurze Distanz (S. 37f.) herrscht — außerdem allerdings auch in weiterem Abstand vom Zentralgneis und anscheinend ohne jede Beziehung zu ihm in weitem Umfange beobachtet ist (S. 41f. u. a.). Hier in den Schollen bleibt wohl keine Wahl: sie kann hier nur vom Zentralgneis abhängen. Maßgebend für ihr Zustandekommen war zweifellos K-Zufuhr; und es liegt am nächsten, dieselbe hier auf unmittelbare magmatische Einwirkung zurückzuführen. — Das Verhalten der Feldspate zeigt in beiden beschriebenen Schliffen Erscheinungen, die auf eine Verdrängung dunkler Gemengteile hindeuten; ob man deswegen aber auch Na-Zufuhr annehmen muß oder ob Reaktionen bereits vorhandener Gesteinsgemengteile (Entmischung von Na aus Hornblenden bei der Biotitisierung?) dafür genügen, bleibe dahingestellt.

Geologisch liegt es am nächsten, bei allen diesen Amphibolitschollen an eine Abkunft von dem „basalen Amphibolitzug“ der Schieferhülle (S. 35) zu denken. Wenn man dessen nicht unbeträchtliche Variationsbreite berücksichtigt, lassen sich die Gesteine aller Schollen ohne Zwang auf ihn zurückführen; abgesehen davon, daß die größte sich vielleicht sogar noch in unmittelbarem Verband mit ihm verbindet (S. 22, Fußnote 19).

#### β) Schollen von granatreichem Glimmerschiefer.

Außer den Amphibolitschollen finden sich im Zentralgneis da und dort solche eines Gesteins, das zunächst auffällt durch Reichtum an lichtrotem Granat, der in Knöpfen von 1 cm Durchmesser und darüber — anscheinend keine homogenen Kristalle! — auf der angewitterten Oberfläche hervortritt. Außerdem zeichnet es sich aus durch verhältnismäßig grobschuppigen, grünlichen Muskowit. Diese Schollen liegen als oft nur zentimeterdicke, aber über mehrere Quadratmeter sich erstreckende Blätter in der Schieferungsebene des Gneises, und zwar gesellig; z. T. sind sie von Quarzausscheidungen begleitet. So nahe der Rudolfshütte, knapp S von AV-Weg zum Ödenwinkelkees; ebenso am Rücken N vom Medelzkopf. Auch außerhalb des Kartenbereiches fand sich auf dem Hochfilleck ein im Ganzen gleichartiges, aber kleinere Granaten führendes Gestein.

Ein Schliff von N des Medelzkopfes läßt neben dem weit vorwaltenden, auch im Schliff noch grünlichen Muskowit auch etwas tiefbraunen Biotit erkennen. Quarz in z. T. etwas in s verlängerten Körnern bildet Linsen zwischen den Glimmerlagen; auch Albit mit Quarztröpfcheneinschlüssen beteiligt sich daran. Etwas Apatit, Zirkon, Titanit; der Granat ist vom Schliff nicht getroffen. Letzterem Mangel hilft ein solcher — im übrigen sehr ähnlich — vom Hochfilleck ab; der Granat erscheint hier — trotz großer Schliffdicke! — nur ganz blaßrötlich und isotrop, meist ziemlich gut nach (110) ausgebildet und auffallend einschlußarm, so daß Beobachtungen über parakristalline Bewegungen leider nicht in Frage kommen. — Im Ganzen gleichen die Gesteine am meisten groben, verhältnismäßig quarzarmen Muskowitschiefern.

Ein wenig abweichend erscheint schon makroskopisch — durch stärkeres Hervortreten des Biotits — eine kleine Scholle von granatführenden Zweiglimmerschiefer auf der Verflachung S vom Medelzkopf. Dieselbe zeigt im Schliff einen undeutlich lagigen Bau aus grobblättrigem Muskowit, ebensolchem tiefbraunem Biotit und Quarz. Feldspat scheint gänzlich zu fehlen, der i. H. sichtbare Granat ist im Schliff nicht getroffen. Auffallend ist der hohe Gehalt des Gesteins an kleinen trüben Apatitkörnern und das Vorkommen kleiner Titanite. Im Biotit erzeugen nicht näher erkennbare Einschlüsse schmale, aber gut ausgebildete pleochroitische Höfe. Schöne kristalloblastische Schieferung ohne Kornstörung; sonst nichts Bemerkenswertes. — In der Umgebung dieser Scholle ist auch der Zentralgneis granatreich.

In der Nachbarschaft finden sich noch mehrfach ganz kleine gleichartige Schieferfetzen, umhüllt von pegmatitisch ausgebildetem Zentralgneis. Letzterer ist rein weiß, man erkennt deutlich Quarz und Feldspat, die etwas zerrieben erscheinen, in Körnern oder Aggregaten bis etwa 1 cm Größe. Darin sitzen verquälte Schollen von grobblättrigem Glimmerschiefer, die sich in glimmerhältige Partien des Quarzfeldspatgemenges, das sonst glimmerfrei ist, auflösen. Außerdem sieht man noch lichte Granaten bis zu 1 cm Durchmesser. Der Schliff schneidet einen großen flauen Mikroklin von etwa  $\frac{1}{2}$  cm Durchmesser und einige kleinere gleicher Art. Eingeschlossen darin sind kleinere Albitkörner (bis etwa  $\frac{1}{2}$  mm), wenige Glimmerschuppen und Apatitmikrolithen. Außer dem Mikroklin erreichen im Schliff noch Quarzkörner die Größe von etwa 2 mm. Das übrige Gewebe hat nur eine mittlere Korngröße von etwa 0,3 mm, besteht aber aus Kornhaufen einerseits von Quarz, andererseits von Albit. Die Albite sind nicht „gefüllt“, sondern jedes Korn enthält nur ganz wenige kleine Serizitschüppchen, die aber nicht gleicher Entstehung sein dürften wie die der typischen, dichteren „Füllung“. Von Muskowit sind wenige, dazu noch nahe beisammen stehende Blätter im Schliff. Sehr auffallend ist schließlich noch der große Reichtum des Gesteins an Apatitkörnern. Granat ist vom Schliff nicht getroffen.

In diesem letzterwähnten Beispiel liegen wohl zweifellos echte Einschlüsse eines sedimentogenen Glimmerschiefers im Zentralgneis vor. Besonders die Aussonderung einer pegmatitartigen Hülle um die Einschlüsse spricht sehr zugunsten dieser Auffassung. In den anderen Fällen, wo jene Hülle fehlt, könnte man sich fragen, ob nicht die Deutung als magmatische oder „Durchbewegungsschlieren“ (Produkte tektonischer Entmischung) zu erwägen wäre. Ersteres kommt indessen wohl nicht in Betracht — für eine magmatische Aussonderung ist der Mineralbestand: der große Muskowitreichtum doch zu ungewöhnlich. Zu einer „Durchbewegungsschliere“ würde er eher passen; daß der Mineralbestand und auch der gesamte Habitus wesentlich anders ist als in den S. 19 f. besprochenen Muskowitschiefern, könnte wohl noch mit andersartigen physikalischen Bedingungen zur Zeit der Durchbewegung erklärt werden. Doch scheinen uns die Analogien aller dieser Schollen untereinander doch so stark, daß wir lieber die obige Deutung: als echte Einschlüsse, auf alle verallgemeinern möchten.

#### h) Gangfolge.

##### α) Basischer Gang („Mikrodiorit“).

Am N-Abfall von P 1726 der Wiegenköpfe, hart am westlichen Kartenrande, findet sich ein eigentümliches Ganggestein im Serpentin, nicht weit vom Kontakt gegen den Zentralgneis, der von W her mit mittlerer Neigung darunter einfällt. Der Gang ist im Wald oberhalb einer hohen Felswand des Serpentins eine Strecke weit zu verfolgen, unten 3—4, oben nur noch 2 m mächtig; unten fällt er mittelsteil NO, oben steht er senkrecht, bei WNW-Streichen. Die besten Aufschlüsse finden sich wenig unter dem Terrassenrand.

Das Gestein des Ganges ist in der Mitte feinkörnig und ganz massig, von dem Aussehen, das gelegentlich mit einem Gemenge von Pfeffer und Salz verglichen wird: braune Biotitblätter und weißer Feldspat. Randlich nimmt er teilweise streifig-flaserige Paralleltexur an, wobei die Korngröße ein wenig zunimmt; den Kontakt gegen den Serpentin begleitet stellenweise eine fingerdicke Lage aus Biotit (Reaktionsprodukt?). Auch der Serpentin ist z. T. parallel dem Gangrand verflasert. — Im Dünnschliff erkennt man Plagioklas, durchwegs entmischte in Albit und Zoisit (kein Glimmer!); dabei ist auch fast allgemein Kornzerfall eingetreten: Albitkörnchen von 0,05—0,2 mm Durchmesser, nur ganz selten sind noch Reste tafeliger Individuen von Millimeterlänge, die wohl dem primären Bestand entsprechen. Aber auch sie sind — ebenso wie die kleinen Albite — durchwuchert von Zoisitnadeln (ca.  $0,1 \times 0,01$  mm); als Nebenprodukt treten da und dort kleine wohlbegrenzte Granaten (ca. 0,02—0,03 mm) auf. Zweiter Hauptgemengteil — schätzungsweise um 30% des Gesteins — ist lichtrötlichbrauner Biotit, durchgehends ganz unverändert, in unregelmäßig zerlappten Individuen von 0,4—0,6 mm. Anderes spielt quantitativ kaum eine Rolle: etwas Quarz (0,1—0,2 mm Durchmesser; nicht über 1—2%); spärlich Magnetit, Titanit. — Trotz vollkommener Massigkeit sind Reste primärer Eruptivstruktur nirgends zu erkennen.

Das paralleltexurierte Salband zeigt als Hauptgemengteile Albit, Biotit, Klinozoisit, dazu ganz wenig Quarz und winzige grüne Hornblendenädelchen; als Nebengemengteile überall verstreute kleine Titanite und etwas Apatit. D. h. der Mineralbestand ist in der Hauptsache der gleiche geblieben. Dagegen ist die Korngröße z. T. gewachsen — vor allem im Falle des Klinozoisits, dessen meist wohl entwickelte Nadeln etwa  $0,5 \times 0,05$  mm — also das Fünffache von oben! — erreichen können. Und die bereits makroskopisch deutliche Parallelordnung besteht in einer weitgehenden lagenweisen Sonderung der Gemengteile: nicht nur der Biotit, sondern auch Klinozoisit und Albit sind jeweils in Lagen für sich angereichert. Hand in Hand damit geht eine auch ohne statistische Hilfsmittel auffällige Regelung nach der Korngestalt: Biotittafeln, Klinozoisitnadeln und auch die länglichen Gestalten, die der Albit hier annimmt, sind alle parallel geordnet. Der Schliff bietet also vollkommen das Bild eines kristallinen Schiefers; und zwar eines solchen mit rein vorkristalliner Deformation.<sup>20)</sup>

Das Gestein unseres Ganges ist wohl am passendsten als „Mikrodiorit“ zu bezeichnen. Es erinnert in vieler Hinsicht an den von *Weinschenk* beschriebenen „Kersantit“ aus dem Habachtal; doch scheint mir dieser Name nicht zweckmäßig, da man sich doch etwas anderes darunter vorstellt. Primär lag jedenfalls ein Gemenge von überwiegend Plagioklas (Andesin? Labrador?) mit Biotit (und etwas Quarz) vor; Entmischung und Kornzerfall des ersteren sind bereits metamorphe Vorgänge, die im Kern des Ganzen ohne Durchbewegung erfolgten. An den Rändern, wo solche mitwirkte, kam es zu den beschriebenen weitergehenden Veränderungen des Gefüges. Dabei kann hier das Ausmaß der Durchbewegung gar nicht sehr groß gewesen sein — sonst wäre kaum der Verband von Gang und Nebengestein so ungestört erhalten geblieben; allerdings mißt ja auch das Salband, innerhalb dessen sie gewirkt hat, nur nach Zentimetern.<sup>21)</sup>

##### β) „Albitpegmatit.“

Ein merkwürdiges Ganggestein findet sich östlich vom Nordende des Enzingerbodens; leider ist das sichtbare Vorkommen so wenig ausgedehnt, daß eine Eintragung in die Karte nicht möglich war. An dem Steig, der zu den Rötentrögen emporführt, trifft man eine etwa 30—40 m mächtige Lage von Amphibolit (vgl. S. 35), dem

<sup>20)</sup> Obenstehendes war bereits geschrieben als die schöne Doppelarbeit von *Branchi* (95) und *Dal Piaz* (124) erschien; dort sind an basischen Gängen der Zillertaler Alpen weitgehend gleichartige Erscheinungen festgestellt. Auch die ebenfalls seither von *Kieslinger* (149) beschriebenen Gänge am Zirmsee im Sonnblickgebiet bieten vielfache Übereinstimmungen.

<sup>21)</sup> Zu bemerken ist der floititartige Charakter des entstandenen Produkts; was ja mit der von *Becke* angenommenen Entstehung der Floitite aus basischen Ganggesteinen harmoniert. Als typischer Floitit dürfte es allerdings nicht bezeichnet werden.

Peridotit eingeschaltet; und in diesem Amphibolit setzt diskordant, oberhalb der Kehren des Steiges der erwähnte Gang auf, nur ca. 25 cm mächtig (Abb. 2).

Es handelt sich um ein ganz massiges und sehr grobkörniges Gestein, bestehend fast nur aus Feldspaten von 1 cm Längsdurchmesser und darüber; sie sind von lichtblaugrauer Farbe, z. T. mit gelblichweißen Kernen. Die auf den glänzenden Spaltflächen sichtbare Zwillingslamellierung läßt schon das unbewaffnete Auge in ihnen Plagioklase erkennen. — Im Dünnschliff enthüllen sie sich als Albit mit ganz geringem Anorthitgehalt (Auslöschung  $\perp$  a  $78^\circ$ ); in den Kernpartien ist z. T. etwas Füllungsmuskowit eingestreut, das dürften die gelblichweißen Kerne sein; doch fehlt die Erscheinung der Mehrzahl der Schnitte. Die Albite greifen mit unregelmäßig zackigen Grenzen ineinander. Stellenweise liegen kleine Quarzkörnchen dazwischen, auch ein Paket kleiner Nadeln von grüner Hornblende (aus dem Nebengestein?) — beide quantitativ gänzlich belanglos. Allerdings ist der einzige vorhandene Schliff so klein, daß ich das nicht unbedingt verallgemeinern möchte. Gleichwohl steht fest, daß es sich im wesentlichen um ein Albitgestein handelt. Die sehr grobkörnige Ausbildung läßt in ihm am ehesten eine Bildung von pegmatitischem Charakter, d. h. einer gasreichen Restlösung vermuten.

Der obenstehende Name ist indessen mehr ein Verlegenheitsprodukt. Jedenfalls sei ausdrücklich betont, daß irgend eine nähere Verwandtschaft mit dem, was aus der Oststeiermark als „Albitpegmatit“ usw. angeführt wird (vgl. Schwinner, 189, S. 329) nicht zu ersehen ist.

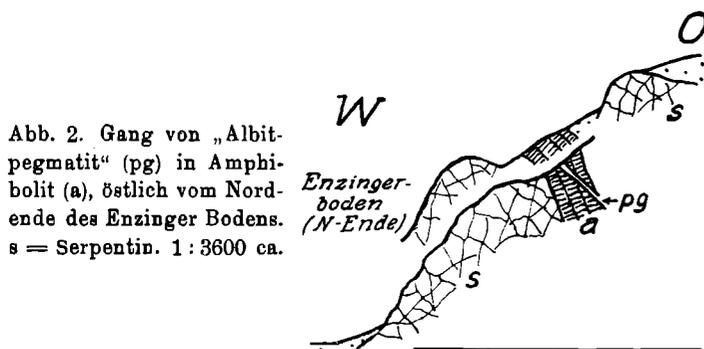
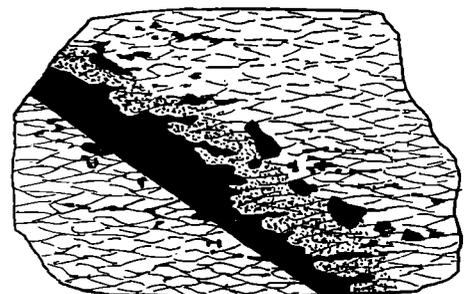


Abb. 2. Gang von „Albit-pegmatit“ (pg) in Amphibolit (a), östlich vom Nordende des Enzinger Bodens. s = Serpentin. 1 : 3600 ca.

Abb. 3. Turmalinader (schwarz) mit Apophysen und diffuser Imprägnation (punktiert) in Zentralgneis; ungefähr natürliche Größe. Östl. Weißsee, aus Schutt.



#### γ) Adern im Zentralgneis.

Mächtigere Gangbildungen fehlen dem untersuchten Zentralgneisareal gänzlich.<sup>22)</sup> Man beobachtet lediglich schmale Adern aplitischer Natur da und dort im Gneis; z. B. am Weg zur Oberen Ödenwinkelscharte, in der obersten Steilstufe aus Zentralgneis eine handbreite konkordant eingeschaltete Lage. Wichtiger ist, daß am Stierbichl (N Grünsee) solche Adern zwar quer die Schieferung des Gneises durchschneiden, in den Adern selbst aber sich die Schieferung fortsetzt. Das würde darauf schließen lassen, daß die Schieferung mindestens noch fortgebildet wurde, als die Adern schon da waren. Leider steht die Beobachtung bis jetzt vereinzelt da.

Häufig sind Turmalin-Quarz-Adern in manchen Teilen des Granatspitzkerns. Anstehend beobachtet wurden sie am Weg Grünsee—Rudolfshütte oberhalb vom „Unteren Winkel“; ebenso am Aufstieg vom Tauernmoos zur Rudolfshütte in der obersten Steilwand. Im Schutt aber trifft man sie um den Weißsee herum ungemein häufig (vielleicht aus der Hochregion im W stammend?). Sie sind meist nicht oder nicht viel über fingerbreit; z. T. bestehen sie aus Turmalin mit Randzonen von Quarz, doch kommt auch das Umgekehrte vor, oder auch unsymmetrische Füllung; Turmalin auf der einen, Quarz auf der anderen Seite. Teils liegen sie konkordant zur Schieferung, teils schneiden sie dieselbe quer, wobei der Turmalin den s-Flächen folgend noch etwa auf Fingerbreite ins Nebengestein eindringen kann (Abb. 3). Diese Adern sind also zweifellos jünger als die Schieferung.

Eine Ader von Siderit wurde in einem Moränenblock am Ödenwinkelkees gefunden. Sie ist etwa cm-breit; neben lichtbraunen spätigem Karbonat enthält sie auch etwas Quarz. Auch sie durchsetzt die Schieferung des Zentralgneises quer und ist mithin jünger.

Nur beiläufig erwähnt seien hier die Quarzadern und -Ausscheidungen, die man im Zentralgneis stellenweise — namentlich in den Randregionen, sowie in manchen Verschiebungszonen (vgl. S. 16) — nicht selten antrifft. Sie sind wohl in den meisten Fällen ein Nebenprodukt tektonischer Beanspruchung und nicht hydrothermalen Entstehung. Daß aber auch dieses vorkommen kann, zeigt der S. 38 erwähnte Fall.

Kurz hingewiesen sei noch auf die — allerdings mehr schlieren- als adernförmigen — Ausscheidungen von Lazulith, welche Meixner (75) vom Tauernmoos beschrieben hat; jenseits der Grenze unseres Gebietes stellt sich diesem Vorkommen das gleichartige von Graulahnerkopf (121) zur Seite.

Nach bisheriger Kenntnis gänzlich fehlen gold- und überhaupt erzführende Quarzgänge, wie sie in den östlichen Zentralgneismassiven<sup>23)</sup> so verbreitet sind. Es ist wenig wahrscheinlich, daß diese Lücke noch ausgefüllt werden wird, da das lebhaft wirtschaftliche Interesse wohl längst zur Auffindung der im Gelände doch recht auffälligen Gebilde geführt haben würde.

<sup>22)</sup> Wegen einiger Gangbildungen in der Umgebung des Massivs vgl. die vorigen Abschnitte.

<sup>23)</sup> Und noch in der Schieferhülle des Fuschertales und der Pasterzengegend; vgl. S. 270.

## 2. Die Hülle des Granatspitzkerns.

Nachdem sich die tiefgehende Teilung der „Unteren Schieferhülle“ älterer Auffassung durch Kalkglimmerschieferfetzen herausgestellt hat, bezeichnen wir nur noch deren tiefsten Teil als Granatspitzhülle — soweit wir eben Grund haben, einen normalen Verband mit dem Gneis des Granatspitzkernes anzunehmen. Bevor wir auf deren einzelne Gesteine eingehen, seien einige

### a) Spezialprofile

besprochen, um die Art ihres Auftretens zu kennzeichnen. Vorausgeschickt sei, daß das tiefste Glied fast überall Amphibolit mit eingelagerten Linsen von Peridotit von z. T. sehr großer Mächtigkeit ist (vgl. S. 35 f.); diese aus älteren Arbeiten (28, 30, 41, 48) wohlbekannten Gesteine brauchen also nicht jedesmal wieder besprochen zu werden. Darüber aber setzt eine Zone bunten Gesteinswechsels ein; die in den bisherigen Darstellungen — auch aus neuerer Zeit — z. T. allzu summarisch abgetan wurde, so daß ihre Mannigfaltigkeit nicht zur Geltung kam.<sup>24)</sup>

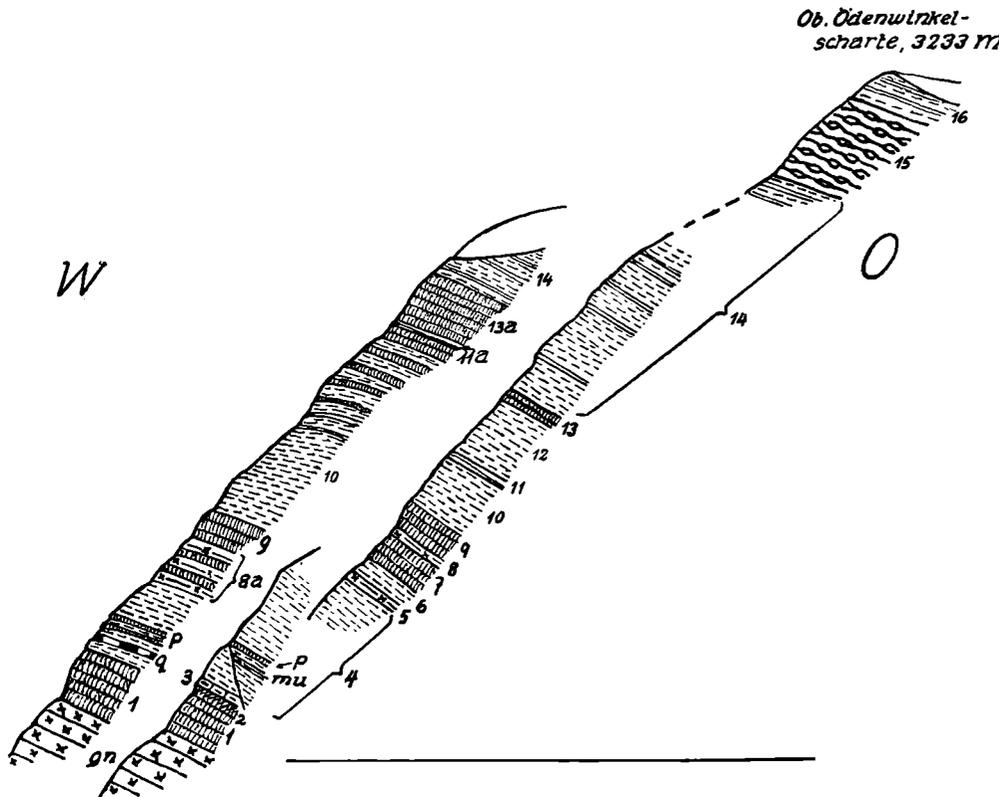


Abb. 4. Profile unter der Oberen Ödenwinkelscharte, 1:3000 ca. Erklärung im Text.

α) Profil der Oberen Ödenwinkelscharte. Dasselbe sei zum Ausgangspunkt genommen, weil es zu denen gehört, welche das erwähnte Kalkglimmerschieferband zeigen; dabei ist es verhältnismäßig bequem zugänglich. Vgl. Abb. 4.

Liegendes: Zentralgneis (gn) am oberen Rande des Rifflkeeses; darüber

1. Basaler Amphibolit 15–20 m. Nahe seiner Obergrenze stellt sich darin N vom Aufstiegsweg eine handbreite Strahlsteinlage ein, aus der weiterhin eine  $\frac{1}{2}$  m mächtige Linse von Serpentin mit Chloritschiefer und Strahlstein führendem Talkschiefer an den Rändern wird — das höchst reduzierte Äquivalent der mächtigen Peridotitlinsen weiter N! — Die Obergrenze des Amphibolits ist vom Weg nach N scharf; gegen S stellt sich eine
2. Übergangszone ein: Amphibolit in dünnen Lagen mit Biotitschiefer wechselnd; 4–5 m.
3. Schiefer, reich an größeren Biotitblättern, 2–3 m; gegen N nur lokal in einzelnen Resten.
4. Dunkle Phyllite, 40–50 m. N vom Weg darin nahe der Basis eine Lage von schwarzem Quarzit (9), nur einige Zentimeter mächtig, aber weithin aushaltend; ebenfalls geringmächtige Einlagerungen von Muskowitschiefer mit Chloritflecken (mu) und von Prasiniten (p).
5. Muskowitschiefer, 2–3 m.
6. Dunkle Phyllite wie (4), 4–5 m.
7. Prasinit (reich an kleinen Albiten), 10–12 m.
8. Granatmuskowitschiefer, 2–3 m. — Die Glieder 5–8 werden N vom Weg ersetzt durch
- 8 a. vielfache Wechsellagerung (nur schematisch angedeutet) von Granatmuskowitschiefer und Amphibolprasinit.
9. Prasinit, 8–10 m.
10. Dunkle graphitische Glimmerschiefer, lagenweise sehr reich an (z. T. schwarzen) größeren Albiten; in einzelnen Lagen auch Granatknoten; sowie — ganz vereinzelt! — aplitische Lagen (i), 20–25 m. Gegen N stellen sich auch Prasinit-einschaltungen (p) ein. — Darüber, am Weg bei ca. 3000 m,

<sup>24)</sup> Ascher (48) hat dieselbe wohl erkannt, aber nur unvollkommen kartographisch zu trennen vermocht, wenn er „Chloritschiefer, wechsellagernd mit chlorit. Schiefergneisen, Quarziten, Granatglimmerschiefern und Hornblendeschiefern, teilweise kalkführend“ unter einer Ausscheidung zusammenfaßt.

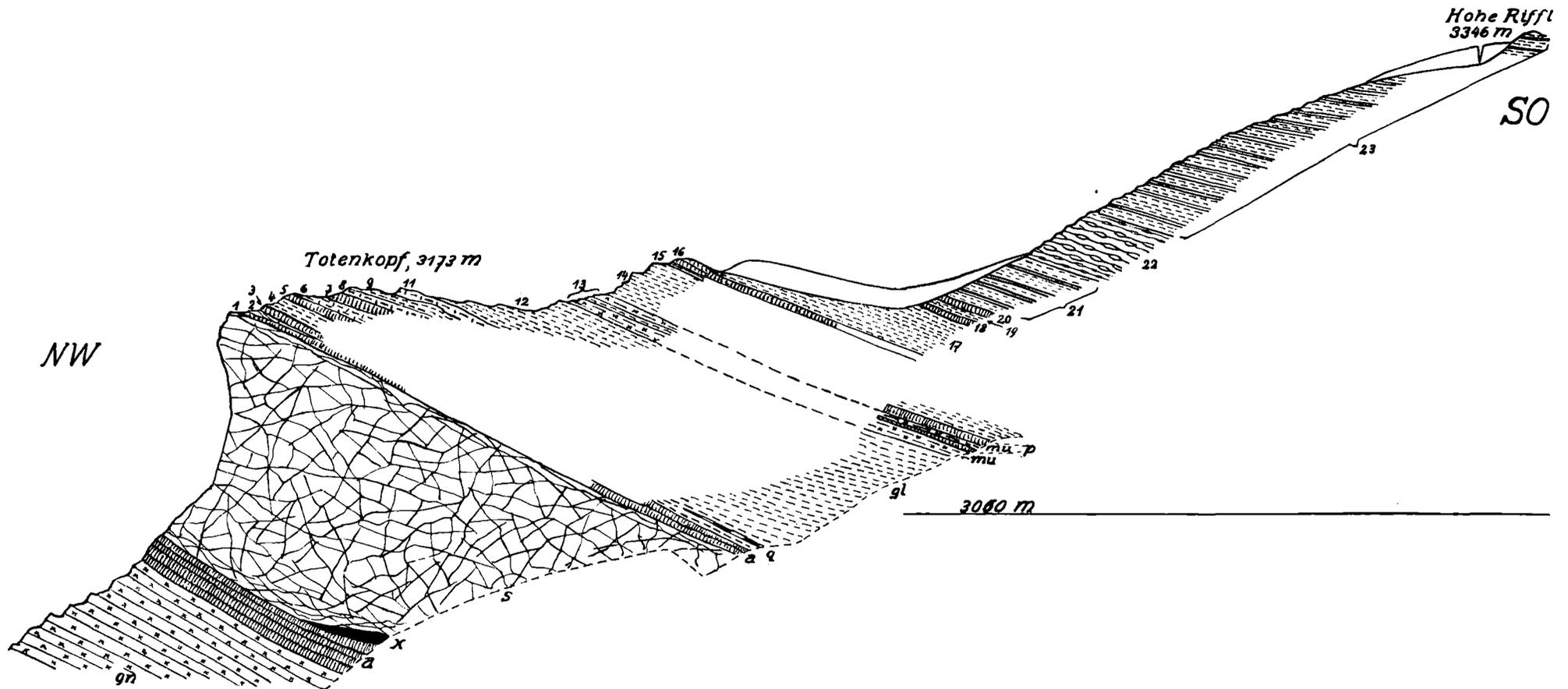


Abb. 5. Profil Totenkopf—Hohe Riffel, 1:3300 ca. gn = Zentralgneis, a = basaler Amphibolit, x = Strahlsteinaggregate usw. (vgl. S. 41), gl = dunkle Glimmerschiefer, q = schwarzer Quarzit, mu = Granatmuskowitschiefer, p = Prasinit. Sonstige Erklärung im Text.

11. Kalkglimmerschiefer, braun anwitternd, in plattigen hellen Marmor übergehend; maximal 1 m, z. T. von geringfügigen, in die Nachbargesteine verkneteten Schmitzen begleitet. Z. T. stark verquarzt. Verschwindet N vom Weg bis auf Spuren; in ihrer Begleitung stellt sich

11 a. dunkelgrauer feinblättriger Phyllit ein. — Die folgenden Glieder gehören nicht mehr zur Granatspitzhülle; doch sei das Profil der Vollständigkeit halber fortgesetzt:

12. Glimmerschiefer, mehr oder minder albitisiert; 20—25 m. Gegen N auskeilend.

13. Prasinit, mit grobblättrigem Chlorit, 4—5 m. — Weiter N 15—20 m Prasinit (13 a).

14. Glimmerschiefer, unten wenig, gegen oben immer zunehmend aplitisches gebändert, 150—200 m; gegen N verschwinden sie unter Eis.

15. Heller Augengneis mit grünlichem Muskowit, 30—40 m.

16. Nochmals aplitisches gebänderte Glimmerschiefer, in welchen die Grathöhe liegt.

β) Profil Totenkopf—Hohe Riffel (Abb. 5).

Liegendes: Serpentin (S), der den Gipfelabbruch des Totenkopfes bildet; an der Hangendgrenze geht er über in wirrblättrige Chloritaggregate mit z. T. viele Zentimeter langen Strahlsteinprismen. Darüber

1. ganz dünne Lage von braun und grün gebändertem, biotitreichem Schiefer.

2. Serpentin, stark geschiefert; am Hangendkontakt in ähnliches Chlorit-Strahlsteinaggregat übergehend wie (1). 2—3 m.

3. Amphibolit, wirrstengelig

4. Biotitschiefer

5. Hornblendereicher Schiefer

} sämtlich ganz dünne Lagen.

6. Schiefer, reich an Biotit, z. T. in Gestalt von mehrere Millimeter großen Porphyroblasten, 10—12 m.

7. Chloritprasinit mit Albitknoten, 1—2 m.

8. Biotitreicher Schiefer wie (6), 2—3 m.

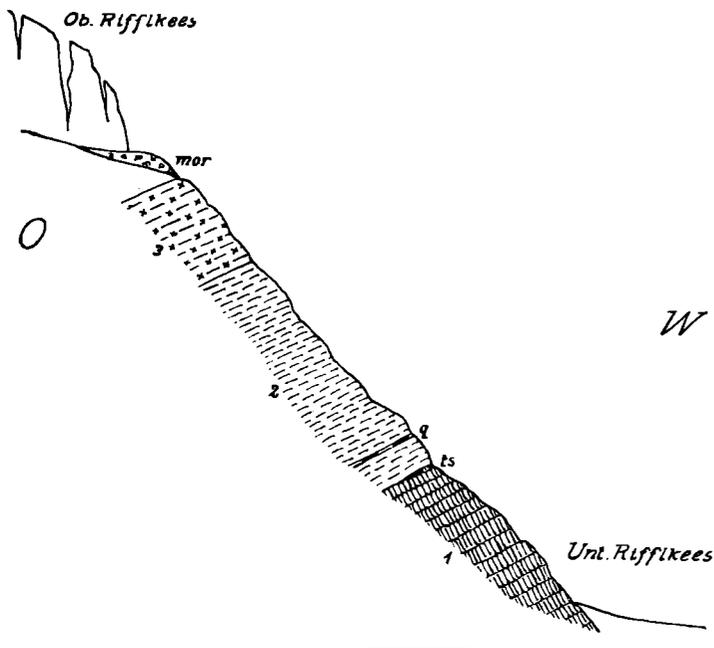


Abb. 6. Profil unter der Eiswand des Oberen Riffelkeeses, S. Aufstieg zum Kapruner Törl. Erklärung im Text.

9. Dunkler Phyllit, 2—3 m.

10. Muskowitschiefer mit Chloritflecken, nicht über 0,5 m.

11. Biotitreicher Schiefer = (6); 3—4 m; ohne scharfe Grenze übergehend in

12. dunkle phyllitische Schiefer, meist ohne auffälligen Albitgehalt; 12—15 m;

13. helle Muskowitschiefer, z. T. mit Granat, eine Lage turmalinführend; mit Zwischenlagen von dunklen Phylliten; 6—8 m.

14. Glimmerschiefer, teils muskowit-, teils biotitreicher, stets mit bedeutendem Gehalt an Albit, z. T. auch an Ankerit; 12—15 m.

15. Lage von bräunlichem, stark kristallinem, Muskowit und Chlorit führendem Kalk, nicht über  $\frac{1}{2}$  m. — Damit endet die Granatspitzhülle; doch sei auch dieses Profil gleich weitergeführt:

16. Chloritprasinit, 1—2 m.

17. Glimmerschiefer, meist biotitreich, mit Ankerit und mehr oder minder albitisiert; 15—20 m. — Auf der S-Seite des Grats läßt sich das Profil unter dem auflastenden Eis zusammenhängend durchverfolgen:

18. Chloritschiefer übergehend in Talkschiefer mit Ankeritporphyroblasten; 1—2 m.

19. Glimmerschiefer wie (17); 2—3 m.

20. Chloritprasinit mit Albitknoten, 2—3 m.

21. Biotitreiche Glimmerschiefer mit Aplitlagen.

22. Heller Orthogneis mit grünlichem Muskowit, an den Rändern feinschieferig, in der Mitte Augengneis; ca. 30 m.

23. Aplitisches gebänderte Glimmerschiefer wie (21), Unterbrechung durch Eisaufgabe bis zum Gipfel anhaltend.

γ) Das Profil S Kapruner Törl (Abb. 6), unter dem N-Ende der Eiswand<sup>25)</sup> des Ob. Riffelkeeses ist gegenüber den vorigen rudimentär — einerseits aus tektonischen Ursachen, andererseits wegen Verhüllung seines oberen Abschnittes durch Schutt. Es beginnt — der liegende Zentralgneis ist unterm Eis verborgen — mit

<sup>25)</sup> Dieselbe war zur Zeit meines Besuches hier bereits soweit zurückgeschmolzen, daß der Aufstieg über die Felsrippe, welcher das Profil folgt, ohne Gefahr möglich war; wogegen die ganze anschließende Wand bis unter den Totenkopf nicht zugänglich ist.

1. Amphibolit, im unteren Teil vielfach aplitisch gebändert; gegen oben hört dies auf, er wird gleichmäßig feinschieferig. Aufgeschlossen etwa 30—40 m. An der Obergrenze eine Linse (ts; 15 cm mächtig) von Talk und Strahlstein durchflochten — die letzte Spur des hier bereits ausgekeilten Totenkopf-Serpentins!

2. Dunkler knotiger Phyllit, 50 m ca. Nach den tiefsten 6—8 m eingelagert schwarzer Quarzit, 15 cm (q).

3. Knapp unter der Eiswand beginnt heller, z. T. granatführender phyllitischer Glimmerschiefer, in mehreren Bändern mit dem dunklen Phyllit wechselnd; im Ganzen vielleicht 5 m.

Die Fortsetzung des Profils ist von Eis, bzw. weiter N von Schutt verhüllt; wo dieser gegen N aufhört, hat die tektonische Reduktion so zugenommen, daß NW vom Kapruner Törl fast die ganze Schichtfolge verschwindet.

δ) Profil unter der Zunge des Kleineiser-Keeses (W unterm Hocheiser; Abb. 7). Dieses sei ausgewählt aus einer großen Zahl ähnlicher Profile östlich überm Tauernmoossee.

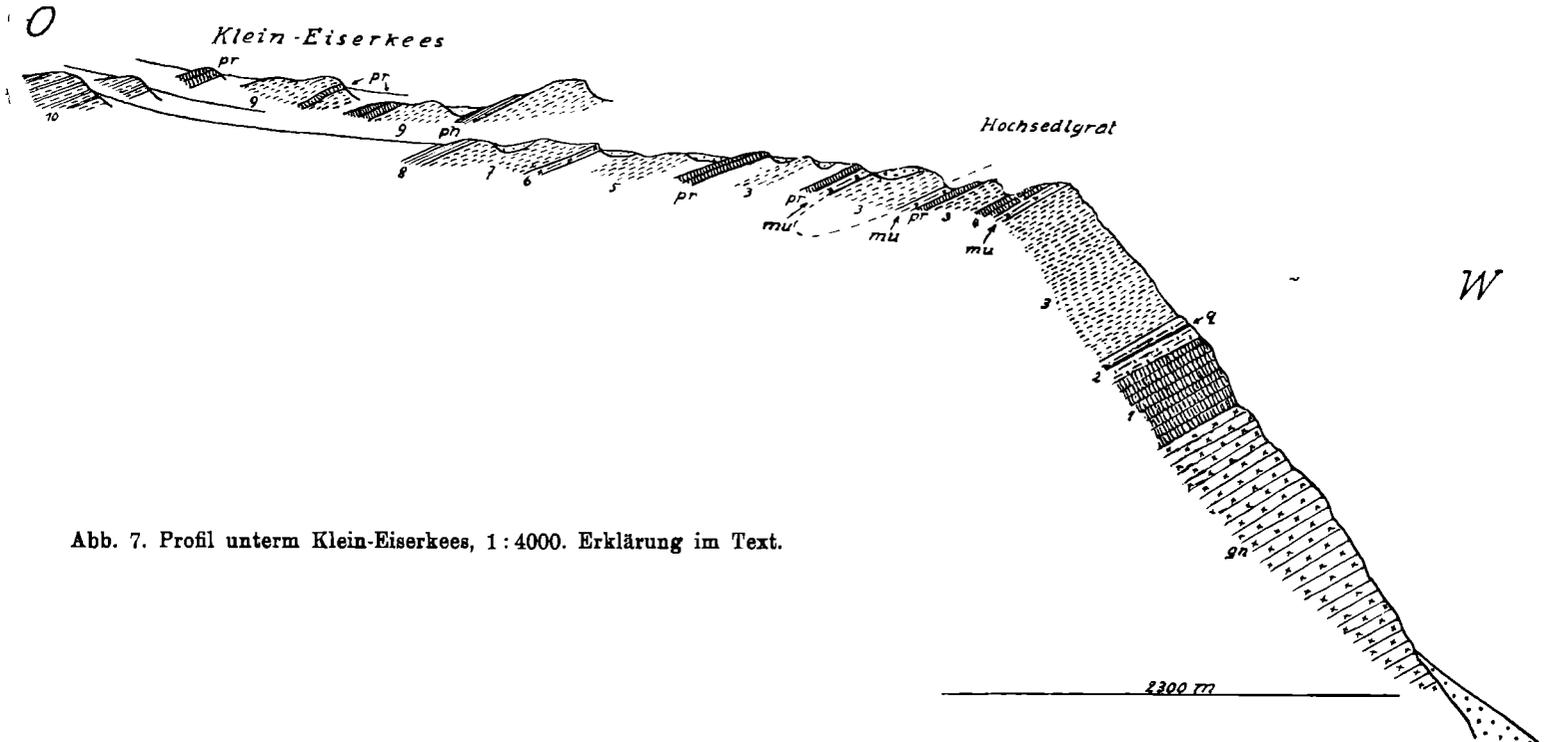


Abb. 7. Profil unterm Klein-Eiserkees, 1:4000. Erklärung im Text.

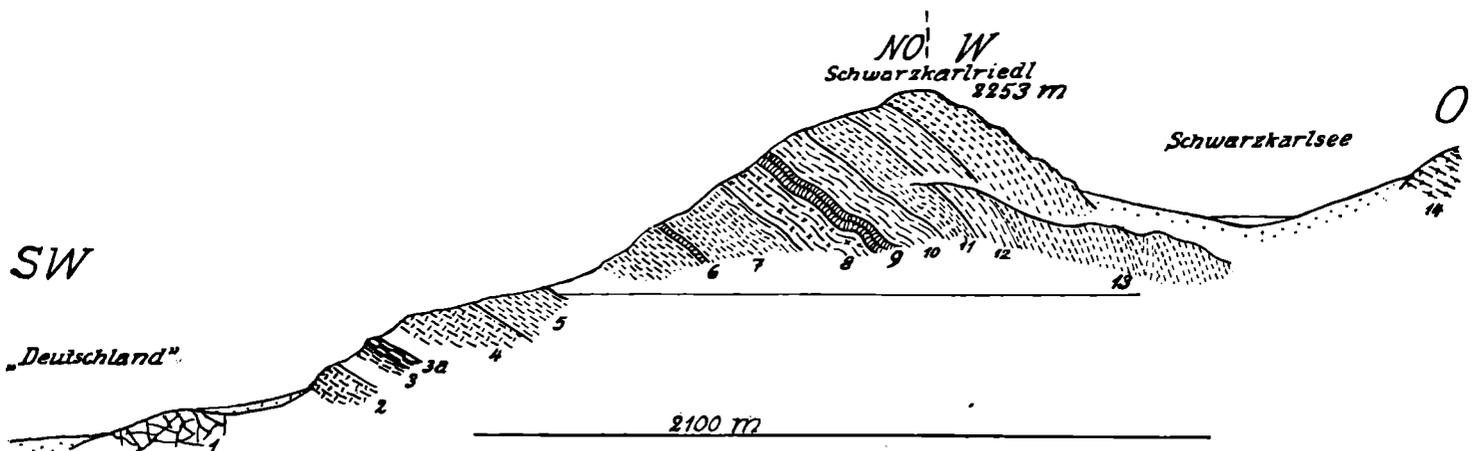


Abb. 8. Profil von der N-Seite des Schwarzkarls, 1:4000 ca. Erklärung im Text.

Liegendes: Zentralgneis (gn). — Darüber mit lokal (am Bach, der aus der Mulde S des „Roten Balfens“ kommt) tektonischem Kontakt.

1. Amphibolit, feinschieferig; an 100 m. An seiner Hangendgrenze schaltet sich gegen N die etwa ebenso mächtige Serpentinlinse des „Roten Balfens“ ein; im Profil ist sie bereits ausgekeilt. Hier folgt

2. grobblättriger Biotitschiefer, ca. 7—8 m; darin nach 5—6 m eingeschaltet eine Lage von schwarzem Quarzit (q), 20 cm mächtig. Nach oben ohne scharfe Grenze Übergang in

3. dunkle knotige Phyllite, darin eingeschaltet eine ganze Reihe von Bändern von hellen Granatmuskowitschiefern (mu) und von Prasinit (p). Im Detail sieht das Profil hier recht verschieden aus, je nachdem wo es gelegt wird; es sei daher nicht genauer beschrieben. (Die Karte ist hier etwas schematisiert.)

4. Prasinit, in Amphibolit übergehend; ein paar Meter.

5. Biotitreiche Glimmerschiefer, sehr reich an Albit und Ankerit.

6. Granatmuskowitschiefer, ca. 2 m.

7. Glimmerschiefer = (5). Darüber am Gletscherrand

8. phyllitische Kalkglimmerschiefer, in gelblichen Marmor übergehend; ca. 2 m. Z. T. mit Prasinit und albitisiertem Glimmerschiefer verknüpfet. Im Streichen werden sie — ähnlich wie oben, a — von grauem dünnblättrigem Phyllit abgelöst. Grenze gegen die Riffeldecke! Diese beginnt mit

9. Glimmerschiefer mit Lagen von amphibolitischem Prasinit (pr) am Ende des Kleineiserkeeses; gegen den Hocheiserfuß folgen

10. aplitisch gebänderte Glimmerschiefer.

e) Profil unterm Schwarzkarl (Abb. 8).

Dasselbe beginnt in der sumpfigen Mulde „Deutschland“ mit einzelnen Rundbuckeln von

1. Serpentin — dem SO-Ende der großen Peridotitmasse Wiegenköpfe—Rötenkogel angehörend. Der Amphibolit, welcher darüber folgen sollte, ist hier nicht aufgeschlossen; das nächste Anstehende am Schwarzkarlbach ist

2. grünlichgraues feinkörniges Gestein mit Biotitporphyroblasten. Nach kurzer Unterbrechung folgt darüber

3. schwarzer graphitischer Schiefer, ein paar Meter; übergehend in

3a. schwarzen dünnplattigen Quarzit, 2—3 m.

4. Grünlichgrauer Schiefer mit Biotitporphyroblasten; nach ca. 10 m übergehend in

5. dunklen knotigen Phyllit; darin

6. eine dünne Lage Chloritschiefer.

7. Dunkler Phyllit = (5); 20—25 m.

8. Granatmuskowitschiefer, 15—20 m.

9. Prasinit, ca. 10—15 m.

10. Muskowitphyllit, 12—15 m.

11. Biotitreiche Glimmerschiefer, ziemlich grobschuppig, z. T. stark albitisiert.

12. Mehr phyllitische Zweiglimmerschiefer.

13. Grobschuppige Zweiglimmerschiefer, z. T. reich an Chlorit, Ankerit, Albit. Sie reichen bis über den Schwarzkarlsee gegen O. Dann folgt, nach Schuttunterbrechung, die den Kontakt verhüllt,

14. Tonalitgneis der Riffeldecke.

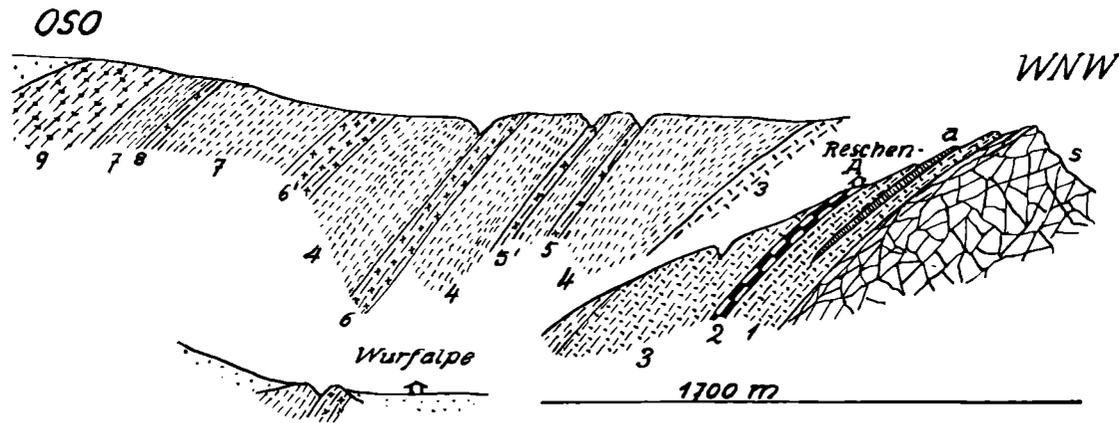


Abb. 9. Profil S der Wurfalpe, 1:6250 ca. Erklärung im Text.

o) Profil südlich der Wurfalpe (Abb. 9).

Liegendes: Der Peridotit (s) des Rötenkogels, welcher die Höhe der Felsrippe oberhalb der Reschenalm bildet; darauf

1. fast massiges grünlichgraues Gestein mit Biotitporphyroblasten. Weiter aufwärts geschiefert; darin S der Reschenalm eine Einschaltung von Amphibolit (a).

2. Bei der Reschenalm einige Meter schwarzer dünnplattiger Quarzit, gegen NW z. T. in schwarzgraue graphitische Schiefer übergehend.

3. Wieder Schiefer mit Biotitporphyroblasten, gegen oben in mehr homöoblastische, biotitreiche Schiefer übergehend; diese wieder in

4. knotige dunkle phyllitische Glimmerschiefer. Darin eingeschaltet

5, 5'. Lagen von Muskowitschiefern, bzw. -quarziten mit bis haselnußgroßen Granaten.

6, 6'. Lagen von Muskowitschiefern ohne makroskopisch auffällige Granaten.

7. Glimmerschiefer bis Phyllite ähnlich (4), z. T. auch mit ausgesprochenem Biotitgehalt; darin

8. geringmächtige Lage von Chloritprasinit.

9. Feinkörniger Biotitgneis = Tonalitgneis der Riffeldecke.

Die Abtrennung der Granatspitzhülle (i. e. S.) von den höheren Einheiten (Riffeldecken) ist südlich des Hauptkammes nicht mit der wünschenswerten Klarheit gelungen. Der Grund dafür ist erstens, daß im Süden keine trennende Einschaltung von Kalkglimmerschiefer und nur an einer Stelle ein schwächtiger Fetzen von phyllitischem Gestein gefunden wurde. Man kann deshalb aber noch nicht behaupten, daß eine tektonische Abtrennung im Süden fehlt, denn zweitens sind die Begehungen lückenhaft wegen der großen Geländeschwierigkeiten zu beiden Seiten des Hauptkammes. Sie haben in dieser Schuppenzone auch die genaue Verfolgung einzelner Bänder unmöglich gemacht, soweit das nicht mit dem Fernglas geschehen konnte und wir besitzen daher zwischen der Unteren Ödwinkelscharte (Begehung durch beide Verfasser) und dem Süden des Kastenkeeses kein durchgehendes Profil. Bei einem schüchternen Versuch, die unser alpinen Können übersteigende Hohe Schneid vom Hohen Kasten her anzugehen, wurden wir (E. Clar und K. Sattler) überdies durch ein Gewitter verscheucht, so daß dieser wichtige Schnitt nicht im Detail vorliegt.

η) Immerhin mag als erstes das vom Hohen Kasten aus gezeichnete Profil dieses Grates eine Vorstellung vom Bau geben (Abb. 10). Es scheint hier, wie im Süden (nur im Süden!) noch mehrmals, ein basales Amphibolitband zu fehlen und Glimmerschiefer unmittelbar auf Zentralgneis zu liegen. Das an der Scharte in halber Grathöhe ausstreichende Glimmerschieferband zieht zum Serpentin der Unteren Ödwinkelscharte und an ihm muß daher — und auch nach dem Gesteinswechsel — die Grenze der Granatspitzhülle gegen die Riffldecken durchgehen.

θ) Ober dem kleinen, im Südteil der Aderwand auftauchenden, isolierten Zentralgneise konnte das folgende unvollständige Profilstück von etwa 25 m Höhe begangen werden (Abb. 11).

1. Zentralgneis gut geschiefert, reich an Quarzlagen, darüber konkordant mit scharfer Grenze.
2. Biotitschiefer, z. T. kleinknotig albitisiert.
3. Amphibolit bis Prasinit, lagig.
4. Schmale Lage Biotitschiefer.
5. Biotitreicher Amphibolit (floititisch) bis Prasinit.
6. Biotitschiefer mit Linsen von Graphitquarzit, der aber nur bis 2 cm mächtig wird, und mit Amphibolitschmitzen.
7. Schmale Lage floititischer Amphibolit.
8. Biotitschiefer, ähnlich dem „Biotitporphyroblastenschiefer“ mit einer Lage von biotitreichem Amphibolit.
9. Biotitischer Amphibolit.
10. Mächtigerer, biotitarmer lagiger Amphibolit bis Prasinit mit

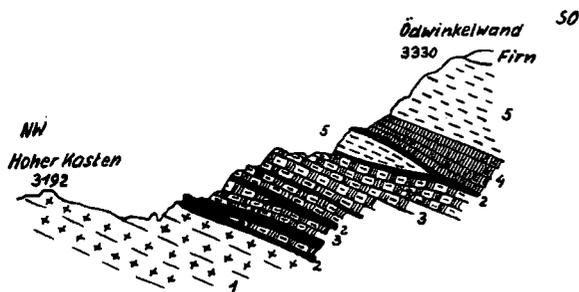


Abb. 10. Profil der Hohen Schneid; Übersicht von Hohen Kasten aus (nicht begangen!) 1 = Zentralgneis, 2 = Glimmerschiefer, meist Biotitschiefer, 3 = Amphibolite mit biotitreichen Lagen, 4 = Geschlossenerer Amphibolite bis Prasinite, 5 = Injizierte Hüllschiefer.

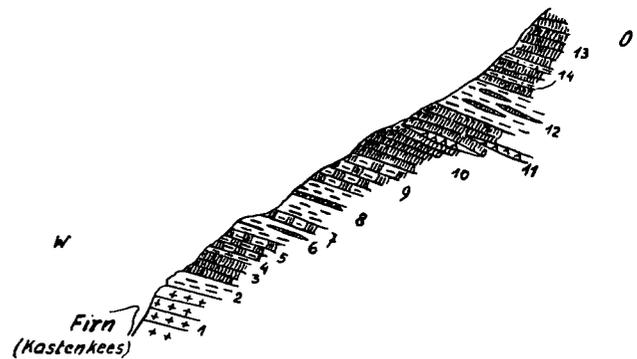


Abb. 11. Erklärung im Text.

11. Linsen eines hellen Gesteins (Ortho?), in deren Nähe der Amphibolit damit injiziert erscheint.
12. Biotitschiefer mit Prasinitfetzen.
13. Bänderiger Amphibolit mit einigen Lagen (schematisch) von
14. Heller, z. T. chloritischer Granatmuskowitschiefer. Von da nach oben herrschen Amphibolite vor.

ι) Bald südlich davon, wo das Kees von der Wand zurücktritt, läßt eine Rinne die Durchsteigung der Aderwand zu und gibt ein Profil, das ungefähr an das vorhergehende anschließt (Abb. 12).

1. Feinknotiger Amphibolit bis Prasinit in bänderigem Wechsel mit.
2. Heller Granatmuskowitschiefer, das ganze etwa 6 m.
3. Einige m wie 1. ohne Schieferlagen.
4. Knotig albitisierte Biotitschiefer mit Lagen von Granatmuskowitschiefer.
5. Amphibolitband wie 1.
6. Amphibolit bis Prasinit mit Lagen von Granatmuskowitschiefer.
7. Amphibolit, dunkler, ohne Schieferlagen.
8. Lagiger Wechsel von Amphibolit, z. T. biotitisiert, z. T. prasinitisch mit hellen (Ortho?)-Gesteinen und Aplit („Prasinit, lagig injiziert“ der Karte).

Die Grenze zwischen der Granatspitzhülle und den Riffldecken liegt vermutlich etwa zwischen 6. und 7. dieses Profiles.

κ) Beim Worte Aderbach der Karte liegt über dem Zentralgneis das folgende Profil von etwa 20 m Höhe (Abb. 13).

1. Zentralgneis.
2. Grob albitisierter, knotiger Biotitschiefer.
3. Derselbe mit Prasinitfetzen.
4. Floitischer Amphibolit.
5. Prasinitischer, injizierter Amphibolit.
6. Biotitschiefer, ähnlich „Biotitporphyroblastenschiefer“.
7. Bänderiger Amphibolit mit einigen Schmitzen von
8. heller Granatmuskowitschiefer.

λ) Das nächste Profil gegen Süd liegt am Süden der Wandzone unter „Bichl“, zwischen den beiden Ästen des Laperwitzbaches (Abb. 14, Profilhöhe etwa 30 m).

1. Zentralgneis, darüber mit scharfer Grenze konkordant.
2. Dünnplattiger, lagig biotitreicher Amphibolit, darin
3. eine Lage albitknotiger Prasinit.
4. Muskowitschiefer, darin
5. Fetzen von wenigen cm schwarzen Quarzit.
6. Wie 2.
7. Kleinknotiger Prasinit (nicht mehr Amphibolit-Aussehen), darin
8. eine Lage heller Chlorit-Muskowitschiefer.
9. Albitisierte Glimmerschiefer vom Typ der injizierten Hüllschiefer der Riffeldecken, darin
10. schmale Amphibolitlage.

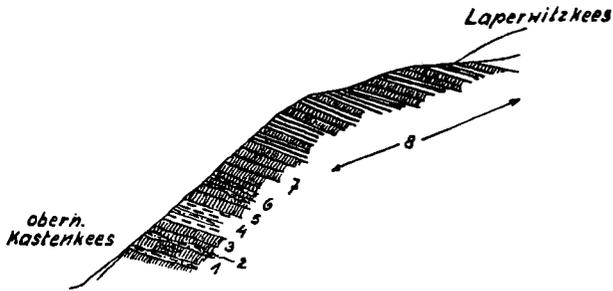


Abb. 12.  
Erklärung im Text.

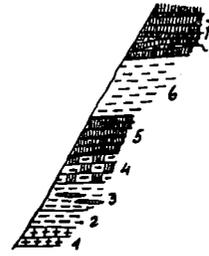


Abb. 13.  
Erklärung im Text.

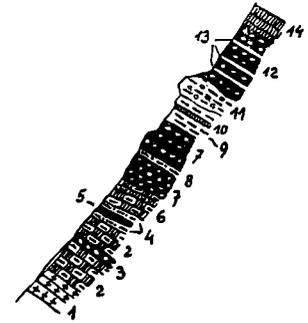


Abb. 14.  
Erklärung im Text.

11. Grobknotig albitisierter Biotitschiefer.
12. Albitisierter Prasinit mit Lagen von
13. heller Aplit.
14. Geschlossenerer Amphibolite.

Etwas weiter südlich an der Klamm „Die Leger“ liegt ein etwa 2 m mächtiges Band von knotigem Biotitschiefer unmittelbar am Zentralgneis, gleich über ihm beginnt die Vormacht der amphibolitisch-prasinitischen Gesteine.

μ) Bis zum letzten Profil, entlang dem Finsterbache keilt auch das basale Biotitschieferband aus und höhere Amphibolitgesteine treten an den Zentralgneis heran (Abb. 15), man sieht:

1. Zentralgneis mit
2. einer porphyrischen Lage.

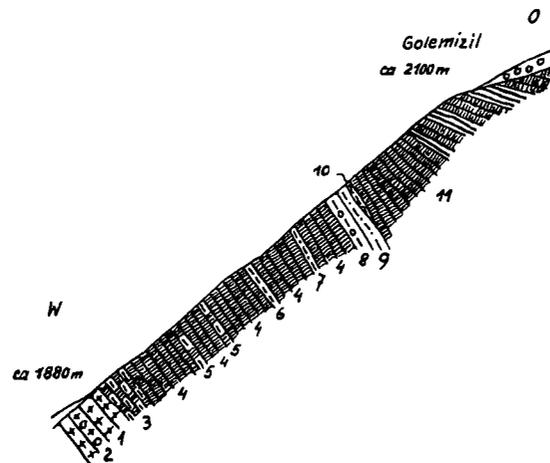


Abb. 15.  
Erklärung im Text.

3. Dünnplattiger, lagig biotitreicher Amphibolit.
4. Mächtiger Amphibolit, z. T. von prasinitischem Aussehen mit
5. einigen fast vollkommen biotitisierten Lagen (Floitit) und einer Lage von
6. schwarzer albitisierter Biotitschiefer, sowie einer Lage von
7. heller Muskowitschiefer mit Hornblendenadeln (10 cm).
8. Grobknotig albitisierter Biotitschiefer.
9. Etwa 1 m helle Schiefer, und zwar Granatmuskowitschiefer, Chloritmuskowitschiefer, Hornblendegarbenschiefer, karbonatführender Muskowitschiefer. Daran ein kleiner Fetzen
10. dunkler phyllitischer Schiefer, darüber
11. die mächtigen, höher lagig injizierten Amphibolite des Golemizil.

Der dunkle phyllitische Schieferfetzen dürfte hier die Grenze zwischen Granatspitzhülle und Riffeldecken bezeichnen.

Auf der Westseite des Dorfertales, beim Fall des Stolzbaehes, folgt über plattig-augigem Zentralgneis wieder unmittelbar Biotitschiefer, darüber dunkle, feinkörnige Amphibolite, oben mit Lagen von Muskowitschiefer und bald die lagig injizierten Amphibolite. In den Rundbuckeln der drüber anschließenden Verflachungen fand sich jedoch auch eine Stelle, wo dünnplattige, lagenweise biotitisierte Amphibolite unmittelbar an den Zentralgneis grenzen (wie in den Profilen 14 und 15).

Es ist leicht zu ersehen, daß das Detail dieses tiefsten Abschnittes der Schieferhülle kartenmäßig in dem steilen und dadurch schmal erscheinenden Wandzug südlich des Hauptkammes nicht annähernd darstellbar war. Die Karte ist hier stark schematisiert; es sind nur Komplexe der Amphibolitvormacht als „Amphibolit“ und die größeren Schieferzüge ohne weitere Trennung nach der Vormacht der Biotitschiefer unter der Ausscheidung „Glimmerschiefer bis Phyllit“ verzeichnet. Diese beiden Ausscheidungen seien also hier weiter gefaßt.

#### b) Der basale Amphibolitzug.

Wie schon erwähnt, wird das unmittelbare Hangende des Granatspitzkerns im Norden überall — von einer geringfügigen, wohl tektonisch bedingten Unterbrechung N des Kapruner Törls abgesehen — von einem Amphibolitzug gebildet, welchem die Peridotitlinsen des Rötenskogels usw. eingelagert sind. Dieselben werden also im allgemeinen von Amphibolit unter- und überlagert — wengleich er auch hier gelegentlich aussetzt.

Dieser basale Amphibolitzug ist im Süden nicht mit annähernd der gleichen Deutlichkeit entwickelt, wenn auch öfters Amphibolit die Basis bildet. Ja es scheint vielmehr, daß der eigentliche, basale Amphibolitzug noch nördlich des Hauptkammes auskeilt und die Amphibolite, die im Süden an den Zentralgneis herantreten, eine tektonisch höhere Stellung haben.

Die Mächtigkeit des basalen Amphibolits bewegt sich in der Gegend Ödenwinkel—Kapruner Törl um 15—20 m maximal (selbstverständlich ohne den Peridotit!), sinkt aber stellenweise auch wesentlich darunter. O des Tauernmoossees schwillt sie auf über 100 m an, um mit Annäherung an den Rötenskogel-Peridotit wieder abzunehmen; in dessen Liegenden sinkt sie lokal auf Null (W des Enzingerbodens; vgl. S. 15/16), und auch im Hangenden scheint der Amphibolit zu verschwinden (tatsächlich geht er hier in Biotitporphyroblastenschiefer über; vgl. S. 41 f.). Auf der N-Seite der Peridotitmasse erscheint er wieder und erreicht nun im Bereiche der AVK. seine größte Mächtigkeit an deren Rande im Wiegenjungwald.

Die Kontakte des Amphibolits mit dem Zentralgneis sind S. 37 f. besprochen. Hier sei nur soviel betont: dieselben sind stets scharf; Migmatitbildungen wurden nicht beobachtet. Das ist ein interessanter Unterschied nicht nur gegenüber der Ankogel—Hochalmspitzmasse (*Angel-Staber*, 89), sondern auch gegenüber der SW-Seite des Granatspitzkerns selbst, wo bekanntlich schon *Löwl* die weitgehende Durchaderung der benachbarten Schieferhülle beobachtet hatte; daß dieselbe (mindestens teilweise) wirklich auf den Zentralgneis zurückzuführen, davon konnte ich mich durch eigene Begehungen überzeugen.

Hinzuweisen ist hier noch auf das kleine in den Peridotit eingeschaltete Amphibolitvorkommen O vom N-Ende des Enzingerbodens, an dem Steig der zur Wurfalm hinüberführt. Dort steckt der S. 26/27 beschriebene Gang von Albitpegmatit darin.

Die Gesteine unseres Amphibolitzuges entsprechen durchaus dem, was man sich gemeinhin unter Amphibolit vorstellt: sie sind im ganzen dunkelgrün bis graugrün von Farbe, schwer und zäh; neben der vorherrschenden Hornblende sind oft weiße feldspatige Partien, sowie dunkelbraune Biotitblätter erkennbar. Die Korngröße wechselt sehr; dicksäulige Hornblendens von fast cm-Länge dürften etwa das Maximum darstellen; gewöhnlich aber ist das Korn viel feiner. Paralleltexur ist stets deutlich — z. T. in Gestalt regelmäßigen Wechsels von grünen und weißen Lagen; auch eine plattige Absonderung geht ihr öfters parallel.

Im Dünnschliff zeigt die Hornblende — der meist vorherrschende Gemengteil — gewöhnlich ziemlich matte Färbung und den gewöhnlichen Pleochroismus: a gelblich, b grün, c bläulichgrün;  $\gamma - \alpha$  um 0,025; c : c um 12°. Einigermaßen gut ausgebildet sind höchstens kleine Individuen; gewöhnlich — bei größeren durchaus — herrschen ganz unregelmäßige, oft total zerfressene Gestalten. Der zweite Hauptgemengteil ist Plagioklas. In seltenen Ausnahmefällen zeigt er größere wohlgeformte Individuen, z. T. mit Zwillingsbildung nach Albit- und Periklingesetz, und meist dichte Zoisitfüllung; der verbliebene Grundplagioklas ist nahezu Albit, während eine sehr schmale, scharf abgesetzte Randzone höhere Lichtbrechung zeigt und ungefähr Oligoklaszusammensetzung haben dürfte (nähere Bestimmungen sind hier nicht möglich). Schon in diesem Schliff beginnt aber der Kornzerfall, der sonst allgemein durchgegriffen hat: er führt zu kleinen rundlichen oder auch größeren (bis  $\frac{1}{2}$  mm Durchmesser) zerlappten Körnern ohne Zwillingslamellen, deren primäre Zusammengehörigkeit oft noch an der einheitlichen Farbänderung größerer Schliffbereiche beim Einschieben des Gipsblättchens kenntlich ist („Überindividuen“, *Sander*). Inverse Zonenstruktur ist fast allgemein verbreitet; in der Regel hat jedes Teilkorn seine Randzone von etwa Oligoklaszusammensetzung. Die Zoisitfülle ist verschwunden (mit Ausnahme eines von jenseits der Kartengrenze, vom Ödbach bei 1175 m stammenden Schliffes der S. A.). Jedoch sind kleine Klinozoisiteinschlüsse stark verbreitet — freilich sehr unregelmäßig; nicht einmal alle Feldspate eines Schliffes müssen solche beherbergen. Ähnliches gilt von den ebenfalls als Einschluß nicht seltenen, wenn auch meist mehr vereinzelt Granatrhombedodekaedern, sowie von den manchmal sehr häufigen rundlichen Quarzeinschlüssen: gesetzmäßig mit dem umschließenden Plagioklas verknüpft sind sie alle nicht. — Es gibt aber auch ein-

zelne Schiffe, in denen als Plagioklas fast reiner Albit ( $\perp a 78^\circ$  Auslöschungsschiefe gegen 010) auftritt, ohne Randzone; ziemlich spärliche Zoisitnadeln und vereinzelt Granat kann auch er beherbergen. Endlich fand sich in einem Schliff (NO Rötenskogel, S. A.) überhaupt kein Feldspat. — Fast stets in untergeordneter Menge vorhanden ist Klinozoisit; nur in dem eben genannten feldspatfreien Gestein wird er zum Hauptgemengteil, der streifen- und lagenweise vorherrscht, z. T. mit über mm-langen Säulen, die Hornblende als Einschluß enthalten können; normalerweise ist er viel kleiner, höchstens einige  $\frac{1}{10}$  mm, meist nur mangelhaft ausgebildet — auch abgesehen von den noch weit kleineren Einschlüssen im Feldspat. — Auch Biotit fehlt nur selten. Seine Farbe //  $b=c$  ist fast immer ein liches Rötlichbraun. Oft bildet er über mm-große Blätter, von zerfressener, oft ganz unregelmäßig fetziger Gestalt; auch kleinere sind meist schlecht ausgebildet. Oft sind sie eng mit der Hornblende verknüpft, umkränzen größere Individuen derselben, dringen auch auf Spaltrissen in sie ein, so daß sekundäre Bildung recht wahrscheinlich ist. Andererseits wurden einmal in einem ungewöhnlich (2 mm) dicken Exemplar von Hornblende auch Einschlüsse von Biotit beobachtet (vielleicht nur scheinbar?). Ebendasselbe enthielt auch in größerer Zahl Muskowiteinschlüsse, teils parallel (110), teils ganz unregelmäßig eingelagert. — Während dieses Mineral nur in diesem einen Fall beobachtet wurde, ist ein blaßgrüner Klinochlor sehr verbreitet, öfters weit reichlicher als Biotit und auch noch größer als dieser, dem er sonst in der Art der Ausbildung und des Auftretens ziemlich gleicht. Trotzdem scheint er nicht sekundär aus ihm hervorzugehen; denn beide Mineralien liegen oft nebeneinander, z. T. in unmittelbarer Berührung, ohne daß Übergänge zu sehen wären — ein Fall, dem wir in den Gesteinen des Glocknergebets immer wieder begegnen werden und der wohl nur so gedeutet werden kann, daß eben beide nebeneinander zur Entstehung kamen.<sup>26)</sup> — Quarz ist nicht allgemein, aber ziemlich häufig vertreten, wenn auch stets sehr untergeordnet, in Ansammlungen kleiner rundlicher Körner. Von seinem Auftreten als Einschluß in Plagioklas war schon die Rede; ebenso vom Granat. — Unter den Nebengemengteilen überwiegt Titanit, der meist in Körnern von einigen Hundertstel mm verstreut, manchmal auch in größeren Haufwerken versammelt ist; solche enthalten mitunter einen Erzkern. In einem Schliff findet sich statt seiner Rutil, im Klinochlor angehäuft. Auch Erze sind ziemlich verbreitet: Magnetit, sowie Pyrit, meist mit Magnetitrinde. Apatit tritt dagegen vielfach sehr zurück.

In einem Schliff (S. A.; Holzziehweg SW Stubache, bei 1145 m) — dem gleichen, welcher die gefüllten Plagioklas zeigt — ist auch gabbroide Struktur noch in deutlichen Resten erkennbar: Die Feldspate sind mit kristallographischer Umgrenzung in xenomorphe Hornblendeaggregate eingewachsen. Das ist aber der einzige bekannt gewordene Fall dieser Art. Gewöhnlich herrschen vielmehr rein kristalloblastische Strukturformen, verbunden oft mit sehr großer Unregelmäßigkeit in der Anordnung der einzelnen Gemengteile. Letztere ist besonders in gewissen sehr grobkörnigen Gesteinstypen vom Eingang der Dörfer Öd die Regel; hier bildet der Plagioklas nur die Ausfüllung von Lücken zwischen den sehr großen Hornblendesäulen, die allein mindestens 80% des Gesteins ausmachen. Häufiger ist ein streifiges Parallelgefüge: Lagen und Linsen von (vorzugsweise) Hornblende wechseln mit solchen von Feldspat. Klinochlor, Biotit, Klinozoisit, Titanit gehen dabei mehr mit der Hornblende. In einzelnen extremen Fällen kann die Bänderung ganz scharf werden; meistens ist sie mehr oder minder verschwommen. Einordnung der einzelnen Mineralindividuen in die s-Fläche ist bei Hornblende, Klinozoisit, Biotit, Klinochlor im Allgemeinen die Regel; z. T. auch bei den — manchmal länglich entwickelten — Feldspaten. Anzeichen postkristalliner Umformung wurden nicht angetroffen.

Zur Genese des Amphibolits ist nur so viel zu sagen: ein gabbroides — vielleicht auch grobdiabasches — Ausgangsmaterial ist wohl sicher; nicht nur weil dies bei Amphiboliten an sich die nächstliegende Annahme ist, auch nicht nur wegen der engen Verbindung mit Peridotit, sondern insbesondere wegen der wenn auch seltenen Strukturelikte. Daß bei der Umwandlung Durchbewegung — welche die Paralleltextur schuf — und überdauernde Kristallisation zusammenwirkten, ist auch sicher. Alles weitere dagegen bleibt vorläufig mehr oder minder ungewiß; z. B. die Frage, ob Ein- oder Mehrphasigkeit der Metamorphose, die Frage etwaiger Stoffwanderungen, sowie jene nach der Mitwirkung des Zentralgneises.

Den beiden letzteren mögen hier immerhin ein paar Worte gewidmet sein. Daß der Biotit unter K-Zufuhr aus Hornblende entstanden ist, und zwar ganz allgemein, ist jedenfalls zu bedenken, nachdem das gehäufte Auftreten dieses Minerals sowohl an der Liegend- wie an der Hangendgrenze kaum anders gedeutet werden kann (vgl. unten und S. 41 f.). Dabei muß — soviel läßt sich auch ohne quantitative Analyse sagen — die Hornblende Ca abgegeben haben. Wohin ist dieses gekommen? Hat es für den Klinozoisit Verwendung gefunden? Oder für die Randzonen der Feldspate? Dabei ist noch auffallend, daß diese selbst ursprünglich viel basischer gewesen sein müssen; soweit sie unter Erhaltung der Form entmischte wurden, hat sich das An-Molekül als Zoisitfülle ausgeschieden. Wo sie aber wie gewöhnlich in Teilkörnern zerfielen, da ist meist die vorhandene Klinozoisitmenge ein recht unzureichender Ersatz. Es ergibt sich somit mit einiger Wahrscheinlichkeit, daß Ca entfernt worden sein muß; vgl. dazu auch S. 295.

Nun zu der Frage der Mitwirkung des Zentralgneises! Bekanntlich ist dieser jünger als der Amphibolit; er entsendet Gänge in ihn (S. 15), schließt Schollen von ihm ein (S. 22) und hat ihn am Kontakt auf kurze Distanz verändert (S. 37). Letztere Beobachtung ließ im Felde die Frage auftauchen, ob nicht vielleicht der

<sup>26)</sup> Solches wurde für Tauerngesteine schon von *Weinschenk* angenommen; in unserer Zeit ist *Angel* ebenfalls zu dieser Ansicht gekommen. Auch außerhalb der Tauern scheint sich ähnliches zu finden (z. B. 108).

ganze Amphibolit nichts anderes ist als eine durch das Granitmagma hervorgerufene Umbildung des Peridotits — welchen jener ja in der Regel vom Zentralgneis scheidet. Eine Bejahung dieser Frage ist indessen unwahrscheinlich, zunächst aus einem geologischen Grund: es kommt auch Amphibolit im Hangenden des Peridotits (Wiegenböndl—Wurfalpe usw.) vor. Das wäre nur zu erklären durch ganz bedeutende tektonische Veränderungen — eine Art Einwicklung des Peridotits in den Amphibolit — nach der Kontaktmetamorphose, wogegen doch laut mikroskopischem Befund die Kristallisation des heutigen Mineralbestandes die tektonischen Bewegungen überdauert hat. Es müßte also wenigstens diese Kristallisation einer jüngeren metamorphen Phase zuzuschreiben sein, als die fragliche Kontaktmetamorphose. Entscheidender ist wohl ein zweites, chemisch-petrographisches Argument: Um ein peridotitisches Gestein zu einem Amphibolit von der Art des unseren zu machen, ist eine bedeutende Stoffzufuhr notwendig: eine Zufuhr insbesondere von Si, Na, Ca, Al. Das ist eine Zusammenstellung von Stoffen, die als Exhalation eines granitischen Magmas recht auffallend wäre; vor allem was das Zurücktreten von K betrifft. Wenn auch eine gewisse K-Menge im Biotit gebunden und wohl wirklich zugeführt ist — es sollte doch wohl das Ca wenigstens übertreffen. Man möchte als Ergebnis granitischer Stoffzufuhr nicht so sehr eine Ergänzung des Peridotits auf gabbroide Zusammensetzung erwarten, als vielmehr ein abnormes Gestein mit Orthoklas, Albit, vielleicht auch Quarz neben Mg-Silikaten. Dazu kommt, daß nach allem, was wir beobachten können, der Peridotit gegen Stoffaufnahme sich recht spröde verhält; vgl. S. 289 u. a.

So will es scheinen, daß die Einwirkung des Granitmagmas nur mäßig war und sich auf schmale Randzonen beschränkte (vgl. unten!), während die Umbildung des Amphibolits zu seinem jetzigen Zustand ein davon zu sondernder Vorgang war.

#### Veränderungen des Amphibolits am Gneiskontakt.

An einer Reihe von Stellen des Kontaktes Zentralgneis—Amphibolit findet sich der letztere mit Biotit angereichert, und zwar in einem Grade, daß dieser den Charakter des Gesteins bestimmt; freilich stets nur in geringer räumlicher Ausdehnung, im allgemeinen höchstens 10—20 cm. Dies ist der Fall in dem S. 15 beschriebenen Profil an der Bocksperrklamm; ferner auf der S-Seite des Totenkopfes und im Bereich des Ödenwinkels an vielen Stellen; auch die den Amphibolit übergreifende Gneiszunge über dem Weg zum Kapruner Törl ist von jenem durch biotitreichen Schiefer sogar in etwas größerer Mächtigkeit ( $1\frac{1}{2}$ —2 m) getrennt, dessen Auffassung freilich wegen der tektonischen Deutung jenes Übergreifens unsicher ist.

Im Dünnschliff zeigt das Kontaktprodukt von der Bocksperrklamm reichlich stark zerlappte und einschlußreiche Blätter, bis über millimetergroß, von lichterölichbraunem Biotit. Er hat die Hornblende ganz ersetzt; nur als Einschluß in Feldspat findet sich noch solche, einzelne kleine Stengelchen oder ganze Gruppen. Auch Quarz ist einzig als spärlicher Einschluß in Feldspat bekannt geworden. Dieser letztere, vollkommen klar und frei von Füllung, wenn auch reich an Einschlüssen, entsprechend seinen zerlappten Gestalten, ist auf Grund der Lichtbrechung als Albit bis höchstens Albitoligoklas zu bestimmen (Zwillingslamellen fehlen so gut wie ganz). Sonst ist noch Klinozoisit in kleinen gut entwickelten Kriställchen (ca.  $0,1 \times 0,05$  mm) häufig. Titanit in krümeligen Haufwerken reichlich; etwas Apatit. — Struktur geradezu poikiloblastisch; Paralleltexur — welche mit freiem Auge immer noch erkennbar — versteckt sich im Schliff ganz.

Hier scheint tatsächlich eine Beeinflussung von Seiten des granitischen Magmas stattgefunden zu haben; und zwar vor allem eine stoffliche Zufuhr von K und wohl auch von Na — der möglicherweise (ohne eine Serie quantitativer Analysen ist da nichts zu entscheiden) ein Verlust an Ca gegenübersteht, aus der biotitisierten Hornblende.

Wir haben gesehen, daß in den im Zentralgneis eingeschlossenen Schollen von Amphibolit z. T. ganz ähnliche Veränderungen eingetreten sind. Allerdings ist Biotitisierung von Amphibolit anderwärts (S. 73) auch an Stellen rein mechanischen Kontaktes erfolgt; ja in besonders großer Ausdehnung fern von jedem Orthogesteinskontakt überhaupt (S. 41 f.).

Eine andersartige Beeinflussung scheint der Amphibolit am oberen Ausgehenden des Gneisganges in der Bocksperrklamm erlitten zu haben. Das fein grün-weiß gebänderte Gestein, in das er hier übergeht, zeigt im Dünnschliff die Hornblende des Amphibolits in feinen Nadeln bis 0,5 mm lang, wie normal mit untergeordnetem Klinozoisit von gleicher Größenordnung; in den weißen Lagen herrscht Feldspat vor, und zwar wesentlich Albit bis Oligoklasalbit, in manchen Fällen — ziemlich selten! — mit schmalen Oligoklasrandzonen. Für Amphibolit ungewöhnlich reichlich beigemischt ist jedoch Quarz; ferner Granat in gut entwickelten (110), bis 0,3 mm Durchmesser. Sie zeigen Zonarstruktur: um einen klaren rötlichen Kern (der auch fehlen kann) eine schmale stark getrübte Zone, endlich wieder ein klarer, aber weniger ausgesprochen gefärbter Rand. Schnüre von kleinen Titanitkörnern, einzelne Apatite sind noch zu erwähnen. Strenge Paralleltexur kommt nicht nur in der lagenweisen Trennung der Komponenten zum Ausdruck, sondern es ordnen sich ihr sowohl die Hornblende- und Klinozoisitnadeln ein wie die meist gestreckt entwickelten Quarze und Feldspate. — Wenn hier eine stoffliche Beeinflussung stattgefunden hat, so wohl nur eine Zufuhr von  $\text{SiO}_2$ ; sicherlich keine von  $\text{K}_2\text{O}$ .

Kurz erwähnt sei hier ein unter der Bocksperrklamm lose gefundenes, auffallendes Gestein, das ebenfalls vom Kontakt Amphibolit-Gneis (oder von einem Einschluß in diesem) stammen dürfte. Es ist gleichmäßig dunkelgrün, feinkörnig mit wenig ausgesprochener Paralleltexur; einzelne große Biotitblätter sind eingestreut, und auf der einen Seite des Stücks grenzt ein grobblättriges Biotitaggregat an (vermutlich der Berührungsfäche mit dem Gneis entstammend!). — Im Schliff erkennt man als einzigen Hauptbestandteil der grünen Masse eine bläulichgrüne Hornblende, streifenweise gut geregelt, dazwischen ziemlich wirr. Reichlich eingestreut sind kleine Titanite; vereinzelt die Biotitporphyroblasten (ausnahmsweise licht rötlichbraun). Gleichartiger Biotit bildet das erwähnte randliche Aggregat, das große Apatite ziemlich reichlich enthält.

#### Kalksilikatfelse.

An zwei Stellen gehen aus den basischen Gesteinen im Hangenden des Zentralgneises Kalksilikatfelse hervor. Das eine bedeutendere Vorkommen ist sehr bequem zugänglich, am Aufstieg vom Unteren Rifflees zum Kapruner Törl. Der Amphibolit, welcher den Gneis bedeckt, ist dort in der Gegend, wo ihn der Steig überwindet, ganz durchzogen mit Linsen und Lagen von Kalksilikatfelsen, bis zu etwa 2 m Mächtigkeit; gelegentlich verästeln sie sich auch und geben Apophysen ab, die den Amphibolit diskordant durchsetzen. Das Gesamtbild erinnert ganz an das einer Durchhäderung mit Eruptivmaterial. Die Kalksilikatgesteine sind von zweierlei Art: einmal gelbgrün, von der Farbe eines Epidosits — dies meist (in sehr wechselnder Breite) an den Rändern der einzelnen Linsen, Lagen und Adern; andererseits in deren Mitte gewöhnlich lichtrot, von der Farbe eines Granatgesteins. Dieser Typus verliert sich gegen die Grenzen des durchhäuderten Raumes zuerst, in seinen Randpartien herrscht der grüne Typus allein. Dabei ist zu bemerken, daß die Durchhäderung nicht nur mit zunehmender Entfernung vom Gneiskontakt ausklingt, sondern auch an diesem selbst eine Zone freiläßt; dies sieht man S vom Steig, in den Felsen unmittelbar unterm Törl, wo der Kontakt unmittelbar aufgeschlossen. — Ein Zusammenhang mit durchsetzenden Apliten ist nicht unmittelbar nachweisbar; solche sind zwar in der Nähe der Basis mehrfach im Amphibolit sichtbar (maximal ca. 20 cm mächtig), aber gerade sie sind nicht von Kalksilikatfelsen begleitet. Wohl aber von mächtigen Quarzausscheidungen, die unregelmäßig in den Amphibolit eindringen, aber auch Stücke der Aplite selbst umschließen.

Die Kalksilikatfelse sind schwere und (soweit nicht Klüfte den Bruch begünstigen) sehr zähe Gesteine; dicht bis fein kristallin, jedoch gelegentlich von etwas luckiger Beschaffenheit (wohl sekundär infolge von Herauslösung von Karbonat). — Im Dünnschliff erkennt man im roten Anteil ganz blaß gefärbten, isotropen Granat als Hauptgemengteil; er bildet sehr unregelmäßig gestaltete, einheitliche Aggregate, welche keine Einzelindividuen erkennen lassen. Als oft nur kleine Inseln liegen dazwischen ebenfalls ganz unregelmäßig gestaltet — anscheinend in Fugen zwischen den Granatindividuen sich verästelnd — einerseits eisenarmer Epidot (farblos, doch ziemlich stark doppelbrechend); andererseits Albit, der z. T. kleine rundliche Quarztröpfchen umschließt. Untergeordnet Apatit sowie verhältnismäßig reichlich kleine, durch Fe-Hydroxyd bis zur Undurchsichtigkeit getrübt Flecken (Ankerit?). — Im grünen Anteil tritt der Granat zurück; nur fleckenweise findet er sich, durchsetzt von Klüften, die teils mit Epidot, seltener mit Albit erfüllt sind. Epidot wie oben eisenarm, auch in typischen Klinozoisit übergehend, und Diopsid (farblos,  $c:c=37^\circ$ ) sind die vorherrschenden Gemengteile, regellos ineinandergewachsen, wobei aber örtlich der eine oder der andere bis zur Ausschließlichkeit überwiegt. Calcit bildet fleckenweise große, formlose Individuen mit zahlreichen Einschlüssen; Albit ähnlich, aber seltener. Titanit, Magnetit vereinzelt. Die Struktur kann als poikiloblastisch bezeichnet werden; nachkristalline Beanspruchung ist nicht nachweisbar. — Bemerkenswert ist, daß hier auch, wie aus anderen Skarngesteinen bekannt ist (116, S. 302), Albit und Epidot jünger als Granat zu sein scheinen; sonst aber ist keine Bildungsfolge erkennbar.

Das zweite Vorkommen von Kalksilikatfels ist viel unbedeutender. Etwas über dem südlichen Ende des Amphibolits auf der Ostseite des Enzingerboden-N-Endes (in welchem der S. 26/27 besprochene Gang aufsetzt) steckt im Serpentin ein lichtiges Gestein in der Art eines Ganges mit scharfen Rändern, ca. 30 cm mächtig; der „Gang“ fällt etwa  $45^\circ$  S. Bei genauerem Zusehen erkennt man, daß er von komplexer Beschaffenheit ist: es verästeln sich blaßrosa gefärbte Partien in einer weißlichen, blaßgrün gesprenkelten Masse, die u. a. auch die Ränder des Ganges bildet. In der Nachbarschaft geht der Serpentin in dunkelgrünen feinkörnigen Amphibolit über.

Im Dünnschliff wird das Bild des rötlichen Anteils beherrscht vom farblosen isotropen Granat in bizarr zerlappten und durchlöcherten Aggregaten, welche die Gestalten der sie zusammensetzenden Einzelindividuen nicht erkennen lassen. Dazwischen liegen inselartig sehr feinkörnige Aggregate von Diopsid (isometrische Körner um 0,01 mm — ganz selten größer —, bräunlich getrübt, Lichtbrechung unter der von Granat und Klinozoisit, Doppelbrechung stark; große Auslöschungsschiefe, doch nicht genauer bestimmbar, da Spaltbarkeit nur ganz selten zu erkennen und äußere Form stets mangelhaft). Randlich können sie sich auflockern und von dem Quarz umschlossen werden, dessen wesentlich größere Körner pflasterartige Aggregate bilden oder unregelmäßig zerlappt ineinandergreifen. — In dem weißlichen Anteil — der auch im Schliff scharf abgegrenzt erscheint — fällt Klinozoisit in isometrischen Einzelkörnern von der Größenordnung des Quarzes oder in verzweigten Aggregaten reichlich auf; Diopsid und Quarz wie oben. Als Nebengemengteil Apatit, z. T. recht große unregelmäßige Körner. — Das Gefüge erscheint auch hier richtungslos und frei von Spuren postkristalliner Deformation.

Was die Genese dieser Kalksilikatgesteine betrifft, so ist zunächst eine vielleicht naheliegende Vermutung als vollständig irrig auszuschließen: daß sie nämlich aus Kalkschollen im Amphibolit, bzw. Serpentin durch Einwirkung des basischen Magmas hervorgegangen wären. Weder an den beschriebenen Stellen noch sonst irgendwo

finden sich ja solche Schollen. Die ganze Art des Auftretens: vor allem die diskordanten Adern unterm Kapruner Törl weisen vielmehr mit Sicherheit darauf hin, daß die Kalksilikate aus jenen basischen Gesteinen unter der Einwirkung pneumatolytischer bis hydrothermalen Agenzien hervorgegangen sein müssen, deren Ursprung wohl im Zentralgneis zu suchen ist. Bei dem Vorkommen O Enzingerboden mag ein Zusammenhang mit dem S. 26/27 beschriebenen Ganggestein vermutet werden. Ein vergleichbares Beispiel aus anderer Gegend wären die z. T. noch viel schöner ausgebildeten Aggregate von Granat, Diopsid, Epidot, Albit, Calcit u. a. in den Amphiboliten der Piatte di Vazzeda und des Monte del Forno in der Nachbarschaft des Disgraziagranits, die z. T. ebenfalls ersichtlich gangförmig auftreten, z. T. in unmittelbarer Fortsetzung aplitischer Adern.<sup>27)</sup>

Wegen eines analogen Vorkommens aus der Riffeldecke vgl. S. 83, genetisch analog ist wahrscheinlich auch eine Granat-Epidotknolle aus Prasinit vom Gramul (S. 158).

### c) Peridotit und Pyroxenit, bzw. Serpentin.

Die Peridotite der Granatspitzhülle sind wohl diejenige Gesteinsgruppe des ganzen Glocknergebiets, welche bisher am häufigsten untersucht worden ist; ja man darf wohl sagen ein klassischer Gegenstand petrographischer Forschung. War es doch hier, wo *Becke* (27) die Feststellung machte, daß Antigorit aus Olivin hervorgehen könne und nicht nur aus Pyroxen, wie man bis dahin glaubte; und ebenfalls hier hat *Weinschenk* (28, S. 658 f.) den besonderen, von ihm „Stubachit“ genannten, Gesteinstypus erkannt.

Der Peridotit — im weitesten Sinne; vgl. unten — bildet im Kartenbereich drei mächtige, in den basalen Amphibolit eingebettete Linsen. Die weitaus größte ist die schon auf der *Peters'schen* Karte verzeichnete Linse des Rötenskogels und der Wiegenköpfe; in ihr liegt die Schlucht der Stubache zwischen Hopfbachalm und Enzingerboden und der nördliche Teil des letzteren selbst. Sie erreicht eine Länge von mindestens 4 km — ihr NW-Ende liegt außerhalb der Karte unter Moränenschutt verborgen (vgl. die Karte von *Ascher* in 48) — und eine größte Mächtigkeit von 600—800 m. Wesentlich bescheidener sind die Ausmaße der beiden anderen Linsen. Die eine bildet den auffallenden Felskopf des „Roten Balfens“ auf der Ostseite des Tauernmoossees (*Kölbl*, 40)<sup>28)</sup>; die andere die düsteren Zacken des Totenkopfs im W-Grat der Hohen Riffel (*Weinschenk*, 28). Dieses letztere Vorkommen erreicht immerhin wieder ca. 1 km Länge und ca. 200 m Mächtigkeit.<sup>29)</sup>

Es sei indessen schon hier bemerkt, daß die beschriebene Anordnung der Peridotitlinsen höchst wahrscheinlich nicht primär, sondern tektonisch zustande gekommen ist. Denn es finden sich da und dort auch auf den Zwischenstrecken Spuren von stark zerquetschtem Serpentin, oft vertalkt und in z. T. strahlsteindurchspickten Talkschiefer übergehend. So in dem (oben nicht beschriebenen) Profil NW unterm Kapruner Törl; unter der Eiswand S des Kapruner Törls (S. 30/31) — beides an der Hangendgrenze des hier äußerst reduzierten Amphibolits. Auch S von der Totenkopf-Linse gibt es noch solche Spuren (S. 28) — hier noch innerhalb der Hangendlagen des Amphibolits. Ich habe den Eindruck einer Bewegungsbahn des Peridotits, auf welcher da und dort kleine Reste dieses Materials zurückgeblieben sind (wegen des mutmaßlichen Zusammenhangs von Serpentin mit Talk vgl. S. 296). Von da ist es nur ein Schritt weiter zu der Annahme, die drei großen Linsen seien selbst nur durch Zerreißen aus einem einheitlichen Gesteinskörper hervorgegangen. Wie dessen Gestalt war, ist damit ja noch keineswegs gesagt; aber sie festzustellen fehlen uns alle Mittel. Nur daß die Linsenform selbst nichts Primäres ist, sondern tektonisch entstanden — das läßt sich wohl mit ziemlicher Sicherheit behaupten.

In petrographischer Hinsicht ist es schwer, den bisherigen Beschreibungen, insbesondere der sehr eingehenden von *Weinschenk*, Wesentliches hinzuzufügen; zumal es uns nicht gelang, auch nur alle Erscheinungen, welche der genannte Forscher erwähnt, wiederzufinden.

Der weitaus überwiegende Anteil dieser Gesteine ist durchaus massig, von dunkelgraugrüner bis blaugrüner Färbung, bei dichter bis feinkörniger Beschaffenheit und macht ganz den Eindruck von Antigoritserpentin. Doch sind nicht selten darin auch mit freiem Auge einzelne Olivinkriställchen erkennbar; und tatsächlich ist manches noch viel eher als Olivinfels zu bezeichnen, dem man ohne mikroskopische Prüfung nur den Namen Serpentin zuerkennen würde. Ohne weiteres als solche kenntliche körnige Olivingesteine sind viel seltener; deren charakteristische gelblichgrüne Farbe soll nach *Weinschenk* an Gesteinen des Totenkopfes vorkommen, wurde aber von uns nie beobachtet. Andererseits finden sich in der Rötenskogel-Linse nicht selten ausgesprochene Pyroxenite, ebenfalls graugrün, z. T. aber heller gefärbt; auch sie vollkommen massig, mit 1—2 mm Korndurchmesser. Nach *Weinschenk* sollen Pyroxenit und Peridotit schlierig miteinander verwoben sein, unter allmählichen Übergängen; das ist an sich durchaus wahrscheinlich, doch wüßte ich keine Stelle, wo dies unmittelbar zu beobachten wäre und auch *Weinschenk* gibt keine solche an. Tatsächlich ist es am anstehenden Fels — sofern nicht gerade, wie häufig an der Straße unterhalb des Enzingerbodens, frische künstliche Aufschlüsse vorliegen — meist vollständig unmöglich zu sagen, ob Peridotit, Pyroxenit oder Serpentin vorliegt. Für den letztgenannten entscheidend kann die streifige oder fleckige Verteilung verschieden grüner Farbtöne sein, den auch *Weinschenk* („Maserung“) schon

<sup>27)</sup> Eine Beschreibung dieser Vorkommen existiert meines Wissens bis jetzt nicht. Ich hoffe, gelegentlich anderwärts darauf zurückzukommen.

<sup>28)</sup> Auch *Becke* hatte aus abgestürzten Blöcken die Existenz des Serpentin im „Seelgrat“ bereits erkannt (27, S. 273).

<sup>29)</sup> Das Serpentinorkommen der Unteren Ödenwinkelscharte — von dem auch der Serpentinshutt auf dem Ödenwinkelkees mindestens in der Hauptsache stammen dürfte — gehört nicht hierher, sondern in die Riffeldecke; vgl. S. 83.

erwähnt. Auch das vergleichsweise untergeordnete, an und für sich aber keineswegs seltene Vorkommen von deutlichen Paralleltaxen, besonders in der Nachbarschaft der Grenzen der Peridotitlinsen, ist im allgemeinen für Serpentin bezeichnend, aber keineswegs ohne Ausnahme (s. unten).

Allen diesen peridotitischen Gesteinen sind häufig gelb- bis rotbraune Verwitterungsfarben gemeinsam (daher Namen wie Rötenskogel, Roter Balfen u. a.). Auch davon abgesehen sind sie in der Landschaft ungemein auffällig durch ihre düsteren, wenig gegliederten Felsen, deren haltlose Glätte dem Kletterer schwer zu schaffen macht. Die Vegetationsfeindlichkeit des Gesteins führt dazu, daß auch in tieferen Lagen nicht nur die Felswände, sondern auch die Schutthalden nur langsam und mangelhaft verwachsen.

Im Dünnschliff zeigt der best erhaltene Peridotit — vom Ausgang des Enzingerbodens — ein panxenomorphes Aggregat z. T. sehr großer (mehrere mm Durchmesser) Olivinkörner; Antigorit tritt darin nur als zweifelhafte Neubildung auf, von Spaltrissen und gelegentlichen Bruchzonen aus in den Olivin hineinwuchernd. In anderen Schliffen sieht man solchen in großen scharfbegrenzten Tafeln in die Olivinkörner unregelmäßig eindringen — gerade als ob er nicht deren Umwandlungsprodukt, sondern im Gegenteil ein älterer Gemengteil wäre, der vom Olivin umschlossen wird! Das von *Weinschenk* beschriebene Verhältnis beider Mineralien: regelmäßige Einlagerung des Antigorits nach Flächen von (011) des Olivins, ist in unserem Material nur sehr untergeordnet und in mangelhafter Ausbildung vertreten.<sup>30)</sup> Als Nebengemengteil findet sich Magnetit, bzw. dunkelbraun durchscheinender Chromspinell — den auch *Weinschenk* angibt —, z. T. beide in einem Individuum vereinigt; auch er kann Antigoritblätter umschließen!

Normalerweise sind die Peridotite massig. Ein Schliff vom Ausgang des Enzingerbodens (S. A.) aber zeigt ein sehr ausgesprochen geschiefertes Olivinaggregat: die einzelnen in s eingestellten Körner sind mehrere mm lang bei 0,2—0,3 mm Dicke! Auch ihnen sind fleckenweise Antigorit-Gitter eingelagert.

Auf Peridotite der angedeuteten Art darf man wohl *Weinschenks* Bezeichnung *Stubachit* ausdehnen. Sie sei definiert als „ein Gestein aus Olivin und Antigorit, der nicht ersichtlich das Umwandlungsprodukt des ersteren bildet“; von der Forderung einer regelmäßigen Verwachsung beider — die offenbar nicht allzu häufig ist — sieht man für die Definition wohl besser ab; ebenso selbstverständlich von einer Hypothese über die Entstehung. Dazu sei hier nur beiläufig bemerkt, daß uns außer *Weinschenks* Annahme einer primär-magmatischen Entstehung der Verwachsungen beider Mineralien auch die einer metamorphen Kristallisation derselben erwägenswert scheint — auch des Olivins! —. Daß solcher sogar noch während eines sehr späten Abschnittes der Gesteinsgeschichte wirklich kristallisiert ist, werden wir alsbald sehen. Die angedeutete Hypothese würde das oben angedeutete merkwürdige Verhalten des Antigorits zum Olivin (und Magnetit!) wohl am besten erklären; der Olivin könnte dabei vielleicht z. T. sogar aus Serpentin + Erz rückgebildet sein. Doch scheint es uns noch verfrüht, da eine Entscheidung zu treffen.

Jedenfalls durch weitere Umwandlung aus dem „Stubachit“ hervorgegangen sind die Serpentine. Auch hier treten in den untersuchten Präparaten die schönen Antigoritgitter sehr zurück gegenüber wirrblättrigen Aggregaten, von manchmal auffallend plötzlichem Wechsel der Korngröße (vgl. *Angels* Grob- und Feinantigorit, 82). Häufig ist auch Einregelung der Antigoritblätter zu parallelblättrigen Zügen, manchmal sehr vollkommen (Durchbewegungsstreifen!). Nebenprodukte der Umwandlung sind die bekannten Erzschiefer, zuweilen auch diffus verteiltes Karbonat in ansehnlicher Menge. Relikte von Olivin sind häufig, z. T. linsenartig von Antigorit umflossen. In manchen anderen Schliffen trifft man dagegen ausschließlich Pyroxenrelikte, welche ebenfalls unregelmäßig eingewachsene Antigoritblätter umschließen können. Es handelt sich da wohl um die auch sonst nicht seltene Erscheinung, daß monokliner Pyroxen der Serpentinisierung Widerstand leistet, während ihr der Olivin erliegt, mithin um einen ursprünglichen Olivinfels und nicht Pyroxenit.

Eine ganz andere Art der Umwandlung zeigt der oben erwähnte Schliff (S. A.) des geschieferten Olivinfels: in seiner einen Hälfte ist er in ein sehr straff parallelgeordnetes Tremolitaggregat übergegangen — offenbar auch an einer Durchbewegungszone. Näheres über die Bedingungen dieser Umwandlung ist nicht zu ermitteln.

Die Pyroxenite zeigen richtungslose Aggregate von monoklinen Pyroxen (z. T. Diallag, in anderen Schliffen Diopsid); seine isometrischen Körner erreichen z. T. mehrere mm Durchmesser. Das blättrige Umwandlungsprodukt, das sich an ihren Rändern ansiedelt, ist nicht Antigorit, sondern zeigt die optische Orientierung des Klinochlors. In einem anderen Schliff (Enzingerboden-Ausgang; S. A.) wird der Diallag aufgezehrt von spießigem Tremolit. Einzige Nebengemengteile sind Magnetit, z. T. mit Pyrit unregelmäßig durchwachsen; oder auch kleine Flitter des letzteren, z. T. mit Magnetitsäumen.

Mineralvorkommen. — Der Totenkopfserpentin ist berühmt durch die Mineralfunde, welche besonders in den auf das Untere Rifflkees herabgebrochenen Bergsturzböcken gemacht wurden.<sup>31)</sup> *Weinschenk* (28, S. 666), später *Hlawatsch* (55, 56) haben sie beschrieben. Es finden sich auf Klüften, in Amianth, bzw. Bergleder eingebettet, Kristalle von lichtgelbem Apatit und von Magnetit in rhombendodekaedrischer Ausbildung; selten

<sup>30)</sup> Allerdings liegen uns Schliffe vom Totenkopf, auf dessen Gestein sich *Weinschenks* Beschreibung bezieht, nicht vor.

<sup>31)</sup> Auch heute noch werden einzelne Funde gemacht; insbesondere sind mehrere einheimische Sammler mit Eifer dahinter her.

auch von Olivin. Viel häufiger ist dieser auf Calcit-erfüllten Klüften. Z. T. ist er auch hier mit Antigorit verwachsen, sowie randlich in Chrysotil umgewandelt; im Dünnschliff läßt er Einschlüsse von Chromspinnell erkennen (Weinschenk).

In genetischer Hinsicht weitaus das interessanteste dieser Mineralien ist der Olivin; und zwar einerseits deshalb, weil wir für ihn, nach Allem, was wir wissen, eine hohe Bildungstemperatur annehmen müssen; während andererseits das Vorkommen — wie fast alle Klufftmineralvorkommen der Alpen — von tektonischen Einwirkungen nicht mehr berührt worden sein kann: der tadellose Erhaltungszustand der Kristalle wäre sonst unverständlich. Es war also in nachtektonischer Zeit die Temperatur noch hoch genug zur Kristallisation von Olivin; besser gesagt: wieder hoch genug —, denn die Serpentinisierung: ein Vorgang, der sich bei viel tieferen Temperaturen abspielt — der beherbergenden Peridotitmasse war bereits erfolgt als die Klüfte aufrissen! Es bleibt also wohl nichts anderes übrig als die Entstehung der Klufftmineralien in den letzten, (postorogenen) Abschnitt der metamorphen Geschichte der Alpen zu setzen. Damit fällt nun die Möglichkeit fort, daß es sich da etwa um eine thermische Wirkung der Zentralgneisintrusion handeln könnte: ist diese doch selbst zweifellos wesentlich älter (S. 273). Eine vielleicht bessere Deutungsmöglichkeit soll später gezeigt werden (S. 281).

Ein ganz anderes, aber gleichfalls schönes Mineralvorkommen (× in Abb. 5, S. 29) am S-Fuß des Totenkopfes bezeichnet die Grenze des Serpentins gegen den liegenden Amphibolit, hart über der Eisoberfläche. Es ist eine mehrere m mächtige Linse mit zahlreichen Kernen von lichtgrünem Talkgestein. Sie sind unwachsen von prachtvollen Garben und Büscheln von hellgrünem Strahlstein; sie bilden um jeden dieser Talkkerne einen 5—10 cm breiten Kranz, zu dessen Oberfläche die Büschelachsen ungefähr senkrecht stehen. Sie werden umhüllt von dunkelbraunen, parallelblättrigen bis flaserigen Biotitaggregaten, die sozusagen die Grundmasse der Linsen bilden. Das Vorkommen erinnert an die verschiedentlich aus den Tessiner Alpen (97, 147, 165 u. a.), sowie von H. H. Read (169) von Unst (Shetlandinseln) beschriebenen, die eine ähnliche Aufeinanderfolge von (größtenteils monomineralischen) Zonen erkennen lassen. Wir werden ähnliche Gebilde in anderer tektonischer Situation wieder treffen. Eine Erörterung ihrer Genese sei auf später verschoben (S. 295 f.).

Am Hangendkontakt des Serpentins, am Totenkopf-Gipfel (vgl. Abb. 5, S. 29), finden sich z. T. sehr große (bis 1—2 dm lange) Prismen von lichtgrünem Zoisit, in wirrblättrige Chloritaggregate eingewachsen.

#### d) Schiefer mit Biotitporphyroblasten.

Überall in den S. 28 f. mitgeteilten Profilen der Granatspitzhülle von der Gegend um die Hopfbachalm<sup>32)</sup> bis etwa zum Kapruner Törl trafen wir eine ziemlich mächtig entwickelte Serie biotitreicher Gesteine, in denen das genannte Mineral oft als ausgesprochener Porphyroblast auftritt, an der Basis der sedimentogenen Schiefer und im Hangenden des Amphibolits. Auch vom Kapruner Törl südwärts fehlen solche Gesteine nicht; doch sind sie hier im Vergleich zur nördlichen Strecke nur noch rudimentär entwickelt. Es ist wohl nicht nötig, hier nochmals auf Einzelheiten einzugehen; nur soviel sei betont, daß die Grenze gegen das Liegende im allgemeinen bemerkenswert scharf erscheint — wo sie zu ziehen wäre war ich im Felde niemals im Zweifel; wogegen nach den Schiefen des Hangenden meist ein allmählicher Übergang besteht — hier waren für die Grenzziehung die letzten deutlichen Biotitporphyroblasten maßgebend.

Durch das angeführte bezeichnende Merkmal erscheinen diese Gesteine im Gelände als eine Einheit derart, daß man zunächst gar nicht daran dächte, sie anders denn als solche zu kartieren. Ihrer Herkunft entspricht das nicht: die mikroskopische Untersuchung hat vielmehr ergeben, daß sich hinter der scheinbaren Einheit eine Zweierheit verbirgt — die wohl auch bei der Kartierung auseinandergelesen werden könnte; doch mangelte es an der Zeit, um dies nachträglich noch durchzuführen. So möger sie denn hier vereint bleiben — als sinnfälliges Beispiel dafür, wie verschiedenartigen Gesteinen durch gleichartige Metamorphose ein einheitlicher Charakter aufgeprägt werden kann.

Die fraglichen Gesteine sind teils lichtgrün, feinkörnig bis fast dicht — von den sie in allen Richtungen durchspickenden Biotitporphyroblasten abgesehen, die  $\frac{1}{2}$  cm Durchmesser erreichen und sich gegenseitig berühren können; dann erscheint das Gestein so massig, daß die Bezeichnung „Schiefer“ kaum mehr am Platze ist. Doch gibt es Übergänge zu fein weiß und grün gebänderten Typen, denen man die Abkunft von Amphiboliten bereits ansehen kann. An dem Forstweg auf der W-Seite des Stubachtales, außerhalb der AVK., kommt auch ein schönes Gestein vor, das bis cm-lange, schneeweiße Linsen in feinkörniger mattgrüner Zwischenmasse enthält; die Biotite sind hier mehr — aber nicht ausschließlich — in parallelen Ebenen angeordnet; ein Fall, der auch sonst immer wieder vorkommt. Andere Gesteine am gleichen Weg zeigen auch eine auffallend dunkelgrüne Zwischenmasse.

Die andere Kategorie der Biotitporphyroblastenschiefer zeigt graue — z. T. recht dunkle — Färbung des Grundgewebes und wenigstens lagenweise ebenfalls fast dichte Beschaffenheit. Damit wechseln aber stets mehr oder minder ausgesprochen phyllitische Gesteinspartien, mit blaßgrünlichen Serizithäuten, oft in regelmäßigem Wechsel mit dünnen quarzigen Lagen. Auch die Biotitporphyroblasten — die hier im Allgemeinen kleiner,

<sup>32)</sup> Und darüber nach W hinaus jenseits des Kartenrandes; sehr schöne Aufschlüsse trifft man z. B. am Forstweg Schneiderau—Hopfbachalm, auf der W-Seite des Stubachtales.

selten viel über mm-groß sind — ordnen sich hier mit Vorliebe in die Schieferungsflächen ein, wo sie selbst zu Häuten zerfließen können; mitunter erkennt man auch dunkelgrünen Chlorit neben ihnen.

Eine bestimmte Gesetzmäßigkeit in der Verteilung dieser Typen ist gelegentlich der Aufnahmen nicht bemerkt worden. Höchstens so viel kann zur Zeit gesagt werden, daß in der Gegend Wiegenwald—Wurfalm die Amphibolitabkömmlinge die tieferen Lagen bevorzugen; indessen ist gerade dort, am Forstweg auf der W-Seite des Stubachtals (jenseits des Kartenrandes) auch ihre Wechsellagerung mit Phyllitabkömmlingen belegbar. Daß solche Wechsellagerung bis in mikroskopische Dimensionen hinabgeht, dafür siehe unten ein Beispiel. Von einer weiteren, stärker abweichenden Varietät soll zum Schluß kurz die Rede sein (vgl. S. 44).

a) *Amphibolitabkömmlinge* (mikroskopische Behandlung). Dieselben führen außer dem Biotit als Hauptgemengteile stets grüne Hornblende und Plagioklas. Der Biotit, selten tiefbraun, gewöhnlich rötlichbraun (oft sogar ziemlich licht) gefärbt, zeigt fast stets unregelmäßig zerlappte Gestalten, oft reich an Einschlüssen, und oft sehr schwankende Größe: dieselbe kann in einem Schliff von 3 auf 0,2 mm Durchmesser hinabsinken. Wenn seine Blätter — wie das nicht selten der Fall — quer zur Schieferung liegen, so pflegen sie (z. T. in geradezu grotesker Weise) verdickt zu sein; wie das ja in ähnlichen Fällen schon vielfach beschrieben worden ist (*Weinschenk* u. a.). — Die Hornblende ist die gewöhnliche lichtgrüne der Amphibolite (S. 35). Im allgemeinen bildet sie kleine Nadelchen, selten bis 0,5 mm lang, meist wesentlich darunter; Begrenzung nach (110), (010) ist zu beobachten, doch ist die Ausbildung in der Regel schlecht. In einem Gestein mit auffallend dunkelgrüner Zwischenmasse (Forstweg, Stubachtal-W-Seite) wird die Hornblende lagenweise ersetzt durch blaßgrünen Klinochlor; man kann stellenweise sehen, wie jene von ihm von beiden Enden her aufgezehrt wird. — Der Plagioklas zeigt fast allgemein inverse Zonenstruktur: Zwillingslamellen fehlen ihm durchaus, was die Bestimmung nicht erleichtert; nur ganz selten ist einfache Verzwilligung nach dem Albitgesetz. In einem solchen Fall wurde im Kern die Auslöschungsschiefe  $\perp a$  zu  $78^\circ$  gemessen, in der Randzone zu  $86^\circ$ ; diese nähert sich demnach dem Oligoklas, während jener nicht weit von albitischer Zusammensetzung ist. Damit steht in Einklang, was in einer ganzen Reihe von Fällen der Vergleich der Lichtbrechung mit Quarz ergab: Kern stets  $\gamma' < \omega$ , in der Randzone  $\alpha', \gamma' < \omega$ ;  $\alpha' < \varepsilon$ ;  $\gamma' \geq \omega$ . Die Ausbildung wechselt sehr; bald sind die Randzonen sehr breit, bald wieder ganz schmal; bald scharf abgesetzt, bald ganz verwaschen; einmal ist ihr Innenrand ziemlich genau parallel der äußeren Umgrenzung, in anderen Fällen nimmt er auf sie gar keine Rücksicht; ja in einem Schliff mit sehr kompliziert gegeneinander abgegrenzten Feldspaten bleibt man öfters überhaupt im Zweifel, was als Randzone und Kern jeweils zusammengehört: man hat da mehr den Eindruck einer unregelmäßigen Durchdringung von Albit und Oligoklas. Der letztere ist hier besonders reich an Quarzeinschlüssen — wie sie auch sonst besonders in den Randzonen öfters vorkommen — von rundlicher bis wurmförmiger Gestalt, die manchmal fast ein Bild geben wie ein grob ausgebildeter Myrmekit. Sonst sind Einschlüsse von sehr kleinen (meist nicht über 0,02 mm) Klinozoisitkörnern ziemlich verbreitet, können aber auch ganz fehlen; in keinem Fall geben sie ein Bild, das mit dem einer echten Feldspatfüllung zu verwechseln wäre. Hornblendeeinschlüsse sind selten (außer in speziellen Fällen; vgl. unten). — Als Übergemengteile finden sich Klinochlor außer dem schon genannten sekundären Auftreten gelegentlich in ähnlicher Art wie Biotit, auch räumlich mit ihm verknüpft — aber doch stets so, daß man Bedenken trägt, ihn für ein bloßes Umwandlungsprodukt anzusehen: es handelt sich entweder um Biotit- oder um Klinochlorindividuen — Übergänge fehlen! Ebenso ist Klinozoisit nicht nur als Einschluß im Feldspat, sondern auch sonst untergeordnet vertreten — meist säulenförmig entwickelt, mit der Hornblende eng vergesellt und auch in den Dimensionen mit ihr übereinstimmend. Ausnahmsweise kann eisenarmer Epidot an seine Stelle treten. — Auch der Quarz findet sich manchmal nicht nur als Einschluß in Feldspat, sondern auch sonst untergeordnet. — Calcit erscheint gelegentlich nesterweise, im Ganzen jedoch selten, anscheinend beschränkt auf die fast massigen Typen. — Granat in sehr kleinen (meist  $< 0,05$  mm) Kriställchen ist selten und gewöhnlich nur vereinzelt, ausnahmsweise aber auch in Schwärmen anzutreffen, meist in Feldspat eingeschlossen. — Turmalin, von dunkel honiggelber Farbe  $\perp c$ , in gut ausgebildeten kurzen Säulen nur vereinzelt, mit Biotit verknüpft oder von ihm umhüllt. — Nebengemengteile: vor allem Titanit, stets reichlich in meist winzigen Körnern, oft in Reihen die s-Fläche markierend, manchmal auch zu Klumpen geballt. Auch Erze sind in manchen Schliffen stark (in anderen schwächer) vertreten: und zwar vor allem Magnetkies, den ebenso wie den viel selteneren Pyrit oft eine dünne Magnetithülle umgibt. Auch für sich allein kommt Magnetit gelegentlich vor. Ferner Apatit ziemlich häufig, Zirkon selten.

In struktureller Hinsicht herrscht insofern Einheitlichkeit, als die Biotite als Porphyroblasten aus der Menge der übrigen Gemengteile herauszustechen pflegen. Unter diesen letzteren sind die Hornblendenden manchmal deutlich parallelgeordnet; in manchen Fällen findet auch eine deutliche Sonderung in mehr hornblende- und mehr feldspatreiche Lagen statt. Manchmal aber ist die Lage der s-Fläche nur durch Titanitschnüre gekennzeichnet. Stets setzt sie mehr oder minder deutlich auch durch die Biotitporphyroblasten hindurch, in Gestalt von Einschlußreihen (Titanit, Klinozoisit; sehr selten Hornblende). — Postkristalline Deformationsspuren fehlen gemeinhin durchaus; in einem einzigen Schliff (S. A.) waren solche am Biotit (Knickungen!) zu beobachten — jedoch auch hier quantitativ ohne jeden Belang.

Auf einzelne Fälle ist noch gesondert einzugehen. Das sind vor allem die ganz massigen Gesteinstypen. Hier wurde z. T. ein scheinbar regelloser Pflaster beobachtet, aus Biotit und invers zonarem Plagioklas, welch

letzterer die ganze Menge der Hornblende als Einschluß führt, und zwar vornehmlich in den sehr breiten Randzonen, mit zunehmender Anreicherung gegen die Korngrenzen; die Kernpartien bleiben Hornblende-frei. In einem anderen Fall sind die ganzen Plagioklase mit Ausnahme schmaler Säume an den Grenzen gegen den Biotit von Hornblendefilz (mit etwas Klinozoisit) erfüllt. Paralleltexur ist hier überall auch im Schliff wenig ausgeprägt, wenngleich sie in den Hornblendeaggregaten immerhin zur Geltung kommt.

Das Gestein mit den weißen Flecken, vom Forstweg auf das Stubachtal-W-Seite scheint ursprünglich porphyrische Struktur besessen zu haben. Jene Flecken bestehen aus scharf abgegrenztem Plagioklas-Haufwerk, das mit dem Rot I. Ordnung deutliche Überindividuen erkennen läßt; ja in einem Fall stecken darin noch ganz spärliche Reste eines feinlamellierten Oligoklases, welchen man als Relikt des ursprünglichen Feldspats anzunehmen versucht ist. — Bemerkenswert ist eine einzelne, scharf abgegrenzte Insel aus großen Quarzkörnern (vgl. dazu unten, S. 44).

Endlich ist noch ein Schliff (S. A.) erwähnenswert, weil sich in ihm einzelne Lagen einstellen, die unverkennbar auf den phyllitischen Typus der Biotitporphyroblastenschiefer hinweisen: sie sind reich an Quarz — bzw. bestehen fast ganz daraus — und damit verbundenen dunklem Pigment. Z. T. allerdings strahlt dieses in einer Weise von reichlich beigemengten Magnetkiesindividuen aus, daß es wohl ebenfalls als feinverteiltes Eisenerz gelten muß. Zum anderen Teil aber ist es in Feldspaten und Glimmern angehäuft, ganz nach der Art von graphitischem Staub und wohl nur als solcher zu betrachten. Auch ein auffallender Klinochlorreichtum in der unmittelbaren Nachbarschaft einer solchen Quarzlage steht damit wohl in einem ursächlichen Zusammenhang (siehe unten); wogegen der ungewöhnliche Reichtum an Granat in einer anderen — rein amphibolitischen — Lage des gleichen Schliffs eher auf Zufall beruhen dürfte.

β) Der phyllitische Typus der Biotitporphyroblastenschiefer zeigt im Schliff deutliche Unterschiede vom amphibolitischen: die Hornblende fehlt, dagegen werden Quarz, Muskowit und Klinochlor zu Hauptgemengteilen. Erstere beide bilden in der Regel ein Gewebe, wie man es in phyllitischen Gesteinen zu finden gewohnt ist; eckiges Quarzpflaster, z. T. auch etwas in s verlängerte Körner, mit eingestreuten parallelen Muskowitblättern, die sich häufig zu Häuten aneinanderschließen; es kann bis zu ausgesprochener Lagentexur kommen. Beigemengt sind meist Plagioklas, teils Albit, in anderen Schliffen — in einem Fall auch im gleichen Schliff lagenweise wechselnd —, dieselben invers zonaren Plagioklase wie oben, unregelmäßig gestaltet und voller Quarzeinschlüsse; in einer Probe bilden sie ausgesprochene Porphyroblasten (s. u.). Selten fehlt Plagioklas ganz. Lagenweise in großer Menge vorhanden sind kleine Granaten (0,05—0,1 mm); winzige Körnchen von Klinochlor nur manchmal und spärlicher; endlich stets staubfeines graphitisches Pigment, ebenfalls meist lagenweise. Als Porphyroblast tritt neben Biotit, manchmal in noch größerer Menge Klinochlor auf — beide in ähnlicher Größe (bis über 1 mm), in ähnlicher meist unregelmäßig zerlappter Ausbildung; beide auch in gleicher Weise: teils (001) // s, teils querliegend; und dann wieder meist in s gestreckt, unabhängig von kristallographischen Richtungen; teils einzeln, teils in s-Flächen aneinandergereiht; trotzdem fehlt auch hier jeder Hinweis darauf, daß der eine aus dem anderen entstanden wäre! Man kann nur so viel sagen, daß sie einander bis zu einem gewissen Grade vertreten, in ganz gesetzloser Weise, aber doch so, daß stets beide in einem Schliff nebeneinander vorkommen. Vereinzelt fand sich einmal auch Muskowit als Porphyroblast. — Turmalin wie oben vereinzelt (in Klinochlor eingeschlossen); oder auch sehr kleine dunkelblaugraue Säulchen. Nebengemengteile: Titanit in manchen Schliffen ähnlich wie oben; ähnlich auch Magnetkies (in einem Fall in großer Menge mit den Biotitporphyroblasten verknüpft); etwas Magnetit und Apatit.

Auch in diesen Gesteinen setzen die s-Flächen quer durch die Biotit-, bzw. Klinochlor-Porphyroblasten, meist als Züge von graphitischem Pigment verfolgbar. Doch ist der Beitrag, den jene selbst zur Paralleltexur leisten, im Allgemeinen gar nicht unbeträchtlich. Vermutlich handelt es sich da um Wachstum in der Richtung bester Wegsamkeit, nachdem die zuvor genannte Beobachtung das jüngere Alter der Porphyroblasten gegenüber der Paralleltexur dartut. — Auch die oben erwähnten Feldspatporphyroblasten, lassen reliktsche Schieferung erkennen, an Reihen von Einschlüssen: Quarz, Granat, seltener Muskowit; auch Verbiegungen der Paralleltexur finden sich da abgebildet. Denn diese Porphyroblasten sind öfters gerade an Biegungsstellen angesiedelt — nachtektonisch, wie ihre eigene Unversehrtheit zeigt. Sie schneiden auch die Glimmerlagen genau so ab, wie wir es in anderen Fällen von nachtektonischer Albitisierung sehen werden; umso bemerkenswerter, daß sich noch inverse Zonenstruktur findet — ein deutlicher Hinweis auf deren späte Bildung!

Auch hier ist noch ein aus der Reihe der übrigen etwas herausfallendes Gestein gesondert zu erwähnen: ein auffallend dunkler, biotitreicher Schiefer, vom Wurfermais. Im Schliff ist man besonders überrascht durch das vollkommene Fehlen von Quarz (von spärlichen Einschlüssen in Feldspat abgesehen); die verhältnismäßig spärlichen Lücken, welche die massenhaften, einander vielfach berührenden Biotit- und Klinochlorporphyroblasten frei lassen, sind im wesentlichen durch nur schwach parallelgeordneten Serizitfilz gefüllt. Auch Plagioklas (inverszonar!) hier nur untergeordnet. — Von Nebengemengteilen (neben einzelnen größeren Titanithaufen) vor allem Pyrit, der auch größere Ansammlungen bildet; bemerkenswert, daß sich nur in seiner Nachbarschaft hier auch größere Muskowitblätter gebildet haben. Magnetit spärlich. — Endlich ist noch ein farbloses, stark licht-, aber anscheinend sehr schwach doppelt brechendes Mineral reichlich über Grundgewebe wie Porphyroblasten ausgestreut, in Körnchen um 0,05—0,1 mm; da stets noch von andersartiger Substanz unterlagert, war eine sichere Bestimmung nicht möglich. Es scheint sich in erster Linie um Granat oder Klinozoisit zu handeln.

γ) Andere Typen, die sich nicht unter die vorerwähnten einordnen lassen: das ist vor allem ein schwach geschiefertes Gestein, das unterhalb Wurfermais als Einlagerung getroffen wurde. Es zeigt in fein blaugrün und weiß gesprenkelter Zwischenmasse sehr zahlreiche braune Biotittafeln, ferner auch — aber erst bei genauem Zusehen — mehrfach Anhäufungen von Quarz von einigen Millimetern Durchmesser, die im

Dünnschliff viel deutlicher hervortreten; hier liegt ein einzelnes, ganz ungewöhnlich großes (1—2 mm) Korn vor, umgeben von einem Kranz kleinerer, scharf abgesetzt gegen die umgebende Gesteinsmasse. Dieser fehlt die Hornblende bis auf geringe Spuren; überwiegend besteht sie aus inverszonarem Plagioklas (ganz wie oben!), dessen Randzonen auch hier von kleinen Quarzen durchdrungen sind, daneben auch sonst kleinen rundlichen Quarzkörnern sowie ziemlich reichlich kurzsäuligem Klinozoisit. Biotitporphyroblasten meist stark zerfressen, Quarz und Klinozoisit umschließend; hier ist sekundäre Umwandlung in Klinochlor erkennbar, an postkristallinen Knickzonen besonders, aber auch sonst z. T.

Hier ist noch ein Schliff der S. A. anzuschließen, von dem „Rücken S Hahnkamplalm“ (= Reschenalm der AVK.); leider ist das zugehörige Handstück nicht mehr vorhanden. Auch dieser zeigt nämlich scharf abgegrenzte, an Gerölle erinnernde Ansammlungen relativ großer Quarzkörner; die Zwischenmasse ist allerdings wesentlich anders beschaffen als oben, da sie grobenteils aus Quarz (0,2—0,3 mm Durchmesser) und Muskowit nebst etwas Biotit — diese z. T. in Lagen ausgeschieden — besteht; dazu wieder reichlich die inverszonaren Plagioklase wie oben, bis millimetergroß, hier bis in die Kerne hinein von Quarzeinschlüssen durchwachsen; grüne Hornblende wiederum nur in geringen Spuren. Biotit und Klinochlor auch hier als Porphyroblasten, aber weniger hervortretend als sonst und verhältnismäßig spärlich. Im Grundgewebe z. T. gute Paralleltexur, vorkristallin gefältelt.

Was nun die

δ) Deutung betrifft, so müssen die unter γ genannten Proben zunächst außer Betracht bleiben. Es wäre ja äußerst interessant, wenn es sich da wirklich um klastische, gerölleführende Sedimente handeln würde. Zur Vorsicht mahnt der Umstand, daß auch in einem unter α erwähnten Schliff ein ähnlicher Quarzeinschluß gefunden werden konnte; ferner der weitere, daß die fraglichen Gerölle so unglaublich wenig deformiert sind. — Die anderen Typen wurden bereits als Abkömmlinge von Amphiboliten (α), bzw. von (sedimentogenen) Phylliten (β) behandelt; letztere sind von den Gesteinen des Hangenden, jene von denen des Liegenden herzuleiten; die Übergänge und die Verzahnung der verschiedenen Typen dürften auf Wechsellagerung — primär oder tektonisch-vorkristallin — des Ausgangsmaterials beruhen. Das bezeichnende Mineral, der Biotit, erscheint als eine Zutat zu den normalen Mineralbeständen, die hier gerade so wie in manchen anderen Fällen (S. 37, 81, 156 u. a.) auf eine Zufuhr von K zurückzuführen ist. In den Amphibolitabkömmlingen ist er (wie in analogen Fällen) auf Kosten von Hornblende entstanden — besonders bezeichnend dafür jenes eine S. 43 beschriebene Beispiel, wo Hornblende sozusagen nur noch als Einschluß in Plagioklas vorhanden, mit anderen Worten überall, wo sie nicht durch dessen Umhüllung geschützt war, der Biotitisierung verfallen ist! (Im phyllitischen Anteil ist die Herkunft des Biotits weniger klar; hier könnte er an und für sich auch ohne Stoffzufuhr aus dem vorhandenen Bestand gebildet sein.) Man könnte nun auch allenfalls daran denken, mit dieser Biotitisierung eine andere sehr charakteristische Eigenschaft dieser Gesteine in Zusammenhang zu bringen: die inverse Zonenstruktur der Plagioklase. Bei der Überführung der Hornblende in Biotit muß ja Kalk frei werden, der auf diese Weise Verwendung gefunden haben könnte. Doch gemahnt die weite Verbreitung inverszonarer Plagioklase in Gesteinen auch ohne biotitisierte Hornblenden diesbezüglich zur Vorsicht (vgl. dazu S. 283 f.).

Zeit und Ort der Biotitisierung: Erstere können wir hier zwar nicht so sicher fixieren wie in manchen anderen Fällen, weil reliktsche Fältelungen usw. im Biotit bisher nicht beobachtet sind. Trotzdem kann man seine Bildung mit gutem Gewissen an den Schluß der überlieferten Gesteinsgeschichte setzen. Die Schieferung hat er in vielen Fällen zweifellos fertig vorgefunden — das beweist ihre oft beobachtete reliktsche Erhaltung im Inneren der Porphyroblasten. Der Verdacht liegt nahe, daß es sich in jenen Fällen, wo der Biotit selbst an der Erzeugung der Paralleltexur teilnimmt, um Wachstum in der Fläche bester Wegsamkeit handelt; insbesondere bei den in s in die Dicke entwickelten Querbiotiten! Andererseits ist es natürlich auch denkbar, daß die Anfänge der Biotitbildung weiter zurückreichen; daß ein Teil der Biotite noch passiv geregelt werden konnte. Was noch postbiotitisch an Bewegungen folgte, war jedenfalls sehr unbedeutend.

Der Ort der Biotitisierung: besonders ist sehr interessant ihre Lokalisierung im wesentlichen an der Obergrenze des Amphibolits. Vom Zentralgneis wird sie geschieden durch die ganze Mächtigkeit des Amphibolits selbst; dann aber gerade in der Gegend, wo die Biotitporphyroblastenschiefer ihre größte Entwicklung erreichen (Wiegenböndl—Wurfalm), noch durch die viele 100 m mächtige Peridotitlinse des Rötensogels. Es ist also ganz unmöglich, diese Biotitisierung auf den Zentralgneiskontakt zu beziehen; zumal die an diesen unmittelbar geknüpften Biotitisierung (vgl. S. 37) in ihrem Ausmaß nicht entfernt heranreicht an die, welche unsere Porphyroblastenschiefer betroffen hat. Es bleibt wohl nichts übrig, als für die letztere von weiter her zugewanderte Lösungen heranzuziehen, die wohl gerade der Amphibolit-Schiefergrenze folgten und von ihr aus die beiderseitigen Gesteine infizierten.

## e) Graphitquarzit und -schiefer.

Eingelagert in den tiefsten sedimentären Anteil der Granatspitzhülle — der im N durchgehends als Biotitporphyroblastenschiefer entwickelt ist; vgl. S. 41 — tritt immer wieder ein fast schwarzer, dünnplattiger bis schieferiger Quarzit auf, der auch in schwarzen Schiefer übergehen kann. Das bedeutendste Vorkommen befindet sich auf dem Gehänge S des Wurferbaches; bei der Reschenalm — die fast unmittelbar darauf steht — sind sie 3—4 m mächtig, nehmen aber gegen das Wurfermaiß, wo sie an und unterhalb des Steiges zur Wurfalm anstehen, noch zu, ohne daß das Einfallen mit dem Gehänge eine genauere Abschätzung der Mächtigkeit erlaubte. Das gilt auch von dem neuerlichen Zutagetreten des gleichen Gesteins NW unter dem Wurfermaiß; wo es den Wurfbach überquert, ist seine Mächtigkeit wieder auf wenige Meter gesunken, und N desselben keilt es bald ganz aus. Auch SO der Reschenalm ist dies bald der Fall. Doch erscheint der dunkle Quarzit wieder in der Schwelle unter dem Schwarzkarl, wieder von dunkler Schiefer unterlagert (vgl. oben, ε, S. 32). Vom Gehänge unter dem Hocheiser—Hochsedlgrat ist wieder — abgesehen von dünnen Schmitzen S vom Roten Balfen; Prof. δ, S. 31 — nichts bekannt geworden, auch nicht aus der Umgebung der Hohen Riffel. Wohl aber stellt sich ein ganz gleichartiger Quarzit ein in der Umrandung des Ödenwinkels, speziell N des Weges zur Oberen Ödenwinkelscharte. Nur ist hier die Mächtigkeit bedeutend zurückgegangen — auf wenige Zentimeter bis höchstens Dezimeter (vgl. das Profil α, S. 28), so daß eine Ausscheidung auf der Karte nicht mehr möglich ist.

Weiter südlich hat der Graphitquarzit vermutlich wieder größere Bedeutung in den basalen Hüllteilen an der Hohen Schneid. Wenigstens bringen die Moränen des Kastenkeeses, die aus diesem Winkel kommen, neben einer großen Menge von dunklen Biotitschiefern auch gar nicht selten Graphitquarzit mit. Von hier stammt auch der unten zu erwähnende Graphitquarzit, der ein unverkennbares Quarzgeröll führt.

In den übrigen Hängen des Dorfertales spielt der Graphitquarzit nur eine ganz untergeordnete Rolle; er wurde nur an zwei Stellen anstehend in zentimeterdicken Schmitzen gefunden (siehe Profil 11 und 14), dürfte aber in dieser schwer auffindbaren Art wohl noch öfter vorkommen.

Erst jenseits der Kartengrenze, an der Aderspitze, schwellen diese Quarzite nach Löwl (30, S. 625) stärker an und wir fanden das auch durch häufigere Rollstücke bestätigt.

Es ist noch nachzutragen, daß die deutlich plattigen Quarzite auf dem Querbruch manchmal ausgeprägte Feinschichtung zeigen mit 1 mm bis weniger Abstand: schwärzliche Lagen im Wechsel mit weißen, von reinem Quarz und etwas größerem Korn. Kleine Diskordanzen: spitzwinkeliges Abstoßen einer Reihe von Lagen an einer weiteren, sind gelegentlich zu beobachten; daß diese Erscheinung primär sedimentogenen Charakters ist (Schrägschichtung!), ist allerdings nicht gerade wahrscheinlich, wenn man bedenkt, was alles dieser Zone widerfahren ist. — Auf dem Hauptbruch ist mitunter silberweißer Belag mit Muskowitblättern sichtbar; in den schieferigen Typen sogar recht häufig; andere haben darauf einen Belag von feinschuppigem Biotit.

Das Schlibfbild der typischen Graphitquarzite ist sehr einfach: ihr einziger wesentlicher Gemengteil ist Quarz. Er bildet eckige, nur z. T. schwach verzahnte Körner (0,05—0,3 mm), manchmal in s. verlängert. Imprägnation mit diffus verteiltem Graphit ist allgemein verbreitet, sofern nicht Lagen von klarem Quarz zwischengeschaltet sind, die dann gröberes Korn (0,4—0,6, ausnahmsweise bis 1 mm) zeigen. Wo sie fehlen, stellen sich im Gegenteil ganz mit Graphit durchtränkte, vollkommen schwarze Lagen ein. Mitunter lassen einzelne Blättchen desselben in geeigneter Stellung metallische Reflexion erkennen. Muskowit ist stets vorhanden, aber nur in geringer Menge: Blättchen von 0,1—0,3 mm Länge, nur 0,01 mm dick, sind teils einzeln dem Quarz untermengt, teils zu dünnen Lagen geordnet. Biotit ist noch viel seltener, kann aber etwas größer werden und Pigmentzüge umschließen. Andere Gemengteile wurden nur in einem Schlibf beobachtet (Rollstück Laperwitzbach). Es sind das: kleine, meist idiomorphe, farblose Granaten, ganz wenig von Pigment durchstäubter Klinozoisit, Titanit, Pyrit. Dann aber auch ganz vereinzelt, ebenso kleine, pigmentführende Körner von Plagioklas, der schwach zonar ist (d. h. wohl inverszonar). Stets herrscht strenge Parallelordnung, sowohl der lagenförmigen Mineralkomplexe, wie der gelängten Quarze oder der einzelnen Glimmerblättchen. Nur der Biotit kann in einzelnen Blättchen auch schräg zur Schieferung stehen. Keine nachkristalline Durchbewegung; eine Spitzfalte ist rein kristallin abgebildet.

Etwas abweichend ist der schwarze Schiefer NW der Reschenalm zusammengesetzt: hier überwiegt der Muskowit über den Quarz, der auf einzelne Linsen und dünne Lagen beschränkt ist; breite Streifen setzt jener fast allein zusammen (Größe und Ausbildung beider wie oben). Auch Biotit ist wesentlich reichlicher. Neu hinzu kommt Granat, der in rundlichen Körnern von 0,2 bis hinab zu 0,01 mm Durchmesser in großer Anzahl in den Muskowitlagern verstreut ist. Ziemlich untergeordnet liegen in den Quarzaggregaten stark durch Graphitstaub getrübe Körner, an ihrer schwächeren Lichtbrechung als Feldspat — wahrscheinlich Albit — kenntlich. Graphit in feinsten Verteilung ist mehr oder minder überall in den Glimmerlagen vorhanden; streifenweise imprägniert er sie bis zur Undurchsichtigkeit. — Auch hier herrscht sehr vollkommene Parallelordnung.

Ein Rollstück von einem feinfächerigen, auf dem Hauptbruch mit Biotitblättchen bestreuten Graphitquarzit, das in den Moränen des Kastenkeeses gesammelt wurde, enthält ein deutliches Geröll in der Größe von 15×9 mm. Seine Form gibt an Stelle einer Beschreibung besser die beifolgende Skizze (Abb. 16). Es geht

daraus wohl mit Sicherheit hervor, daß es sich um ein echtes Geröll handelt. Um das Objekt zu erhalten, wurde von einem Dünnschliff abgesehen. Das Geröll ist grau, heller als der Quarzit gefärbt und besteht sicher fast ausschließlich aus Quarz. Man erkennt in ihm außerdem noch kleine Pyritkörner und dunklere Pigmentflecken, im Anschliff auch einzelne Glimmerblätter; ferner Körner, die wahrscheinlich als Titanit anzusprechen sind und ein durchsichtiges Silikat von etwas höherer Reflexion als Quarz und rundlichen Formen. Die beiden letzteren fehlen im anschließenden Quarzit.

Die Geröllführung des Graphitquarzites ist für die Parallelisierung dieses Horizontes mit den östlichen und westlichen Tauern von Belang. Man kann dazu den Graphitquarzit mit dem sedimentären Anteil der „Biotitporphyroblastenschiefer“ und mit den dunklen Biotitschiefern des Südteiles zu einer Serie zusammenfassen. Dann ergibt sich folgende Analogie:

Die Graphitquarzite am Tauernwestende (*Sander*, 172, S. 270f.) erscheinen in ähnlich tiefer Lage der Schieferhülle als Begleiter von „Wacken“ und Konglomeratgneisen.

Im Sonnblickgebiete sind nach *Winkler* (218) schwarze Quarzite verbunden mit quarzreichen, dunklen, braun anwitternden Glimmerschiefern, über denen von dunklen Schiefen begleitete biotitreiche Paragneise folgen. Dieser Komplex scheint unseren biotitreichen, z. T. albitisierten Schiefen etwa analog zu sein und bildet dort die tiefsten Glieder der Schieferhülle in der Mallnitzer Mulde. Die mit dunklen Schiefen verbundenen biotitreichen Paragneise sind nach *Winkler* petrographisch analog zu den Begleitschiefern der *Berwerth'schen* Konglomeratgneise von der Bockhartscharte.<sup>33)</sup>

Man ersieht daraus, daß eine Parallelisierung dieser Gesteine und Serien nach dem heutigen Stande der Kenntnis noch nicht im einzelnen möglich ist, daß aber anscheinend im Westen wie im Osten eine engere Lagebeziehung besteht zwischen dem Graphitquarzit, bzw. seinen Begleitschiefern und grobklastischen Horizonten. Bei uns ist das einzige sichere Geröll in Quarzit und ein vermutliches Geröll in einem Begleitschiefer nur eine sehr arme, aber doch wichtige Andeutung in dieser Richtung, die für die Zukunft eine genauere Vergleichbarkeit in Aussicht stellt.

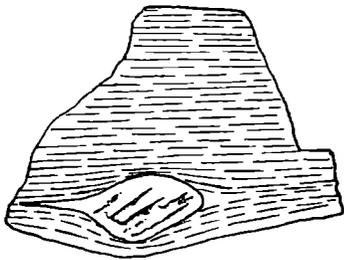


Abb. 16. Geröll von Quarz in Graphitquarzit; nat. Gr.; die Striche geben den Verlauf der Feinschichtung, bzw. Bänderung an. Im Geröll lassen dunklere Stellen eine Art Parallelgefüge vermuten.

Stratigraphisch natürlich ist noch wenig zu sagen. *Winkler* erwägt eine Parallelisierung der Graphitquarzite mit den silurischen Kieselschiefern und Lyditen, was aber bei einer engeren Beziehung zu grobklastischen Ablagerungen kaum gut haltbar wäre. Die Verbindung von grobklastischen mit graphitischen Feinablagerungen ist ein Umstand, der auch die Möglichkeit karbonischen Alters zur Erörterung stellen wird, wenn er sich weiter bestätigen sollte.<sup>34)</sup> Jetzt aber wird man sich wohl noch besser auf die Feststellung beschränken, daß diesen Gesteinen erkennbare Reste älterer Kristallisationen fehlen, daß es sich also nicht um Altkristallin handeln dürfte und daß dementsprechend paläozoisches Alter im allgemeinen mit einiger Wahrscheinlichkeit angenommen werden kann.

Auffallend sind auch die Beziehungen zu den paläozoischen Phylliten des Nordrahmens, in denen streckenweise ebensolche schwarze Quarzite — im Handstück wie im Schliff z. T. ununterscheidbar! — auftreten; vgl. S. 211.

#### f) Glimmerschiefer bis Phyllit.

Unter dieser Bezeichnung wurde auf der Karte eine Gruppe von Gesteinen zusammengefaßt, die ihr im großen und ganzen wohl entsprechen, bei aller verwirrenden Mannigfaltigkeit im einzelnen. Daß dieselben sich allmählich aus den Schiefen mit Biotitporphyroblasten gegen oben entwickeln, wurde bereits S. 41 bemerkt. Aber auch gegenüber den gegen oben folgenden, bzw. eingeschalteten grünen Gesteinen ist die Grenze nicht überall scharf. Insbesondere enthalten unsere Phyllite usw. noch zahlreiche dünne Einschaltungen chloritischer Schiefer, die sich nicht kartieren lassen — z. T. schon deshalb nicht, weil ihre nur wenig ins Grün spielende Färbung im Gelände die Scheidung außerordentlich schwer macht. Dabei handelt es sich z. T. um eigenartige, unter den Grünsteinarten sonst nicht beobachtete Typen; sie sollen hier als „Einlagerungen“ Erwähnung finden.

<sup>33)</sup> Welche letztere allerdings nach *Kieslinger* (74) tektonischer Entstehung sein und damit für Serienvergleiche ausscheiden dürften!

<sup>34)</sup> Allerdings sind diese einzelnen Gerölle ein recht schäbiges Vergleichsmoment gegenüber den prachtvollen und oft mächtigen Lagen von Quarzkonglomeraten, wie sie nicht nur das ostalpine Karbon der Grauwackenzone, sondern auch das penninische der Westalpen überall — soweit nämlich sicheres Karbon vorliegt und nicht sog. Casannaschiefer! — charakterisieren.

Das verbreitetste hierher gehörige Gestein ist im N ein mehr oder minder dunkelgrauer Phyllit, wie man ihn z. B. längs der Straße vom Schrähnbach bis zum Wiegenböndl immer wieder anstehen sieht: mit silberglänzenden Glimmerhäuten auf dem Hauptbruch, während man auf dem Querbruch eine blätterige graue Masse mit dünnen weißen Quarzlagen wechseln sieht; außerdem erkennt man nicht selten Ankeritputzen und — vielfach besonders charakteristisch — bis erbsengroße Knötchen, deren Natur sich makroskopisch nicht feststellen läßt. Das sind die „knotigen Phyllite“, die oben (S. 29 f.) aus den Profilen bis zum Ödenwinkel erwähnt wurden; wozu freilich zu bemerken ist, daß sie besonders gegen S den phyllitischen Habitus z. T. verlieren, indem aus den Glimmerhäuten einzelne besser individualisierte Blätter von Muskowit wie von Biotit hervortreten. Zugleich können auch die Knoten ersetzt werden einmal durch deutlich ausgebildete, hirse Korn- bis stecknadelkopfgroße Granaten, andererseits durch noch etwas größere, oft schwarz gefärbte Feldspate.

Im Dünnschliff zeigen die rein phyllitischen Typen Lagen von eckigen bis schwach buchtig ineinandergreifenden Quarzkörnern (0,2—0,5 mm), wechselnd mit solchen aus meist sehr dünnen, aber z. T. dicht aufeinandergewachsenen Blättern von Muskowit (bis etwa  $\frac{3}{4}$  mm lang) und meist etwas gedrungeneren, von blaßgrünem Chlorit mit anomalen grüngrauen Interferenzfarben und meist uneinheitlicher Auslöschung (versteckte Zwillingbildung). Stets beherbergen diese Glimmerlagen reichlich Züge und Schlieren von graphitischem Pigment, das sie z. T. bis zur Undurchsichtigkeit erfüllt. Granat tritt als Porphyroblast auf; er bildet also auch hier die Knoten! Wo er in Glimmerlagen liegt, umschließt er das dunkle Pigment, das reliktsche Paralleltexur innerhalb der Porphyroblasten abbildet, in einem Schliff vom Schrähnbachwasserfall anscheinend ganz unverlegt, trotz heftiger Fältelung! Wo in Quarzaggregaten liegend umschließt der Granat massenhaft deren Körner; vereinzelt wurden auch Einschlüsse von Chloritoid darin beobachtet — ganz wie in den später zu besprechenden Granatmuskowitschiefern (S. 52 u. a.). Auch Albitporphyroblasten können auftreten, ebenfalls reich an Quarzeinschlüssen und graphitischen Zügen; manchmal ist eine verwaschene, anscheinend basischere Randzone angedeutet. Endlich gibt es noch Porphyroblasten von Ankerit, bzw. Calcit, ebenso gespickt mit Einschlüssen. — Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Pyrit — treten alle wenig hervor. — Die meist vorhandene intensive Fältelung ist größtenteils vorkristallin, wenn auch stetig wandernde Auslöschung an den Umbiegungsstellen der Glimmerlagen zuweilen vorkommt.

Eine Modifikation des Schliffbildes wird bedingt zunächst durch das Eintreten von Biotit in den Gesteinsbestand. Er zeigt im Allgemeinen licht rötlichbraune Farbe und ähnliche Ausbildung wie in den basalen Porphyroblastenschiefern (S. 41 f.), an welche die betreffenden Schriffe auch durch das Mitvorkommen von Klinochlor als Porphyroblast, durch die massenweise in Schwärmen oder über alles ausgestreuten kleinen Granaten erinnern. Auch Plagioklas pflegt als Porphyroblast ausgebildet zu sein; mit albitischem Kern und meist sehr deutlicher inverser Randzone wieder oft voll von Einschlüssen. Unter diesen spielt das graphitische Pigment eine wichtige Rolle — besonders beachtenswert dann, wenn solches dem Gestein im Übrigen ganz (wohl infolge späterer Oxydation) fehlt.

In den sehr vollkommen parallelblättrigen, albitreichen Gesteinen, wie sie sich im Gebiete des Ödenwinkels in relativ hangenden Lagen einstellen, nimmt der Biotit als gleichgeordnetes Element neben Muskowit am Aufbau der Glimmerlagen Teil; das Pigment tritt hier im Schliff weit weniger hervor als man nach der dunklen Farbe der Gesteine erwarten möchte. Dies gilt auch von den Albitporphyroblasten. Diese sind meist stark in s verlängert; Einschlüsse von Quarz zeichnen neben den Pigmentzügen die eingeschlossene reliktsche Schieferung. Sie ist unverlegt, aber z. T. etwas (voralbitisch) gebogen. Mehrfach sieht man die Pigmentzüge noch innerhalb der Albite an einer scharfen Grenze l s abstoßen, so daß ein schmaler Außensaum pigmentfrei bleibt. Das ist wohl so zu deuten, daß der Albit hier noch Bewegungen mitmachte, wobei er als Inhomogenität wirkte, so daß sich ein schmaler Spalt — vergleichbar den sog. „Streckungshöfen“ — zwischen Porphyroblast und Grundgewebe auftat, in welchen ersterer hineinwuchs und ihn (in statu nascendi!) ausfüllte. — Der ebenfalls als Porphyroblast in diesen Gesteinen auftretende, z. T. aber wieder von Albit eingeschlossene Granat zeigt hier dagegen öfters zwar nicht sehr auffällig aber doch deutliche Relikttexturen, aber gegen die Schieferung des Grundgewebes verlegt. Er hat hier also jedenfalls einen größeren Teil der tektonischen Geschichte noch passiv mitgemacht — ganz im Gegensatz zu seinem oben angedeuteten Verhalten im Phyllit vom Schrähnbach; ein Beispiel, das zeigt, wie vorsichtig man mit Verallgemeinerung von Schlüssen aus Gefügebeobachtungen schon innerhalb eines Gesteinsverbandes sein muß! Auch einzelne quer zu s gewachsene Biotite und Chlorite werden von unverlegtem graphitischem s durchsetzt. Auch hier tritt ferner noch Calcit, z. T. ebenfalls als Porphyroblast auf; endlich gelegentlich noch Turmalin.

Auch weiter N herrscht in der Gegend der Obergrenze unserer Glimmerschiefer etwa zwischen Kapruner Törl und Wurfalpe überall sehr weitgehende Albitisierung; nur führt sie da zu ganz anderen Bildern. Da nämlich die Albite hier die Schieferung durchbrechen, und zwar in sehr großer Anzahl — bis über 50% der gesamten Gesteinsmasse — und bis zu einigen mm Durchmesser, so erscheint jene überhaupt vielfach aufgehoben und das Gestein mehr oder minder massig — mindestens auf dem Längs- und Querbruch; auf dem Hauptbruch sind stets noch Fetzen parallelorientierter Glimmeraggregate — neben Muskowit und Biotit auch dunkelgrüner Chlorit, der mitunter überwiegt — zu erkennen. Auch Ankerit spielt fast stets eine sehr große Rolle; er erreicht Durchmesser bis zu 1 cm.

Schliffe solcher Gesteine zeigen teils nur großblättrige Aggregate von dunkelbraunem Biotit und blaßgefärbtem Klinochlor zwischen den Albitporphyroblasten, sowie untergeordnete Zwickelfüllungen von Quarzmosaik; teils tritt an Menge wie an Größe der Muskowit in den Vordergrund: dann ist auch Quarz lagenweise reichlicher und blaßgelblicher Epidot in 0,2–0,3 mm langen Säulen in ziemlicher Menge vorhanden. Hauptsächlich durch die Glimmer bedingtes Parallelgefüge ist immer noch deutlicher als makroskopisch; von den Albiten wird es rücksichtslos abgeschnitten, setzt sich aber in ihrem Inneren als Relikttextur, durch Einschlußreihen ausgedrückt fort, und zwar im Allgemeinen unverlagert (auch ein gegenteiliger Fall, wo durch eine Reihe von Albitindividuen hindurch die reliktschieferung einen Winkel von fast  $90^\circ$  mit dem Gesteins-s bildet ist wohl eher durch Umschließung einer voralbitischen Verbiegung — die freilich aus dem Bereich der Albite nicht heraustritt — zu deuten und nicht durch nachträgliche Verlagerung; denn im letzteren Falle wäre der gleichmäßige Betrag der Drehung einer Mehrzahl von Albitkörnern doch auffallend!). — Als Einschlüsse im Albit wurden beobachtet: Quarz, Epidot, Biotit, Chlorit (selten), Muskowit (noch seltener); Rutil (z. T. reichlich), Apatit, Ankerit, in einem Fall auch ein wenig dunkelblaßgrüne Hornblende, die sonst hier gänzlich fremd ist. Häufig schließen die einzelnen Albite — die nur selten schwach ausgeprägte Randzonen mit etwas höherem An-Gehalt besitzen — zu pflasterartigem Gefüge zusammen. Sie bieten wieder ganz das uns schon geläufige Bild die Durchbewegung überdauernder Albitisierung (geringe Spuren nachkristalliner Deformation, wie Verbiegungen an Glimmerblättern sind unerheblich). Der meist reichlich vorhandene Ankerit zeigt die üblichen ganz zerlappten und einschlußreichen Gestalten; insbesondere umschließt er Albit ebenso wie er von ihm umschlossen wird. — Nebengemengteile: außer dem schon erwähnten z. T. in feinen Nadeln recht häufigen Rutil ebenfalls z. T. reichlich Magnetit sowie Apatit; Zirkon z. T. häufig in Biotit eingeschlossen, worin er auffallend schwach gefärbte pleochroitische Höfe hervorruft.

Auch in den tieferen Teilen der Phyllitserie gibt es stark albitisierte Gesteine. Dieselben fallen bereits makroskopisch in der Regel durch abweichenden Habitus heraus: als mehr gneisartige Einlagerungen. Dahin gehört z. B. ein lichtbraunes, durch zahllose weiße Albitkörner von mm-Größe feingesprenkeltes Gestein mit einzelnen dunkelgrünen Chloritflecken, aus dem Rundhöckergelände unterhalb der Straße S vom Schränbach. — Der Schliff zeigt gute Parallelordnung 0,1 bis 0,3 mm langer, meist relativ gut und dick ausgebildeter Biotittafeln und ähnlich langer aber meist viel dünnerer Muskowite. Klinochlor tritt dagegen meist als Porphyroblast auf (z. T. querstehend), öfters in Gruppen, meist stark zerfressen. Auch der etwas zurücktretende Quarz ordnet sich — in s verlängert — meist ein; ebenso ein Teil der Feldspate. Diese sind merkwürdig verschieden ausgebildet: teils fast einschlußfrei, teils ganz von Quarz oder Klinozoisit (unregelmäßige Brocken, ohne Ähnlichkeit mit echter Füllung!) durchspickt; auch Biotit kommt als Einschluß vor (selten). Fast allgemein herrscht inverse Zonarstruktur. Während die Kerne fast reiner Albit sind (Auslöschungsschiefe  $\perp A = 25^\circ$  gegen (001) besteht die Randzone aus saurem Oligoklas ( $\gamma' = \omega$ ). Dabei ließ sich an mehreren Stellen, an welchen die Randzone gegen einen anderen Plagioklas gekehrt war, Durchsetzung derselben mit feinen Quarzwürmern beobachten, ganz ähnlich denen wie sie im Myrmekit auftreten! Wenn man für diese eine ähnliche Entstehung annehmen darf, wie die von Becke für den Myrmekit vorgeschlagene, so würde das besagen: die Randzonen sind durch Ca-Aufnahme aus Albit hervorgegangen; da Anorthit weniger  $\text{SiO}_2$  benötigt als Albit, so konnte sich der Überschuß ausscheiden. Rätselhaft bleibt dabei freilich, warum dies nur an so wenigen Stellen geschah; in den meisten Fällen scheint er vielmehr abgeführt worden zu sein. — Granat kommt sehr selten vor, als Einschluß in Feldspat; Calcit, bzw. Ankerit ab und zu in größeren Xenoblasten. Magnetit, Titanit recht spärlich. — Die Struktur ist schon fast als diablastisch zu bezeichnen. — Ein in mancher Hinsicht ähnliches Gestein ist durch einen Schliff der S. A. aus der Gegend NO des Rötenskogels vertreten.

Noch mehr gneisiges, z. T. fast aplitisches Ansehen haben ganz lichte, fast weiße Einlagerungen, wie sie in geringer Mächtigkeit an verschiedenen Stellen: SO Hopfbachalm; SO Atzgerklamm; unter Wurferkarl, NW Kapruner Törl (knapp unter dem Chloritschiefer, welcher die Basis der Riffeldecke bildet); u. a. bekannt geworden sind. — Das feinschieferige Gestein des ersterwähnten Vorkommens erscheint im Schliff als hochgradig albitisierter Granatglimmerschiefer; freilich ist der Granat nur in spärlichen Resten erhalten, zum größten Teil chloritisiert. Doch findet sich auch „primärer“ Chlorit als gleichgeordneter Gemengteil neben Muskowit und Biotit am Aufbau der Glimmerlagen beteiligt. Im Wechsel mit diesen sind noch Reste von eckigem Quarzmosaik erhalten; in der Hauptsache aber ist dieses — ausnahmsweise viel stärker als die Glimmerlagen! — durch Albit ersetzt, der schätzungsweise 50% der Gesteinsmasse ausmacht. Seine rundlichen, vielfach pflasterartig zusammengefühten Individuen sind meist reich an Quarzeinschlüssen. An einzelnen (ziemlich seltenen) Stellen aber enthalten sie kleine Muskowitblättchen (nach Art von „Füllung“) locker eingestreut: das sind wohl Reste schon ursprünglich gesteins-eigenen Feldspates. Etwas Epidot begleitet gelegentlich den Glimmer; etwas Ankerit erscheint z. T. als Füllmasse zwischen den Albiten. Neben etwas Apatit und Magnetit auch Pyrit und z. T. damit vergesellt Magnetkies, beide stets mit schmalen Magnetitsäumen.

Noch wesentlich weiter geht die Albitisierung in dem fast massigen Gestein NW Kapruner Törl: dasselbe besteht zu wohl 90% aus Feldspaten von 0,1 bis über 1 mm Durchmesser. Gemessen wurde die Auslöschungsschiefe  $\perp A$  gegen (001) zu  $21^\circ$ ; es liegt also fast reiner Albit vor. Nur verhältnismäßig selten zeigt er schmale basische, etwas stärker lichtbrechende Randzonen; fast allgemein dagegen ist der Rand getrübt, auf 0,02 bis

0,2mm Breite (die breiten Stellen ergeben sich jedoch wohl nur aus schiefem Anschnitt!). Mitunter verästelt sich die Trübung auch ins Korninnere. Wo basische Randzonen vorhanden, füllt sie diese nicht immer ganz aus, doch geht ihre Abgrenzung der Zonengrenze parallel. Worauf die Erscheinung zurückzuführen, ist dunkel. — An Einschlüssen sind die Feldspate arm: etwas Quarz, Karbonat, vereinzelt Zirkon; gelegentlich auch an Füllung erinnernde Muskowitblättchen, jedoch nie zahlreich und bei weitem nicht allgemein vorhanden. — Soweit die schwach buchtig begrenzten, zu Pflaster aneinanderschließenden Feldspate noch Lücken lassen, sind sie teils erfüllt mit Anhäufungen von Pennin (z. T. büschelige Aggregate), teils mit zerlappten Calcit-, bzw. Ankeritindividuen; einzelne Streifen (jüngere Scherklüfte?) sind mit kleinen Epidotkörnchen erfüllt. Spärlich Titanit. — Dies Gestein dürfte vielleicht eher denn als primärer Albitfels als extremes Endprodukt der Albitisierung anzusehen sein, welche in diesem Falle sozusagen den ganzen Gesteinsbestand ersetzt hätte!

Weitere Einlagerungen gehören einem Typ an, den man als Granatchloritschiefer bezeichnen könnte. Solche sind bekannt geworden in der Gegend der Hopfbachalm, sowie durch einen Schliff der S. A. vom Krefelderweg NO des Rettenkogels. Nähere Angaben sind nicht möglich, da die Gesteine im Gelände wenig auffallen und nicht gleich als etwas Besonderes erkannt wurden; sie sind ziemlich dunkel grünlichgrau, mit phyllitischen Häuten auf dem Hauptbruch, während der Querbruch massenhafte weiße Albitkörner und braunrote Granaten (bis 2mm Durchmesser) erkennen läßt. — Im Schliff erscheint als vorwiegendes Blätterm Mineral Chlorit, mit recht wechselnden Eigenschaften: vom Pleochroismus des Pennins bis zu normalem Klinochlor. Seine z. T. bis über mm-langen Blätter sind Hauptträger der Schieferung; z. T. ist untergeordnet Muskowit, auch Biotit damit verknüpft. In einem Schliff (Hopfbachalm) wechselt letzterer lagenweise mit dem Chlorit, in tiefbraunen, um 0,2—0,3mm langen Blättchen, verknüpft mit intensiv grüner Hornblende von gleicher Größenordnung. — Der Granat, meist gut ausgebildet (110), zeigt z. T. Umwandlung in einen gleichartigen Chlorit; einmal wurde aber auch Umschließung eines von der Seite in ihn eingewachsenen Chloritblättchens beobachtet. Sonst ist er nur z. T. reich an Einschlüssen, und zwar sehr kleinen (um 0,02mm) von starker Licht- und Doppelbrechung (Titanit?). Reliktstrukturen fehlen; dagegen kommt konzentrische Anwachsschichtung vor. — Sehr reichlich pflegt Albit vorhanden zu sein (Auslöschungsschiefe gegen  $[001] \perp A$  und  $B = 23^\circ$ , bzw.  $8^\circ$ ; in dem Schliff vom Krefelderweg  $\perp A 15^\circ$ , also etwa  $Ab_2, An_1$ ). Schmale inverse Randzonen sind nicht selten, aber keineswegs immer vorhanden.<sup>35)</sup> Einschlüsse: Quarz, gelegentlich kleine Kriställchen von Granat, Chlorit; in dem Schliff mit Hornblende massenhaft diese sowie Titanit — oft in parallelen Reihen, als reliktsche Schieferung. Die äußere Schieferung wird von den Feldspaten rücksichtslos abgeschnitten, auch wenn sie selbst in s (im Verhältnis 2:1 bis 3:1) verlängert sind. — Quarz nur ziemlich untergeordnet, außer als Einschluß in Feldspat auch als Füllmasse zwischen Chloritblättern; kann auch ganz fehlen. Auch Klinozoisit (bis eisenarmer Epidot,  $\gamma - \alpha$  um 0,020) kann ziemlich reichlich vorhanden sein, in dünnen Nadeln bis 0,25mm Länge oder auch ganz fehlen. — Magnetit in dem hornblendeführenden Schliff ziemlich reichlich, nach (111) taflig und größtenteils in s geregelt; sonst unregelmäßig und selten. Rutil in sehr feinen Nadelchen, oft haufenweise, ziemlich reichlich; in dem hornblendeführenden Schliff durch Titanit ersetzt (fast nur innerhalb der Feldspate). Apatit ab und zu. — Das Strukturbild wird beherrscht durch den Gegensatz zwischen dem älteren Parallelgefüge und den Plagioklasen, die als Eindringlinge darin liegen und — in extremen Fällen (hier wie anderwärts, z. B. S. 104) — zu einem groben Pflaster zusammenschließen können, das das primäre Gesteinsgefüge bis auf geringe ausgesparte Reste ersetzt.

Endlich ist hier noch zu nennen eine Einlagerung vom rechten Ufer der Stubache bei der Wiegenböndlbrücke (Schliff S. A.). Sie besteht wesentlich aus einem sehr groben Pflaster von Oligoklasalbit, z. T. mit ganz schmalen basischen Randzonen<sup>35)</sup> und Klinochlor, beide über millimetergroß; beide durchwuchert von 0,2—0,5mm langen Strahlsteinnadeln. Auch etwas Biotit findet sich; reichlich Titanit. Paralleltexur ist so gut wie nicht mehr wahrzunehmen.

Daß dies letzterwähnte Gestein amphibolitischer Herkunft ist, kann wohl kaum bezweifelt werden. Auch für die „Granatchloritschiefer“ ist dies wahrscheinlich, wegen jenes einen hornblendeführenden Gesteins, wenn auch die Hornblende hier keine Umwandlung in Chlorit erkennen läßt und überhaupt kaum den Eindruck eines instabilen Relikts macht. Auch bezüglich des Granats kann man Zweifel hegen, ob er aus einer amphibolitischen Vergangenheit überliefert ist; die Chloritisierung — die man allein dafür als Anzeichen betrachten könnte — teilt er mit anderen sicher erst gelegentlich der alpinen Metamorphose neugebildeten Granaten (S. 147); und die Beobachtung, daß er als Einschluß in Feldspat von geringerer Größe bleibt als außerhalb, legt die Vermutung nahe, daß er auch hier noch während der Kristallisation desselben gewachsen ist. Der Albit ist seiner ganzen Erscheinungsweise nach unter Na-Zufuhr entstanden, und zwar nachtektonisch (s. unten); wobei selbstverständlich ältere, ursprünglich gesteins eigene Kerne als Ansatzpunkte gedient haben können, ohne daß solche freilich nachzuweisen wären.

Im Gegensatz zu diesen (letzten Endes) vermutlich eruptiven ist die große Masse unserer Phyllite und Glimmerschiefer zweifellos sedimentogenen Ursprungs; darauf deutet schon der Reichtum an graphitischem Pigment. Eine Mehrzahl von Phasen der Metamorphose läßt sich hier erst recht nicht nachweisen; das reliktsche Vorkommen von Chloritoid in Granat ist zwar ein Zeichen von progressiver Metamorphose, kann aber immerhin einem Zustand entstammen, der während des Ansteigens einer Phase durchlaufen wurde.

Zur Altersfrage siehe später (S. 272).

<sup>35)</sup> Sie erreichen hier lange nicht die Bedeutung, wie in den Phylliten (s. oben) — obwohl die Muttergesteine primär kalkreicher gewesen sein dürften als dort!

## g) Biotitreiche Glimmerschiefer im Dorfertal.

Bei den biotitreichen Glimmerschiefern der tiefsten Hülle haben wir gesehen, daß wir die Ausscheidung im Gebiet nördlich (H. P. C.) und südlich (E. C.) des Hauptkammes nicht ganz gleich vorgenommen haben. Entsprechend der geringeren Mächtigkeit ist die Ausscheidung im Süden auch profilmäßig weniger detailliert. Was hier als biotitreiche Glimmerschiefer des Dorfertales beschrieben wird, entspricht zum einen Teil — um das gleich vorwegzunehmen — dem sedimentären Anteil der „Biotitporphyroblastenschiefer“, zum anderen Teil Gesteinen der Ausscheidung „Glimmerschiefer bis Phyllite“ im Nordabschnitt.

Trotz einem recht wechselndem Aussehen verbindet diese Gesteine der Reichtum an Biotit, eine verschieden starke, aber immer noch merkbare Pigmentierung und der Schlibbfund, in dem man eine Reihenentwicklung erkennen kann.

Diese Reihe beginnt mit dunkelgrauen bis schwarzen, dichten, am Querbruch oft feinlagigen und ebenschiefrigen Gesteinen, die am Hauptbruch durch einen braunen Belag feiner Biotitschüppchen oder durch Einzelblättchen dieses Minerals gekennzeichnet sind. Der Glimmer ist lagig angeordnet. Diese Gesteine sind einerseits die Analoga der Biotitporphyroblastenschiefer des Nordens, stehen aber offensichtlich auch noch dem Graphitquarzit petrographisch nahe.

Häufiger als Schiefer dieser Art sind sonst ähnliche Schiefer mit reichlich vorhandenen grauen Feldspatknotten, die bis zur Größe von etwa 2 mm anwachsen können. Im übrigen keine Unterschiede.

Aber auch stärkere Augenbildung ist in diesem Horizont östlich des Dorfertales verbreitet; die aus einem einzigen Kern bestehenden Feldspatknotten erreichen da bis  $\frac{1}{2}$  cm Längsdurchmesser und stehen so dicht, daß bei welliger Schieferung ein gneisähnlicher Habitus entsteht (siehe Glimmerschiefer S. 48). Gleichzeitig mit dem Auftreten grober Feldspatknotten werden die Gesteine lichter, bis makroskopisch unpigmentiert und lichter Glimmer gewinnt neben Biotit an Bedeutung. Beide Glimmer bilden dann einen geschlossenen Schichtflächenbelag. Eine ehemalige Pigmentierung ist nur daran zu erkennen, daß die Feldspate aus einem grauen, pigmentierten Kern und einer weißen Hülle bestehen.

U. d. M. haben die schwach gefeldspateten Typen ein ebene, sehr scharf betonte Schieferung und einen Lagenbau aus dunkleren, reich pigmentierten, biotitreicheren und helleren quarzreichen Lagen.

Feinkörniger Quarz bildet vor allem in den helleren Lagen die Hauptmasse. Biotit mit Pleochroismus rein braun-hellgelblich, tritt in großen Scheitern auf und hat fast stets ein gutentwickeltes si von staubförmigem Pigment als Feinschichtung. Die größten Scheiter liegen meist mit ihrer Spaltung etwas schräg zur Schieferung und ihr Pigment si ist öfters gegen diese unter spitzen Winkeln verlegt. Seltener, mit der Basisspaltung etwa normal zur Schieferung stehende Querbiotite sind gedrungen gebaut. Als Einschlüsse beobachtet man ferner Körnchen von Epidot-Klinozoisit, ferner optisch davon nicht unterscheidbare Körnchen, die von pleochroitischen Höfen von einer Breite von etwa  $5\mu$  umgeben sind. Muskowit ist gegenüber Biotit ohne Bedeutung und nur kleinblättrig entwickelt. Ebenfalls selten ist Chlorit (sehr schwach pleochroitischer Klinochlor) er hat in bezug auf Größe und si die gleiche Stellung wie der Biotit. Es scheint mit diesem kristalloblastisch gleichgestellt zu sein. Kleine Nadeln von licht getönter Hornblende sind mehrfach lagenweise etwas angereichert, sonst sehr spärlich, fehlen aber selten ganz. Weiters erscheint wenig feinkörniger Klinozoisit, Rutilkörner, opakes Erz (Pyrit); unregelmäßig über das ganze Gestein verteilen sich ganz kleine, nahezu idiomorphe, im Schlibb farblose Granaten.

Feldspat fehlt im eigentlichen Grundgewebe; er erscheint erst in den schwach knotigen Typen und bildet da entweder rundliche, von den Schieferlagen umflossene Einzelholoblasten oder er zeigt den Anfang zu einem lagigen Pflastergewebe aus aneinanderschließenden Körnern. Die holoblastischen Feldspate sind stark und scharf zonar. Der (größere) Kern ist fast reiner Albit, nach außen schwach invers zonar. Zum Teil sind diese Albitkerne einfache Zwillinge nach dem Albitgesetz, die beim ersten Anblick an Karlsbader Zwillinge erinnern. An den Kern setzt außen mit ganz kurzem Übergang oder auch scharf abgegrenzt eine Hülle von Oligoklas an, die selbst auch wieder etwas zonar sein kann. Die Albitkerne haben stets ein reiches si von Pigment, das in der Regel verlegt ist (bis fast normal zur äußeren Schieferung); nach außen zu schwenkt dieses verlegte si mehrfach in die äußere Schieferung ein. Das Wachsen der Albite erfolgt also unter langsamem (parakristallinem) Rollen durch geringe s-Bewegungen. Im übrigen enthalten diese Albitkerne auch kleine Granaten (gegenüber dem Grundgewebe gehäuft!), kleine Quarztropfen, ganz selten kleinste Biotit- oder Muskowitsplitter, Körnchen von Klinozoisit-Epidot oder Hornblendesäulchen.

Einige der Albite eines Schlibfes umschließen ferner ganz oder randlich scharf abgegrenzte Reste von einem (leider nicht näher bestimmbar) Feldspat, der von typisch wurmförmigem Quarz (?) durchzogen ist; also Gebilde, die man in anderer Stellung ohne jedes Bedenken als Myrmekit ansprechen würde (siehe auch S. 48); auch die bekannte Warzenform solcher Gebilde wird beobachtet, hingegen kein sicherer Kalifeldspat. Für diese überraschende Erscheinung ist wohl die einfachste Erklärungsmöglichkeit, daß in diesen Schiefen früher Kalifeldspat vorhanden war und sich an ihn die Albitkristallisation unter Verdrängung angesetzt hat. Es bleibt aber ganz offen, ob das etwa primär klastisch eingestreute Mikrokline (wie in Quarzgesteinen, S. 115, S. 225) oder in früherer Phase zugeführte Feldspate gewesen sein können.

Die Hülle der Feldspate, die, wie erwähnt, sich meist von den Kernen scharf abgrenzt, wächst als Unterlage des übrigen Gewebes nach außen und umschließt dieses fast vollständig als si ohne jede Verlegung (rein nachtektonisches Wachstum). Nur der Biotit weicht davor mit Korrosionsrändern zurück und der Quarz wird ersetzt.

Die im Grundgewebe nicht holoblastisch, sondern als Beginn eines Pflasters wachsenden Plagioklase sind nur Oligoklas und verhalten sich in bezug auf Einschlüsse und si wie die Oligoklashüllen der Albitoloblasten.

Nachkristalline Störung ist nur ganz ausnahmsweise aus kleinsten Verbiegungen von Glimmer- oder Chloritblättchen oder örtlich etwas undulösem Quarz herauszulesen.

Amphibolitabkömmlinge (Floitite) scheinen in diesem Südabschnitt nur ganz ausnahmsweise den Habitus von Biotitporphyroblastenschiefern anzunehmen, so daß solche nur am Fall des Stolzbaehes und in Rollstücken von der Aderwand gefunden wurden. Von letzterem Punkt liegt aber ein interessanter Schriff vor, der die Grenze einer floititischen grünlichen Lage gegen einen grauen Biotitschiefer durchschneidet.

Die Grenze der beiden Gesteine ist fast ganz scharf, obwohl die Biotitscheite in beiden Lagen in gleicher Farbe, Größe, Form, Häufigkeit und Stellung gegenüber der Durchbewegung auftreten. Der Schieferanteil entspricht der obigen Beschreibung mit folgenden geringfügigen Abweichungen: Lagenweise stärkere Feldspatung durch ein Grundgewebepflaster von Oligoklas, reichlicher kleine Granaten, mehr Klinozoisit, z. T. säulig, Titanit nicht selten, Turmalinpigment ist spärlich, aber wenigstens in den größeren Biotiten als si zu finden.

Der floititische Anteil zeigt folgende Unterschiede: Weitgehendes Zurücktreten von Quarz, reichlichere Feldspatung; reichlich (ca.  $\frac{1}{3}$  bis  $\frac{1}{4}$  der Gesteinsmasse) kleine lichtgefärbte Hornblenden, die im Schieferanteil ganz selten sind; Biotit vereinzelt parallel verwachsen mit Klinochlor; wenig Klinozoisit, kein Granat; keine Pigmentierung, insbesondere in Biotit kein Pigment-si; wenn diese si enthalten, besteht es nur aus farblosen Mikrolithen von Epidot (? wie neben Pigment auch im Schieferanteil) und sonst ähnlichen Mikrolithen, die von pleochroitischen Höfen umgeben sind (Zirkon?); kein deutlicher Lagenbau.

Dieser Schriff belegt trefflich die weitgehende Angleichung der in ihrer Herkunft verschiedenen Gesteine in ihrem qualitativen Mineralbestand und im Gefüge durch die gemeinsame gleichzeitige Kristallisation.

Nicht pigmentierte biotitreiche Glimmerschiefer ohne knotige Albitisierung fanden sich an zwei Stellen, auf den Verflachungen südlich des Spinewitrolkopfes und im obersten Laperwitztal. Bei diesen Gesteinen zeigt der Biotit keine Andeutung porphyroblastischer Stellung und außerdem ist Muskowit in nicht geringer Menge zugegen.

U. d. M. sieht man ein schuppiges, sehr scharfes s von kleinen Glimmerblättchen, die nicht lagig angeordnet, sondern gleichmäßig verteilt sind. Muskowit und Biotit etwa in gleicher Menge, in feinkörnigem Quarzgewebe, Chlorit spärlich. Kleine Granaten sind sehr reichlich vorhanden; sie sind im Kern graphitisch gestäubt und führen Rutilmikrolithen. Im übrigen: brauner Turmalin, wenig Rutil und Apatit, Pigmentputzen. Sehr spärlich sind kleine Oligoklase mit etwa 20% An.

Nachkristalline Störungen fehlen.

Das Schriffbild dieses Gesteins ist recht gut dem der „Rappoltglimmerschiefer“ des Stubalpengebirges in Steiermark (*Heritsch-Angel*, 87 a, S. 140 f.) vergleichbar, allerdings ohne daß daraus ein bindender Schluß auf altkristalline Herkunft ableitbar wäre.

Die durch grobe Feldspatknoten ausgezeichneten Abarten sind im Grundgewebe z. T. nur gröber, z. T. blätterig, führen Muskowit bis zum gleichen Ausmaß wie dunklen Glimmer, während Hornblendenädelchen eine Seltenheit werden. Das Pigment verliert sich zuerst im Grundgewebe, dann in Biotitporphyroblasten, dann im Chlorit und wird schließlich auch in den Feldspatäugen als si spärlicher, ohne ganz zu verschwinden. Bestand außer den Augen: Quarz, Biotit, Muskowit, Klinochlor, Oligoklas, viele kleine Granaten, ferner Rutil, Titanit, etwas Klinozoisit, Apatit, Hornblendenädelchen, brauner Turmalin, opakes Erz (Pyrit) und Pigmentputzen.

Bei den Feldspatholoblasten tritt die nicht regelmäßig vorhandene Oligoklashülle gegen den großen einheitlichen Kern von reinem Albit ganz zurück. Starke Verlegung des si im Kern, noch reicheres, unverlegtes si in der Hülle bleibt wie früher. Außer dem Pigmentstaub umschließen die Kerne hier noch Muskowit, Biotit, Granat, Hornblende, Rutil, Titanit, Klinozoisit, Turmalin, Apatit, ohne aber damit dicht erfüllt zu sein. Unter diesen Einschlüssen häufen sich die kleinen idiomorphen Granaten in den meisten Augen zu schlierenartigen Gruppen.

Ein Teil der großen Augen wird durch ein Kornhaufwerk, an dem sich auch Quarz wesentlich beteiligt, vertreten.

Außer in Form der Augen erscheint Feldspat auch wieder in einzelnen lappigen Körnern im Grundgewebe. Diese sind nie Albit, sondern solche Körner enthielten im Kern bis 15% An, in der daraus sich allmählich entwickelnden Hülle bis 25% An. Hier außen wurden auch enge Periklinlamellen beobachtet. Die Kerne sind noch einschlußfrei, die Hülle umschließt wie bei den Augen die Nachbarmineralien.

Spuren nachkristalliner Pressung sind auch hier kaum merkbar.

Den relativ muskowitreichen, stark albitisierten Glimmerschiefern dürften wohl nicht mehr die erstangeführten pigmentreichen Schiefer, sondern Typen wie der später beschriebene hellere Zweiglimmerschiefer ursprünglich zugrunde liegen, der im Grundgewebe recht genau übereinstimmt.

## h) Lichte Granatmuskowitschiefer.

Dies Gestein, eines der schönsten und auffälligsten der Granatspitzhülle, läßt sich in deren basalen Phylliten und Glimmerschiefern durch nahezu deren ganze Ausdehnung verfolgen. Es beginnt in dem Hügel W der Hopfbachalm, dessen Abfall zur Stubachtalstraße es in 3—4 m Mächtigkeit durchzieht, und setzt weiter über das Gehänge W der Untersteinalm zum Kessel der Wurfalm fort. Bereits auf dieser Strecke treten tektonische Wiederholungen auf; und auf dem Gehänge S der Wurfalm sind aus der einen Lage 4 geworden. Weiter ziehen sie W unter dem Scharkogel durch, dann über das Gehänge des Sedlgratköpfls und O über den Roten Balfen weg zum Kleineiserkees. SW unterm Kleineiser vorübergehend unterbrochen, setzen die Granatmuskowitschiefer vom Kapruner Törl gegen S wieder ein. Durch die unzugängliche Steilwand unter dem Abbruch des Oberen Rifflkeeses läßt sich ihr rostfarbenes Band verfolgen; dann erscheinen sie wieder am Grat Totenkopf—Hohe Riffl, durchziehen den W-Abfall der letzteren, der Oberen Ödenwinkelscharte, des Johannisberges, wo sie unter dem oberen Eisbruch des Ödenwinkelkeeses verschwinden. Südlich des Hauptkammes sind sie im Osthang des Dorfer Tales ebenfalls noch vorhanden (siehe die Profile), aber so stark aufgespalten in dünne Lagen, daß auch ihre Braunfärbung nicht mehr eine sichere Verfolgung ermöglicht hat.

Die stets sehr vollkommen geschieferten Granatmuskowitschiefer schwanken zwischen der Ausbildung phyllitischer Muskowitschiefer und muskowitischer Quarzite — je nachdem ob der glimmerige oder der quarzige Anteil überwiegt (letzteres besonders in der Gegend um die Wurfalpe z. T.); oder es wechseln auch beide in Gestalt von dünnen Lagen miteinander. Die Glimmerlagen sind silberweiß, einzelne etwa millimetergroße Blättchen selten erkennbar, meist zu Häuten miteinander verbunden; manchmal geht die Farbe auch ins Grünliche, gewöhnlich aber ist Chlorit nicht gleichmäßig beigemengt, sondern bildet einzelne dunkelgrüne Flecken, die in verschiedenen Lagen sehr ungleich verteilt sind. Die Quarzlagen sind — unverwittert! — ebenfalls weiß, von feinem Korn. In beide sind die rotbraunen bis tief blutroten, manchmal durchsichtigen Granaten eingestreut, sehr wechselnd nach Menge und Größe. Diese geht bis ungefähr Haselnußgröße; doch sind 1—2 mm Durchmesser wohl das gewöhnliche. Die Menge kann in einzelnen Schlieren so groß sein, daß sich die einzelnen Granaten fast gegenseitig berühren; daneben aber finden sich viel ärmere Partien bis zu solchen, die — mindestens für das unbewaffnete Auge — überhaupt granatfrei erscheinen. Die Ausbildung der Granaten — namentlich der kleineren — ist oft sehr vollkommen nach (110); doch gibt es auch unregelmäßige Gestalten, ja ausnahmsweise — in den Felsen N des Weges zur Oberen Ödenwinkelscharte — sind einzelne Granaten stengelförmig (etwa  $0,6 \times 0,15$  mm) entwickelt, und zwar merkwürdigerweise quer zur Schieferung! Sonnen und Nadeln von schwarzem Turmalin, die gelegentlich auffallen, pflegen dagegen in der Schieferungsebene zu liegen. — Ein weiterer manchmal mit freiem Auge sichtbarer Gemengteil ist Albit in Gestalt etwa millimetergroßer weißlicher Sprenkeln, die vor allem in den Glimmeranteilen auffallen; wogegen sich Ankerit nur durch seine Verwitterungsprodukte verrät: durch rostbraune Pünktchen selten, gewöhnlich durch allgemeine Braunfärbung. Rostbraune Anwitterung ist für das Gestein überhaupt charakteristisch und läßt es in unzugänglichen Felsen leicht von der Ferne her verfolgen.

Die Mächtigkeit des Granatmuskowitschiefers kann lokal (Gegend der Wurfalpe und des Schwarzkarls) bis auf 15—20 m ansteigen; gewöhnlich aber beträgt sie nur wenige Meter, insbesondere im Abschnitt vom Kapruner Törl gegen S. — Nachzutragen ist noch, daß sie gegenüber den umgebenden dunklen Phylliten oft nicht scharf abgegrenzt sind; insbesondere findet sich öfters mehrfache Wechsellagerung. Ferner ist häufig — insbesondere im S — Begleitung durch Prasinite; im Ödenwinkel sind die Granatmuskowitschiefer beiderseits von solchen eingeralmt, an der Aderwand mit ihnen verflochten.

Im Dünnschliff zeigen diese Gesteine farblosen bis ganz blaßgrünlichen Muskowit, in quarzreichen Anteilen in Blättern von 0,5—1 mm, während sie in den glimmerreichen meist zu viel ausgedehnteren Gebilden randlich ineinanderfließen. — Der Chlorit, ein lebhaft gefärbter Pennin, bildet bis etwa millimeterlange Blätter; meist sind ihrer mehrere zu Flecken vereinigt. Manchmal herrscht darin büschelige Anordnung; es kommt auch vor, daß ein solches Büschel quer zur Längsachse des Flecks und damit zur Schieferung liegt. — Quarz kann den glimmerreichen Lagen ganz fehlen (von untergeordneten Linsen abgesehen). In den quarzreichen zeigt er Körner von sehr wechselnder Größe (0,1—1 mm), die nur schwach verzahnt sind. — Albit gibt sich als wohl nie fehlender wesentlicher Gemengteil zu erkennen. Er zeigt oft stark in s gestreckte, bis weit über millimeterlange Körner, mit massenhaften Einschlüssen: Quarz, Muskowit, Epidot, Magnetit — letztere beide in genau gleicher Ausbildung wie außerhalb, während die beiden erstgenannten stets viel kleiner, der Quarz in Tröpfchenform, der Muskowit in zerfressenen Fetzen vorliegen. Der Albit schneidet auch hier z. T. die Schieferung glatt ab, während sie die Einschlüsse in seinem Inneren fortsetzen — unverlegt, aber z. T. schöne voralbitische Fältelungen abbildend. Der Albit ist also wieder posttektonischer Eindringling; und er scheint auch hier vor allem die Glimmer aufgezehrt zu haben. Auch in den quarzreichen Partien begleitet und korrodiert er z. T. die eingeschalteten Glimmerlagen, z. T. allerdings liegt er auch ganz im Quarzgewebe und ist dann oft von den erwähnten Quarztröpfchen dicht erfüllt. Die Möglichkeit ist indessen nicht auszuschließen, daß auch in diesem Fall eingestreute Glimmerblätter den Ansatzpunkt für die Albitisierung geliefert haben, die sie jedoch gänzlich verbraucht hat. — Der Granat ist auch im Schliff rosa gefärbt und vollkommen isotrop. Auch bei scharf ausgeprägter Kristallform enthält er meist reichlich Einschlüsse: größere von Quarz, Magnetit und — in ungefähr jedem zweiten seiner Individuen — Chloritoid (siehe unten); außerdem noch ganz feine, stark doppelbrechende Nadelchen, die erst zwischen ge-

kreuzten Nikols sichtbar werden, da sich ihre Brechungsindizes von dem des Granats offenbar nur wenig unterscheiden. Wahrscheinlich Epidot. Diese Nadelchen machen verlegte Relikttexturen kenntlich — in nicht sehr vollkommener Weise, aber doch genügend, um die paratektonische Kristallisation des Granats zu zeigen. — Unter den Übergangsteilen ist am interessantesten der Chloritoid, der sich nur als meist zerfressener Einschluß im Granat<sup>36)</sup> findet. Er ist charakterisiert durch den Pleochroismus  $\alpha$  schmutzblau,  $\beta$  grün,  $\gamma$  grünlichgelb;  $\gamma - \alpha$  um 0,015; kleine Auslöschungsschiefe  $c : c$ , welche eine feine Zwillingslamellierung // 001 kenntlich macht. Turmalin findet sich stets in z. T.  $\frac{1}{2}$  mm dicken Säulen von graublauer bis blauschwarzer Farbe, z. T. zonargebaut mit olivbraunem bis schwarzem Rand. Epidot bildet in bis 0,1 mm langen Nadelchen meist reichlich parallele Züge in den Glimmerlagen; den quarzreichen Partien scheint er zu fehlen. Hier wurde dagegen der Ankerit — oder vielmehr seine limonitischen Umwandlungsprodukte — beobachtet, als skelettförmige Imprägnation auf den Intergranularen. — Nebengemengteile: Magnetit allgemein verbreitet und meist reichlich, und zwar in auffallend abgeplatteten Gestalten von 0,3—0,4 mm Länge; Pyrit vereinzelt, z. T. mit Magnetitrand.

Das Parallelgefüge dieser Gesteine wird getragen vor allem von den Muskowiten; doch ordnen sich ihm auch die Epidotschnüre, die Chloritflecken, die abgeplatteten Magnetite ein; z. T. auch — Formregelung durch Wachstum nach der besten Wegsamkeit! — die Albite. Wegen deren sonstigen Verhaltens siehe oben. Den Granatporphyroblasten — soweit ihr Durchmesser über etwa 0,5 mm hinausgeht — weichen dagegen die Glimmerzüge usw. aus. — Alle Durchbewegung ist in diesen Gesteinen bis auf verschwindende Reste para- bis vorkristallin.

In fast allen Stücken gleichartige Gesteine werden wir später in der Oberen Schieferhülle (S. 146 f.), sowie auch in der Brennkogeldecke (S. 108) wieder antreffen.

In der Aderwand kommen neben Granatmuskowitschiefern der beschriebenen Art auch solche vor, die schon makroskopisch den Granat in chloritischer Umsetzung zeigen.

U. d. M. Quarz und Muskowit wie oben; der Chlorit bildet wieder lange Blätter oder Flecken in s, in denen er manchmal quer stehen kann. Es handelt sich aber hier um einen starkgefärbten Klinochlor. Biotit findet sich in winzigen Schüppchen selten. Plagioklas ist reichlich vorhanden, aber wieder in zwei Formen, nämlich knotigen, stark zonaren Holoblasten und weniger zonaren, nicht knotigen Pflasterkörnern des Grundgewebes. Die Knoten haben einen Kern von reinem Albit (etwa 6% An) mit unregelmäßig, nicht dichtgestellten Einschlüssen von Quarztropfen, kleinen Granaten, Klinozoisit, Karbonat, etwas Biotit, Muskowit, Rutil. Die Hülle ist scharf abgesetzt mit schmalem Übergang und hat etwa 13—23% An; sie hat im Gegensatz zum Kern manchmal Periklinlamellen. Als sie nimmt sie ohne jede Verlegung fast alle Mineralien des äußeren Gewebes auf. Der Plagioklas des Grundgewebes ist wieder in allen Eigenschaften dieser Hülle der Knoten gleich, ist also auch letzte, vollkommen nachtektonische Bildung. Die zahlreichen, bis etwa 1 mm großen annähernd idiomorphen Granaten sind in verschiedenem Grade, bis zu fast reinen Chloritknäueln unter Erhaltung der Form chloritisiert. Der Chlorit dieser Pseudomorphosen ist im Gegensatz zu dem des Grundgewebes Pennin. Außerdem trifft man in diesen Knäueln auch öfters Karbonat und die alten Einschlüsse des Granats: Quarz, Klinozoisit, Karbonat, Muskowit. Chloritoid fehlt hier im Granat und übrigen Gestein. Außerdem recht reichlich Klinozoisit-Epidot, ankeritisches Karbonat und etwas Kalzit, wenig Magnetit und Pyrit, Rutil.

Aus dem Vergleich mit den vorherigen Gesteinen gewinnt man den überraschenden Eindruck, daß möglicherweise Diaphthorese und Oligoklasbildung einander zuordenbar sind. Keine postkristallinen Bewegungen.

#### i) Grüngesteine: Amphibolite, Prasinite, „Chloritphyllite“ usw., aus den höheren Teilen der Granatspitzhülle.

Mit den Phylliten, bzw. Glimmerschiefern der Granatspitzhülle wechselnd und teilweise — im N — besonders in deren Hangendem treten abermals Grüngesteine auf, die z. T. in mancher Hinsicht von den Amphiboliten des basalen Zuges abweichen. Ihre Ausscheidung auf der Karte entspricht mehr einem Notbehelf — mindestens in dem Gebiet N vom Tauernmoos: vielfach sind die Abgrenzungen unscharf; und die vorgenommene Trennung zweier Typen erfolgte wesentlich auf Grund des makroskopischen Eindrucks und erwies sich nachträglich nicht in dem angenommenen Maße als stichhältig. Wenn sie trotzdem beibehalten wurde, so deshalb, weil die wünschenswerte umfassende Revision dieser Zone nicht mehr durchgeführt werden konnte.

Als „Amphibolite, in Prasinit übergehend“ wurden Gesteine bezeichnet von meist ausgesprochen dunkelgrüner Färbung und (oft wenigstens) ganz massiger Beschaffenheit für das unbewaffnete Auge. Von den Amphiboliten des basalen Zuges unterscheiden sie sich im allgemeinen durch feineres Korn — die grüne Masse erscheint vielfach nahezu dicht — durch das Zurücktreten gebänderter Typen sowie des Biotits. All das gilt freilich nicht allgemein. Rundliche weiße Feldspatkörner von etwa 1 mm Durchmesser können sichtbar werden. Ganz ausnahmsweise fand sich auch braunroter Granat: in dem tiefsten Amphibolit über der Hopfbachalm; ferner an dem westlichen Begrenzungsrücken des Kleinerkeeses N vom Hochsedlkopf, in der Prasinitlage, welche den tiefsten Granatmuskowitschieferzug überlagert.

<sup>36)</sup> Vgl. dazu übereinstimmende Befunde bei Bossard (98, S. 140 u. a.); ferner aus alten Glimmerschiefern des Veltlins (123, S. 242).

Als „Chloritphyllite“ wurden ausgeschieden Gesteine von mehr grünlichgrauer Färbung und mit meist deutlicher Schieferung, bedingt durch zahlreiche parallelgelagerte Blätter eines silbergrauen glimmerartigen Minerals — das aber tatsächlich Klinochlor ist. Doch kommen Übergänge vor in Gesteine, die mehr dem entsprechen, was man sich für gewöhnlich unter Chloritschiefer vorstellt: dunkelgrün, den Hauptbruch mit feinen Chloritschüppchen bedeckt, ebenfalls meist gut geschiefert. — Auch in diesen Gesteinen sind öfters Porphyroblasten von Biotit und auch Hornblende mit freiem Auge wahrnehmbar; ja die letzteren erreichen an einer Stelle unter der Terrasse „Atzker“ Längen von 1—2 cm.

Im Dünnschliff zeigt die Gesamtheit dieser Gesteine eine große Mannigfaltigkeit, ohne daß sich jedoch irgendwo eine scharfe Grenze darin ziehen ließe; auch manche der sog. „Chloritphyllite“ sind tatsächlich noch Amphibolite. Die Hauptgemengteile sind: Hornblende, Klinochlor, Plagioklas; alles andere spielt recht wechselnde Rollen. Die Hornblende zeigt teils ähnliche Eigenschaften wie in den basalen Amphiboliten (siehe dort); z. T. aber ist sie viel intensiver gefärbt (ähnlich wie in den S. 176 zu besprechenden Epidotamphiboliten der Oberen Schieferhülle): a gelb, b tiefgrün, c leuchtend blaugrün; wobei die Auslöschungsschiefe auf  $20^\circ$  zu-, die Doppelbrechung bis etwas unter 0,020 abnimmt. Dieser extreme Fall wurde allerdings nur einmal (in einem dunkelgrünen chloritreichen Schiefer unter Atzker) beobachtet. Andererseits finden sich auch wieder ganz blasse, strahlsteinartige Hornblendens. — Auch der Klinochlor wechselt in seinen Eigenschaften: neben den gewöhnlichen blaßgefärbten, fast ohne Pleochroismus und mit fast normalen Interferenzfarben treten in anderen Schliffen kräftiger gefärbte, mit deutlichem Pleochroismus ( $\alpha = \beta$  blaugrün,  $\gamma$  blaßgelb) und anomalen, grüngrauen bis olivgrünen Interferenzfarben; daß man sie jedoch nicht etwa als Pennin ansprechen darf zeigt das ausgesprochen zweiachsige Achsenbild und die zwar nicht meßbare, aber an der deutlichen feinen Zwillingslamellierung // (001) sich verratende Auslöschungsschiefe. — Der Plagioklas ist selten einfacher Albit bis Albit-Oligoklas; gewöhnlich ist er vielmehr invers zonar gebaut, mit der üblichen Randzone von Oligoklaszusammensetzung. Gemessen wurde im Kern die Auslöschungsschiefe  $\perp c = 19^\circ$ ;  $\perp A$  (gegen 001)  $= 21^\circ$ ; in einem anderen Falle  $= 20^\circ$ ; in diesem selben Individuum in der Randzone (schon nicht mehr genau  $\perp A$ )  $= 14^\circ$ . Wo Quarz-



Abb. 17. Plagioklase mit Oligoklasrändern (schraffiert) um Albitkern (weiß), aus Prasinit der Unteren Schieferhülle aus der Umgebung der Untersteinalm. Etwa 50fach vergrößert.

nachbarschaft die Vergleichung der Lichtbrechung zuläßt, ist in der Randzone stets  $\gamma' = \omega$ . — Die beistehende Abb. 17 zeigt an einigen Beispielen die Gestalt der Oligoklasränder: dieselben sind in der Richtung von s — in welcher die ganzen Feldspatindividuen gestreckt sind — viel stärker entwickelt als senkrecht dazu. Auf Einschlüsse wird dabei keine Rücksicht genommen; solche liegen in Randzone und Kern ganz gleichmäßig. — In einem Falle (Chloritphyllit unter Atzker) zeigten die ganzen nicht zonaren Feldspatkörner die Lichtbrechung des sauren Oligoklases. Zwillingslamellierung trifft man in all diesen Feldspaten so gut wie nie. Sie bilden im allgemeinen 0,1—0,5 mm lange, wo aneinandergrenzend rundliche oder schwach gebuchtete, sonst gänzlich xenomorphe Körner; häufig sind sie stark in s gestreckt. Es beginnt hier aber auch ein zweiter Formtypus aufzutreten — ebenso wie in den Glimmerschiefern (S. 47), die mit unseren Amphiboliten usw. verbunden sind: das sind (vielfach) größere, 1 mm und darüber im Durchmesser erreichende, meist schwach ellipsoidisch geformte Körner, die unter sich zu pflasterartigem Gefüge aneinanderschließen und zwischen das umgebende Hornblende- usw. Aggregat Apophysen abgeben können. Immer aber schneiden sie die Paralleltexur des Gesteins ab; mitunter erscheint sie innerhalb der Feldspate durch Reihen von Einschlüssen fortgesetzt, in einem Fall (Kleinsierkees) mit schöner helizitischer Fältelung. Diese Feldspate zeigen also das Bild späterer Eindringlinge; und wenn man auch in den vorliegenden Gesteinen vielleicht manchmal im Zweifel sein kann, ob sie nicht aus gesteinseigenem Material aufgebaut sind, so werden wir doch später Fälle genug kennenlernen, die keine andere Wahl lassen als die einer Albitisierung unter Na-Zufuhr. Bemerkenswert ist übrigens, daß auch diese z. T. nicht ursprünglich gesteinseigenen Plagioklase inverse Zonenstruktur zeigen können; sie erscheint mithin als eine Art von letzter Zutat. — Als Einschlüsse im Plagioklas finden sich vor allem Hornblende (manchmal sehr reichlich) und Klinozoisit, auch Quarz und — soweit vorhanden! — Calcit; selten Granat (der dem betreffenden Schliff sonst fremd ist!). Um echte Fülle handelt es sich dabei im allgemeinen nicht (Ausnahme siehe unten!). Die inverse Zonenstruktur pflügt sich um die Einschlüsse überhaupt nicht zu kümmern; den Plagioklasen der ersten Art fehlen solche in manchen Schliffen fast ganz.

Ein fast nie fehlender Übergemengteil ist Biotit; in einzelnen Schliffen nur ganz spärlich vorhanden, kann er sich in anderen bedeutend anreichern und mehr als 1 mm Durchmesser erreichen; dann läßt die Vollkommenheit seiner äußeren Form meist sehr zu wünschen. Z. T. zeigt er noch die lichtrötlichbraune Farbe wie in den basalen Amphiboliten usw.; anderwärts wird er dunkler und reiner braun. Umwandlung in Chlorit ist ziemlich häufig; dabei ließ sich in einem Schliff sicher nachweisen, daß der aus Biotit entstehende Chlorit ein anderer

ist als der sonst im Gestein verbreitete mit fast normalen, grünlich-silbergrauen Interferenzfarben, während jener stark anomale, olivgrüne zeigt. In anderer Hinsicht sind beide freilich fast gleich. — Auch der selten (vgl. oben) beobachtete Granat enthält Einschlüsse von Klinozoisit, sowie z. T. von einer wolkenförmig auftretenden staubfeinen, aber sehr stark doppelbrechenden Substanz. Auch er befindet sich in lebhafter Umwandlung in Chlorit; meist liegt er nur mehr in stark angefressenen Relikten vor; in einem Schliff (W unter Karlhütte) finden sich an seiner Stelle nur noch 4- oder 6-seitig umgrenzte Pseudomorphosen aus z. T. büschelig gestellten Chloritblättern, die auch noch Epidot oder Hornblende enthalten können. — Klinozoisit oder an seiner Stelle eisenarmer Epidot sind wieder recht verbreitet aber keineswegs so gesetzmäßig wie in den basalen Amphiboliten und im Ganzen nicht sehr reichlich, auch meist nur von geringer Größe, selten über 0,1 mm lang. — Quarz findet sich nicht immer, oft nur als Einschluß in Plagioklas; sonst ziemlich selten und stets sehr untergeordnet. — Calcit fehlt gewöhnlich; in einzelnen Schliffen aber — sowohl amphibolitischen wie Chloritschiefertypen angehörend — stellt er sich in nicht unbeträchtlicher Menge ein, teils in selbständigen Körnern von unregelmäßiger Form und von zahlreichen Einschlüssen durchwachsen, teils selbst von Albit umschlossen und dann z. T. in regelmäßigen Rhomboedern. Auch Ankerit findet sich als Kern größerer Calcitindividuen, kenntlich an der Ausscheidung von Fe-Hydroxyd. — Muskowit ist selten und stets nur spärlich. — Nebengemengteile: Titanit manchmal ziemlich reichlich, in kleinen Körnern überall verstreut oder zu Klumpen geballt, die z. T. einen Erzkern beherbergen; in anderen Schliffen tritt er stark zurück und fehlt auffallenderweise nicht selten ganz. Manchmal — aber nicht immer! — tritt dann Rutil an seine Stelle: dunkelgelbe Nadelchen von höchstens einigen Hundertstel mm Länge, öfters zu Gruppen vereint. Magnetit ist öfters in größerer Menge vorhanden, z. T. in dünnen Tafeln nach einer Oktaederfläche, welche dann größtenteils — aber keineswegs alle! — in s eingeregelt sind. Gewöhnlich freilich bildet er unregelmäßige Körner. Zuwcilen begleitet ihn Pyrit, stets mit dem üblichen Magnetitrand. Apatit ist fast allgemein nachweisbar, tritt aber stets mehr zurück.

Bezüglich der Struktur ist zunächst ein ganz abnormer, nur durch einen Schliff der S. A. vom Schrähnbach (linkes Ufer, nahe der Straße) vertretener Typ zu erwähnen. Hier ist nämlich noch gabbroide Struktur als „Palimpsest“ erkennbar: die Hornblende bildet gegen außen scharf umgrenzte Körper, aus wirt durcheinandergewachsenen, z. T. auch in dünnen Lamellen alternierenden Individuen zusammengesetzt; auch Biotit und eisenarmer Epidot beteiligen sich — besonders randlich — daran. Getrennt sind diese Gebilde durch Felder und schmale Gassen von Plagioklas, der z. T. noch idiomorphe Gestaltung ahnen läßt, trotz weitgehendem Kornzerfall (auf 0,01—0,03 mm) und Entmischung von Wolken feiner Serizitblättchen — beides Erscheinungen, die den hier betrachteten Gesteinen sonst so fremd sind wie die beschriebene Struktur. Stellenweise zeigt der (albitähnliche) Plagioklas noch Reste von Überindividuen.

Sonst gibt es unter den hornblendereichen Gesteinen zunächst gefleckte Typen: wirrstenglige Hornblendeaggregate unregelmäßig wechselnd mit Plagioklaspflaster. In einem solchen Schliff — ebenfalls vom Schrähnbach — kommt ausnahmsweise Zoisitfüllung der Plagioklase vor, die aber z. T. auch hier inverse Zonenstruktur besitzen. Weiter führen Übergänge zu schön geschiefert Typen, bei denen die Hornblenden mehr oder minder vollständig parallelgeordnet sind; und hier beginnt nun auch der Klinochlor größere Bedeutung zu erlangen, meist indem er lagenweise überhand nimmt. Endlich — in den „Chloritphylliten“ — gewinnt er die Vorherrschaft gegenüber der Hornblende überhaupt, die jedoch lagenweise noch immer reichlich bleibt; neben von sehr vollkommener Parallelordnung beherrschten gibt es da jedoch auch wieder diablastische Varietäten, bei welchen massenhafte von Einschlüssen durchspickte Feldspate und eventuell auch Karbonate überwuchern.

Bezüglich der Genese läßt sich wohl so viel sagen: Das Ausgangsmaterial ist auch hier durch die allerdings sehr spärlichen Strukturrelikte als gabbroid, bzw. grob diabasisch gekennzeichnet. Ob es sich dabei um Intrusionen oder um Oberflächenergüsse handelt und ob vielleicht nähere Beziehungen zu jenem basalen Amphibolitzug (S. 35) bestehen, in irgendeiner Art, bleibt vollständig dunkel. Die Metamorphose schuf daraus — ebenso wie dort — zunächst Amphibolite, zumeist unter starker Durchbewegung. Inwieweit die Entstehung des Klinochlors nebenhergegangen — etwa in Zonen besonders gesteigerter Durchbewegung ( $H_2O$ -Zufuhr) — oder ob sie der Metamorphose zu Amphibolit als spätere Phase nachgefolgt ist, darüber fehlen alle Beobachtungen. Dafür könnte sprechen, daß die Plagioklas-Holoblasten zuweilen massenhaft Hornblende — aber keinen Chlorit — umschließen, auch in Gesteinsstreifen mit sonst überwiegendem Chlorit. Das könnte man so deuten, daß in einem früheren Zustand des Gesteins nur Hornblende vorhanden war; dann folgte die Ausbildung der Plagioklase — gleichviel ob mit oder ohne Stoffzufuhr, wenn auch letztere sicher in vielen Fällen eine Rolle spielt; zum Schluß wurde die Hornblende unter Zutritt von  $H_2O$  teilweise in Klinochlor verwandelt, wobei nur ihre durch Umschließung mit Feldspat geschützten Individuen diesem Schicksal ganz entgingen. Aber eine Schwierigkeit ist dabei zu bedenken: die Feldspate haben in unseren Schliffen nirgends ein nennenswertes Zeichen späterer Verlagerung erkennen lassen; sie sind ausnahmslos erst am, bzw. nach dem Schluß der tektonischen Bewegungen kristallisiert. Die Entstehung des Chlorits aus Hornblende wäre demnach auch erst nachtektonisch vor sich gegangen und von Durchbewegung höchstens mittelbar bedingt — eine paradoxe, aber unumgängliche Folgerung, wenn wir im Sinne des obigen Gedankenganges das Nebeneinander Hornblende-Klinochlor als Zeugnis eines Ungleichgewichts, eines Übergangs von der mittleren zur oberen Tiefenstufe betrachten wollen.

Der Biotit dürfte auch in diesen Gesteinen — mindestens teilweise — das Ergebnis späterer K-Zufuhr sein; dafür spricht schon seine Ausbildung, die z. T. ganz identisch ist mit der in den Biotitporphyroblastenschiefern und im basalen Amphibolitzug. Nur pflegt seine Menge hier wesentlich geringer zu sein.

Ein Argument zugunsten der Annahme einer mehrphasigen Metamorphose dürfte das gelegentliche Auftreten von Granat bieten.

Südlich des Hauptkammes ist — wie erwähnt — die Grenze zwischen der Granatspitzhülle und den Riffdecken nicht genau festlegbar gewesen. Sie verläuft wohl sicher innerhalb des Zuges von mächtigen, im Hangendlagig injizierten Amphiboliten bis Prasiniten, die sich aus der Aderwand ins Dorfertal fortsetzen. Es ist zweckmäßiger, den ganzen Zug in Einem zu besprechen, was bei den Riffdecken geschehen soll. Hier sei nur darauf hingewiesen, daß sie mit den hier beschriebenen Gesteinen nahe verwandt sind, während sie mit den basalen Amphiboliten der Granatspitzhülle des Nordens nur geringere Vergleichsmöglichkeit besitzen.

#### j) Phyllite der Hangendgrenze.

An einigen Stellen: Aufstieg zur Oberen Ödenwinkelscharte (S. 28); W-Rand des Kleineiserkeeses (S. 31); beiderorts in Gesellschaft der Kalkglimmerschiefer, befinden sich an der Hangendgrenze der Granatspitzhülle geringmächtige Phyllite, dunkelgrau, feinblättrig, rostig verwitternd; sonst ohne auffällige Eigenschaften. Auf der Karte konnten sie nicht gesondert ausgeschieden werden. Ein Dünnschliff von der erstgenannten Örtlichkeit zeigt das Bild einer äußerst straffen Paralleltexur: Lagen aus 0,2 bis gegen 1 mm langen, meist sehr dünnen Glimmerblättern (Muskowit weit vorwaltend, daneben etwas lichtbrauner Biotit, bzw. statt dessen Klinochlor) wechseln mit Lagen oder Linsen von Quarz, deren Mächtigkeit bis auf 0,05 mm herabgeht. Dieselbe ist meist — bei dickeren Lagen nicht immer! — identisch mit der Dicke der aufbauenden Quarzkörner; während deren Länge (in s) das 5- bis 10-fache der Dicke ausmachen kann. Feinverteiltes graphitisches Pigment erfüllt vor allem die Glimmerlagen. Klinozoisit teils in einzelnen relativ großen (0,2—0,5) Individuen, teils in größeren Anhäufungen solcher, linsenförmig in s; sie haben zumeist graphitisches Pigment in sich aufgenommen, z. T. bis zur Undurchsichtigkeit. Nebengemengteile: etwas Magnetit.

Man kann bezüglich der Stellung dieses Gesteins im Zweifel sein: entweder ist es eine stratigraphisch verhältnismäßig junge Bildung, vergleichbar den vermutlich paläozoischen Phylliten des Fuscher Tals u. a. Dann ist der Klinozoisit wohl (unter Kalkzufuhr! etwa aus den benachbarten Kalkglimmerschiefern!) neugebildet. Die andere Möglichkeit besteht darin, daß unsere Phyllite auch durch Diaphthorese aus höher kristallinen Schiefen hervorgegangen sein könnten, unter schärfster Auswalzung — leicht verständlich angesichts der unmittelbaren Nachbarschaft der Riffdecken-Überschiebung! — und überdauernder Kristallisation. In diesem Falle könnte man die Klinozoisitknoten etwa auch von ehemals vorhandenem Granat ableiten (trotz des augenscheinlichen Fehlens von Chlorit!). Doch verbietet es das Fehlen aller Relikte die Frage mit Sicherheit im zweiten Sinne zu entscheiden; gewiß ist nur — auf Grund des Gefügebildes —, daß ein stark ausgewalzter Tektonit vorliegt.

#### k) Kalkglimmerschiefer.

Solche bilden die Grenze gegen die Riffdecken an den beiden eben genannten Stellen: Aufstieg zur Oberen Ödenwinkelscharte und W-Rand des Kleineiserkeeses; von hier setzen sie auch noch in das Steilgehänge über den Roten Balfen fort; endlich noch in geringen Spuren am Grat Totenkopf—Hohe Riff.

Es sind braun und rau anwitternde, meist quarz-, bzw. silikatreiche kalkführende Schiefer, z. T. lagen- und schmitzenweise mit weißem, grauem, gelblichem feinkörnigen Marmor wechselnd (tektonische Entmischung?).

Eine nähere Untersuchung wurde nicht ausgeführt.

## II. Gesteine der Riffdecken.

### 1. Granit und Granitgneis.

Es war merkwürdigerweise allen früheren Beobachtern (mit einziger Ausnahme von *Ascher*, 48, S. 270) entgangen, daß in den höheren Partien der „Unteren Schieferhülle“ im alten Sinne noch z. T. ausgedehnte Massen vor allem von Gneisen granitischer Herkunft, aber auch von echten Graniten liegen. Es ist das umso auffallender, als die Vorkommen sich nicht nur im schwer zugänglichen Hochgebirge und in abgelegenen Karen befinden, sondern auch in die unmittelbare Umrandung des Moserbodens und an den vielbegangenen Touristensteig über das Kapruner Törl herantreten. Wenn sie also bisher niemand aufgefunden, so kann der Grund nur darin liegen, daß sie eben bisher auch niemand dort gesucht hat.

Die fraglichen Gesteine sind recht mannigfaltiger Art. Zunächst gibt es solche, die alle Kennzeichen typischer Granite bis Granodiorite zur Schau tragen, wenn sie auch z. T. in grobflaserige Gneise übergehen. Sie seien als Hochweissenfeldgranit, bzw. -Gneis bezeichnet. Dann gibt es Gneise, die in ihrer sozusagen normalen Ausbildung zunächst makroskopisch sehr an typische Zentralgneise erinnern, wenn sie auch oft den

Biotit verlieren und ein sehr leukokrates Gepräge annehmen. Sie sind auf der Karte als „Orthogneise im allgemeinen“ ausgeschieden. Endlich finden sich in großer Ausdehnung Gneise, die an Stelle von Feldspat-Augen verschwommene weiße Flecken aufweisen — infolge sekundärer Veränderungen wie sich zeigen wird; trotzdem ist das ein so wohl charakterisierter Typus, daß er sich auf der Karte gesondert ausscheiden ließ: der Scharkogelgneis. Allerdings gibt es Übergänge zwischen allen Typen, bei denen die Zuordnung einer gewissen Willkür unterliegt; dies um so mehr, als es nicht möglich war jedes der zahllosen Vorkommen auch mikroskopisch zu untersuchen.

a) Hochweißfeldgranit und -Gneis.

Am Hochweißfeld, in der großen Felsstufe, welcher das gleichnamige Kees aufliegt<sup>37)</sup> steht der Granit an, welchem nach diesem Vorkommen der obenstehende Name gegeben wurde. Ebenso sieht man ihn an den beiderseitigen Trogflanken, in der nordwestlichen in bedeutender Ausdehnung, in der südlichen wenigstens den Fuß der Felswand des Gr. Grieskogels bildend (Abb. 18). Hier wie dort nimmt er Paralleltexur an in zunehmendem Maße, je mehr man sich dem Kontakt mit den auflagernden Biotitschiefern, bzw. Amphiboliten nähert, so daß ausgesprochen gneisige Randzonen bestehen. Der Kontakt selbst ist, soweit aufgeschlossen, vollkommen konkordant; die Granitmasse hat eine leicht gewölbte, gegen NO abfallende Oberfläche. Über die seitliche Begrenzung ist nichts zu ermitteln. — Der Granit enthält zahlreiche Einschlüsse von Hornblendegesteinen, besonders am Fuß des Grieskogels ausgesprochen parallel zum Kontakt geschichtet — selbst da wo noch fast massiger Granit

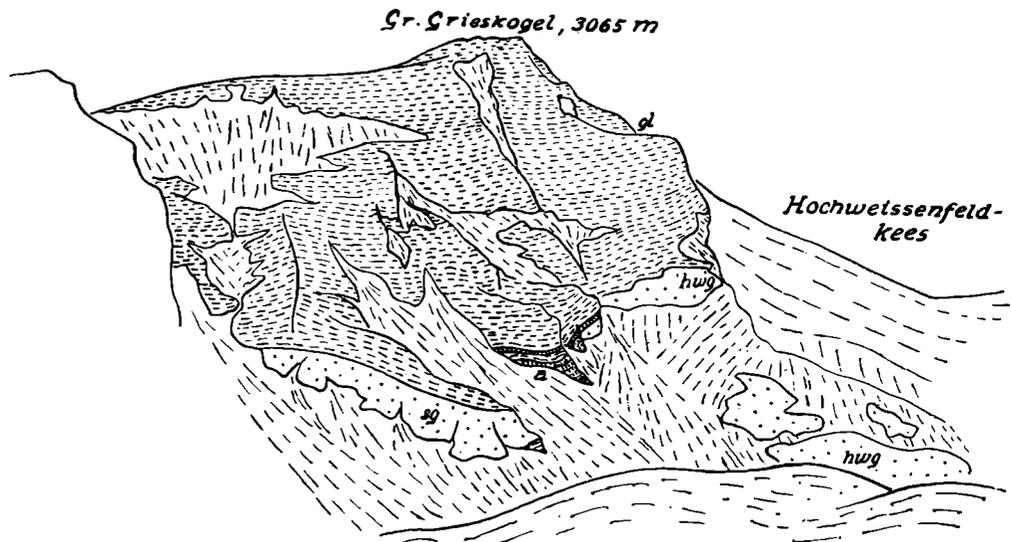


Abb. 18. Großer Grieskogel, gezeichnet vom Hauptmoränenwall unterm Hochweißfeldkees (14. VII. 1934).

hwz = Hochweißfeldgranit,  
sg = Scharkogelgneis (untypisch! vgl. S. 65), a = Amphibolit, gl = Glimmerschiefer.

herrscht. Auch am Fuß der Felsen auf der NW-Seite finden sich solche, neben einer ausgedehnten Scholle von Biotitschiefer. In einem Moränenblock wurde ebenfalls eine große Anzahl parallelgeschichteter Schollen beobachtet, dazwischen eine einzelne quergestellte. Hier waren alle 5—10 cm mächtig und von fingerdicken grobkörnigen Feldspatsäumen umwachsen. — Aplitgänge sind häufig, besonders in der Nachbarschaft der beiderseitigen Kontakte; hier sieht man sie sowohl die Schieferung des Gneises als auch die zuvor genannten Einschlüsse quer durchsetzen. In einem Aplitgang der NW-Seite wurde ein pegmatitisches Nest mit groben blaugrauen Feldspatkristallen beobachtet.

Ein zweites Vorkommen von Granit gleich dem des Hochweißfeldes befindet sich auf der SO-Seite des Moserbodens, in den Felsen unter der Zunge des Schwarzköpflees. Dieselben sind vom Gletscher glattgeschliffen und lassen — allerdings erst aus der Nähe; von ferne sieht man hier gar nichts — alle Einzelheiten trefflich erkennen. Der Granit steckt wiederum mit konkordanten Kontakten zwischen den steilstehenden Biotitschiefern, ca. 250 m mächtig. Auch hier ist er randlich paralleltexturiert; auch hier steckt er voll von den schönsten Einschlüssen von dunklen Biotit- und grünen Hornblendegesteinen und wird z. T. diskordant durchsetzt von hellen Aplitadern.<sup>38)</sup>

An diese z. T. ganz massigen Granite schließen sich aber noch eine Reihe weiterer Vorkommen, welche mit den paralleltexturierten Teilen jener beiden Massen mehr oder minder übereinstimmen und deshalb aus Analogie „Hochweißfeldgneise“ genannt sein mögen. Dahin gehört zunächst ein langer Streifen grobstreifiger Biotitgneise, der zuerst in der Felsinsel am oberen Rand des Wurferkees, N unter der gegen W hinabhängen-

<sup>37)</sup> Die Felsstufe ist gelegentlich von Stein- und Eisfällen bestrichen, also Vorsicht! Auch die Aufschlüsse am Grieskogel-N-Fuß sind manchmal steingefährdet.

<sup>38)</sup> Wem es mehr um das Sammeln von Handstücken zu tun ist, der findet alle Gesteinsvarietäten bereits in dem Blockwerk unter den Felsen gut vertreten, wo es auch leichter ist Stücke loszuschlagen als an den glatten Gletscherschliffen des Anstehenden.

den Moräne des Ob. Hocheiserkeeses zutage tritt und weiterhin den ganzen nur wenig über das Wurferkees aufragenden Kamm längs dessen SW-Seite bildet, bis P. 2707. Der Hangendkontakt dieses Gneises ist nicht aufgeschlossen, dagegen liegt er konkordant auf injizierten Glimmerschiefern, welche NO unter ihn einfallen. Das ist von Wichtigkeit, denn dieser Gneis ist aller Wahrscheinlichkeit nach nichts anderes als die gegen W aus dem Berg wieder austreichende, unmittelbare Fortsetzung der Hochweißfeldgranitmasse. Wir können daraus entnehmen, daß diese höchst wahrscheinlich als konkordante Linse in die Schiefer eingeschaltet liegt und nicht etwa aus der Tiefe her durchbricht.

Auch der Granit unterm Schwarzköpflkees hat noch eine gneisige Fortsetzung: auf der gegenüberliegenden Seite des Mooserbodens, O vom Scharfen Graben. Doch ist dieselbe von keiner großen Erstreckung und keilt bald zwischen den umhüllenden Schiefen aus. — Ein weiteres, durch unten mitzuteilende mikroskopische Beobachtungen bedeutungsvolles Vorkommen befindet sich W über der Zunge des Karlingerkeeses: es umgibt in bogenförmiger Wölbung die dort anstehende, dickbauchige Linse von Gabbroamphibolit (S. 72). — Ferner treten ähnliche Gneise am Sedlgrat auf, sowie in kleinen Partien an der Basis des Felszirkus über Ebmaten.

Bemerkt sei, daß alle Vorkommen in dem Schuppenpaket der Riffeldecken sehr hoch liegen; die tieferen Schuppen — unter dem Kalkglimmerschieferzug der Hohen Riffel, bzw. deren vermutliche N-Fortsetzung — sind gänzlich frei davon.

Der Hochweißfeldgranit ist ein recht wechselvolles, schlieriges Gestein von z. T. recht grobem Korn; besonders das Vorkommen unterm Schwarzköpflkees enthält wahre „Kristallgranite“ mit Orthoklaszwillingen, die 3 cm Länge und mehr erreichen können. Dieselben sind von weißer oder bläulichgrauer Farbe und zeigen prachtvoll glänzende Spaltflächen. Aber auch die Plagioklase können etwa zentimetergroß werden. Auch sie können weiß oder — sogar recht dunkel — blaugrau gefärbt sein; im Gegensatz zu den K-Feldspaten sind sie jedoch stets glanzlos und matt. Der Quarz zeigt dagegen stets feineres Korn und fällt mit seiner lichtgrauen Farbe meist außerordentlich wenig in die Augen. Die braunschwarzen Biotitschuppen haben bis 2—3 mm Durchmesser und sind meist zu dunklen Fasern und Putzen angereichert. Neben den geschilderten groben gibt es aber auch recht feinkörnige Varietäten, in denen die Gemengteile auf Millimetergröße herabsinken. Ebenso unterliegt die Mischung der letzteren großen Schwankungen; insbesondere können die großen K-Feldspate ganz verloren gehen — ein Fall, der insbesondere in dem Vorkommen unterm Hochweißfeldkees die Regel ist; so daß das Gestein granodioritischen Charakter annimmt. Und auch da kann wieder das Verhältnis von dunklen und hellen Gemengteilen große Schwankungen zeigen, manchmal schon in einem Handstück; so daß das Gesamtgepräge des Hochweißfeldgranits ein äußerst unruhiges ist.

Dazu kommen dann noch die schon berührten Texturverschiedenheiten. Neben normal granitischen Varietäten von wenigstens scheinbar ganz massiger Beschaffenheit gibt es solche, bei denen die Feldspate gerichtet liegen und die Biotitfasern sich der gleichen Ebene nähern. So lange jedoch die granitische Struktur kennbar bleibt, werden sie hier als Granite bezeichnet. Erst wenn diese verloren geht sei von Hochweißfeldgneis die Rede: das sind in der Regel biotitreiche, grobflaserige Gesteine, welche neben oft auch blaugrauem Plagioklas noch Quarz erkennen lassen, während Orthoklas und Muskowit im allgemeinen keine Rolle zu spielen pflegen; freilich gibt es da auch Ausnahmen.

Im Dünnschliff zeigen die großen Orthoklaszwillinge feine perthitische Einlagerungen, bei vollkommener Freiheit von jeglichen Umwandlungsprodukten. Einschlüsse von kleinen idiomorphen Plagioklasen, mit Fülle und ungefüllten Albiträndern, kommen darin vor, ebenso wie kleine rundliche Quarzkörnchen und Biotitblättchen. Auch in Gesteinen, wo er makroskopisch nicht mehr sichtbar, kann noch etwas Orthoklas vorhanden sein; dann ist er jedoch von ähnlicher Größenordnung wie der Quarz und tritt als Zwickelfüllung auf. — Im Gegensatz zu ihm ist der Plagioklas stets weitgehend verändert. Und zwar nur selten in der bekannten Weise, daß er einfach „gefüllt“ ist — vorwiegend mit Zoisitnadeln und -besen bis zu unentwirrbarem Filz, daneben auch etwas Serizit. Gewöhnlich vielmehr zeigt er, bei guter Erhaltung seiner idiomorphen Gestalt (wenigstens in groben Umrissen), den vielfach aus den Tauern beschriebenen Kornzerfall in ein Haufwerk von rundlichen Einzelkörnern (0,05—0,25 mm Durchmesser) von größtenteils subparalleler Orientierung: beim Einschleifen von Rot I. Ordnung werden alle ursprünglich zusammengehörigen Einzelindividuen mit meist ganz verschwindenden Ausnahmen einheitlich blau, bzw. gelb. Der Vergleich der Brechungsindizes mit Quarz läßt stets Albit erkennen. Aber der ursprüngliche Plagioklas muß viel basischer gewesen sein! Denn stets ist auch Füllung vorhanden, aber in einer eigenartigen Form: die kleinen Muskowitblättchen (0,02—0,05 mm) liegen nicht in den Albitkörnern, sondern zwischen diesen, manchmal als dichter Filz (dabei aber streng gebunden an den Raum des ursprünglichen Plagioklases). Auch Klinozoisit fehlt daneben nicht, und zwar z. T. nicht in der gewöhnlichen Nadelform, sondern in konkav begrenzten Körnern zwischen den rundlichen Albiten. Dabei unterliegt das Mengenverhältnis dieser beiden Füllungsminerale den größten Schwankungen; nicht einmal in einem und demselben Schliff braucht es konstant zu sein! — Der Quarz erfüllt größere Lücken als eckiges, ziemlich feinkörniges (0,1—0,5 mm) Pflaster, oder auch mit verzahnten Aggregaten. — Der letzte Hauptgemengteil, der Biotit, von ziemlich lichtrötlichbrauner Farbe, ist ebenfalls bis auf einzelne versprengte Blättchen in Putzen zusammengedrängt, denen die anderen Hauptgemengteile ihrerseits ferne bleiben (allenfalls mit Ausnahme von etwas Quarz). Ofters zeigt der Biotit beginnende Sagenitausscheidung; und so könnte man versucht sein, Muskowit mit prachtvoll

entwickelten, z. T. sehr dichten Sagenitnetzen, die gelegentlich in den Biotitputzen stecken, als ausgebleichte Biotite zu deuten — wenn es sich erklären ließe, warum diese Ausbleichung nur gerade einzelne Individuen betroffen haben sollte. In manchen Schlifften beteiligen sich übrigens auch Muskowitblätter ohne Sagenit an dem Aufbau der Putzen. Ebenso trifft man fast stets darin — wohl sekundärer Bildung — den Klinozoisit, manchmal in großer Menge besonders an den Rändern. — Endlich sind auch sämtliche Nebengemengteile in erster Linie an diese Putzen gebunden: vor allem Titanit in meist bedeutender Menge und z. T. sehr unregelmäßigen, fast wurmartigen Gestalten. Auch Apatit ist oft sehr reichlich vertreten, manchmal in langen dünnen Nadeln, manchmal in mehr gedrungenen rundlichen Gestalten, wogegen Magnetit, Pyrit (mit Magnetitrinde), ? Magnetkies zurücktreten. Spärlich auch Zirkon in winzigen Körnchen im Biotit, auffällig durch zwar schmale (0,01 mm), aber intensiv schwärzlich gefärbte Höfe.

Die Struktur des Hochweißfeldgranites ist in den wenigst veränderten Abarten tadellos granitisch. Die frühe Bildung des Biotits wird zwar nur durch seltene Einschlüsse in Plagioklas belegt; aber die geradezu konkretionsartigen Zusammenhäufungen dieses Minerals, welche sämtliche Frühausscheidungen beherbergen, sind an sich schon bezeichnend. Und der Plagioklas ist ausgezeichnet idiomorph und zweifellos älter gegenüber Quarz und — soweit vorhanden — Orthoklas, die wohl im wesentlichen nebeneinander kristallisiert sind.

Es ist also gar keine Frage, daß wir hier in der Hauptsache unveränderte Granite — relativ basischer Art, mit Übergängen zu Granodioriten — vor uns haben. Das ersieht man ja nicht nur aus der mikroskopischen Struktur, sondern auch schon aus der Erscheinungsform im großen, vor allem den zahlreichen prachtvollen Einschlüssen. Freilich sind auch bei Gesteinen mit granitischer Struktur schon teilweise Spuren mechanischer Einwirkungen zu erkennen, wenn auch ausnahmslos in kristallin verheiltem Zustande. Dahin gehört einmal wohl der Übergang des Quarzmosaiks in verzahntes Gefüge; zweitens das Auftreten jener Bruchzonen im K-Feldspat, die unter Lösungsumsatz mit Quarz verheilt werden; endlich wohl auch der Kornzerfall der Plagioklase. Denn wenn dieser auch zu z. T. recht ungewohnten Bildern führt — eine andere Lösung ist in diesem Falle kaum ausdenkbar. Es scheint auch ein gewisser Parallelismus im Auftreten dieser verschiedenen Erscheinungen zu bestehen: wo die Quarzkörner sich verzahnen, da zerfallen die Plagioklase, und umgekehrt; das spricht immerhin für genetische Zusammenhänge. An Umwandlungen des Mineralbestandes ist aber ausschließlich die „Füllung“ der Plagioklase erfolgt — die freilich auch in mechanisch ganz unbeeinflussten Gesteinen nicht fehlt. Nur tritt der Serizit unter den Füllungsmineralien dort mehr zurück als da wo Kornzerfall eingetreten ist.

Wenn wir nun die Hochweißfeldgneise betrachten, so finden wir wesentlich weitergehende Veränderungen im mikroskopischen Bilde. In einem Schliff vom S-Rand des Wurferkeeses ist zunächst der Plagioklas in derselben Weise zerfallen wie oben; doch sind die einzelnen rundlichen Teilkörnchen kleiner (0,05 mm ungefähr oberste Grenze) und die idiomorphen Umriss der Ausgangfeldspate sind verlorengegangen; erst mit Hilfe des Gipsblättchens erkennt man an der einheitlichen Farbänderung was ursprünglich zusammengehört („Überindividuen“, *Sander*). In bezug auf Füllung liegen die Dinge ganz wie oben: wesentlich feiner Muskowitfilz zwischen den Einzelkörnchen, mit wechselnder Klinozoisitbegleitung; ein einzelner kleiner in Quarz eingeschlossener Plagioklas dagegen, der dem Kornzerfall entgangen, hat auch die dichte Zoisitfüllung (wie oben S. ). — Der Quarz zeigt hier scheinbar keine Spuren mechanischer Einflüsse: er ist vollständig zu rundlichem Pflaster rekristallisiert. Aber auch er läßt Überindividuen erkennen! — Biotit ähnlich wie oben; Muskowit gelegentlich mit ihm vergesellt, auch das oben erwähnte dichte Sagenitnetz wurde einmal darin angetroffen. In anderen Fällen ist es ersetzt durch massenhafte Titanitkrümel. Wie oben trifft man auch Klinozoisit in größeren Säulen mit dem Biotit verknüpft; und von Nebengemengteilen Apatit und Zirkon — kein Erz! — In der Ausbildung der Gemengteile schließt sich somit dieser Gneis — dem K-Feldspat fehlt! — noch ganz an die granodioritischen Typen des Hochweißfeldgranits an. Aber die granitische Struktur ist verlorengegangen und durch eine kristalloblastische ersetzt, verbunden mit streifiger Anordnung der einzelnen Gemengteile wenn auch noch ohne sehr vollkommene Parallelordnung.

Auch in dem Gneis des Karlingerbühels trifft man teilweise noch alle Hauptgemengteile: Orthoklas, Plagioklas mit Kornzerfall, Quarz, Biotitanhäufungen in gleicher Weise wie oben. Doch machen sich hier daneben teilweise schon weitergehende Umbildungserscheinungen bemerkbar. Besonders interessant ist die „in flagranti“ erappte Ersetzung von Orthoklas durch Albit: dieser scheint in einem Schliff in einer Reihe rundlicher Zwillingkörner subparallel in jenen eingewachsen; in den Lücken ist gerade noch soviel an Resten von Orthoklassubstanz erhalten, daß die Verdrängung sicher belegbar bleibt. Kleine dazwischen angesiedelte Muskowite mögen ein Nebenprodukt der Umwandlung darstellen. Das Ergebnis ist schließlich eine Pseudomorphose aus subparallel orientierten rundlichen Albitkörnern mit etwas Muskowit (z. T. auch eingewandertem Klinozoisit) dazwischen. Die gleiche Kombination sahen wir nun oben auf anderem Wege, durch Kornzerfall des Plagioklases entstehen; und man wird unter Umständen nicht mehr entscheiden können, ob sie auf dem einen oder dem anderen Wege gebildet ist. Denn schon in einem zweiten Schliff führt die gleiche — gerade an einer Stelle noch durch einen Rest von Orthoklas sichergestellte — Verdrängung zu einem anderen Bild: dem eines zwar ebenfalls subparallelen, im ganzen aber viel unregelmäßigeren Haufwerkes, ohne wesentliche Beimischung anderer Mineralien. — In dem ersterwähnten Schliff treten auch Plagioklase mit Kornzerfall auf; daneben beginnt aber auch wieder Sammelkristallisation des Albits; in dem zweiten Schliff und ebenso in einem dritten —

in welchem der Orthoklas merkwürdigerweise ganz intakt geblieben — herrscht sie vollkommen, so daß der ursprüngliche Plagioklas ganz verschwindet. Wohl auf Kosten seiner Zoisitfüllung geht hier auch ein bedeutendes Anwachsen (bis über  $\frac{1}{2}$  mm) der Klinozoisite — z. T. durch Epidot vertreten —, welche die Glimmer begleiten, denen sie nun an Menge etwa gleichkommen. Auch Muskowit nimmt zu auf Kosten von Biotit. Nebengemengteile bleiben wie oben; auch Orthit wurde — als Kern in Epidot — ganz vereinzelt beobachtet.

Ein Schliff eines ähnlichen Gneises von der Hohen Riffel (N-Grat bei ca. 3200 m; über den Kalkglimmerschieferlagen) endlich zeigt nur mehr große ( $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$  mm) rundliche Albite — in kleinen Zwickeln dazwischen auch letzte Reste von Orthoklas — lagenweise wechselnd mit Quarz und mit Biotitaggregaten, die noch am meisten an das Ausgangsgestein erinnern; auch hier sind sie mit ziemlich viel — nun aber eisenreichem — Epidot verknüpft. Nebengemengteile ähnlich wie oben, doch Titanit auch „sammelkristallisiert“ zu langen „Briefkuverten“; wiederum ein einzelner Orthitkern in Epidot, ziemlich viel Apatit, ganz wenig Erz. Vereinzelt etwas Calcit. — Hier haben nun Durchbewegung und Rekristallisation — wohl mit etwas Na-Zufuhr — restlos den Sieg davongetragen über die granitische Vergangenheit des Gesteins, die kaum mehr zu ahnen ist angesichts der rein kristalloblastischen Struktur, des vollkommenen Lagenbaues und der mindestens nach der Korngestalt bei fast allen Gemengteilen deutlichen Regelung.

#### Einschlüsse im Hochweißfeldgranit.

Ihr massenhaftes Vorkommen, sowohl am Hochweißfeld als auch unterm Schwarzköpflkees wurde oben (S. 57) bereits erwähnt. Und zwar sind die Einschlüsse von zweierlei Art:

a) Hornblendegesteine, meist mehr oder minder massig, selten deutlich geschiefert; meist ziemlich licht graulichgrün und so feinkörnig, daß einzelne Gemengteile nicht unterschieden werden können — abgesehen von den nie fehlenden, feineren oder größeren (bis einige Millimeter) eingestreuten dunkelbraunen Biotitblättern, die auch vollständig die Vorherrschaft gewinnen können. In der Regel der Fall ist letzteres an den Rändern, die gewöhnlich auf einige Millimeter durch Biotit dunkel gesäumt erscheinen; aber es gibt auch ganze Einschlüsse, die man zunächst für Biotitgesteine hält, bis man bei genauerem Zusehen die Reste der grünen Zwischenmasse entdeckt. Die Ränder sind im allgemeinen scharf; und da der Granit häufig eine 1—2 Finger breite, bläulichweiße aplitische Randzone gegen die Einschlüsse entwickelt, ist der Gegensatz sehr lebhaft. Natürlich aber gibt es auch Apophysen — meist mit jenen aplitischen Randzonen übereinstimmend — innerhalb der Einschlüsse; und auch gelegentlich verschwommene Ränder. — Die Größe der Einschlüsse variiert von wenigen Zentimeter bis zu einem Meter Länge und darüber. Auf ihre meist gestreckte Gestalt und die Lagerung parallel den Kontakten wurde oben schon hingewiesen.

Im Dünnschliff zeigt das Amphibolmineral auffallend blaßgrüne Farbe mit nur ganz geringem Pleochroismus und auch sonst ungefähr die Eigenschaften des Strahlsteins; nur die Doppelbrechung erscheint etwas gering, kaum viel über 0,020. Es bildet Stengel, begrenzt von (110) und (010), die — ausnahmsweise! — 2 mm Länge und 0,1 mm Durchmesser erreichen; daneben können ganz feine wirrstengelige Massen liegen. — Der Biotit ist von lichterbrauner Farbe; unregelmäßige Fetzen und besser ausgebildete Tafeln erreichen 1 mm. In einem Schliff vom Schwarzköpflkees bildet er ganze Putzen, in einem zweiten, von Hochweißfeld, einzelne ebenfalls ungeordnet liegende Porphyroblasten. In ähnlicher Form, nur eher noch etwas größer, tritt dort auch Muskowit auf; beide enthalten z. T. Hornblende eingeschlossen. — Albit spärlich, als formloser Untergrund der genannten Mineralien. Klinozoisit ist untergeordneter Übergemengteil; einmal wurde darin ein Kern von Orthit beobachtet. — Der Schliff vom Schwarzköpflkees enthält auch einzelne große Calcitporphyroblasten, von Biotit durchwoben. Nebengemengteile: Titanit ziemlich häufig, etwas Magnetkies, Apatit und — selten — Zirkon (mit bis 0,02 mm breiten, schwarzen Höfen im Biotit). — Die Anordnung der genannten Mineralien erscheint sehr regellos; den einzigen Hinweis auf einst vorhandene Paralleltexur liefern im Gestein vom Hochweißfeld die kleinen, z. T. deutlich in Reihen — quer durch Hornblendeaggregat und Glimmerporphyroblasten! — angeordneten Titanite.

Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, daß es sich hier um echte Einschlüsse handelt, die von den Amphiboliten bis Prasiniten in der Umhüllung der Granite herzuleiten sind. Die Erscheinungsform im großen spricht entschieden dafür (vgl. oben). Aber die mikroskopischen Beobachtungen sind z. T. nicht ohne weiteres damit in Einklang zu bringen. Zwar die richtungslose Textur und auch die dia- bis poikiloblastische Struktur würde zu einem Kontaktgestein schon stimmen. Aber der Mineralbestand ist ganz derselbe wie er in den Grünschieferlagen der Riffeldecken auch sonst — selbst in weiter Entfernung von jedem Intrusivkontakt — vorkommt. Dies gilt ja selbst vom Biotit, der freilich in unserem Falle z. T. so deutlich an den unmittelbaren Kontakt mit dem Granit geknüpft erscheint, daß seine Abhängigkeit von demselben außer Zweifel stehen dürfte. Das einzige sonst typische Kontaktmineral ist der Magnetkies. Um so weniger sieht der übrige Mineralbestand nach Kontaktmetamorphose aus; mindestens möchte man statt der blassen strahlsteinartigen eine intensiv grüne Hornblende erwarten — wenn nicht einen Pyroxen; wenn man sich schon mit dem Klinozoisit, dem Muskowit, dem Calcit (! in einem ursprünglich rein silikatischen Gestein!) abfinden will. Die Vermutung liegt nahe, daß wir da eben gar nicht mehr den ursprünglichen Kontakt-Mineralbestand vor uns haben, sondern eine spätere metamorphe

Weiterbildung desselben — ohne Durchbewegung! — bei der Strahlstein an Stelle von Diopsid oder grüner Hornblende getreten ist. Was sonst für Veränderungen erfolgt sind, entzieht sich der Beurteilung.

β) Biotitgesteine bilden die zweite Art der Einschlüsse. Sie zeigen nur grob und unregelmäßig blättrige Biotitaggregate, häufig von bläulichgrauen Feldspäten unterbrochen, wie sie im umgebenden Granit vorkommen; gegen diesen sind die Grenzen meist unscharf.

Im Dünnschliff zeigt ein solches Gebilde vom Schwarzköpflkees ganz die gleichen Gemengteile wie der letztere in seiner granodioritischen Ausprägung: idiomorphe, dicht mit Zoisit und mehr zurücktretendem Serizit (der auch ganz fehlen kann!) gefüllte Plagioklase; sehr wenig Quarz, einzelne Zwischenräume füllend; rötlich-braunen Biotit, in meist ziemlich kleinen Blättern wirre Massen bildend; mit diesen sind auch Titanit, Apatit (lange Nadeln, in erstaunlicher Menge!) und Zirkon verknüpft. Das Bild ist ganz das eines ins Basische weiter gesteigerten Granodiorits; und so handelt es sich hier wohl nicht um Einschlüsse des Nebengesteins, sondern um solche einer basischen Fazies, bzw. einfach um basische Konkretionen.

Allerdings sind neben den Einschlüssen von Hornblendegesteinen auch solche von Biotitschiefern zu erwarten — sogar noch reichlicher, da ja das Nebengestein unserer Granite zum größeren Teil aus Glimmerschiefern besteht. Es sollte demgemäß auch eine Durchmusterung eines größeren Materials noch zur Auffindung solcher Einschlüsse führen. Auch durch weitgehende Biotitisierung aus Hornblendegesteinen hervorgegangene Biotitgesteine wären durchaus denkbar.

Anhangsweise sei hier noch ein Biotitaggregat erwähnt, das in einem Aplitblock in Moräne auf dem Hochweißfeld als randlich scharfbegrenzter Einschluss gefunden wurde. Es ist tiefbraun gefärbt, von gleichmäßig feinem Korn und richtungsloser Textur. Auch im Schliff beobachtet man nichts als rötlichbraune Biotitblätter von 0,1–0,5 mm Durchmesser ohne irgendwelche gesetzmäßige Anordnung (soweit ohne Statistik zu erkennen).

#### b) „Orthogneise im allgemeinen.“

Wie schon erwähnt wurden unter dieser Bezeichnung vor allem Gesteine kartiert, die oft stark an leukokrate, dabei meist stark verwalzte Zentralgneise erinnern. Sie zeigen meist ausgesprochene Flasertexturen, indem sich zwischen größeren Feldspäten (meist einige Millimeter Durchmesser, gewöhnlich mehrere auf einem Haufen; selten wohlentwickelte „Augen“) Lagen bis Häute von hellem Glimmer hindurchwinden; Biotit tritt meist sehr stark zurück oder scheint ganz zu fehlen. Wo die größeren Feldspäte spärlich und kleiner werden, da wird auch einfache Lagentextur herrschend, mit weißen Quarz-Feldspat- zwischen z. T. etwas grünlichen Glimmerlagen.

Solche Gesteine bilden vor allem die tieferen Gneislagen in der Riffldecke in der Basis des Hocheisers und in der Riffl selbst. Besonders beiderseits des Kapruner Törl sieht man sie in großer Mächtigkeit anstehen; die von unten zweite dieser Gneislagen, der u. a. der Kleineisergipfel angehört, erreicht im Gehänge NO des Törl mehrere 100 m. Auch eine dritte Lage, die oberhalb der Eiserscharte mit geringer Mächtigkeit beginnt, sich durch die Basis der Hocheiser W-Seite und des Scharkogels usw. — hier stets im Hangenden des basalen Tonalitgneises der Riffldecke (vgl. S. 68) — bis an das Moränengelände über Schneiderau verfolgen läßt, erreicht z. T. ähnliche Beträge. — Auch diese Gneise stecken stets konkordant zwischen den Glimmerschiefern. In einem Falle — O Kleineiser — konnte an der Hangendgrenze, in der Gegend des Gletscherrandes um 2700 m, Übergang in eine hellere, mehr aplitische Fazies beobachtet werden, in einem breiten Streifen. Südlich des Hauptkammes, im Bereich des Dorfertales, fanden sich solche Orthogneise nicht mehr in ausscheidbarer Mächtigkeit, sie kommen aber innerhalb der als injizierte Glimmerschiefer ausgeschiedenen Gesteinsgruppe noch in schmalen, nicht anhaltenden Lagen mehrfach vor. So besonders nahe dem Blattrand SW Böheimen, W Rumesoeben in dem breiten Band NO Fruschnitzeben und NO Schöneben. Es ist jedoch hier die Abtrennung der hellen Orthogneise von stark albitisierten hellen Glimmerschiefern mehr oder minder problematisch geblieben.

Im Dünnschliff lassen diese Gneise stets noch Biotit erkennen, tiefbraun gefärbt, manchmal in Chlorit übergehend; wenn er auch an Menge stets stark hinter dem Muskowit zurückbleibt. Dieser ist teils farblos, teils auch deutlich blaßgrünlich wie im Maloja- (116) oder Adulagneis (145). Beide Glimmer bilden gut oder leidlich individualisierte, dünne Blättchen, um etwa  $\frac{1}{2}$  mm Länge. Quarz stets reichlich vorhanden, zeigt in den einen Schliffen mehr oder minder verzahnte, etwas in s gestreckte Körner, z. T. auch ganz leichte undulöse Auslöschung; in anderen dagegen keine Spur von solcher und schlichte Pflasterformen (vollendete Rekristallisation!). Streifenweiser Wechsel von Lagen verschiedener Korngröße findet sich in manchen Schliffen. Plagioklas ist reichlich vorhanden; wohl ausnahmslos reiner Albit (gemessene Auslöschungsschiefen  $\perp A$  gegen  $001\ 24^\circ\ 25^\circ$  — hier Spaltrisse mangelhaft!). Etwas Muskowitfüllung ist stets bemerklich — z. T. jedoch nicht in allen Schnitten oder auf Teile von manchen beschränkt, was wohl primären Plagioklas und neugebildeten Albit zu unterscheiden ermöglicht (Haufwerke sehr kleiner Epidotkörner in einem Schliff — Kleineiser, aus Moräne — gehören nicht zur Füllung, da sie sich auch außerhalb der Feldspäte finden). Rundliche Quarzeinschlüsse sind häufig. In den Schliffen vom Kleineiser sind einzelne Albite ganz von solchen, von etwa 0,01–0,03 mm Durchmesser durchsiebt (neben etwas Muskowitfüllung), während sie der Mehrzahl in dieser Art vollkommen abgehen; nachdem auch räumliche Nachbarschaft zu K-Feldspat nicht selten gegeben ist, liegt es nahe, hierin umgewandelte Myrmekite (typisch ausgebildeter Myrmekit fehlt ganz!) zu erblicken. Der K-Feldspat ist z. T. sicher Orthoklas, mit gerader Auslöschung  $\perp a$ ; zweifelloser Mikroklin wurde nicht beobachtet. Er bildet größtenteils große, recht

unregelmäßig umgrenzte Individuen; Reichtum an Einschlüssen — Quarz, Albit, Calcit (!) — besteht nur teilweise, in manchen Schliffen fehlen solche mehr oder minder ganz. Umwandlungsprodukte — von einer wohl auf Verwitterung zurückzuführenden bräunlichen Trübung abgesehen — pflegen zu fehlen; nur gelegentlich wurde Muskowit in einer Art beobachtet, die ihn als solches auffassen läßt: in kleinen Blättchen unregelmäßig eingestreut, oder vom Rande aus eindringend. Auch Scherzonen finden sich, kristallin ausgeheilt und genau wie (116, S. 96) beschrieben mit darauf angesiedelten kleinen Quarzen. — Übergemengteile: Calcit manchmal recht häufig, in unregelmäßigen, vielfach konkav begrenzten Körnern unter Quarz-Albit gemengt oder in z. T. scharf begrenzten kleinen Rhomboëdern in Quarz oder Orthoklas eingeschlossen (vgl. *Weinschenk*, 211, S. 730, ferner Abb. 1, Taf. V). Epidot spielt eine auffallend geringe Rolle, in Wolken kleiner Körner in einem Schliff (vgl. oben) ziemlich reichlich, fehlt er den meisten ganz. Auch Granat scheint im Gegensatz zum Zentralgneis (vgl. S. 17) ganz zu fehlen! — Nebengemengteile spärlich; am meisten noch manchmal Titanit; etwas Apatit, Zirkon (in Glimmer); Magnetit, Pyrit nur vereinzelt. — Gefüge: Im allgemeinen ausgesprochene Lagentextur; dünne Glimmerlagen, manchmal nicht sehr weit aushaltend, wechseln mit wesentlich breiteren von Quarz und Albit, die z. T. auch unter sich wieder streifenweise getrennt sind. In ihnen liegen die großen Orthoklase als „Porphyroblasten“. — Postkristalline Deformation fehlt bis auf geringe Spuren; dagegen sind blastomylonitische Charakterzüge (vgl. oben: zerscherte Orthoklase, streifenweiser Wechsel der Korngröße, Rekristallisation des Quarzes) verschiedentlich deutlich.

Es muß bemerkt werden, daß ein Gestein — von der Scharkogel-Basis —, das mit den vorher besprochenen zusammengefaßt wurde und sich makroskopisch kaum verschieden zeigt, höchstens im Undeutlicherwerden der großen Feldspate, im Schliff bereits zum Scharkogelgneis hinüberleitet. Dadurch nämlich, daß der Orthoklas verschwunden ist und statt dessen feinkörnige Albitaggregate auftreten, mit etwas Quarz und Muskowit untermischt — ganz wie im Scharkogelgneis (vgl. S. 65). In anderer Hinsicht: Glimmerarmut, gänzlich Fehlen von Epidot ist dagegen der Unterschied von typischem Scharkogelgneis ganz so groß wie bei den vorher besprochenen Gneisen.

Ein heller Orthogneis von der Blattgrenze westl. Rumesoeben im Dorfertal enthält einerseits keinen Kalifeldspat, andererseits tritt statt Biotit nur stark gefärbter Chlorit neben dem überwiegenden hellen Glimmer auf. Die Hauptmasse des Gesteins macht Albit aus, der immer reichlich Quarztröpfchen enthält, aber nur in einem Teil der Körner kleine Häufungen echter Fülle zeigt. Quarz ist relativ spärlich, Epidot in großen Körnern — vereinzelt mit Orthitkern — zugegen.

Einen etwas anderen Typus stellen sehr helle — der Gesamteindruck ist ein grünliches Weiß ähnlich dem vieler Quarzite — und im allgemeinen ziemlich glimmerarme Gneise dar, mit entsprechend wenig in die Augen fallender Paralleltextur; immerhin ist mindestens bei genauerem Zusehen ein Aufbau aus weißen Lagen, welche Feldspate von einigen Millimeter Durchmesser enthalten, und solchen von blaßgrünlichen Glimmerschüppchen erkennbar; doch kann er auch einer mehr unregelmäßigen Flaserung Platz machen. Biotit scheint makroskopisch durchaus zu fehlen.

Dahin gehören die Gneise vor allem aus den stirnnahen Teilen der Riffdecke, z. B. von der Höhenburg und von dem Faltenknäuel auf der W-Seite des Wasserfallbodens (Karbach); ebenso aus dem Stubachtal am Schränbach — Fortsetzung des oben erwähnten Gneiszuges von der Hocheiser-Scharkogel-Basis! Besonders bequem zugänglich wird er schon außerhalb der AVK., an der Böschung der Stubachtalstraße N des genannten Baches (man darf sich durch das zerfallene Aussehen der daraus hervorragenden kleinen Felspartien nicht irre machen lassen: ihre einheitliche Gesteinsbeschaffenheit beweist, daß sie anstehen, höchstens z. T. etwas verrutscht sind!). Auch N Schneiderau, an dem Gehänge unter P. 1652 (gleichfalls außerhalb der AVK.) erreicht ein ähnlicher Gneis das Stubachtal, mit Dolomit verschuppt und von Kalkglimmerschiefer überlagert; offenbar das Ende eines höheren Zuges, der aus der großen Scharkogelgneismasse des Maurerkars (vgl. S. 64) gegen N ohne scharfe Grenze hervorgehend an der Basis des Mesozoikums im Reichenbergkar, vielfach mit diesem verschuppt durchzieht, und dem auch die Felsen der Haseneckalpe angehören dürften. Zu einem 3., obersten Gneiszug endlich kann man zusammenfassen: die einzelnen Fetzen im Kamme Schneeseichen—Richtzeitsedl; die Vorkommen im oberen Reichenbergkar und N desselben unter der „Achsel“, die gegen N unter den Bergsturzmassen des Grubachs und der Schlauchenalm verschwinden, um in dem Gneis N des Gnadenwaldes noch eine Fortsetzung zu finden. Das Tal erreicht dieser Zug <sup>39)</sup> nicht.

Im Dünnschliff zeigen diese Gneise den stets deutlich blaßgrünlichen Muskowit als einzigen oder doch weit vorherrschenden Glimmer; dunkelbrauner Biotit tritt nur in manchen Schliffen untergeordnet daneben auf, z. T. wieder in Chlorit übergehend. Der K-Feldspat ist hier stets Mikroklin, mit schöner Gitterung in einzelnen z. T. ganz scharf abgegrenzten Flecken. Er bildet meist große unregelmäßige Individuen; nur in einem Schliff [Erlweisgraben,<sup>40)</sup> S. A.] gehen sie nicht wesentlich über die Dimensionen der anderen Gemengteile hinaus. Einschlußreichtum wechselt; im einen Schliff unbedeutend, im anderen allgemein groß, im dritten vorzugsweise auf randnahe Partien des Mikroklin beschränkt. Als Einschlüsse hauptsächlich kleine, z. T. idiomorphe Albite und rundliche Quarze; gelegentlich auch kleine Muskowitblätter. Bräunliche Trübung ist allgemein; in einzelnen Fällen auch Neubildung von kleinen Muskowitblättern, welche meist nachweislich von — z. T.

<sup>39)</sup> Gesteine desselben wurden nicht näher untersucht; es muß also offenbleiben, inwieweit er zu Recht an dieser Stelle erwähnt ist.

<sup>40)</sup> Das ist der erste Graben N Schneiderau (Name fehlt auf den Karten!).

sehr feinen — Rupturen ausgeht. Albit in meist rundlichen Körnern stets reichlich; Füllung mit kleinen Muskowitblättchen ist wieder auf einzelne Häufchen (oft auffallend klein im Verhältnis zum ganzen Plagioklaskorn!) beschränkt, bzw. in der Regel überhaupt nicht vorhanden. Häufig sind dagegen die bekannten kleinen Quarztröpfcheneinschlüsse. Quarz bildet mehr oder minder verzahnte Körner, z. T. mit schwach undulöser Auslöschung. Epidot meist lebhaft gelb gefärbt und stark doppelbrechend (0,030—0,040) (eisenreich!) ist hier stets vorhanden und meist verhältnismäßig reichlich, in einzelnen Körnern und Haufwerken solcher, in der Regel mit dem Glimmer verknüpft; doch in einzelnen Schlifften auch in idiomorphen Säulchen in Albit eingeschlossen. Granat nur vereinzelt (Stubachstraße N Schrännbach; auch Karbach) in blaßrötlichen, ziemlich gut entwickelten Kriställchen. Dagegen ist Calcit als Übergemengteil wieder sehr verbreitet, in ähnlicher Ausbildung wie oben; auch hier kommt er als idiomorpher Einschluß in Mikroklin gelegentlich (N Schrännbach) vor. Nur selten fehlt er ganz; wegen extremer Karbonatisierung vgl. unten. Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Titanit, Zirkon — ausnahmslos spärlich. — Gefüge: Lagenbau meist deutlich, jedoch Glimmerlagen, z. T. wenig weit aushaltend; manchmal auch Quarz für sich in gesonderten Lagen. Dagegen sehr verbreitet Regelung nach Korngestalt, da der Quarz (u. z. T. auch Albit) in s gestreckt ausgebildet. In den Quarz-Feldspatlagen pflegen die großen Mikrokline als „Porphyroklasten“ zu liegen (sofern man sie, wie das wohl wahrscheinlich, als teilweise rekristallisierte Trümmer auffassen darf). Postkristalline Deformationsspuren im allgemeinen nur unbedeutend.

Beträchtliche äußerliche Ähnlichkeit mit diesen Typen zeigt ein Orthogneis, der nordöstlich Schöneben im Dorfertal hellen albitisierten Glimmerschiefern eingelagert ist. Das sehr helle Gestein zeigt wieder lagigflaserigen Aufbau mit Zügen von deutlich grünem Muskowit, während Biotit gänzlich fehlt.

U. d. M. ist der wichtigste Unterschied, jedoch das Fehlen von Kalifeldspat neben dem sehr reichlich vorhandenem Albit, der in klaren Körnern auch wieder meist die erwähnten Quarzköpfchen führt. Neben Quarz und dem grünlichen Muskowit findet sich ferner Karbonat, Apatit, sehr wenig Chloritschüppchen, Epidotkörnchen und Magnetit.

Von dem vorhergehenden unterscheidet sich dieser „Typus Schrännbach“ also durch stärkeres Zurücktreten der Glimmer, besonders des Biotits; durch meist erheblich stärkere Anwesenheit von Epidot, sowie durch die Ersetzung des Orthoklases durch Mikroklin (sofern man auf diesen letzteren Unterschied angesichts der röntgenographischen Ununterscheidbarkeit der beiderseitigen Raumgitter Wert legen will).

Anzuschließen sind hier ferner noch einige Gesteine, die im Felde als typischer Scharkogelgneis gesammelt wurden. Das erste stammt vom W-Sporn des Schwarzen Balken, das zweite aus dem als Scharkogelgneis eingetragenen Gneisband, das vom Mittleren Fruschnitzgang über den Kamm des Spitz streicht (Dorfertal Ost). Dieses besteht vielleicht zur Gänze aus solchem Gestein. Die Schriffe zeigen, was Glimmer und Epidot betrifft, vollkommene Übereinstimmung mit dem Scharkogelgneis (siehe dort); im Gegensatz zu diesem enthalten jedoch die meisten, linsenförmigen Flecken des Gesteins große unregelmäßige K-Feldspate — genau wie oben, vielfach sehr einschlußreich. Randlich in dieselben eingewachsene Albite zeigen z. T. Kornzerfall, ebenfalls ganz wie im Scharkogelgneis; so daß die Möglichkeit vorliegt, hier ein Zwischenstadium auf dem Wege zum Scharkogelgneis zu sehen. Daneben gibt es aber auch größere Albite bis 1,5 mm Länge (Fruschnitzgang), die gerne als einfache, gleichhälftige Zwillinge nach dem Albitgesetz entwickelt sind. Es herrscht so großer Reichtum an Albit — wieder nur mit einzelnen Häufchen von Muskowitfüllung —, daß man wohl nicht umhin kann, einen Teil desselben als Ergebnis sekundärer Na-Zufuhr anzusehen. Quarz tritt dagegen ganz auffällig zurück; in großen Teilen des Schriffes fehlt er ganz mit Ausnahme der bekannten Tröpfcheneinschlüsse im Albit; ganz lokal bildet er einzelne Streifen aus eckigem Pflaster. Bemerkenswert ist das vereinzelt Auftreten von grüner Hornblende als Einschluß in Albit, meist in Gruppen sehr feiner parallelgeordneter Nadeln.

Aus dem Schliff vom Fruschnitzgang wäre ferner noch das relativ reichliche Vorkommen von Kalzit und das Vorhandensein weniger kleiner Granaten hervorzuheben.

Desgleichen führt auch der als Scharkogelgneis ausgeschiedene Augengneis so am S-Fuß des Mittleren Burgstall einzelne große Mikrokline, in die kleinkörniger Albit einwächst. Hervorzuheben ist noch, daß hier die übrigen Albite öfter als bei den vorigen Gesteinen — aber nicht durchwegs! — eine lockere Fülle enthalten. Das übrige Gewebe ist typischer Scharkogelgneis, bezeichnet durch grünlichen Muskowit neben nur spärlichen kleineren Biotitschüppchen und hier kleiner körnigen Epidot. Das Vorkommen von Turmalin unter den Akzessorien sei noch hervorgehoben.

Vielleicht ebenfalls hier anzuschließen ist ein Schliff eines feinkörnigen Augengneises vom Eiskögele-NO-Grat — auf der Karte nicht vom Scharkogelgneis getrennt, welcher in sonst (wenigstens makroskopisch) recht typischer Ausbildung die mächtige Gneislage von Johannisberg—Eiskögele (vgl. Karte) bildet. Auch hier sind im Schliff intakte K-Feldspate erkennbar; die ziemlich eng gescharten, parallelen Glimmerlagen enthalten neben Muskowit auch ziemlich reichlich Biotit, sowie etwas Epidot, bzw. Klinozoisit. Sonst nicht Auffallendes.

Ferner ist ein Schliff zu erwähnen von einem der kleinen Gneisaufschlüsse aus dem Moränengelände am Blattrande bei der Grindschachenalm (die Aufschlüsse größtenteils bereits außerhalb der AVK.): Ein helles Gestein mit blaßgrünlichen Lagen feiner Muskowitblätter und darüber hingestreuten dunklen Biotitschüppchen — auf dem Querbruch durchsiebt mit rundlichen Albiten, das zunächst seine Zuordnung zu den Orthogneisen etwas problematisch erscheinen läßt. Jedoch die geologische Position spricht dafür. Im Schliff erkennt man lagenförmige Anordnung der Glimmer, denen sich ziemlich viel kleinkörniger Epidot beigesellt; was aber dazwischen liegt sind nur geringe Reste von Quarzpflaster, größtenteils rundliche Albite, die stellenweise auch zu Pflaster zusammenschließen. Gewöhnlich sind sie ganz erfüllt mit Einschlüssen: vor allem Quarz, auch Epidot, Muskowit, Calcit; in einzelnen Fällen (ziemlich selten!) lassen diese reihenweise Anordnung erkennen: reliktsche Paralleltexur! Schon daraus geht hervor, daß der Albit hier z. T. Neubildung sein muß; daß das nicht durchwegs gilt, zeigen wieder die Häufchen von Füllungsmineralien (Muskowit, Epidot). Allerdings finden sich solche gelegentlich auch zwischen Quarzeinschlüssen — aber nur ohne Paralleltexur! K-Feldspat nur in geringen Spuren (wohl in der Hauptsache vom Albit aufgezehrt!). Große zerlappte und einschlußreiche Calcite fehlen auch nicht. — Bezüglich des Gefüges ist noch nachzutragen, daß die reliktsche Schieferung innerhalb der Albite mit der Paralleltexur

außerhalb in manchen Fällen nicht übereinstimmt; es scheinen also Drehungen erfolgt zu sein. Die — schon wegen der großen Menge des Albit hier anzunehmende — Na-Zufuhr wäre demnach nicht so ausschließlich posttektonisch wie in den meisten anderen Fällen. Postkristalline Gefügeverletzungen fehlen indessen.

Aus der S. A. kenne ich zwei weitere Schiffe aus der gleichen Gegend — der eine „östl. Reichensberg-Asten“, der andere „Unter (W) Grünschachen-Alm“ bezeichnet —, denen vermutlich ebenfalls Orthogneise zugrunde liegen: ziemlich grobblättrige Muskowitlagen, mit untergeordnetem Biotit, bzw. Chlorit im einen, viel Epidot im anderen Schriff sind noch erkennbar, damit wechselnd quarzreiche Lagen; aber die einen wie die anderen sind großenteils ersetzt durch Ankerit, untergeordnet auch Calcit! Reichlicher Albit mit zahlreichen Quarzeinschlüssen fehlt auch nicht; z. T. schneidet auch er die Muskowitlagen ab. Er enthält auch Ankerit als Einschlöß. Neben der Albitisierung ist hier also eine weitgehende Karbonatisierung erfolgt, welche das ursprüngliche Bild des Gesteins von Grund auf<sup>41)</sup> verändert hat (wegen eines analogen Falles aus der Malojaserie des Engadins, vgl. 116, S. 97; ferner *Bossard*, 97, S. 69).

Endlich sind noch zu erwähnen Muskowit- (bzw. Serizit-) Schiefer: weiß bis grünlichweiß, feinsig-blättrig, ganz ähnlich den aus dem Zentralgneis (S. 19f.) beschriebenen, die ebenso wie dort auch aus den obigen Gneisen unter dem Einfluß gesteigerter Durchbewegung hervorgehen können. Dies ist der Fall an der Basis derselben am Scharkogel (W-Kante), wo einige Meter solcher Serizitschiefer die Auflagerung auf den liegenden Tonalitgneis bezeichnen. Ein gleicher, weißer Serizitschiefer begleitet auch den Scharkogelgneis unter dem mittleren Burgstall. Schiffe liegen nicht vor; auch nicht von den an verschiedenen anderen Stellen auftretenden unbedeutenden Verschieferungszonen ähnlicher Art.

Gewissermaßen als Übergangsglied zwischen Gneis und solchen Serizitschiefern bezeichnet werden kann dagegen der helle serizitische Gneis, der auf der W-Seite des Schwarzköpfels (an der W-Kante über 2900 m, von da gegen N als auffällige Wandstufe zum Gletscherrande hinabsteigend) ansteht, als Keil an der Grenze<sup>42)</sup> gegen die obere Schieferhülle in diese hineinspießend. Er enthält nämlich in grünlichweißer feinflaserig-serizitischer Masse zahlreiche einige Millimeter große Feldspate. — Dieselben sind Orthoklase, welche von den dicken Muskowitstrahlen umflasert werden; Lagen von eckigem Quarzpflaster, mit einzelnen Muskowitblättern gemischt, wechseln mit jenen. Einzelne größere Albite umschließen gelegentlich Reihen von Quarzeinschlüssen. Spärlich Erz, etwas Apatit. — An den Glimmerlagen etwas postkristalline Deformation (stetige Biegungen) kenntlich; nicht aber am Quarz. Ein Hervorgehen der Muskowitlagen aus Orthoklas ist auch hier, wo beide nebeneinander liegen, nicht ersichtlich.

#### Einschlüsse in Orthogneis.

In den Rundhöckern am S-Rande des Eiserkeeses enthält der Orthogneis, unter der Glimmerschiefer einschaltung bei ca. 2650 m, dunkle biotitreiche Einschlüsse in Gestalt von stark in der Schieferung langgezogenen Platten, nur einen bis wenige Zentimeter dick. Sie bestehen, wie der Schriff zeigt, größtenteils (wohl 60–70%) aus Glimmermineralien: dunkelbraunem Biotit in bis millimeterlangen und z. T. fast ebenso dicken Blättern, und ähnlich langen aber dünneren von Muskowit. Epidot in dicken, bis 0,6 mm langen Prismen ist reichlich; noch reichlicher Albit in ganz unregelmäßigen und von Einschlüssen durchsiebten Porphyroblasten. Massenhaft vorhanden sind sehr dünne langgestreckte Mikrolithen von hoher Licht- und Doppelbrechung — wahrscheinlich Titanit; sie setzen in parallelen Zügen auch durch die häufigen Querbiotite und Albite, welche das streng parallele Glimmergewebe unterbrechen. Quarz scheint gänzlich zu fehlen!

Ob es sich hier primär um echte Einschlüsse oder um irgend welche basische Schlieren handelt, ist schwer zu entscheiden; sicher ist nur, daß sie durch spätere Metamorphose bis zur Undeutbarkeit betroffen sind. Wahrscheinlich im ersteren Sinne aufzufassen sind kleine Schollen von stark biotitisiertem Amphibolit im Kleiner Orthogneis am gleichen Gletscherrande, ähnlich dem aus dem Granatspitz-Zentralgneis beschriebenen (S. 24). Näher untersucht wurden sie hier jedoch nicht.

#### c) Scharkogelgneis.

Als Typus des Scharkogelgneises diene das sehr einheitlich ausgebildete Gestein, welches den Gipfel des Scharkogels bildet und N davon sich unter dem Wurferkees in gewaltigen Massen ausbreitet; durch den Krefelder Höhenweg ist es hier sehr bequem zugänglich geworden. Es ist ein Zweiglimmergneis von im Ganzen lichtgrünlicher Farbe, bedingt durch den vorwaltenden hellen Glimmer, der Lagen bildet, während schwarze Biotit-schüppchen, meist unter millimetergroß, untergeordnet darüber ausgestreut sind. Das entscheidende Kennzeichen aber sind die meist stark in die Länge gezogenen weißen Flecken, die unscharf begrenzt, ohne Spaltflächen usw. zu zeigen die Rolle spielen, in der man in einem Gneis wohlausgebildete Feldspatäugen erwarten würde.

Die genannte Masse des Scharkogelgneises ist mit etwa 400 m maximaler Mächtigkeit auch weitaus die bedeutendste, welche von diesem Gestein bekannt geworden. Allerdings ist es wahrscheinlich, daß da tektonische Verdickung mit im Spiele ist; die zahlreichen Glimmerschieferzungen, welche von S wie von N her in die Gneismasse

<sup>41)</sup> Dies dürfte der Grund sein, weshalb *Aschers* Karte (in 48) alle diese Aufschlüsse als Kalkphyllit angibt.

<sup>42)</sup> Die Zeichnung auf der Karte ist insofern nicht ganz exakt, als an der W-Kante des Schwarzköpfels unter diesem Gneis nicht direkt Kalkglimmerschiefer, sondern zunächst ca. 15 m aplitisch injizierte Glimmerschiefer und 4–5 m dunkler Phyllit anstehen; sie wurden aus Deutlichkeitsgründen unterdrückt.

eingreifen, sind wohl eher auf tektonische Verfaltung zurückzuführen als auf intrusive Lagerungsform, zumal wir uns ja in einem überhaupt sehr intensiv durchgearbeiteten Gesteinspaket befinden. Inwieweit diese Deutung auf die zahlreichen kleinen Wiederholungen scharkogelgneisähnlicher Lagen ausgedehnt werden kann — z. B. am Geralkopf, wo immer wieder dünne Gneisblätter in den Glimmerschiefern stecken —, das kann nicht entschieden werden. Immerhin zeigt das Auftreten mesozoischer Linsen an ganz unerwarteten Stellen mitten im Kristallin der Riffdecke — z. B. Eiserscharte —, wie wenig hier der Einfluß der alpinen Tektonik unterschätzt werden darf.

Die Kontakte des Scharkogelgneises mit den Glimmerschiefern sind ausnahmslos konkordant; sowohl in der Masse des Scharkogels selbst wie auch in den kleineren Vorkommen. Es kann dies ja auch nicht weiter überraschen, nachdem wir an allen Orthogesteinen der Riffdecke mit Einschluß des Hochweißenfeldgranits ein Gleiches feststellen konnten.

Es würde zu weit führen, alle die kleineren Vorkommen gesondert aufzuzählen und zu beschreiben; es sei diesbezüglich auf die Karte verwiesen.

Zu der obigen makroskopischen Beschreibung sei noch nachgetragen: einmal, daß der Biotit auch verlorengehen kann; ferner, daß eine eigentliche Lagentextur, mit Zwischenschaltung glimmerarmer Lagen lichter Mineralien zwischen die glimmerreichen selten deutlich wird — es sei denn, daß jene lichten Flecken im Falle starker Verschieferung zu nur noch millimeterdicken, fast planparallelen Gebilden ausgezogen werden. In anderen Fällen sieht man meist nur etwa millimetergroße rundliche Feldspatkörner in größerer oder geringerer Menge zwischen Glimmer eingebettet.

Im Schliiff erscheint die Lagentextur wesentlich besser ausgeprägt. In den Glimmerlagen herrscht Muskowit, mit blaßgrünlichem Stich, in meist dicht aufeinandergepackten, gut parallelgeordneten Blättchen vor gegenüber dem tiefbraunen Biotit, der öfters auch in der Größe hinter jenem zurückbleibt, jedoch überall — auch wo er dem unbewaffneten Auge zu fehlen schien — vorhanden ist. Endlich beteiligt sich auch Epidot stets, z. T. in recht bedeutender Menge, am Aufbau der Glimmerlagen; teils in wohlausgebildeten Kriställchen, teils in kleinkrümeligen Haufwerken. Er ist im allgemeinen farblos, höchstens sehr schwach gelblich, jedoch mit ziemlich starker Doppelbrechung; lokal aber sinkt seine Doppelbrechung (und damit sein Fe-Gehalt) auf den geringen Wert des Klinozoisits. Vereinzelt sind unscharf abgegrenzte Kerne von Orthit im Epidot (lichtbraun, schwach doppelbrechend). — In den glimmerärmeren — aber auch noch ziemlich reichlich eingestreute Glimmer führenden — Lagen tritt Quarz der Menge und Größe nach zurück gegenüber Feldspat, der allgemein Albit mit nur geringer An-Beimischung zu sein scheint. Gemessen wurde  $\angle a 71^\circ$ ;  $\angle A$  gegen (001)  $19^\circ$  (in anderen Schliffen war wegen Fehlens jeder Bezugsrichtung keine Messung möglich). Es handelt sich meist um unregelmäßig rundliche Körner, oft reich an Einschlüssen, vor allem von Quarz (daneben Muskowit, Biotit — manchmal schön sechsseitige kleine Blättchen —; Titanit); sehr wechselnd ist das Auftreten von Füllung in Gestalt kleiner Muskowitblättchen, die einzelne Feldspate ganz oder fast ganz durchspicken, in anderen, nur in einzelnen wohl abgegrenzten Häufchen vorkommen, wieder in anderen ganz fehlen; ein Verhalten wie es sich auch in anderen Gesteinen (S. 86, 155) findet und das am besten so zu deuten ist, daß ein Teil der Feldspate ältere, unter Ausscheidung von Muskowit zerlegte Plagioklaskerne enthält, während der ungefüllte Albit eine Neubildung der Metamorphose darstellt. Damit steht im Einklang, daß in solchem — nur in solchem! — vereinzelt auch relik-tische Paralleltextur der Einschlüsse zu beobachten war. Eine ungeklärte Rolle spielt dagegen der Granat, der in einem Schliiff ausschließlich als Einschluß in Feldspat auftritt, jedoch nur in einzelnen Feldspaten und auch ohne gesetzmäßige Beziehung zum Füllungsmuskowit — teils neben solchen, teils ohne ihn; ein Verhalten wie wir es auch in anderen Gesteinen wieder treffen werden. — Die großen weißen Flecken des Gesteins endlich bestehen ebenfalls aus Albit; allerdings beruht die Bestimmung nur auf der vollständigen Übereinstimmung in der Lichtbrechung mit dem Albit des obigen Typus in der Umgebung. Denn hier zeigt er als auffälligstes Kennzeichen sehr ausgeprägten Kornzerfall mit deutlicher Überindividuenbildung, der jede genauere Bestimmung illusorisch macht. Von Füllung sind diese Feldspate frei; einzelne Muskowitblätter haben sich jedoch gelegentlich hineinverirrt, ebenso sind Quarzkörner nicht selten eingeschlossen. Und besonders am Rande der „Flecken“ häufen sich solche manchmal in einer Art, daß man an umgestaltete ehemalige Myrmekite zu denken versucht ist. Die Granateinschlüsse gehen ihnen ebenfalls streng aus dem Wege (siehe unten). Es liegt nahe, in diesen Feldspatflecken albitisierte K-Feldspate zu erblicken; daß solche nicht immer die Form des Schachbrettalbits zeigen müssen, erkennt man aus dem S. 59 erwähnten Falle, wo eine solche Umwandlung in noch unvollendetem Zustande beobachtet werden konnte (vgl. dazu aber unten!). — An Übergemengteilen ist noch Calcit zu nennen, der sich in manchen Schliffen ziemlich reichlich, z. T. in großen zerlappten Individuen, in den glimmerärmeren Lagen einstellt, in anderen wieder ganz fehlt. Nebengemengteile: Titanit manchmal mäßig viel; Apatit, Zirkon spärlich; in einem Schliiff etwas Magnetkies. Wegen Orthit vgl. oben. Alle Durchbewegung in diesen Gesteinen ist vorkristallin; wobei der Kornzerfall in den Feldspatflecken wohl wieder auf mechanische Deformation ursprünglicher Feldspatagen mit überdauernder Kristallisation zu deuten ist.

Über einige etwas abweichende Typen ist noch zu berichten: Der auf der NO-Seite des Kleinen Grieskogels ausgeschiedene Scharkogelgneis (sg in Abb. 18) zeichnet sich im Handstück aus durch etwas bedeutendere Korngröße, besonders des Biotits und des Albits, dessen glänzende Spaltflächen 2 mm Durchmesser erreichen können, bei Zurücktreten der Paralleltextur. Diese erscheint im Schliiff z. T. unterdrückt durch Überwuchern des Albits ( $\angle c$  Auslöschung  $20^\circ$ ), welcher sie vielfach in der bekannten Weise abschneidet und überhaupt in ungewöhnlich großer Menge auftritt.

Die Feldspatflecken bieten ein ähnliches Bild wie oben; doch sind sie ihrer ganzen Ausdehnung nach<sup>43)</sup> aufs innigste von z. T. unmittelbar myrmekitähnlichen feinen Quarzstengeln durchwachsen. Neben kleinen Muskowiten finden sich auch ebensolche Biotite gelegentlich darin. Randlich findet häufig Aufzehrung statt durch die größeren einheitlichen Albite, deutlich erkennbar durch das Übergreifen der Quarzdurchwachsung auf diese; während von der anderen Seite her die ehemalige Grenze ebenso durch die hier massenhaften kleinen Einschlußgranaten gekennzeichnet ist, die nie in die Fleckenfeldspate hineingehen. Unmittelbar an der Grenze sind meist massenhaft sehr feine Glimmerblättchen eingeschlossen. — Daß der Granat nichts mit Feldspatfüllung — die hier eine recht geringe Rolle spielt — zu tun hat, erkennt man auch daraus, daß er zusammen mit Epidot und Glimmern sich an der Zeichnung vorkristalliner, im Albit eingeschlossener Falten (allerdings nicht sehr deutlich) beteiligt. Bemerkenswert ist noch das starke Auftreten bis millimeterlanger Säulen von Epidot (bis Klinozoisit); während Quarz (außer als Einschluß in Feldspat) außerordentlich in den Hintergrund tritt.

Aus dem Band von „Scharkogelgneis“ in der Basis des Mittleren Burgstall, das z. T. noch Mikroklin enthält (siehe oben) liegt ein zweiter Schliff durch einen relativ glimmerarmen, nur schwach augigen Gneis vor. Neben dem Muskowit bemerkt man wieder die kleineren und spärlicheren Biotite, hier aber auch etwas Chlorit, der sowohl mit Biotit wie mit Muskowit parallel verwachsen sein kann. Die Albite haben wieder die Doppelstellung, einerseits feine Kornhaufwerke in den „Augen“, andererseits Pflasterkörner; echte Fülle wie oben selten und dann nur zentral, dagegen viel Quarztropfen. Außerdem umschließt der Albit stellenweise gelängte Gruppen von feinkörnigem Epidot und kleineren Granaten, die auch durch mehrere Körner gehen können und daher nicht als echte Fülle, sondern eher als umschlossenes si aufzufassen sind (siehe Stellung des Granats weiter oben). Die Albite bieten oft als einfache, gleichhälftige Zwillinge den Eindruck von „Karlsbadern“, doch liegt nur eine Verzwillingung nach dem Albitgesetz vor, wie hier und in mehreren anderen Schliffen durch U-Tischmessung bestätigt wurde. In diesem Schliff fand sich auch als Einzelercheinung ein Doppelzwilling nach dem Albit- und dem Roc Tourné-Gesetz. In allen Fällen lag reiner Albit mit höchstens 5% An vor. Quarz spielt wieder eine relativ geringe Rolle; akzessorisch nur Apatit und Titanit, kein Karbonat.

Ein nur lose — in der Moräne der Bärenkopfkeeses — gefundenes Gestein zeichnet sich aus durch die außerordentliche Menge der meist ziemlich scharf begrenzten Feldspatflecken: etwa die Hälfte des Gesteins besteht aus ihnen; sowie durch deren deutlich blaß grünblaue Farbe. Im Schliff — der im übrigen recht ähnlich dem vorigen — erkennt man als deren Ursache Einschlüsse einer grünen, lichtgefärbten Hornblende, die sonst dem Schliff fremd ist (genau wie oben, S. 42, und in manchen Glimmerschiefern, vgl. S. 86); meist sind eine Reihe benachbarter Stengel von ihr vollkommen gleich orientiert, dagegen verschieden in verschiedenen Teilen desselben Feldspatflecks. Glimmereinschlüsse darin wie zuvor, besonders Biotit; Quarz ebenfalls reichlich, aber hier nicht mehr so myrmekitartig — z. T. neben Hornblende! Das oben über den Granat und die Aufzehrung durch benachbarte Albite gesagte gilt hier in ähnlicher Weise.

Das Auftreten der Hornblende in dem zuletzt erwähnten Schliff ist ein Moment, das an der oben vermuteten Deutung der Feldspatflecken stützig machen kann; vgl. S. 90. Wenn die dort vermutete Entstehungsweise richtig ist, so müßte Verdrängung ursprünglich vorhandener dunkler Gemengteile: Hornblende oder Biotit, stattgefunden haben. Warum dann aber der Unterschied in der Ausbildung gegenüber den umgebenden rundlichen Albiten, die doch — nicht nur im letzten Schliff — sicher z. T. auf Albitisierung unter Na-Zufuhr zurückgeführt werden müssen; soweit in ihnen nämlich nicht Kerne von ursprünglich gesteins eigenem Plagioklas (an Füllung kenntlich!) enthalten sind. Oder sind die Hornblenden zurückzuführen auf ein ähnliches Vorkommen wie es 105, S. 286, aus Monzonitmyloniten beschrieben wurde; postmylonitisch in Zentrümmerungszonen (dort von Quarz, hier von K-Feldspat) angesiedelte Hornblendegarnen, von denen Reste die nachfolgende Albitisierung überdauert hätten? So könnte man sich das Vorkommen plausibel machen; aber freilich bleibt das einstweilen Hypothese.

Man sieht also: es ist bezüglich der Genese des Scharkogelgneises noch manches unklar. Sicher ist nur, daß er einen wichtigen Teil seines Charakters sekundärer Albitisierung zu verdanken hat; dafür spricht die z. T. sehr große Menge des vorhandenen Albits ebenso wie manches in der Art seines Auftretens, das ganz dem in anderen albitisierten Gesteinen gleicht. Die merkwürdige Zweigestaltigkeit seiner Ausbildungsweise aber läßt sich am besten dahin deuten, daß da eben der Untergrund verschieden war, auf dem der Albit angebaut wurde; und da erscheint es am nächstliegenden zu vermuten, daß den „Feldspatflecken“ ursprüngliche K-Feldspataugen als „Baugrund“ dienten (in wohl schon mechanisch stark gestörtem Zustande — daher der „Kornzerfall“?). Dafür spricht auch, daß wir bei den zuvor behandelten Gneisen ebenfalls eine Vertretung der gewöhnlich vorhandenen K-Feldspate durch granulierten Albite, in einem Falle vielleicht sogar einen unmittelbaren Übergang (S. 59) gefunden haben.

## 2. Pegmatite, bzw. Pegmatitgneise.

Solche treten im Bereich der Riffldecken besonders um den Moserboden an vielen Stellen auf, doch ließ sich nur ein Vorkommen auf der Karte zur Darstellung bringen: am Hocheiser. In der Ostwand dieses Berges beobachtet man schon aus der Ferne sehr deutlich ein gewundenes, leuchtend gelbes Band von aplitisch-pegmatitischem Gneis, umgeben von dunklen Schiefern. Am S-Grat, knapp unterm Gipfel („Aplitgneis“ bei Ascher, 48, S. 269) ist er ca. 6—8 m mächtig; in der O-Flanke nimmt er gewaltig zu — allerdings z. T. unter Übergang in gewöhnlichen groben Augengneis.

Es ist ein weißes, gut spaltbares Gestein, dessen pegmatitischer Charakter nur durch große (Quadratmeter und darüber) silberglänzende Flatschen und Nester von hellem Glimmer in die Erscheinung tritt. Vielfach — speziell am Ostsporn des Berges, zwischen Grieskogel- und Eiserkees — gehen dieselben allerdings verloren und machen feinen Muskowithäuten Platz, so daß die Bezeichnung Aplitgneis mehr gerechtfertigt scheint; sehr häufig sind Putzen von Pyrit, die sich bei der Verwitterung mit rostfarbenen Höfen umgeben und jedenfalls die gelbe Anwitterungsfarbe bedingen. — Am Ostgrat des Hocheisers finden sich auch serizitische Verschiebungszonen, ganz ähnlich wie im Zentralgneis (S. 19 f.).

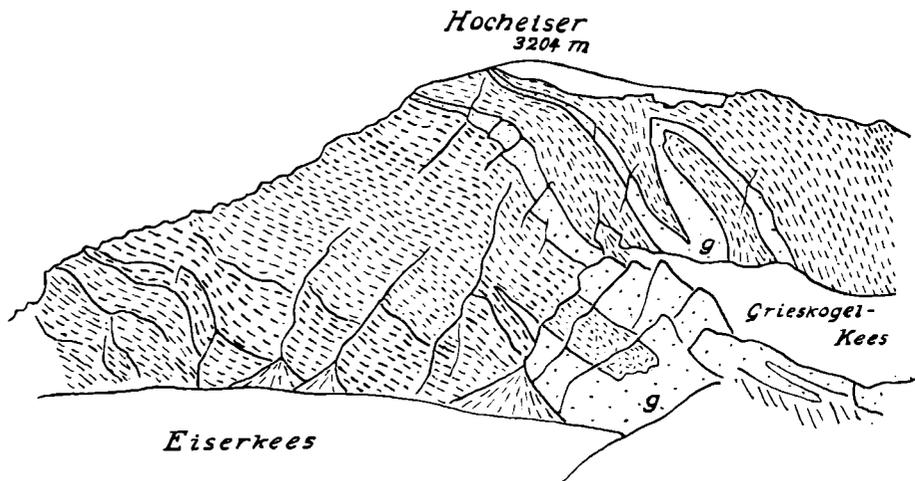
<sup>43)</sup> Vgl. dazu die ähnliche Beobachtung *Angels* (83) aus Venediger-Zentralgneis.

Ein Schriff liegt nur vor von der mehr aplitgneisigen Varietät S vom Grieskogelkees. Er zeigt ein „panxenomorphes“ Gemenge von Quarz mit Feldspaten, unter denen Albit über Mikroklin überwiegt. Letzterer ist meist konkav begrenzt gegen Albit und Quarz; Gitterung zeigt er nur selten und dann verwaschen. Die Größe der Individuen schwankt sehr, bis über 1 mm Längsdurchmesser; ebenso beim Albit. Dieser enthält nur selten Anhäufungen kleiner Muskowitblätter, die an echte Fülle erinnern; doch ist der überwiegende Teil der gleichen Individuen frei davon, was wohl auf weitgehende Neukristallisation im Verlaufe der Metamorphose deutet. Im übrigen umschließt der Albit häufig tröpfchenförmige Quarze, zuweilen auch Calcit. Muskowitblätter treten lagenweise auf; etwas Epidot ist damit verknüpft, Nebengemengteile spärlich: Titanit, Zirkon (der oben erwähnte Pyrit ist im Schriff nicht getroffen!). — Außer durch die Muskowitlagen ist Paralleltextur ausgedrückt durch Regelung nach der Korngestalt bei den großenteils deutlich nach einer Richtung gestreckten Quarzen und Feldspaten. Kataklyse fehlt ganz.

Man tut unter den angegebenen Umständen wohl gut, die Strukturverhältnisse dieses Gesteins nicht für primär zu halten, sondern für das Ergebnis einer kräftigen Umkristallisation, die alle Spuren rupturer Umformung ausgelöscht hat. Es ist auch nicht ausgeschlossen, daß ein Teil des Albits unter Na-Zufuhr neugebildet ist; stellenweise hat man den Eindruck, daß er Mikroklin aufgezehrt haben könnte.

Anderere — auf der Karte nicht ausscheidbare! — mehr oder minder umgewandelte Pegmatite sind in dem oben angedeuteten Gebiet noch da und dort gefunden worden; öfter freilich bloß im Schutt als anstehend. Letzteres ist im oberen Teil des Hocheiser Südgrates unterhalb des soeben behandelten Gesteins schon mehrfach der Fall: in 1–2 m mächtigen Lagen treten dort jenem ähnliche Pegmatitgneise auf. Im Schutt fand ich sie noch auf der Südseite des Kleineisers.

Abb. 19. Hocheiser, gezeichnet von dem Felsen unterm Schwarzköpflkees (16. IX. 1930). Lagergänge von pegmatitischem Gneis (g) in Glimmerschiefer.



In der unmittelbaren Umgebung des Hochweißfeldgranits beobachtet man öfters pegmatitische Adern, die durch große lichtbläulichgraue Feldspate ausgezeichnet sind. Auch sie zeigen sehr häufig ausgesprochene Paralleltextur. Eine solche Ader im (vergneisten) Hochweißfeldgranit am Kamm auf der W-Seite des Wurferkeeses bietet makroskopisch den Anblick eines ziemlich grobflaserigen, sehr lichten, ziemlich glimmerarmen Muskowitgneises mit bläulichen Feldspatäugen. — Im Schriff enthüllen sich die letzteren als Mikroklinperthite mit z. T. prachtvoller Gitterung. Sie zeigen z. T. eine leichte Trübung, aber keine Spur von Umwandlung; auch keine Raumgitterstörungen, selbst dort nicht, wo Scherflächen mit sichtbarer Verschiebung der beiderseitigen Teile hindurchsetzen. Auf solchen sind kleine Quarze angesiedelt. Der reichlich vorhandene Plagioklas zerfällt dagegen in „Füllung“: feine Zoisitnadeln, z. T. daneben auch Muskowit, und albitischen Untergrund. Weitere Gemengteile: Quarz, Muskowit, untergeordnet farbloser, eisenarmer Epidot und einzelne Magnetitkörnchen. Paralleltextur durch flaserige Muskowitzüge; keine Kataklyse.

Im Bereich des Dorfertales wurde in der Schieferhülle nur an einer Stelle ein pegmatitisches Gestein gefunden, nämlich im Westhang der Säulspitze, im oberen Glimmerschieferband, knapp nördlich Rieplanchle. Da liegt in ihnen eine nur dezimeterstarke Lage von weißem, stark verschieferem Gneis, der auf den Schichtflächen bis 1 cm große und über millimeterdicke, einzelstehende Muskowitblätter führt. Das übrige Gewebe zeigt keinen pegmatitischen Verband, sondern ist feinkörnig zerrieben (selten über 1 mm) und zeigt sogar serizitischen Schichtbelag. Als kleine Porphyroblasten erkennt man kleine Granaten. U. d. M. fällt im schwach verzahnten Quarzgewebe die Bildung von Überindividuen auf, von Feldspat ist nur ungefüllter Albit zugegen, der knotige Körner bildet, die ein si von Quarz und Serizit umschließen können. Die Glimmergröße schwankt von den erwähnten Einzelblättern bis zum Serizit und es scheint mehrfach, daß dieser durch Zerdrückung und Rekrystallisation größerer Blätter entstanden ist. Der Granat liegt vor allem in Glimmerzügen. Spärlich außerdem Apatit, Epidot, Ilmenit, Titanit, Magnetit, Rutilmikrolithen im Glimmer. Es fehlen im Schriff erkennbare Reste primären Feldspates, denn die Albite sind deutlich nach- bis paratektonisch gebildet, nach der Verquetschung und Verschieferung (si!), also wohl durch Na-Zufuhr.

Endlich sind hier noch die Turmalinpegmatite zu nennen. Am Hocheiser treten solche zuweilen auf, in stark verschiefertem Zustande, die Schieferungsflächen mit Turmalinnadeln mehr oder minder dicht belegt — wohl eine lokale Ausbildung der erwähnten Pegmatitgneise. Gefunden wurden sie jedoch nur im Schutt; ähnlich auch am Schwarzen Balken. Dagegen wurde in den Felsen des Schattseitköpfls östlich vom Rifflltor eine nicht viel mehr als fingerdicke Ader anstehend beobachtet, bestehend aus einem ziemlich feinkörnigen Quarz-Feldspat-Aggregat mit schlierenweise verteiltem Turmalin. Sie setzt diskordant im Glimmerschiefer auf, dessen Paralleltextur aber durch die Ader glatt hindurchzieht und sie fältelt. — In anderen Fällen glaubt man mit freiem Auge es bloß mit Turmalin-Quarzadern zu tun zu haben: Schwarz-Weiß ist die herrschende Zusammenstellung, die Bilder im einzelnen aber sehr verschieden. Der Turmalin kann entweder in — z. T. mehrere Zentimeter langen — Stengeln, bzw. Fasern in den Quarz eingewachsen sein, bis hinab zu solcher Feinheit, daß ein Anblick wie der von ausgelaufener Tinte zustande kommt; oder jener ist kurzsäulig entwickelt, dicht im Quarz verstreut, so daß ein fein gesprenkeltes Aggregat vorliegt, mit reinem Quarz ziemlich unregelmäßig wechselnd; oder endlich der Turmalin bildet für sich allein ganz feinkörnige bis dichte Massen, die in Gestalt von Linsen und Bändern zwischen Quarzzügen schwimmen, wobei der Wechsel beider bis zu fast Papierdünne herabgehen kann.

Ein Dünnschliff einer Ader des letzten Typus (von den Felsen unter dem Steilrande des Grieskogelkeeses) zeigt den Turmalin rötlichbraun oder schmutziggrün, wobei die beiden Enden eines einheitlichen Individuums verschieden gefärbt sein können; im Inneren der einheitlichen Aggregate fehlt ihm natürlich kristallographische Ausbildung, während an den Grenzen gegen die Quarzmassen solche sehr vollkommen sein kann; sogar flachrhomboedrische Kristallenden sind zu beobachten. Hier ist die Ausbildung säulig, von  $< 0,005$  bis zu etwa  $0,25$  mm Dicke und 3–5 facher Länge. — Die Quarzaggregate enthalten noch sehr viel Albit (in einem der seltenen Zwillinge Auslöschung  $\perp a$   $73^\circ$ ), mit tröpfchenförmigen Quarzeinschlüssen; untergeordnet Muskowit, viel seltener Biotit; in der Grenzregion gegen die Turmalinhauferwerke Granat und sehr feine Klinozoisitnadelchen. Nebengemengteile: Apatit reichlich, etwas Zirkon, Pyrit, Magnetit. — Deformationsspuren fehlen — auch an den Grenzen der Turmalinaggregate, wo der makroskopische Eindruck solche erwarten lassen könnte. Sollte letzterer trotzdem nicht Unrecht haben, so müßte man eine sehr kräftige überdauernde Kristallisation annehmen, und zwar insbesondere des Turmalins, um die schöne Ausbildung seiner in Quarz-Albit eingewachsenen Nadeln zu erklären.

In dem Schliff eines gesprenkelten Turmalinpegmatits (vom „Schwarzen Balken“, Schutt) zeigt der Turmalin die gleiche rötlichbraune Farbe, z. T. mit lichterem oder — selten! — auch grünlichen Kernpartien oder fleckenweise mit schmalen blauen Randzonen. Er liegt in dicken, meist mangelhaft ausgebildeten Säulen massenhaft in Quarz eingewachsen, in scharf begrenzten Flecken. Wo diese endigen stellen sich statt des Turmalins massenhaft zerlappte Feldspate ein — wahrscheinlich Albit. Er zeigt Kornzerfall in der bekannten Weise und etwas Füllungsmuskowit. Untergeordnet Muskowitblätter, die streifenweise Paralleltextur bedingen. Apatit z. T. auffallend groß ( $> 1$  mm); etwas Zirkon, Pyrit, Magnetit. — Auch hier fehlen Anzeichen nachkristalliner Deformation (von geringen Spuren undulöser Auslöschung am Quarz abgesehen).

Zur geologischen Verknüpfung der Pegmatitgesteine: auffallend ist ihre ausnahmslose Gebundenheit an den Teil der Rifflldecken, in dem auch der Hochweißfeldgranit (bzw. seine Gneisabkömmlinge) auftreten. Z. T. ist eine Abhängigkeit von diesem ganz zweifellos; mit großer Wahrscheinlichkeit wird man sie aber wohl allgemein behaupten dürfen.

### 3. Tonalitgneis.

Die Basis der Rifflldecke wird im Stubachtal auf weite Erstreckung von Tonalitgneis gebildet. Zunächst erscheint solcher noch außerhalb der AVK. mit steilem N-Fallen von der anderen Talseite herüberstreichend, S Schneiderau im Stubachtal. Besonders in dem Graben, der den großen Schuttkegel von Schneiderau auswirft, sieht man ihn anstehen; aber auch am Gehänge N davon.<sup>44)</sup>

Gegen S folgt in den Aufschlüssen eine Lücke die nicht nur durch die riesige Moränenbedeckung in der Gegend der Reichenberg-Asten, sondern auch tektonisch bedingt sein dürfte. Am Schrähnbach aber beginnt der Tonalitgneis wieder und zieht nun zusammenhängend aufgeschlossen in einer Mächtigkeit von rund 200 m, weiterhin auf etwa 100 m abnehmend, zur Schwelle des Wurferkarls. Hier steigt er auf in den Felssockel des Scharkogels, den er bis zum Schwarzkarl umgürtet. Bis dahin bildet er das tiefste Glied der Rifflldecke, unmittelbar über den Schiefern der Granatspitzhülle. Wo er aber nun nach ca.  $\frac{3}{4}$  km Schuttunterbrechung im Fußgestell des Hocheisers wieder erscheint, in stark reduzierter Mächtigkeit, da schieben sich injizierte Glimmerschiefer der Rifflldecke darunter; und in dieser scheint er weiterhin auszukeilen — wenn dies auch die Schutthalden nicht unmittelbar beobachten lassen.

Doch gibt es weiterhin noch ein isoliertes Vorkommen, im Felsgrat SO überm Kapruner Törl. Dort beobachtet man das folgende Profil (Abb. 20):

6. Glimmerschiefer mit aplitischen Lagen, sowie einzelnen geringmächtigen Amphibolitlagen (nur schematisch eingezeichnet!);

5 b. Tonalitgneis	} insgesamt ca. 15–20 m;
5 a. hornblendereiches Gestein	
5. Tonalitgneis	

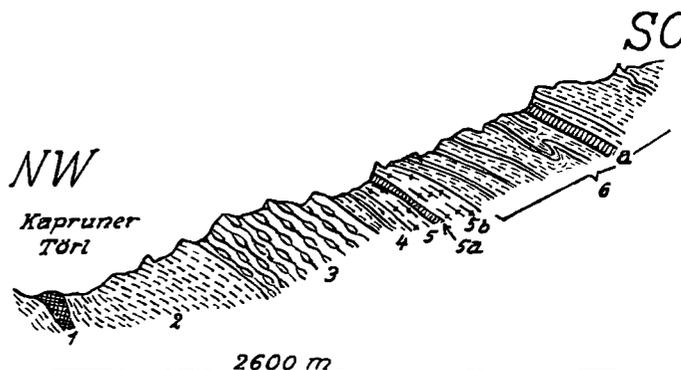
<sup>44)</sup> Auf der Karte von H. Ascher (48) finden sich hier „Kalkphyllit mit Chlorit“ eingetragen. Wie persönliche Rückfrage ergab, liegt dem das häufige Aufbrausen des Gesteins mit HCl zugrunde; für einen Nicht-Fachgeologen ein leicht entschuldbares Mißverständnis. Vgl. dazu unten!

4. Glimmerschiefer mit Aplitlagen, wenige Meter;
3. heller Orthogneis;
2. Glimmerschiefer;
1. Talkschiefer (mit Ankerit) des Kaprunertörls; vgl. S. 84.

Dies Vorkommen ist nicht einfach als Fortsetzung des Tonalitgneises im Schwarzkarl usw. aufzufassen, da der Orthogneis (3) noch darunterliegt.

Nachzutragen ist noch folgendes: öfters, z. B. am Schrähnbach oder in der Gegend der Untersteinalm, beobachtet man aplitische Adern im Tonalitgneis; weißlich, feinkörnig; mehr oder minder durch Muskowitlagen geschiefert, sind sie im allgemeinen jenem parallel eingeschaltet.

Abb. 20. Profil des Grates SO über dem Kapruner Törl. Erklärung nebenstehend.



Ferner sind an einigen Stellen Hornblendegesteine als Schollen im Tonalitgneis bekannt geworden. Ob das bereits genannte im Profil des Kapruner Törls (oben, 5a) dazugehört, ist fraglich (vgl. S. 71). Wohl aber liegt am NW-Eck des Scharkogels eine Scholle von massivem Hornblendefels ( $a^1$ ), ca. 8 m mächtig im Tonalitgneis (t), der am Kontakt reichlich Hornblende führt; wenige Meter gegen N tritt als dessen Hangendes Amphibolit (a; 4–5 m) auf (Abb. 21). Und am Hügel östlich überm Schwarzkarlsee liegt über dem Tonalitgneis (t), der eine feinkörnige Randfazies dagegen entwickelt, ebenfalls eine Scholle von sehr grobkörnigem massivem Amphibolit (a), der gegen oben schieferig wird (im ganzen 10–12 m); darüber Granitgneis (gn) (Abb. 22).

Das Gestein vom Kapruner Törl zeichnet sich gegenüber den nördlicher gelegenen in verschiedener Hinsicht aus. Es ist schwarz-weiß gesprenkelt: zwischen den bis millimetergroßen Biotitblättern konzentriert sich der Feldspat stellenweise zu über  $\frac{1}{2}$  cm breiten mattweißen Ansammlungen, die im allgemeinen weder Spaltbarkeit

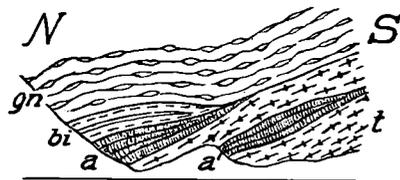


Abb. 21. Profil an der NW-Ecke des Scharkogels, Fuß der Felsen, bei 2100 m. Erklärungen im Text.

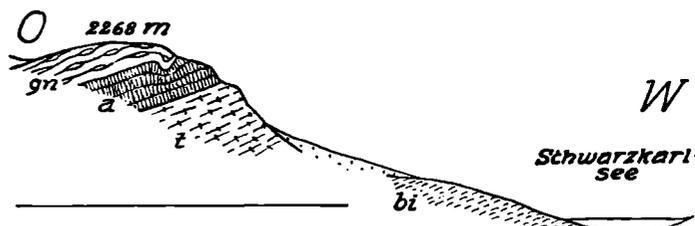


Abb. 22. Profil des Hügels östlich vom Schwarzkarlsee. Erklärung im Text.

noch Kristallform erkennen lassen; nur in einzelnen Fällen sind parallelepipedische Umriss mit fast rechten Winkeln zu bemerken. Paralleltextur ist vorhanden, aber nicht sehr ausgeprägt.

Im Schliff lassen die Plagioklase z. T. noch Zwillingslamellen erkennen; doch sind sie zerlegt in einen fast rein albitischen Grundplagioklas und Klinozoisit bis Epidot, der als „Füllung“ auftritt: in Nadeln bis zu 0,2 mm Länge, z. T. in sonnenförmigen Aggregaten oder als lückenloses Pflaster. Die äußere Form des Feldspats — die z. T. mangelhafte kristallographische Umgrenzung erkennen läßt — ist dabei bewahrt geblieben, Kornzerfall nicht eingetreten. Der Biotit, an Menge dem Feldspat etwa gleichkommend, ist fleckenweise zusammengehäuft. Andere dunkle Gemengteile fehlen. Dagegen ist Quarz vorhanden, wenn auch gegenüber jenen beiden Hauptgemengteilen in sehr bescheidener Menge und auf einzelne Zwickel beschränkt. Epidot tritt auch im Innern der Biotitaggregate in einzelnen größeren Individuen auf. Nebengemengteile: Titanit ziemlich reichlich, etwas Apatit, wenig Magnetit. — Wenig charakteristisch ist die Struktur; die einzige faßbare Beziehung ist die schon erwähnte räumliche Sonderung von Feldspat und Biotit, wobei der erstere unvollkommene Tendenz zu Idiomorphie erkennen läßt. Paralleltextur ist auch im Schliff kaum auffallend und wohl nur durch die Erstreckung der hellen und dunklen Schlieren ausgedrückt, kaum aber durch eine Regelung der Einzelminerale.

Die Bedeutung dieses Schliffes liegt darin, daß er das primäre Gefüge beinahe unverändert zeigt; das Verhalten der Plagioklase läßt dies annehmen. Offenbar handelt es sich um eines jener dioritischen Gesteine mit

nur undeutlicher Ausscheidungsfolge. Ob dagegen der Mineralbestand — auch abgesehen von der Veränderung des Feldspates — noch primär ist, ist wohl eine andere Frage, die ich mit Rücksicht auf die weite Verbreitung der Hornblende in den gleich zu besprechenden Gesteinen kaum bejahen möchte.

Ganz wenige Stücke aus dem weitaus größeren Tonalitgneis-Hauptzug lassen nun einen Übergang zu dem dort herrschenden, stärker umgewandelten Typus erkennen. Ein solches stammt vom Schrähnbach. Es ist feinerkörnig als das vorige — nicht was den Biotit, wohl aber was die Feldspate betrifft; auch einzelne Stellen von lichtbläulichgrüner Färbung sind zu ermitteln. Parallelgefüge ist hier in ziemlich guter Ausführung vorhanden.

Im Schliff sind auch hier an einzelnen Plagioklasen noch fast rechteckige Gestalten zu erkennen, mit 1—2 mm Gesamtlänge. Allein sie sind vollkommen zerfallen in rundliche Körner von 0,02 bis 0,1 mm Durchmesser. Vergleich der Brechungsindizes mit Quarz läßt sie als Albit erkennen. Auch die ausgeschiedenen Füllungsmineralien sind an Ort und Stelle, im Inneren des Wirtsfeldspats verblieben; in der Hauptsache ist es hier Muskowit in Blättchen von 0,02—0,03 mm, seltener Nadelchen von Klinozoisit (bis 0,2 mm lang). — Quarz ist sehr untergeordnet, kleine Körnchen meist an den Plagioklasrändern. — Hier ist als primärer dunkler Gemengteil noch Hornblende erkennbar; allerdings liegt sie in wohl stofflich bereits veränderter Form, nämlich in der lichtbläulichgrünen, uralitartigen vor. Aber die bis millimeterlangen schlecht ausgebildeten Kristalle dürften z. T. noch den ursprünglichen Gittergebäuden entsprechen; darauf weisen die parallel der e-Achse angeordneten, bei schwacher Vergrößerung als schwarzer Staub erscheinenden Einschlüsse, wohl eines Ti-Minerals hin. In anderen Fällen freilich fehlen diese und es ist ein wirres Haufwerk kleiner Nadeln an die Stelle des ursprünglichen Kristalls getreten. Öfters sind solche von lichtrötlichbraunem Biotit umkränzt, der demnach aus der Hornblende hervorzugehen scheint. Ob freilich all die meist nesterförmigen Zusammenhäufungen dieses Minerals (Blätter bis  $\frac{1}{2}$  mm lang) so zu deuten sind, wage ich nicht zu entscheiden. Vereinzelt ist Muskowit mit ihm verknüpft; außerdem finden sich auch feinblättrige Aggregate desselben (untergeordnet; aus zerstörten Feldspaten ausgeschiedener Füllungsmuskowit?). — Sparsam überall verstreut sind farblose Epidotkörnchen (bis über 0,1 mm) mit schwacher Doppelbrechung (nicht über 0,015). — Titanit nesterweise sehr verbreitet; etwas Magnetit, Apatit. — Hier ist die ursprüngliche Struktur schon etwas mehr aus der Form gegangen — trotz der erwähnten einzelnen Relikte; und zwar wohl unter mechanischer Deformation mit überdauernder Kristallisation — darauf ist der Kornzerfall des Plagioklases wohl zurückzuführen. Paralleltexur ist aber auch hier wenig deutlich (im Schliff weniger als im Handstück!).

Ein anderes, relativ grobkörniges Stück vom Atzker (O Hopfbachalm auf der Terrasse) zeigt ebenfalls noch muskowitgefüllte Reste der ursprünglichen Plagioklase, randlich in rekristallisiertes Zerreibsel sich auflösend. Außerdem sind hier auch Reste von primärem K-Feldspat erhalten; ferner aus solchem hervorgegangener Schachbrettalbit (darin ein Einschluß von gefülltem Plagioklas — ganz wie in den Zentralgneis-Feldspaten; vgl. S. 17). Neugebildeter Epidot tritt hier ziemlich reichlich auf, und zwar größtenteils nicht mit den Feldspaten, sondern mit Hornblende und Biotit verbunden. Andere Gemengteile wie oben.

Alle weiteren Tonalitgneise sehen makroskopisch dem vorigen ganz ähnlich. Unterschiede bestehen nur in der Korngröße, die z. T. bedeutender (2—3 mm) wird; in dem teilweisen Fehlen der grünlichen (auf Hornblende zurückzuführenden) Stellen; endlich in der mehr oder minder guten Ausbildung der Paralleltexur.

Im Schliff ist der Hauptunterschied, daß nunmehr jeder Rest von ursprünglichem Plagioklas verschwunden ist. An seine Stelle tritt in einem Schliff (S Schneiderau) ein Albitpflaster (Korngröße um 0,2—0,3 mm) mit nur ganz wenig Einschlüssen von Füllungsmuskowit; wogegen Muskowitblätter, bzw. Klinozoisit öfters in Lücken zwischen den rundlichen Albitkörnern angehäuft sind. In der Mehrzahl der Fälle aber herrschen größere ( $\frac{1}{2}$  bis 1 mm) rundliche Feldspatholblasten mit albitischem Kern und schmalerer, unscharf dagegen abgegrenzter Randzone (verkehrte Zonenfolge!). Sie sind gewöhnlich sehr einschlußreich: neben „echter“ Fülle von Klinozoisit (bis 0,1 mm lange Nadelchen), auch Muskowit findet sich Hornblende, Quarz, Calcit; und zwar ist der Gehalt an Einschlüssen sehr oft bei benachbarten Individuen der Art nach verschieden. Besonders interessant ist das Auftreten von Granat in einem Schliff (NO Sedlgratköpfel): immer zusammen mit Klinozoisit, meist 1—2 Individuen (0,3—0,6 mm Durchmesser) pro Feldspat. Er gehört wohl auch zur „echten“ Fülle. — Man muß sich wohl vorstellen, daß diese Feldspate durch Wachstum einzelner Körner aus den zerriebenen Plagioklasen hervorgegangen sind und dabei gelegentlich auch noch gefüllte Bruchstücke als Anlagerungszentren gedient haben.

Ein sehr häufiger Übergangsteil in diesen Tonalitgneisen ist noch der Calcit — meist in großen zerlappten Individuen, welche die Intergranularen besonders zwischen Feldspatkörnern einheitlich füllen. Sonstige Gemengteile wesentlich wie oben: lichtgrüne Hornblende, bis zum Verschwinden aufgezehrt von Biotit, der unter den dunklen Gemengteilen überwiegt; Epidot in wechselnder Menge. Muskowit, Quarz und Orthoklas untergeordnet oder fehlend. An Nebengemengteilen überwiegt der Titanit; auch Zirkon findet sich oft (Höfe in Biotit!), sowie Apatit. Magnetit, Pyrit nur in einzelnen Schliffen und da selten. — In diesen Gesteinen ist von Erstarrungsstruktur nichts mehr wahrnehmbar. Andererseits kommt es auch nicht zur Ausbildung eines schönen Lagenbaues. Schieferung ist oft nur ziemlich unvollkommen, in anderen Fällen besser, durch Parallelordnung der Hornblendeflecken, der Biotite (z. T.) sowie manchmal der reihenweise gelagerten Epidote. Dagegen verhält sich der Plagioklas sehr selbständig; offenbar ist er auch hier wesentlich posttektonisch kristallisiert.

Daß diese Gesteine ursprünglich intrusive Tonalite waren, unterliegt keinem Zweifel: die erhaltenen Reste von Intrusivverband, Erstarrungsstruktur und Mineralbestand sprechen eine deutliche Sprache. Auch daß die Umwandlung durch intensive Durchbewegung unter Zertrümmerung der Feldspate eingeleitet wurde, geht aus den zuerst beschriebenen Beispielen hervor; gleichzeitig damit erfolgte ihre Entmischung. Die Kristallisation hat diese Vorgänge überdauert — meist so gründlich, daß alle ihre Spuren ausgelöscht erscheinen. Ob es sich dabei nur um Rekristallisation des gesteins eigenen Albitmaterials handelt oder auch um Stoffzufuhr —, das möchte man nach dem mikroskopischen Bilde z. T. ebenso vermuten wie nach Analogien — das wäre in diesem Falle nur durch eine Reihe chemischer Analysen festzustellen.

#### Grenzbildung zwischen Tonalit- und Granitgneis.

Im Schrähnbach ist bei ca. 1750 m an der Hangendgrenze des Tonalitgneises gegen den Granitgneis eine Lage von abweichender Beschaffenheit aufgeschlossen: ein ausgeprägt geschiefertes Gestein mit Lagen von lichthem Glimmer in etwa Millimeterabständen und weißer feinkörniger Zwischenmasse; unregelmäßig verteilt sind darin zahlreiche schwarze Biotitblättchen und weiße Albite (beide um 1 mm im Durchmesser).

Im Schriff: Glimmerlagen lange nicht so zusammenhängend wie auf Grund des makroskopischen Eindrucks zu erwarten; dazwischen eckiges Quarzmosaik (Korngröße 0,2—0,3 mm). Beide sind nur in größeren oder kleineren Inseln erhalten zwischen Albitpflaster. Wo der Albit an andere Mineralien grenzt, zeigt er rundliche Umrisse; auch gegen die unregelmäßig eingestreuten Biotite — gerade als hätte er Segmente aus ihnen herausgefressen. Einschlüsse im Albit: rundliche Quarzkörnchen massenhaft, etwas weniger beide Glimmer; einzelne Wolken von Titanit; selten Calcit. Dieser ist als Übergemengteil recht verbreitet; in gleicher Form wie oben im Tonalitgneis: große xenomorphe Individuen zwischen den rundlichen Albiten; auch er mit Quarzeinschlüssen. Etwas Apatit; Zirkon winzig aber nicht selten (Höfe im Glimmer!); auch Rutil als Begleiter der Glimmer.

Zur Deutung: Es ist nicht sicher, ob in diesem Gestein eine stark verschieferte aplitische Randfazies des Tonalits zu sehen ist oder bereits ein sedimentogener Glimmerschiefer. Sicher scheint nur soviel, daß es durch Stoffänderung — insbesondere Na-Zufuhr! — in einem Bestande grundlegende Änderungen erfahren hat.

#### Schollen von Hornblendegesteinen im Tonalitgneis.

Oben wurde bereits das Auftreten solcher Schollen in Tonalitgneis erwähnt. Das schönste Vorkommen ist das auf dem Hügel P. 2264, überm Schwarzkarl; zwar streng genommen nicht eine Scholle im Tonalitgneis, sondern in dessen Hangenden — jedenfalls aber zweifellos in primärem Verband mit ihm. Das Gestein ist stark schlierig, ganz feinkörnige Partien wechseln mit solchen, wo die dicksäulige dunkelgrüne Hornblende über  $\frac{1}{2}$  cm Länge erreicht. Sie ist der vorherrschende Gemengteil; daneben sind braunschwarze Biotittafeln und weiße, fast dichte Partien zu bemerken. In der Nachbarschaft des Kontaktes mit dem Tonalitgneis ist das Gestein ganz massig.

Im Schriff zeigt die Hornblende mäßig intensive Färbung: a blaßgelb, b grün, c bläulichgrün; bis auf eine schmale Randzone pflügt sie mit dunklem Staub wolkig erfüllt zu sein.  $c:c = 20^\circ$  ca.,  $\gamma - \alpha$  gegen 0,025. Der lichtrötlichbraune Biotit umsäumt die Hornblendeanteile des Schriffes gegen die feldspatigen. Diese bestehen aus pflasterartigen Aggregaten, deren Einzelkörner, 0,2 bis gegen 1 mm im Durchmesser, meist breite verwachsene Randzonen von abweichender Orientierung erkennen lassen. Diese sind Oligoklas ( $\alpha < \epsilon$ ,  $\gamma > \omega$ ;  $\alpha < \omega$ ,  $\gamma < \epsilon$ ); leider erlaubten die sehr seltenen Quarzeinschlüsse keinen Vergleich mit den Kernpartien, und da Zwillinglamellen fehlen läßt sich nur vermuten, daß diese saurer sind. Füllung mit? Klinozoisit (winzige Nadelchen) nur in einzelnen Individuen reichlich. Dagegen sind etwas größere (bis 0,1 mm) Stengel dieses Minerals öfters an den Rändern der Plagioklase angehäuft oder erfüllen Lücken zwischen diesen. In letzterer Form findet sich auch Muskowit (selten). — Auffallend reichlich sind Säulen von Apatit, bis etwa 0,2 mm, sowohl in den Hornblende- als in den Feldspatanteilen; auch Titanit ist häufig in die Hornblenden eingewachsen. Die Struktur kann nur als granoblastisch bezeichnet werden.

Das Gestein der im Tonalitgneis schwimmenden Scholle am NW-Eck des Scharkogels zeigt feineres Korn und gleichmäßigere Verteilung der Komponenten, bietet aber sonst ein ganz gleichartiges Bild. Dagegen liegt aus dem ebendort im Hangenden des Tonalitgneises auftretenden Hornblendegestein ein sonst ähnlich zusammengesetzter Schriff vor, welchem der Feldspat vollständig fehlt (inwieweit dies für das ganze Vorkommen gilt, kann in Ermangelung weiteren Materials nicht entschieden werden).

Das Hornblende-reiche Gestein 5a (Abb. 20) beim Kapruner Törl erscheint makroskopisch wie im Schriff, ähnlich einem Tonalitgneis mit besonderem Reichtum an Hornblende — derselben wie dort allgemein üblich — und etwas geringerem Gehalt an Feldspat. Dieser gleicht mehr den umgebildeten Feldspäten aus dem nördlichen Zug und nicht den reliktschen vom Kapruner Törl.

Während das letzterwähnte Gestein ziemlich sicher nur eine basische Schliere im Tonalitgneis darstellt, gibt es für die Deutung der anderen verschiedene Möglichkeiten. Es könnte einmal ein älterer Amphibolit vorliegen, mit welchem das Tonalitmagma nur zufällig zum Kontakt gekommen ist. Es könnte aber auch eine basische Randzone, bzw. ein Vorläufer des Tonalits selbst sein. Die bestäubte Hornblende (vgl. oben) sieht nicht nach einer Amphibolithornblende aus — wenn sie auch nicht ganz den magmatisch ausgeschiedenen Stoffbestand bewahrt haben dürfte; und so scheint mir die zweite Möglichkeit näher zu liegen. Freilich sind die heutigen Strukturverhältnisse gutenteils, ebenso manche Änderungen im Mineralbestand (Zerfall der Feldspate, Biotitisierung

der Hornblende) metamorphen Ursprungs. Inwieweit daran außer der alpinen Metamorphose auch eine Beeinflussung vom tonalitischen Magma aus mitgewirkt hat, ist schwer festzustellen. Notwendig scheint mir eine solche Annahme nicht, da die alpine Metamorphose auch sonst die gleichen Mineralumbildungen hervorbringt; das Fehlen von Durchbewegung ist, nach allem was über deren Rolle bei der Metamorphose heute bekannt ist, kein Gegengrund.

#### Aplit im Tonalitgneis.

Ein Handstück des oben erwähnten Aplits (N Untersteinalm) zeigt eine weiße feinkörnige Masse, besonders randlich durch grünlichgraue Glimmerlagen geschiefert. — Im Schriff erkennt man Quarz (0,3 bis fast 1 mm Durchmesser), wenig oder nicht in s gestreckte, nur unbedeutend verzahnte Körner. — Albit ist im allgemeinen kleiner (0,2—0,3 mm), außer manchen stark in s verlängerten Körnern; häufig enthält er kleine rundliche Quarzeinschlüsse. Füllung (wesentlich Klinozoisit, selten Muskowit) ist fast allgemein, aber sehr unregelmäßig verbreitet: dichte Haufen jener Mineralien liegen meist nur in einem Teil des Albitindividuums — es muß nicht die Kernpartie sein —, erstrecken sich auch wohl von einem ins benachbarte über die Grenze hinweg. Die genannten Quarzeinschlüsse scheinen sie im ganzen genommen zu meiden. Man hat den Eindruck, daß die gefüllten Anteile ältere Kerne darstellen, welche für später hinzukristallisierte reine Albitsubstanz die Ansatzzentren abgaben. — Ganz vereinzelt findet sich auch K-Feldspat, als formloser Untergrund Albite umschließend. — Muskowit sehr reichlich, bis ca. 0,4 mm lange Blätter; ziemlich lichtbrauner Biotit seltener, aber dicker und größer. — Calcit ist reichlicher Übergangsteil; große, zwischen Albit und Quarz sich verästelnde Individuen. — Epidot in kleinen Körnern begleitet den Muskowit oder bildet Schnüre (in s) mit Albitgrund; außerdem reichert er sich in einzelnen Schlieren an (hier in Klinozoisit übergehend). — Magnetit, Titanit, Zirkon — alle sehr spärlich. — Das Gefüge wird beherrscht durch die fast restlose Einfügung der Glimmer in streng geregelte, parallele Lagen. In den Zwischenräumen sind Quarz und Feldspat auch wieder ziemlich weitgehend räumlich geschieden.

Das Gestein ist zweifellos stark durchbewegt, und zwar wesentlich vorkristallin; Ergebnis die Lagentextur. Postkristalline Deformationsspuren sind sehr unbedeutend; als parakristalline — verheilte Risse! — können gelegentliche schmale Apophysen betrachtet werden, die von einem Quarzkorn aus in einen Albit hineinsetzen (quer zu s!). — Inwieweit die neukristallisierte Albitsubstanz auf Zufuhr von Na hindeutet, läßt sich auch hier nicht ohne weiteres sagen, wenn auch eine solche — in beschränktem Ausmaße — wohl wahrscheinlich ist; sicher ein zugewanderter Fremdling ist wieder der Calcit (mindestens sein CO<sub>2</sub>-Gehalt).

#### 4. Amphibolite und Prasinite.

Ähnlich wie die Granatspitzhülle sind auch die Glimmerschiefer der Riffdecke reich an Einlagerungen basischer Gesteine, die freilich sehr ungleichmäßig verteilt sind: während es sich an einem Ort nur um zwar öfters wiederholte, aber geringmächtige Schmitzen handelt, die auf der Karte meist nur schematisiert, manchmal auch gar nicht wiederzugeben waren, drängen sich anderwärts auf engem Raume mächtige Grüngesteinslagen in größerer Anzahl zusammen. Dies ist insbesondere der Fall in der Gegend westlich des Moserbodens, über Hochweißfeld bis gegen die Ostflanke des Geralkopfes. Aber auch nach S setzen diese Grüngesteinszüge in den Felsen unter dem Bärenkopf- und Schwarzköpflkees fort; ja nach der Karte könnte man sich fragen, ob sie nicht vielleicht in den mächtigen — petrographisch freilich ganz anders ausgebildeten! — Amphiboliten der Bärenleiten und des Karlingerbühels wieder erscheinen.

Petrographisch sind diese Grüngesteine von verschiedenartiger Beschaffenheit. Als Amphibolite wurden auf der Karte vor allem die ausgeschieden, welche man noch genauer als

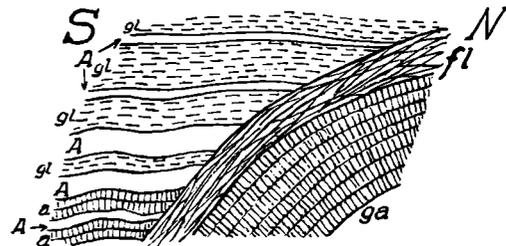
##### a) gabbroide Amphibolite

bezeichnen könnte. Es sind z. T. grobkörnige Gesteine, mit dunkelgrünen Hornblenden von 1—2 cm Länge, dicksäulig, in bläulichweißer Zwischenmasse. Daneben findet sich untergeordnet auch dunkelbrauner Biotit, in einzelnen Blättern von 1—2 mm Durchmesser oder ganzen Nestern. Gewöhnlich ist den Gesteinen ein größerer oder geringerer Grad von flaseriger Paralleltextur eigen; in z. T. regelmäßigem Wechsel damit aber finden sich auch stark verschieferte Zonen, in denen nur noch lagenweise große Hornblenden linsenförmig zugerundet hintereinandergereiht sind, während in den Zwischenräumen das Korn viel feiner wird, eine z. T. regelmäßige feine Lagentextur Platz greift und sich silberglänzende Glimmerhäute in großer Zahl einstellen. Solches beobachtet man insbesondere an den zahlreichen Lagern der Bärenleiten. Dieselben sind am besten zugänglich auf der sanft ansteigenden Felsrippe, welche längs der großen jungen Randmoräne des Schwarzköpflkees hinaufzieht. Aber auch unterhalb des Riffstorsteiges (über P. 2466), sowie in der Felsinsel über P. 2587 sind schöne Aufschlüsse. — Ganz ähnlich ist der Amphibolit des Karlingerbühels, welcher im Gegensatz zu den eben genannten eine dickbauchige, mehrere 100 m mächtige Linse zu bilden scheint. Im Innern derselben vorwiegend grobkörnig und relativ massig, wird er gegen den Rand feiner und schieferig. Über der Wölbung der Linse und von da gegen S hinabbiegend aber stellt sich am Kontakt eine Flaserzone ein, aus Biotit und Chlorit, etwa 1/2 m mächtig. Während sie im N konkordant verläuft, schneidet sie gegen S die horizontal daranstoßenden Aplitlagen

in den Glimmerschiefern des Hangenden diskordant ab (Abb. 23). Diese diskordante Gleitung fand also unter Bedingungen statt, welche die Entstehung von Biotit noch ermöglichten.

Im Dünnschliff ist die Hornblende zumeist sehr blaß gefärbt:  $b = c$  bläulichgrün,  $a$  farblos; doch enthält sie vielfach etwas dunklere Kerne, bei welchen  $b = c$  mehr bräunlichgrün, ja sogar ausgesprochen braun, manchmal in fleckiger Verteilung.  $c : c = 12^\circ$  ca.;  $\gamma - \alpha$  über 0,020. Sie findet sich in zweierlei Formen: einmal in sehr großen gedrungenen Individuen, auf welche jene Kerne beschränkt sind; diese enthalten außerdem häufig dunkle Trübungen, die auf Ausscheidung irgend welcher Ti-Verbindungen zurückzuführen sein dürften, denn es können zahlreiche kleine Titaniteinschlüsse an ihre Stelle treten. Außerdem finden sich z. T. Einschlüsse von Klinozoisit und in einzelnen Schliffen massenhaft von Muskowit, die entweder Spaltrissen folgen oder in anderen Schnitten auch quer dazu liegen. Hier handelt es sich wohl um ein Nebenprodukt der Umwandlung. Es ist anzunehmen, daß diese Hornblenden homoaxe Pseudomorphosen nach Pyroxen oder brauner Hornblende des ursprünglichen Erstarrungsgesteins darstellen. Die andere Form sind dagegen neugebildete, kleinere Säulen und Nadeln — von ganz gleichen Eigenschaften —, welche jene großen Individuen umkränzen, in stark verschieferten Gesteinspartien auch mehr und mehr ersetzen. — Lichtrötlichbrauner Biotit begleitet meist randlich die Hornblende, dringt wohl auch den Spaltrissen folgend in sie ein; so daß man auch ihn mit einiger Wahrscheinlichkeit für sekundär gebildet ansprechen darf. Ähnliches gilt vom Muskowit, der gelegentlich in Anhäufungen kleiner (0,1—0,3 mm) Blätter die Ränder der Hornblende begleitet, zunächst wirrblättrig, dann in stärker geschieferten Gesteinen mehr und mehr in parallelblättrige Häute sich einordnend. — Der ursprüngliche Plagioklas muß recht basisch gewesen sein; stets ist er gänzlich zerfallen. An seine Stelle treten Aggregate von Zoisit  $\beta$ , bzw. Klinozoisit, welche teils aus wohl ausgebildeten, ungeordneten Stengeln bestehen (bis  $\frac{1}{2}$  mm lang), teils mit Untergrund von Feldspat — ganz nach Art der gefüllten Feldspate, nur in z. T. ungewöhnlich grober Ausbildung; oder es fehlt dieser Unter-

Abb. 23. Hangendkontakt des Gabbroamphibolits am Karlingerbühel, Detail (ca. 1:100).  
a = Amphibolit, gl = Glimmerschiefer, A = Aplitlagen darin,  
ga = Gabbroamphibolit, fl = Flaserzone.



grund ganz, die Zoisite schließen dann lückenlos aneinander, in geschieferten Gesteinen werden solche Aggregate auch parallel geordnet und in die Länge gezogen. In manchen Fällen ist auch das zweite gewöhnliche Füllungsmineral, der Muskowit, daneben gebildet worden; auch er häuft sich z. T. fleckenweise zusammen. Der Grundplagioklas aber ist kein Albit, sondern anscheinend Oligoklas mit häufig verkehrter Zonarstruktur; Zwillingslamellen fehlen durchaus. Er ist in Teilindividuen von unregelmäßiger Form und sehr wechselnder Größe (Mittel etwa  $\frac{1}{2}$  mm Durchmesser) zerfallen, von denen manchmal jedes seinen eigenen Haufen Füllungszoisit beherbergt, der eine schmale Randzone freiläßt, während sich an den Korngrenzen geschlossenes Zoisitaggregate angesiedelt hat. In anderen Fällen wuchert der Zoisit über alle Grenzen hinweg; stets überwiegt er quantitativ bedeutend über den Restfeldspat. — Nebengemengteile: Titanit meist ziemlich reichlich, manchmal um Erzkerne herumgewachsen; etwas Magnetit.

Anklänge an Gabbrostruktur sind wenigstens in einem Schliff noch wahrzunehmen: hier lassen die Plagioklas-Zoisit-Felder dünn tafelige Gestalten ursprünglicher, in die Hornblende eingewachsener Plagioklase noch einigermaßen erkennen. Meist aber ist davon keine Rede mehr. Zunächst treten Gleitzonen auf, mit kristallin verheilten Zerschörungen der Hornblenden, oft mit Glimmern ausgekleidet; bald aber ist nur noch eine flasern- und linsenweise Verteilung einerseits der Hornblende, andererseits von Plagioklas + Zoisit erkennbar, wobei innerhalb jeder dieser Anteile die Neigung zur Regelung der einzelnen Komponenten zunächst nicht groß ist. Erst bei stark geschieferten Gesteinen sieht man besonders die Zoisite großenteils parallel geordnet.

An die Gabbroamphibolite schließt sich eine Gruppe im einzelnen ziemlich verschiedenartiger Gesteine, die man jedoch nach einem gemeinsamen Merkmal als

#### b) Blastoporphyrische Amphibolite

zusammenfassen kann: dieselben sind nämlich charakterisiert durch das Auftreten größerer Hornblendekristalle, die — wie vorgreifend bemerkt sei — in gleichem Sinne wie oben in den Gabbroamphiboliten als Relikte eines gabbroiden Mineralbestandes aufgefaßt werden können: nämlich als Reste homoaxer Uralitparamorphosen.

Dahin gehört zunächst das Gestein, das am Aufstieg vom Rifflkees zur Oberen Ödenwinkelscharte den Kalkglimmerschiefer unmittelbar überlagert und somit die Basis der Riffldecke bildet: eine dunkelgrüne, deutlich schieferige Masse, darin einzelne 3—4 cm lange, gedrungene Hornblendesäulen, viel zahlreichere, aber kleinere helle Feldspatkörnchen und schwärzliche Biotitflatschen.

Im Schriff: Hornblende, auch abgesehen von den „Relikten“ wichtigster dunkler Gemengteil, in mangelhaft ausgebildeten Nadeln (um  $\frac{1}{2}$  mm lang). Allgemein ziemlich licht gefärbt (a farblos bis gelblich, b grün, c blaugrün), die Relikte meist im Kern besonders licht, mit schmalen stärker gefärbtem Rand, oder auch mit fleckiger Verteilung der Intensitäten; Doppelbrechung in den lichterem Teilen ein wenig stärker (ca. 0,025), in der Auslöschungsschiefe ( $c:c = 14^\circ$ ) jedoch kein Unterschied. Daneben dunkelbrauner Biotit und Pennin, häufig vergesellt, aber selbständig nebeneinander; es kann z. B. der Biotit den Pennin einschließen! Albit (Auslöschungsschiefe  $\perp c = 19^\circ$ ), ohne Lamellierung, gelegentlich einfach verzwillingt in rundlichen Körnern sehr reichlich; gewöhnlich ist er mit schmalen verwaschenen Randzonen versehen, jedoch fast allgemein nur ein- oder wenigstens nicht allseitig. Sie sind etwas stärker lichtbrechend und löschen stark abweichend aus; ihre Zusammensetzung dürfte etwa dem Oligoklas entsprechen. Die Feldspate sind meist sehr reich an Einschlüssen: überwiegend unregelmäßige Körnchen (0,001—0,1 mm Durchmesser) von Klinozoisit, daneben Hornblende, selten Quarz, Calcit. Um „Fülle“ handelt es sich dabei jedoch nicht; nicht nur sind Füllungszoisite anders gestaltet, sondern die Einschlüsse bilden öfters auch ganz deutlich die Schieferung reliktsch ab (in anderen Individuen sieht man davon freilich nichts). Die Verteilung der Einschlüsse ist sehr ungleich: manche Feldspate sind ganz frei davon, andere zu großen Teilen; aber auch wenn sie sonst ganz voll stecken, bleibt stets die Randzone frei. Ein wenig Albit mischt sich auch gelegentlich in kleinen Körnchen unter die Hornblende. — Ein weiterer wichtiger Gemengteil ist Epidot (eisenarm; farblos, aber  $\gamma-\alpha$  über 0,020) in meist kleinen (um 0,1 mm), ausnahmsweise aber auch viel größeren Körnern oder Nadeln. — Übergemengteile: Calcit und (weit seltener) Ankerit in selbständigen Körnern nebeneinander; Muskowit nur lokal, in die Hornblenderelikte eingewachsene Nester; Quarz ganz spärlich als Einschluß in Feldspat. — Nebengemengteile: Pyrit, Magnetit spärlich; Apatit ganz vereinzelt (Titanit scheint auffallenderweise zu fehlen!). — Gefüge: Weitgehende Parallelordnung der (feinen) Hornblende, der dazwischen verteilten Epidotzüge und Biotit-Chlorit-Flasern. Die reliktschen Hornblenden werden von den s-Flächen umflossen, gelegentlich auch durchgeschert. Die Albite werden nur teilweise umflossen, in der Hauptsache schneiden sie die Schieferung ab, die aber, wie erwähnt, öfters von den Einschlüssen übernommen wird. Ablenkung um geringe Beträge kommt dabei vor, aber keine weitergehende Rotation. Fast jegliche Deformation ist hier vorkristallin.

Ein Gestein vom N-Grat der Hohen Riffel, wenig S P. 3200, ist heller gefärbt als das vorige; Hornblenderelikte, Biotitflatschen wie dort, dagegen Feldspat nur in Gestalt diffuser weißlicher Flecken erkennbar. — Im Schriff ist die Hornblende ebenfalls blasser;  $c:c = 18^\circ$ , sonst wie oben; Relikte und kleine Nadeln zeigen gleiche Eigenschaften. Erstere sind mit schwarzem Staub erfüllt, der scharf gegen häufig vorhandene ungetrübte Fortwachsungsränder abgrenzt. Auch der Biotit ist hier lichter gefärbt; im Gegensatz zum vorigen Schriff scheint er sich in Chlorit umzuwandeln. Plagioklas: etwa 10% An; inverse Randzonen nur ausnahmsweise und wenig deutlich. Einschlüsse massenhaft: vor allem feine und feinste Hornblendenadeln, die ihn teilweise ganz erfüllen; an zweiter Stelle steht Muskowit in unregelmäßigen Fetzen, die im allgemeinen dort auftreten, wo die Hornblendeinschlüsse fehlen; andere (Quarz, Calcit, Titanit) nur sporadisch. — Übergemengteile: Muskowit (hauptsächlich in Feldspat eingeschlossen, sonst vereinzelt); Epidot sehr spärlich; Quarz (nur im Feldspat, sehr spärlich); Calcit vereinzelt Haufwerke. — Nebengemengteile: Titanit ziemlich reichlich; etwas Apatit. — Gefüge: ähnlich wie im vorigen; doch tritt die Parallelordnung weniger hervor infolge des vielfachen Überwucherns der diablastisch durchwachsenen Albite; Abschneiden an diesen und Fortsetzung der Schieferung in Einschlußreihen ist indessen auch hier zu bemerken. Stellenweise auch vorkristalline Fältelung: Polygonalbögen von Hornblende, von Albit umschlossen.

Hier schließt sich ein Gestein von der Geralscharte an, wie das vorige eine geringmächtige Lage in Glimmerschiefer. Es unterscheidet sich durch feineres Korn, so daß es makroskopisch schon mehr den gewöhnlichen Hornblendeprasiniten gleicht. — Im Schriff erst sieht man deutliche Relikthornblenden wie im vorigen Gestein, aber kleiner und weniger zahlreich; die neugebildeten kleinen Hornblendesäulen überwiegen. Biotit ähnlich wie oben; Muskowit viel reichlicher als dort in Blättern von 0,1 bis über 0,2 mm Länge, stellenweise ganze Felder erfüllend. — Albit ( $\perp A$  Auslöschung gegen  $001 = 23^\circ$ ) bildet bis millimetergroße rundliche Porphyroblasten, die z. T. zu Pflaster zusammenschließen; häufig sind schmale verwaschene inverse Randzonen. Einschlüsse meist zahlreich: Hornblende überwiegt (doch nicht so feine diablastische Formen wie oben), sonst auch Titanit, Calcit, Klinozoisit und ganz vereinzelt Quarz, der anderweitig überhaupt nicht auftritt; Anordnung der Einschlüsse nach internen s-Flächen kommt vor, aber selten. — In anderen Teilen des Schriffes wird Calcit, der sehr reichlich vorhanden, in ähnlicher Weise von Hornblende durchwachsen; doch bildet er nur feinkörniges Pflaster, keine Porphyroblasten. — Ankerit, Klinozoisit (große Säulen) vereinzelt; Titanit in kleinen Körnern ziemlich verbreitet. — Parallelordnung ziemlich wenig hervortretend; wohl aber sind die Albitporphyroblasten z. T. (nicht sehr deutlich!) in Reihen angeordnet.

Ein weiteres, hierher gehöriges Gestein stammt vom Weißen Palfen östlich Rumesoi im Dorfertal, wo es als schmales Band zwischen injizierte Glimmerschiefer und Kalkglimmerschiefer eingelagert ist. Das Handstück zeigt abweichend von den meisten anderen Amphiboliten bis Prasiniten einen deutlich bläulichgrünen Farbton und auffallende linsige Hornblendeknoten bis zu etwa  $\frac{1}{2}$  cm Größe in einer etwas helleren, feinen Grundmasse. Der Querbruch zeigt dazu noch Flasern hellerer Gemengteile. Eine stärker verschieferte Lage entspricht einem feinkörnigen, chloritführenden Prasinit mit feinnadeliger Hornblende.

Im Schriff überwiegt bei weitem eine licht gefärbte, spießige Hornblende; ihr Pleochroismus ist jedoch nicht ganz gleichmäßig, sondern wechselt in der Farbtiefe und der Intensität bläulichen Farbtones nach  $\gamma$ , oder die Körner sind überhaupt fleckig, aber sonst optisch einheitlich. Die Hornblendeknollen bestehen aus solchen, subparallel orientierten Säulen und erinnern weitgehend an die uralitischen Hornblenden der gabbroiden Amphibolite, aus denen sie wohl hervorgegangen sind. Sie enthalten recht reichlich Rutilnadelchen und Züge von Titanitkörnchen, vielleicht Produkte einer Entmischung. Auch Albitflecken, dicht durchwachsen von feinsten Hornblendenadelchen, beteiligen sich untergeordnet am Aufbau der Knollen. Im Grundgewebe kommt neben gleicher Hornblende auch spärlich Klinochlor vor, dagegen ist Epidot sehr reichlich in Gruppen kurzsäuliger Körner zugegen. Albit bildet nicht Einzelkörner, sondern größere Pflastergewebeflecken, die hier kein feinnadeliges Hornblende-si, sondern nur Splitter von Hornblende enthalten. Akzessorisch: Züge von Rutilkörnern mit Titanithüllen.

Alle diese Gesteine sind möglicherweise von Gabbroamphiboliten, ähnlich den oben beschriebenen, herzuleiten; heftige Durchbewegung hätte dann die (uralitischen!) Hornblenderelikte verkleinert, die (überdauernde) Kristallisation die Spuren der ersteren verwischt. Zweifellos stattgefunden hat auch Albitisierung; und sie eröffnet eine andere Möglichkeit: daß nämlich aller Albit unter Na-Zufuhr entstanden wäre; dann bliebe als Ausgangsmaterial nur ein primär feldspatfreies Gestein übrig. Wir werden gleich sehen, daß es solche unter den Hornblendegesteinen der Riffeldecke gibt; die angedeutete Möglichkeit erscheint unter diesem Gesichtspunkt nicht so ganz unwahrscheinlich. Aber sicherstellen läßt sie sich nicht; es sei denn, daß man das Fehlen der anderwärts vorhandenen, durch Füllung als solche gekennzeichneten Reste von älteren Feldspaten als beweisend anerkennen will. — Daß auch das  $K_2O$  im Biotit und vor allem im Muskowit — besonders bei dem großen Gehalt des Schriffes von der Geralscharte — wohl nur zugewandert sein kann nur nebenbei. Gleiches gilt auch von  $CO_2$  des Calcits, bzw. Ankerits.

c) Hornblenditische Amphibolite. So seien die eben erwähnten feldspatfreien (bis -armen) Typen genannt. Sie sind selten; vielleicht das ausgeprägteste Beispiel kenne ich vom Sedlgrat (am Wege zum Grieskogel), wo innerhalb einer mächtigen Masse sehr stark aplitisch durchäderten und albitisierten Amphibolits Reste von diesen Zutaten frei geblieben sind. Sie sind ziemlich dunkelgrün, mit schwärzlichen einsprenglingsartigen Hornblenden (wie oben [b] z. T.) bis zu  $\frac{1}{2}$  cm Länge, die in dem flaserigen Gesteinsgefüge Buckel und Knoten bedingen; die Zwischenmasse besteht aus feinem Hornblendefilz und serizitischen Häuten. — Im Schriff sind wieder deutlich zwei wesentlich nur morphologisch verschiedene Hornblenden nebeneinander: einmal die großen uralitähnlichen Relikte, z. T. etwas fleckig, mit feinstem schwarzem Staub imprägniert und mit kleinen Serizitblättchen durchwachsen; andererseits die neugebildeten kleineren — immer aber noch millimeterlangen — Nadeln, welche z. T. idiomorph nach (110) in die Relikte hineinwachsen, diese von den Rändern her aufzehren und sich zu einem nur teilweise parallelstengeligen Gewebe verfilzen; auch hohle Prismen (vgl. S. 178) kommen vor. Biotit und Muskowit sind untergeordnet daruntergemengt; letzterer bildet z. T. sehr dünne Gleithäute // s, oder unregelmäßige Nester. Ganz wenig Epidot und Eisenerz.

Eine — auf der Karte nicht ausscheidbare — Lage eines feinfaserigen lichtgrünen Gesteins in den Glimmerschiefern der Geralkopf-O-Seite besteht in der Hauptsache aus Hornblende (Kern  $b = c$  braungrün,  $a$  blaßoliv; Hülle  $b = c$  blaßbläulichgrün,  $a$  nahe farblos; Doppelbrechung in der Hülle etwas höher); die Kernhornblende darf wohl auch hier als „Relikt“ gedeutet werden. Schlecht ausgebildete, bis über millimeterlange Säulen liegen meist nur linsenartig zwischen feinen muskowitbelegten Gleithäuten. Sonst ist noch sehr spärlich Biotit vorhanden; Titanit verhältnismäßig reichlich; etwas Pyrit. — Ursprünglich wohl reines Hornblendegestein; der Glimmer gelegentlich der heftigen Durchbewegung eingewandert!

Hier schließt sich an ein streifenweise sehr stark albitisiertes Gestein vom Oberen Karlingerboden — vor allen anderen ausgezeichnet durch die im Schriff blaßbraune Farbe der Hornblenderelikte, mit sehr geringen Absorptionsunterschieden  $c > b > a$ ;  $\gamma - \alpha$  nahe 0,025. Vielfach entwickelt sie ganz blaßgrüne bis fast farblose Randzonen, von im übrigen nicht wesentlich verschiedenen Eigenschaften; mit diesen stimmen die neugebildeten Stengel überein, die als wirrer Filz die Hauptmasse des Gesteins bilden. Titanit streckenweise reichlich verstreut; Apatit in einzelnen Nestern. Andere Gemengteile nur sehr untergeordnet: Klinozoisit; Albit stellenweise als Lückenfüllung. Dies bezieht sich auf die scharf umgrenzten dunklen, hornblendereichen Streifen.

In den weißlichen, albitreichen Streifen ist dagegen der Albit Hauptgemengteil, durchspickt mit der hier allein vorhandenen blaßgrünen Hornblende und dem recht reichlichen Klinozoisit; Titanit noch wesentlich mehr als oben; lokal etwas Chlorit. Parallelordnung nur stellenweise angedeutet. Daß es sich da um sekundäre Zufuhr handelt, ist wohl sicher; nach dem makroskopischen Eindruck würde man freilich eher an aplitische Durchtränkung (vgl. S. 78 f.) als an Albitisierung denken!

Endlich ist noch hierherzustellen ein Amphibolit von der Schwarzen Wand (Stubachtal, W unterm Richtzeitsedl), und zwar aus dem tiefsten der dortigen Grüngesteinsbänder, bei ca. 2070 m: ein verhältnismäßig licht- und mattgrün gefärbtes, sehr gleichmäßiges, fast dichtes und massiges Gestein. Hier sind auch im Schriff keine Spuren reliktsicher Hornblende mehr vorhanden; die blaßbläulichgrüne sekundäre bildet in schlecht ausgebildeten Stengeln, bis 0,3 mm lang, ungefähr die eine Hälfte des Gesteins, während die andere aus gelblichem, eisenreichem Epidot besteht, in gleichfalls sehr mangelhafter Ausbildung. Feldspat (? Albit) nur in geringen

Spuren; auch Titanit sehr spärlich. Paralleltexur ist auch im Schriff nur wenig angedeutet; das Gefüge am besten als „wirrer Filz“ zu kennzeichnen.

d) *Hornblendeprasinite s. str.* Hierher gehört wohl der überwiegende Teil der Grüngesteine der Riffdecken, wenngleich nur verhältnismäßig wenige<sup>45)</sup> Schriffe vorliegen; der größte Teil davon stammt übrigens von aplitisch injizierten Gesteinen und ist somit erst unten zu beschreiben. Makroskopisch sind sie gleichmäßig dunkelgrün, oft mit reichlichen weißen Feldspatknötchen.

Der Prasinit vom Karbach (der die später, S. 83 zu beschreibenden Einschlüsse von Skarngesteinen enthält) enthält eine recht lebhaft (a gelblich, b grün, c blaugrün) gefärbte *Hornblende*;  $\gamma-\alpha$  zwischen 0,015 und 0,020;  $c:c$  ca. 17°; sie bildet schlecht ausgebildete Nadeln. Zweiter, fast gleich reichlich vorhandener Hauptgemengteil ist eisenarmer *Epidot*, mit sehr fleckigen Interferenzfarben in unregelmäßigen Haufwerken; dritter, an Menge aber erster, *Albit*, in buchtigen, aber eher einschlußarmen, vielfach auch zu Pflaster zusammenschließenden Körnern. Als Übergemengteile kommen hinzu: *Calcit* ziemlich reichlich, meist größere unregelmäßige Individuen. *Biotit* ganz untergeordnet, kleine schlecht ausgebildete tiefbraune Blättchen; *Quarz* nur als Einschluß im Feldspat, selten; *Granat*, farblos und isotrop, ziemlich sporadisch in kleinen gut ausgebildeten oder häufiger größeren mangelhaften, z. T. stark in die Umgebung eingewachsenen Individuen; letztere enthalten nicht selten Einschlüsse von *Epidot* und *Karbonat*. Anzeichen von *Diaphthorese* fehlen dem *Granat* ebenso wie *Bewegungsspuren*. Nebengemengteile: *Titanit* ziemlich spärlich; *Magnetit* einzelne Körner und Konzentrationen; *Apatit* (? nicht ganz sicher) vereinzelt. — Strukturell bietet das Gestein ein äußerst buntscheckiges Bild, da *Hornblende* wie *Epidot* meist Schlieren bilden, in denen jeweils das eine dieser Minerale vorherrscht, und die sich in komplizierter Weise miteinander und mit dem zwischenliegenden Feldspat verzahnen. Paralleltexur ist dabei nur durch die *Hornblende* angedeutet und wenig auffällig. — Bezüglich des *Granats* ist zu betonen, daß hier nichts dafür spricht, ihn etwa als Relikt aus einem früheren Eklogitstadium aufzufassen. Eher scheinen die Einschlüsse von *Granatskarn*, gerade in diesem Gestein, darauf zu deuten, daß jener bereits ein vormetamorpher, aus Nebengesteinsschollen stammender Fremdling ist. Das mikroskopische Bild spricht allerdings am ehesten für eine den übrigen Gemengteilen gleichgeordnete metamorphe Bildung.

In anderen Fällen ist die Zusammensetzung einfacher. So zeigt ein Schriff von der „Schwarzen Wand“ ein deutlich parallelstengeliges Aggregat von Grüner *Hornblende* (*Pleochroismus* wie oben;  $\gamma-\alpha$  über 0,020,  $c:c$  13—14°), bis ca. 0,25 mm lang, unterbrochen von Anhäufungen größerer *Chloritblättern*, sowie von Inseln von *Albit* bis *Oligoklasalbit*. Verhältnismäßig selten beobachtet man verwaschene, inverse Randzonen. Die Inseln bestehen meist aus einer Mehrzahl pflasterartig aneinandergrenzender Körner, bis zu 1 mm Durchmesser; sie schneiden die Paralleltexur des Grundgewebes glatt ab, doch setzt sich diese in Einschlußreihen — *Hornblende* und *Klinozoisit*, der nur als Einschluß in Feldspat vorliegt — fort. Als Nebengemengteil ziemlich spärlich *Titanit*. — Die Art des Auftretens der Feldspate, ebenso das Vorliegen fast ganz feldspatfreier Gesteine an unmittelbar benachbarter Stelle (vgl. oben, S. 75) läßt den Schluß zu, daß erstere hier gesteinsfremd, unter Na-Zufuhr entstanden sind.

Hier ist wohl auch noch anzuschließen der stark gegen die *Floitite* tendierende *Prasinit* vom Südgrat des *Hocheisers*. Hier überwiegt nämlich *Biotit*, in tiefbraunen, meist schlecht ausgebildeten Blättern von  $\frac{1}{4}$ — $\frac{3}{4}$  mm Länge, bedeutend über die *Hornblende* (a gelb, b tiefgrün, c blaugrün;  $c:c=13^\circ$ ), deren Stengel gleiche Größe erreichen. Farbloser *Epidot*,  $\gamma-\alpha$  um 0,020 ist in einzelnen Körnern von 0,1—0,2 mm und ganzen Schnüren solcher sehr reichlich mit dem *Biotit* vergesellt; als Einschluß in Feldspat bleibt er viel kleiner (0,01—0,02 mm). Letzterer ist *Albit* ( $\perp c$  Auslöschung 18° gegen 001); er bildet rundliche Individuen bis über 1 mm Durchmesser, meist ganz durchspickt mit Einschlüssen. Außer *Hornblende* und *Epidot*, welche überwiegen, sind das *Granat*, blaßrötlich und isotrop, in Kriställchen von 0,1—0,2 mm; ausschließlich als Einschluß, und zwar in manchen Feldspaten gehäuft, in anderen selten oder ganz fehlend;<sup>46)</sup> ferner *Quarz* ebenso ungleich verteilt, der auch außerhalb der Feldspate untergeordnet vorhanden, als feinkörniges Pflaster Lücken füllend. Nebengemengteile: etwas *Titanit*; spärlich *Pyrit* mit *Magnetitsäumen*, sowie kompakter *Magnetit*. — Das Gestein zeigt gute Paralleltexur, die vor allem vom *Biotit*, daneben auch von den *Epidotschnüren* und von der *Hornblende* hervorgebracht wird; die Feldspate schneiden sie wieder scharf ab, ohne daß sie jedoch in deren Innerem durch die Anordnung der Einschlüsse deutlich zum Ausdruck käme. Nichtsdestoweniger möchte ich auf Grund der angedeuteten Weise des Auftretens auch hier den *Albit* für zugeführt halten. Daß auch der *Biotit* unter K-Zufuhr aus *Hornblende* hervorging, scheint wohl anzunehmen (S. 44); dabei hat dieselbe offenbar die Na-Zufuhr überdauert, denn die im *Albit* eingeschlossene *Hornblende* ist — genau wie in anderen, ähnlichen Fällen — ganz frei von Spuren einer solchen Umwandlung.

Zu diesem weitest verbreiteten Typus *Hornblendeprasinite* gehören auch der Hauptsache nach die Gesteine des großen *Amphibolit-* und *Prasinitzuges Aderwand—Dorfertal*, soweit sie nicht stark injiziert oder biotitisiert sind. Sie sind der Hauptsache nach auf der Karte noch als *Amphibolite* eingetragen, obwohl sie dieser Bezeichnung nicht mehr voll entsprechen.

<sup>45)</sup> Da es sich um den am wenigsten auffallenden, sozusagen normalen Typus handelt, wurde verhältnismäßig wenig davon untersucht.

<sup>46)</sup> Dies ungleichmäßige Auftreten schließt es wohl aus, den *Granat* hier als „echte Füllung“ mit dem Feldspat in gesetzmäßige Beziehung zu bringen. Auch beim *Epidot* ist dies unwahrscheinlich, wegen seines sonstigen Auftretens im Gestein.

Diese Gesteine haben in Aufschlüssen noch ganz das Aussehen bankiger, plagioklasarmer Amphibolite, sind schwärzlichgrün mit einem Stich ins Bläulichgrüne. Sie sind meist sehr feinkörnig, so daß man nur mit Mühe den Aufbau der Hornblendepartien aus feinen Säulen und Nadeln erkennen kann. Der Grad der Schieferung wechselt sehr. Eine Sprenkelung durch größeren Plagioklasgehalt tritt nur lagenweise ein, und dann meist in Form kleiner Knötchen, ohne aber in dieser Hinsicht den knotig albitisierten Prasiniten der Oberen Schieferhülle nahezukommen. Auch ganz dunkle Typen zeigen mehrfach auf den Schichtflächen das Aufglänzen von hellen Chloritblättchen, andere wieder lassen schon i. H. Biotit erkennen, wobei das Gestein gleichzeitig heller und feldspatreicher wird. Granat ist nur in helleren Typen i. H. in kleinen Körnern (unter 1 mm) zu finden.

Gänzlich chlorit- oder biotitfreie Typen wurden in diesem Zuge mit einer Ausnahme nicht gefunden; überwiegend aus Hornblende besteht das folgende Gestein aus den Hangendteilen der Aderwand. Die Hornblende bildet ein dichtes Gewebe von kurzsäuligen bis nadeligen Körnern; Pleochroismus  $n\alpha$  lichtgelb,  $n\beta$  sattgrün,  $n\gamma$  dunkelblaugrün bis tintenblau,  $n\gamma/c$  14–16°. In Lagen lange Scheiter (bis 2,5 mm) von stark pleochroitischem, prächtig lamelliertem Klinochlor, selten kurze Blätter quer zu s. Biotit bildet nur kleine Blättchen und ist selten. Zu Chlorit besteht keine Beziehung, sondern er scheint auf Kosten der Hornblende gebildet zu sein. In der Hornblendemasse kleinkörnige, linsige Haufen von Epidot, ebenso längliche Körner von Albit, in die die Hornblende mit lichtblauen Nadelchen ausfasert (An-Gehalt etwa 9%). Einzelne kurze, auch von Albit begleitete Kornlagen bildet der Quarz; in der Fortsetzung solcher Züge liegen immer Chloritscheiter oder Chlorit und Biotit (Wirkung von Stoffzufuhr?). Akzessorisch ist nur Rutil. Ein Knäuel aus Chlorit, Epidot und Albit war möglicherweise ehemals ein Granat. Durchbewegung rein vorkristallin.

Etwas größeren Plagioklasgehalt zeigen zwei Schiffe aus der Rinne im Südteil der Aderwand und von der Westseite des Dorfertales. Gleichzeitig mit dieser Zunahme an Plagioklas geht hier auch eine Zunahme an Chlorit und an Biotit. Der Feldspat zeigt die Tendenz zur Knötchenbildung.

U. d. M. noch überwiegend ein dicht gepacktes Hornblendegewebe, darin reichlicher Scheiter und buschige Gruppen von Klinochlor (auch quer zu s) und von rotbraunem Biotit; dieser ist dem Chlorit kristalloblastisch gleichgestellt, umschließt z. T. Hornblendeschollen und ist in helleren Lagen gerne mit Calcitkörnern vergesellschaftet. Selten ist Epidot-Klinozoisit, ebenso vereinzelt Blätter von Muskowit. Die Plagioklase sind von zweierlei Art, nämlich einerseits Oligoklase, die nur in Gewebszwickeln sitzen und ein unverlegtes si von hellblauen Hornblendenadeln enthalten. Bestimmt wurde 18% An, bei einem inverszonaren 20–26% An; feine Periklinlamellierung nicht selten. Die andere Art bildet rundliche Knoten bis etwa 1 mm Durchmesser und ist fast einschlußfrei; es sind Albite von etwa 2–9% An, öfters in Form einfacher Zwillinge nach dem Albitgesetz. Im zweitgenannten Gestein wird die Altersbeziehung der beiden Feldspate durch Oligoklashüllen um Albitkerne dargetan. Diese Hüllen sind so scharf abgesetzt, daß zwischen ihnen und dem Albitkern eine deutliche Becke'sche Linie beobachtet wird. Die Bestimmung (am U-Tisch) ergab dementsprechend einen Kern von fast reinem Albit (um 2–4%), der außen in schmaler, inverszonarer Randzone bis 12% An erreicht, während die Oligoklashülle mit etwa 20–22% An beginnt und bis 25% An ansteigt. Die Oligoklashüllen können im Gegensatz zu den klaren Albitkernen spärliche Muskowitmikrolithen oder Hornblendenadelchen enthalten. Die Oligoklase dieser Gesteine sind also nicht etwa Reste aus einer älteren Amphibolitfazies des Gesteins, sondern rein nachtektonische, jüngste Bildungen. Akzessorisch: Magnetit, Rutil mit Titanit (in Biotit und Plagioklas nur Titanit), Apatit.

Ein ähnliches Gestein wurde knapp außerhalb des Blattrandes am Grat vom Spinnvitrolkopf zur Ader Spitze an der Fortsetzung des Bruches, der den Kaiser Tauern überquert, geschlagen. J. H. vermutet man aus chloritisch verschmierten Gleitflächen, die das Gestein durchsetzen, das Eingreifen von Diaphthorese. Der Schriff zeigt jedoch lediglich kataklastische Einwirkungen. Die Hornblende ist zerbrochen, die Chloritblätter gestaucht, der Albit (hier mehr lagenweise) ist z. T. vermörtelt und reichlich wirt von kleinen Säulchen von Klinozoisit erfüllt. Doch ist es noch fraglich, ob hier „echte Fülle“ vorliegt. Außerhalb ebenfalls relativ reichlich Klinozoisit, selten Biotit, der jedoch keinerlei Umsetzungen aufweist.

Ein weiteres, etwas abweichendes Gestein stammt aus den tiefsten Lagen des behandelten Amphibolit-Prasinitzuges, die südlich des Spinnvitrolkopfes den Zentralgneis unmittelbar überlagern (also wohl noch Granatspitzhülle i. e. S.). Dieses Gestein wechselt lagig mit biotitreichen Bändern und mit Biotitschiefern. Es ist auffallend lichtgrün. U. d. M. bildet Albit ein fast geschlossenes, feinkörniges (bis etwa 0,07 mal 0,14) Pflaster von Körnern, die ein äußerst feines si von Hornblende und weniger Klinozoisit enthalten. An-Gehalt um etwa 9%. Dazwischen in etwa gleicher Menge feinkörnige (unter 0,1 mm) lichte Hornblende mit scharfer Ausrichtung in s. Relativ größere Körner sind häufig dem Pleochroismus nach zonar, nämlich außen parallel  $n\gamma$  rein lichtblau, innen noch heller und bläulichgrün, ansonsten aber optisch einheitlich. Epidot-Klinozoisit ist spärlich, nur in Lagen etwas reichlicher, ferner kurze Quarzlagen (Injektion?).

e) Chloritprasinite sind im Bereiche der Riffeldecken selten; dabei handelt es sich — mindestens soweit nähere Untersuchungen vorliegen — stets um ziemlich abnorme, hochgradig albitisierte Gesteine, wie das schon mit freiem Auge an den zahlreichen und großen (oft mehrere Millimeter!) weißen Albiten zu erkennen, die das dunkelgrüne blätterige Chloritaggregat durchspicken.

Ein solches Gestein von der N-Seite der „Tröge“ (unter Hochweißfeldkees) zeigt im Schriff Pennin in Blättern von 0,2 bis über 1 mm, oft zu Büscheln und Rosetten gruppiert; doch ist derselbe auf einzelne Zwickel

beschränkt zwischen den alles überwuchernden, weit über die Hälfte des Gesteins ausmachenden Albiten (sehr selten Zwillingslamellen; keinerlei Zonenbau). Sie sind mäßig reich an Einschlüssen: Chlorit (selten), Quarz (der außerhalb so gut wie nicht vorhanden), Titanit; Magnetit. Sie zeigen z. T. reliktsche Schieferung und helizitische Fältelung. Nebengemengteile: Titanit ziemlich reichlich und groß (bis gegen  $\frac{1}{2}$  mm); etwas Magnetit, Apatit. Alle Durchbewegung ist hier zweifellos voralbitisch, bzw. überhaupt vorkristallin; in den Chloritaggregaten ist meist nicht einmal mehr Paralleltexur — die doch nach dem Zeugnis der Einschlußreihen in den Feldspaten einmal vorhanden war — zu erkennen.

Ein Schriff von den Felsen unter dem Bärenkopfkées (SO-Seite des Moserbodens), unterscheidet sich durch noch größeren Gehalt an Feldspat, welcher etwas in der Zusammensetzung abweicht (Oligoklas-Albit; Zonenbau fehlt). Er ist meist stark in s gestreckt, unregelmäßig gelappt und reich an Einschlüssen: Grüne Hornblende, Muskowit (beide spärlich, nur als Einschlüsse); Quarz, Chlorit, Biotit, Titanit, Klinozoisit; Einschlußreihen (unverlegt!) zeigen auch hier die Existenz voralbitischer Schieferung. In den zwischen den Feldspaten verbliebenen Lücken überwiegt wieder Chlorit, dem sich dunkelbrauner Biotit beimengt; spärlich auch Quarz und Klinozoisit, sowie die Nebengemengteile Titanit (recht reichlich) und Apatit. — Auch hier ist Paralleltexur außerhalb der Feldspate fast nicht mehr, innerhalb deutlich festzustellen; und auch die letzteren selbst ordnen sich ihr ein, vermöge ihrer gestreckten Gestalten.

Man wird wohl annehmen dürfen, daß hier diaphthoritische Glieder der Grüngesteine vorliegen, die aus Amphiboliten hervorgegangen sind; die Hornblenderelikte in den Plagioklasen des letzten Schriffes scheinen darauf hinzudeuten (allerdings mahnt diesbezüglich zur Vorsicht, was unten, S. 90, zu einem ähnlichen Fall ausgeführt wird). Der Biotit (und Muskowit) in diesem ist wieder auf K-Zufuhr zurückzuführen, die hier nicht wie sonst häufig im wesentlichen auf das Grundgewebe beschränkt ist, sondern sich auch in den Einschlüssen der Plagioklase bemerklich macht, d. h. wohl mit der Na-Zufuhr, die im Feldspat festgelegt wurde, interferiert hat. Dabei bleibt selbstverständlich die Frage wiederum offen, wie groß der Anteil der Na-Zufuhr an der Bildung der Feldspatporphyroblasten ist; denn irgendwelche sichere Relikte von älteren Feldspaten existieren auch hier nicht.

f) Lagenweise injizierte Prasinite, bzw. Amphibolite. Als solche wurden auf der Karte ausgeschieden: einmal der mächtige Zug, der die Felsstufe über Ebmaten größtenteils aufbaut und von dort über den Sedlgrat zu den Steilwänden W überm Moserboden zieht, samt seinen Ausläufern; sodann im Dorfertal die gebänderten Gesteine im Hangenden der Amphibolite bis Prasinite der Aderwand mit ihrer Fortsetzung bis in die Schlucht des Fruschnitzbaches und auf die westliche Talseite bis zum Kartenrand. Während die Amphibolite der Aderwand zum Teil noch zur Granatspitzhülle i. e. S. gehören dürften, sind diese Gesteine (einschließlich der hangenden Amphibolite) schon Angehörige der Riffeldecken. Bei dieser Gesteinsgruppe muß indessen darauf hingewiesen werden, daß ähnliche Typen auch sonst im Bereiche der Riffeldecken da und dort auftreten, wo sie nicht besonders gekennzeichnet werden konnten; so könnte man u. a. den Großteil des mächtigen Prasinites am Südende der Romariswand und seine Fortsetzung im höheren isolierten Felskopf des Fruschnitzkeeses hierher stellen. Andererseits entspricht auch nicht alles, was in den Raum der genannten Ausscheidung fällt, dem hier zu gebenden Gesteinsbild — wie dies ja bei injizierten Schiefergesteinen in der Natur der Sache liegt.

Die Gesteine von Ebmaten usw. fallen im Gelände auf durch den meist auf größere Strecken sehr regelmäßigen Wechsel dunkelgrüner, auch — bei starkem Biotitgehalt, der nicht selten ist — schwärzlichgrauer amphibolitischer Lagen mit weißen, die man zunächst als „aplitische“ klassifizieren möchte. Die Mächtigkeit der Lagen schwankt sehr stark, von mehreren Metern bis zu weniger als 1 cm; in der Mehrzahl der Fälle bleiben sie indessen über Handstücksausmaßen. Die Korngröße bleibt in den weißen Lagen im allgemeinen gering; in den dunklen kann sie bedeutender werden, soweit nämlich wieder die mehrfach erwähnten Albitporphyroblasten hinzutreten. — Die Abgrenzung beider Arten von Lagen gegeneinander bleibt fast immer recht scharf; was natürlich nicht ausschließt, daß sich auch in den hellen Lagen häufig farbige Mineralien, besonders Biotit mehr oder minder anreichern.

Im Schriff zeigen diese Gesteine neben manchen Abweichungen in vieler Hinsicht auch ganz Gleichartiges wie die zuvor betrachteten, nicht injizierten Prasinite usw.: dieselben blaßgrünen Hornblenden von wechselnder Intensität der Färbung,  $\gamma - \alpha \geq 0,020$ ;  $c:c = 13^\circ$  bis  $16^\circ$ ; doch treten sie hier mehr in den Hintergrund, z. T. sehr ausgesprochen. Manchmal (selten) ist Chlorit damit vergesellt. In der Regel aber überwiegt Biotit z. T. weit über alle anderen dunklen Gemengteile. Er bildet tief braun gefärbte, bis weit über millimetergroße, meist dicke aber schlecht ausgebildete Blätter. Muskowit gewöhnlich daneben, in meist viel kleineren, dicht aufeinander gepackten Blättern; seine Menge schwankt jedoch sehr und kann bis Null sinken. Plagioklas geht von reinem Albit bis Oligoklasalbit (Auslöschungsschiefen  $\perp A$  gegen 001 gemessen:  $26^\circ$ ;  $22^\circ$ ;  $11^\circ$ ); basische Randzonen pflegen nicht vorhanden zu sein, nur in einem Schriff vom Hochweißfeld treten solche auf aber auch hier nur ausnahmsweise (insbesondere fehlen sie stets dort, wo Feldspat an Feldspat grenzt). Er findet sich meist in der bekannten Form rundlicher Porphyroblasten, die Schieferung abschneidend und voller Einschlüsse (oft überwiegend Hornblende, auch wenn sie sonst fast oder ganz fehlt, während Biotit als Einschluß sehr selten ist!). Im Gegensatz zu den unter d und e besprochenen Gesteinen kommt hier aber auch echte Füllung vor, aus Klinozoisit bestehend (Nädelchen von 0,02—0,03 mm Länge und 0,005—0,01 mm Dicke) —

streckenweise in jedem Plagioklas ein deutlich abgegrenztes Häufchen, z. T. an Stellen, wo die einzelnen Plagioklase deutlich erkennbare Teile eines durch Kornzerfall gebildeten Überindividuums sind, wie dies hier auch zuweilen vorkommt. Daneben finden sich über den gleichen Schliff schleierartig ausgebreitet größere Klinozoisitnadeln (bis 0,3 mm lang), stellenweise auch geschlossene Aggregate des gleichen Minerals, ohne daß eine Beziehung zu entmischten Feldspaten erkennbar wäre. An einer Stelle steckt darin ein Kern von Orthit. In anderen Schliffen ist eisenreicher Epidot (mehr oder minder ausgesprochen gelb,  $\gamma - \alpha$  0,30—0,40) in größeren Säulen meist mit dem Biotit vergesellt. Quarz fast stets als untergeordneter Einschluß im Plagioklas; außerdem zuweilen spärlich als Zwickelfüllung in feinkörnigen Aggregaten. Granat kommt in jenem Schliff mit den gefüllten Feldspaten in letzteren als ziemlich seltener Einschluß ebenfalls vor. — Nebengemengteile: vor allem Titanit, in kleinen Körnern recht reichlich, z. T. mit pleochroitischen Höfen im Biotit; durch reihenweise Anordnung beteiligt er sich an der Ausprägung der Schieferung. Sonst oft noch etwas Apatit, z. T. auffallend groß entwickelt; vereinzelt Pyrit, bzw. Magnetkies (mit Pyritrand), Magnetit. — Parallelgefüge ist meist deutlich, vor allem durch die Glimmer, meist aber auch durch länglich entwickelte Feldspate, sowie oft durch Züge und Schlieren von Feldspat, Hornblende, Epidot, Titanit gezeichnet. Gelegentlich zu beobachtende Faltenbiegungen sind restlos vorkristallin.

Ein absonderliches Gestein ist noch besonders zu erwähnen, das sich als lokale Ausbildung in der großen Prasinitwand über Ebmaten findet. Es erscheint makroskopisch als fast massiges Gemenge unter millimetergroßen Biotittafeln mit glasig glänzenden Feldspaten, gelbgrünem Epidot und bläulichgrünen Körnchen. Im Schliff erscheinen diese bedingt durch Anhäufungen blaugrüner Hornblende in kleinen, schlechten Individuen; sie tritt jedoch an Menge ganz zurück hinter dem Biotit, dessen dicke Tafeln in allen Richtungen liegen. Auch Epidot bildet z. T. Porphyroblasten. Seine besondere Note aber erhält dies Gestein dadurch, daß neben dem wie gewöhnlich ganz von Einschlüssen erfüllten albitähnlichen Plagioklas auch in fast gleicher Menge K-Feldspat auftritt, gewöhnlich ganz erfüllt von annähernd parallelblättrigen Muskowithaufwerken. Quarz wie oben; ebenso Titanit, Apatit, Zirkon (?) vereinzelt, mit auffallend blassen Höfen im Biotit. — Paralleltexur ist hier hauptsächlich auf die Einschlüsse in den Feldspaten beschränkt. — Das Gestein erinnert stark an manches, was in den Tauern als „Floitite“<sup>47)</sup> bezeichnet wird.

Das wesentlichste gemeinsame Kennzeichen aller dieser Gesteine gegenüber den nicht injizierten Prasiniten usw. ist, abgesehen von der aplitischen Bänderung und z. T. Durchtränkung das viel stärkere Hervortreten des Biotits, z. T. auch des Muskowits gegenüber der Hornblende, die er hier manchmal fast verdrängt, nicht nur in dem oben erwähnten floititähnlichen Gestein. Die Versuchung liegt nahe, diese Erscheinung mit der aplitischen Durchhäderung in Verbindung zu bringen. Doch ist daran zu erinnern, daß sie nicht nur in der Riffldecke auch in manchen anderen Fällen schon recht weit gediehen ist (z. B. Hocheiser-S-Grat, S. 76), sondern auch in manchen Gesteinen von anderen Serien ein Ausmaß erreicht, das hinter dem hier erwähnten nicht zurücksteht: so z. B. in den Biotitporphyroblastenschiefern der Granatspitzhülle (S. 41 f.); ja auch in einzelnen Fällen aus der Oberen Schieferhülle wird sie uns wieder begegnen (S. 156). Der Zusammenhang mit der aplitischen Injektion erscheint daher einstweilen noch problematisch.

Für die lagenweise injizierten Prasinite zu beiden Seiten des Dorfertaales trifft die oben gegebene Beschreibung des Aussehens der analogen Gesteine von Ebmaten ebenfalls durchaus zu; im allgemeinen ein planparallel lagiger bis bänderiger Wechsel von dunklen, amphibolitischen Bändern mit hellen, die man meist sofort als Aplite ansprechen möchte, bei einer Mächtigkeit der einzelnen Lagen von oft über 1 Meter bis hinab unter Zentimeterdicke. Siehe die Abb. 5, Taf. I, von den prächtigen, glattgefegten Rundbuckelaufschlüssen vor dem Laperwitzkees nördlich Bichl. Die Grenzen sind meist scharf, man findet aber auch Grenzen, an denen ein allmählicher Übergang feststellbar ist; insbesondere trifft das zu gegenüber nicht ganz weißen, noch durch wesentliche dunkle Gemengteile ausgezeichneten hellen Lagen, die man sich nach dem Aufschlußbilde auch durch eine extreme, lagenweise Albitisation aus den Amphiboliten, bzw. Prasiniten hervorgegangen denken könnte. Sie zeigen schon i. H. die typische gerundete Form der dichtgedrängten Albitoloblasten. Ähnliche Übergänge führen zu heller erscheinenden Lagen, in denen bei ebenfalls beträchtlichem Reichtum an rundlichen Albiten die Hornblende ganz oder teilweise durch Biotit vertreten wird (floititische Typen). Solche Lagen erscheinen besonders in den liegenden (noch Granatspitzhülle, siehe Profile 11—15) und in den hangendsten (injizierten) Teilen des großen Amphibolit-Prasinitzuges, also sowohl in injizierten, wie in nichtinjizierten Partien und zeigen auch im einzelnen keine gesetzmäßige Beziehung zur Injektion.

Neben dem lagenweisen Wechsel von basischen und aplitischen Gesteinen trifft man auch selten noch Quergriffe von Apliten, Auflösung der Amphibolite in Schollen und sogar Strukturen, die auf migmatitische Aufschmelzung deuten. Ein hübsches Gangnetz von Aplit, beobachtet an der nördlichen Begrenzungsrippe des Kares nördlich Spitz, gibt die Abb. 24, eine Injektion mit teilweisem Zerfall in Schollen und beginnender Auflösung veranschaulicht Fig. 4 auf Taf. I. (Linkes Ufer in der Bachschlucht ober Stäbereck.) Es soll aber gleich hervorgehoben sein, daß auch das Gestein solcher quergreifender Aplitgänge nicht mehr als unveränderter Aplit angesprochen werden kann.

Die grünen Lagen entsprechen, soweit untersucht, den oben beschriebenen Hornblendeprasiniten und sind schon dort mitverwertet. Es bleiben vor allem die Gesteine der helleren und der biotitreichen Lagen zu behandeln.

<sup>47)</sup> Wenn dieser Name hier vermieden wird, so deshalb, weil er nach *Beckes* Definition Gesteine bezeichnet, die neben Biotit und Epidot als Feldspat Oligoklas führen; während im vorliegenden Fall der Feldspat jedenfalls saurer ist.

Zuerst aber noch ein gewöhnlicher Hornblendeprasinit, der nahezu im Lager und als schräger Quergriff von feinen hellen Gängchen durchsetzt wird (Südteil der Aderwand). Das Handstück ist im übrigen als feinkörniger, plagioklasarmer Amphibolit mit Chloritblättchen auf den Schichtflächen und schwer sichtbaren kleinen Granaten zu kennzeichnen. U. d. M. erinnert das Gefüge lebhaft an feinkörnige Amphibolite des Altkristallin, es fehlen feinschilfige Hornblenden oder knotige Albite. Die Hornblende ist meist kräftig gefärbt, in größeren Körnern oft zonar mit lichtem Kern ( $n\gamma$  licht gelblichgrün) und Hülle in satteren Farben ( $n\gamma$  bis lebhaft grünblau). Sie bildet die Hauptmasse; neben ihr Blätter von Klinochlor, wenig Albit (etwa 6% An), Klinozoisit-Epidot; Granat ist unzersetzt und erreicht vereinzelt  $\frac{1}{2}$  mm Größe. Akzessorisch: Titanit. Die kleinen Gänge bestehen hier überwiegend aus Quarz, randlich mit viel Klinozoisit, vereinzelt Blättern von Muskowit, Kalkspat, etwas Hornblende, Chlorit und gut ausgebildeten Granaten; hier kein Feldspat. Wenn ausnahmsweise Granat an Chlorit grenzt, können dort einzelne kleine Blättchen von Biotit entstehen. In diesem Gestein ist keine Beeinflussung durch die Gänge zu erkennen.

Biotitreiche Typen (floititisch): Das erste Gestein stammt aus den lagig injizierten Prasiniten der Westseite des Dorfertales südlich vom Spinevitrolkopf; es ist ein relativ heller Amphibolit, mit zahlreichen Biotitblättchen (oft quer zu s) bis etwa 2 mm Größe. U. d. M. ist feinkörnige Hornblende noch wichtigster Gemengteil; sie ist lagenweise herrschend. Leuchtend brauner Biotit bildet meist dicke Blätter, die oft quer zum s stehen; er wächst oft quer durch Hornblendelagen, die er glatt abschneidet, doch setzt sich deren Schieferung — bezeichnet durch Einschlüsse von Titanit und auch Hornblende — noch durch solche Biotite fort. Der Biotit ist also eine sehr junge Bildung, und scheint wenigstens zum Teil auf Kosten der Hornblende zu

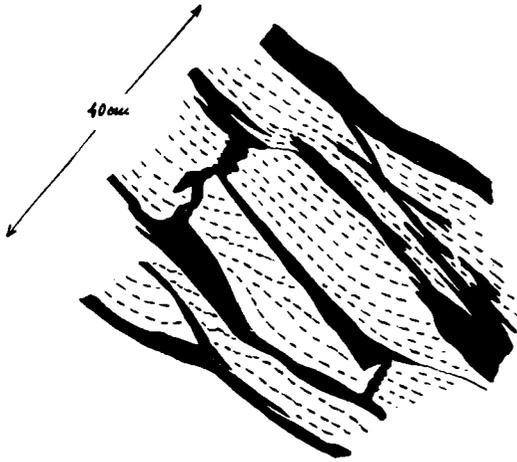


Abb. 24. Aplitisches Gangnetz in den injizierten Prasiniten östlich oberhalb Stäberek (Dorfertal Ost); schwarz = Aplit.

wachsen. In ähnlicher Weise wie Biotit, z. T. in quer stehenden Blättern und Blattrosetten, kommt lichtgefärbter Klinochlor vor. Wo er mit Biotit zusammentrifft, hat man eher den Eindruck, daß der letztere noch jünger ist. Feldspat tritt wieder in zweierlei Art auf: entweder als Oligoklas des Grundgewebes oder als Kern von Albit mit Oligoklashülle; Oligoklaskörner überwiegen. Die Oligoklase sind nur schwach invers zonar, bestimmt wurde etwa 22 bis 27% und etwa 25 bis 31% An. Wenn sie sich um einen Albitkern herumlegen, sind sie gegen diesen wieder scharf abgesetzt (*Becke'sche Linie!*) und die Zonenfolge weist eine Unterbrechung auf; einige Messungen (U-Tisch): Kern 6% An, Hülle 18 bis 20%; Kern 3% An, schwach invers, Hülle 17 bis 23% An; Kern 7% An, Hülle 16 bis 24% An. Der Oligoklas zeigt häufig eine Periklinlamellierung. Er bildet z. T. nur kleine Körner, in einzelnen Lagen aber auch ein fast geschlossenes Pflastergewebe, das die anderen Gemengteile in einem reichen und dichten si als Einschlüsse enthält. Sehr reichlich in den Lagen mit vorherrschender Hornblende, bzw. Biotit ist der Titanit zugegen. Nicht selten und stellenweise gehäuft sind kleine Granaten, die immer vollkommen unangegriffen sind und wohl auch zur letzten Kristallisation gehören müssen. Von Epidot nur wenige, sehr kleine Körner.

So ziemlich das Endglied der Biotitisierung bei starker Feldspatbildung stellen zwei Schiffe aus den injizierten Prasiniten der südlichen Aderwand dar. Die Handstücke zeigen recht dicht gedrängte, etwas grünliche Albitknoten von etwa 1 bis 3 mm Größe, die in einem fast schwarzen, von blättrigem Biotit beherrschten Gewebe sitzen. Von den zunächst ähnlichen, knotig albitisierten biotitreichen Glimmerschiefern (siehe Granatspitzhülle) unterscheidet sie das Fehlen von Muskowit, die noch dunklere Färbung der Glimmerzüge und die schwach grünliche Färbung der Feldspate.

In den Schliffen umfließt Biotit von einem Pleochroismus gelb-dunkelschmutzigbraun in groben Scheitern (bis über 3 mm) die rundlichen Feldspatknoten. Er bildet auch quer zu s stehende, breite Blätter. Ein si, bestehend aus feinkörnigem Epidot, Apatit, Turmalin, wenig Hornblendesplittern und Orthit(?) mit pleochroitischen Höfen durchzieht ihn unverlegt. Die Hornblende, licht getönt, bis rein lichtblau, ist nur in den Plagioklasen als ein si von feinen Nadeln reichlich, im übrigen Gesteinsgewebe aber schon recht spärlich. Kalkspat ist fast regelmäßig mit Biotit verbunden, Epidot in kleinen Körnern nicht selten. Die Knoten von Plagioklas sind fast reiner, meist unzonarer Albit von etwa 5 bis 6% An, die wenigen, von schmaler Hülle um-

gebenen Körner gehen in dieser kontinuierlich bis etwa 10% An hinauf. Sie sind mehrfach als einfache, gleichhälftige Zwillinge nach dem Albitgesetz verzwillingt. Neben den reichlichen, feinen Hornblendenadeln enthalten sie untergeordnet als si auch Epidot, Kalzit und Biotit. Ferner: etwas Apatit, Turmalin, Rutilkörner. Quarz bildet in einem Schliff örtlich feinkörnige Gruppen.

Die Hornblende ist hier, wie erwähnt, fast vollständig durch Biotit vertreten, bzw. wohl ersetzt; sie hat sich nur mehr in den Albiten gehalten und da ist es interessant, daß die Randzonen der Albite mehrfach ärmer daran oder frei von Hornblende sind (im Gegensatz zu den Oligoklasrändern des vorigen Schliffes). War vielleicht in dieser letzten Wachstumsphase keine Hornblende mehr im Außengewebe vorhanden?

Eine kurze Zusammenfassung über diesen Zug der injizierten Prasinite und ihre Deutung soll nach Besprechung der hellen Typen erfolgen.

Die helleren (nicht aplitischen) Lagen der injizierten Prasinite enthalten noch in wesentlicher Menge dunkle Gemengteile. Ihre Abgrenzung von den dunklen Lagen ist meist weniger scharf als die der Aplite, manchmal sogar entwickeln sie sich aus ihnen allmählich. Eine scharfe Abgrenzung solcher Lagen von stärker albitisierten Lagen der Prasinite ist unmöglich, obwohl unter ihnen nach dem Handstückbefund saures Orthomaterial unzweifelhaft ist. Zuerst seien solche beschrieben, die man an sich i. H. als Orthogneise anspricht.

Lage aus injizierten Prasiniten südlich des Fruschnitzbaches: Dunkelgraubrauner Biotit, verwachsen mit untergeordnetem, stark gefärbtem Klinochlor, beide blättrig; viel Epidot-Klinozoisit in den Glimmerzügen grob- sonst feinkörnig; Quarz in lagigen Korngruppen und reichlich als tropfenförmige Einschlüsse in Feldspat; etwas Magnetit, Pyrit, Roteisen; das Ganze liegt in einem, mengenmäßig überwiegenden, nahezu geschlossenen Pflaster von Albit. Dieser ist meist unzonar mit etwa 2—6% An, schmale Hüllen können etwa 10, einmal etwa 18% An erreichen.

In einer Lage vom Stäberek (Südost des Laperwitzbaches) überwiegt unter den dunklen Gemengteilen ein stark pleochroitischer Chlorit (hellgelb-grasgrün) in großen Blättergruppen, ein lichtbrauner Biotit (z. T. baueritisiert) bildet zerschlossene Blättchen und enthält selten Sagenitgitter; Epidot ist wieder reichlich vorhanden, Quarz hier nur als tropfenförmiges si der Feldspate; untergeordnet Rutil, Pyrit. Plagioklas bildet wieder ein grobes Grundgewebepflaster, das nur durch die Chlorit-Epidot-Biotit-Züge unterbrochen wird. Er ist meist zonar mit scharf abgesetzter Hülle, in Kernen wurde bis etwa 6%, in den Hüllen 16—18% An ermittelt; die Hüllen enthalten zum Teil Einschlüsse von Epidot und etwas Muskowit, doch handelt es sich nicht mit Sicherheit um echte „Fülle“. In den Kernen besonders Einschlüsse von Quarztropfen.

Eine Lage aus den tiefen Teilen der mittleren Aderwand (Profil 11) weicht wieder etwas ab. I. H. sind die Biotite einseitig gestreckt und könnten pseudomorph nach säuligen Kristallen gewachsen sein. U. d. M. sind die Biotite poikiloblastisch gewachsen und umschließen dabei selten Kerne von Chlorit oder lagern sich so an ihn, daß seine Aufzehrung durch Biotit nicht zweifelhaft bleibt. Querbiotite umschließen Epidot als si. Der Klinochlor bildet im übrigen große, oft gestauchte Blätter; Klinozoisit-Epidot ist reichlich vorhanden, entweder in großen Körnern oder als Kleinkornhaufwerk, Quarz in kurzen Lagen oder als Tropfen in Feldspat (auch als si); akzessorisch Titanit, Apatit, Erz. Wieder liegt das ganze in einem nahezu geschlossenen Pflaster von Plagioklas, der als Einschlüsse reichlich Quarztropfen, Züge von Klinozoisit und kleinen Granaten, wenig Biotitblättchen, ganz selten einzelne Hornblendenädelchen und dazu noch etwas „Fülle“ von Klinozoisit enthält. Es sind durchwegs Oligoklasen von etwa 24 bis 29% An mit ganz bescheidener inverser Zonarität. In einem Fall löschen Kern und äußerste Hüllteile gleichzeitig aus, so daß hier ausnahmsweise eine Zonenumkehr, erst normal, dann invers, vorliegt. Albite wurden nicht gefunden. An einer Querkluft sind die Biotite chloritisiert.

Von den stark gefeldspateten Prasiniten unterscheiden sich diese Gesteine besonders durch das völlige Fehlen der Hornblende (außerhalb Albit), von den floititischen Gesteinen durch das mengenmäßige Überhandnehmen des Feldspates gegenüber dem Biotit, das fast völlige Fehlen von Hornblende im Feldspat, bzw. überhaupt deren Armut an dunklen Einschlüssen; dafür erscheint im Feldspat das si der Quarztropfen als besonderes Kennzeichen, das wohl auf ehemals größeren Quarzgehalt schließen läßt, der z. T. bei der Albitisierung des Gesteins verarbeitet worden ist. (Siehe die gleiche Erscheinung bei anderen sauren Orthogesteinen, S. 63 u. a.) Der si-reiche Grundgewebsplagioklas ist auch hier jedenfalls ein sekundär erworbenes Merkmal, eine späte, nachtektonische Bildung unter Stoffzufuhr; ob dieser letzte Plagioklas Albit ist oder Oligoklas, ist anscheinend wenig vom Gestein abhängig, sondern mehr vom Horizont, da der letztere nur in den liegenden Teilen des Zuges vorzukommen scheint. Jedenfalls ist auch der Oligoklas hier immer eine späte Bildung und nicht etwa ein Rest aus einem älteren primären oder zweitstufig-typomorphen Bestand.

Die wahrscheinlichste Deutung für diese Gesteine ist die, daß es ehemalige, lagige in Amphibolite eingedrungene Orthogesteine tonalitisch-granodioritischer Art oder ebensolche Differentationen im Ausgangsmaterial sind, die später von Feldspatzufuhr und Biotitisierung (bzw. Alkalizufuhr überhaupt) betroffen wurden.

Die folgenden mittelhellen Bänder sind in ihrer Deutung noch unsicherer: Eine Lage aus den injizierten Prasiniten des „Plattengrawoarsch“, SW Rumesoi ist i. H. relativ hell und besteht noch vorwiegend aus Plagioklas in Form kleiner Knoten und grünlichem Biotit. Mikroskopischer Bestand: Plagioklas in Form gedrängter rundlicher Knoten, die vom Glimmer umflossen werden; er ist reiner Albit (etwa 5—6% An), z. T.

mit scharf abgesetzter Hülle von etwa 20% An; sie enthalten Klinozoisit, Hornblende, Epidotkörner, Granat, Biotit, Quarztropfen. Der dunkle, schmutzibraune Biotit ist gerne parallel verwachsen mit Chlorit, Epidot ist in großer Menge vorhanden, auch einige Orthite mit Epidotsaum fanden sich. Quarz außer in Feldspat nur in ganz vereinzelt Körnern, etwas Apatit.

Ein helles Band aus gewöhnlichen Prasiniten in der Schlucht des Fruschnitzbaches vertritt einen sehr weit verbreiteten Typus: Vorwiegend Feldspat mit eingestreuten grünlichen Glimmermineralien in der Schieferung, Körnung um 1 mm. U. d. M. ist die Hauptmasse von runden Albiten gebildet, die ein reiches, z. T. wenig verlegtes si enthalten: reichlich Quarztropfen, Epidot-Klinozoisit, selten Muskowitblättchen, etwas Hornblende, Chlorit, kleine Granaten und Titanit. Außerhalb der Albite liegen Züge von Hornblende (gelb-dunkelgrün-tintenblau,  $n\gamma/c = 16^\circ$ ) und Biotit, sowie etwas Klinochlor. Hornblende scheint chloritisiert, Hornblende und Chlorit biotitisiert zu werden. Reichlich vorhanden ist wieder feinkörniger Klinozoisit, untergeordnet feinkörnige Gruppen von Quarz, Körner von Titanit und Magnetit.

Ein weiteres i. H. sehr ähnliches Gestein (Dorfertal W, südlich Spinnemitrol) unterscheidet sich u. d. M. von dem vorigen durch mehrbänderigen Bau, durch Albite mit scharf abgesetzter Oligoklashülle, etwas reichlicher scharf geregelte Quarzlagen und das Vorkommen von zahlreichen, nahezu idiomorphen, frischen Granaten bis zu etwa 0,4 mm Größe. Außerdem kommen noch einzelne Muskowitblätter vor. Die Feldspate haben wieder verschiedenartiges si, in hellen Lagen vorwiegend Quarztropfen, in Hornblende-Biotitlagen vorwiegend splittrige oder nadelige Hornblende und Epidot. In einem Falle setzt sich ein Chlorit, der anscheinend aus Hornblende gebildet ist, im Albit wieder als Filz von blauen Hornblendenädelchen fort.

Nach dem Schliffbefund ebenfalls hier einzuordnen ist eine relativ helle, als Granataplit gesammelte Lage aus den prächtig lagigen, injizierten Prasiniten, die den oberen, isoliert im Fruschnitzkees liegenden Felskopf z. T. aufbauen. I. H. sieht man neben den überwiegenden hellen Gemengteilen schon einen merklichen Gehalt an grünen und massenhaft kleine (bis etwa  $\frac{1}{2}$  mm) rote Granaten. U. d. M. sieht man als mengenmäßig wichtigsten Gemengteil Albit (rein nur etwa 5% An) in Form eines Pflasters, unterbrochen durch feiner körnige Züge von Quarz und basische Gemengteile. Epidot-Klinozoisit ist in großer Menge vorhanden, ferner Chlorit, Biotit und (seltener) eine tief gefärbte grünblaue Hornblende; sie wird von Biotit offensichtlich aufgezehrt, ein Schicksal, das vielleicht auch dem Chlorit geschieht. Neben den makroskopisch sichtbaren rundlichen Körnern kommt Granat auch noch in sehr kleinen, nahezu idiomorphen Kristallen vor; die größeren sind meist zonar, mit einem deutlich roten Kern und einer farblosen, etwas getrüben Hülle, die kleineren farblos und oft trüb, irgendwelche Umsetzungen sind nicht zu beobachten. In wenigen kleinen Blättern und Knäueln kommt auch Muskowit hier vor. Die Albite sind reich an Einschlüssen; am wichtigsten davon sind Mikrolithen und kleine Körnchen von Klinozoisit, die manchmal den formalen Eindruck echter „Fülle“ machen. Sie treten aber unregelmäßig auf — nicht in allen Körnern und oft nur in einem Teil des Kornes — und verbinden sich oft mit Nadelchen von Hornblende zu einem si durch mehrere Körner, so daß es sich wohl nur um Einschlüsse handeln dürfte. Dazu kommen noch kleine Granaten und in wenigen Albiten auch die Quarztropfen.

Diese Gesteine vereinigen in sich einige Merkmale der albitisierten oder auch biotitisierten Prasinite einerseits und der oben als albitisierte saure Orthogesteine gedeuteten Lagen andererseits. Diese Mittelstellung drückt schon das Mengenverhältnis der dunklen und hellen Gemengteile in gleicher Weise aus. Im Schliff ist es besonders das Vorkommen von Hornblende-Biotitlagen und von Hornblende-einschlüssen im Feldspat auf der einen, von Quarzlagen und von Quarztropfen-si im Feldspat auf der anderen Seite. Will man dieser Mittelstellung auch in der Deutung gerecht bleiben, so ist zu berücksichtigen, daß es sich immer nur um sehr gering mächtige Bänder in einer aus basischen und sauren Lagen aufgebauten Folge handelt. Unter diesen Umständen kann man annehmen, daß das Lagen waren, bei denen sich schon bei der ursprünglichen Injektion saures und basisches Material durch Aufschmelzung oder feinlagige Aufspaltung gemengt hatte. In unveränderten, injizierten Bänderamphiboliten sind ja solche helle Lagen mit Beimengung basischer Gemengteile nicht selten. — Über dieses Material wäre dann die junge Metamorphose mit Alkalizufuhr, Albitisierung und Biotitisierung hinweggegangen.

g) Die aplitischen Lagen der injizierten Prasinite zeigen im Dünnschliff als einzigen Feldspat einen sehr sauren Plagioklas: Albit bis Oligoklasalbit, mit nur vereinzelt Andeutungen von inverser Zonenstruktur. Er bildet rundliche Körner von 0,2—0,3 mm, die meist zu Pflaster zusammenschließen; in einem Schliff <sup>48)</sup> hat in der einen Hälfte noch jeder Plagioklas sein Häufchen Zoisitfüllung, während daneben diese den Wirt verläßt und Züge und Haufwerke für sich bildet. In einem zweiten Schliff ist dieser Vorgang weiter gediehen: echte Füllung fehlt hier den Feldspaten (welche dies Gestein zu wohl 90% aufbauen!), dafür sind sie von einzelnen (bis über  $\frac{1}{2}$  mm langen) Nadeln und ganzen Haufwerken von Klinozoisit durchwachsen. Quarz ist hier nur als Einschluß im Feldspat vorhanden; in dem anderen Schliff außerdem in pflasterförmigen Aggregaten selbständiger Individuen. — Andere Mineralien: Muskowit, Biotit, Hornblende (aus dem Nebengestein!) ziemlich spärlich; in einem Schliff (Aderwand) nur etwas Chlorit und eine Gruppe frischer Granaten; etwas Titanit, vereinzelt Magnetit, Apatit. — Etwas Paralleltextur, hauptsächlich durch streifenweise Anordnung der Gemengteile (auch akzessorischer!).

<sup>48)</sup> Er stammt von einer hellen Lage aus dem oben, S. 78, erwähnten (biotitreichen) Amphibolit mit ebenfalls zoisitgefüllten Feldspaten!

Diese Gesteine weichen also nicht unwesentlich ab von dem Bilde, das man sich gemeinhin von Apliten macht. Wenn sie hier als solche betrachtet werden, so vor allem wegen der Analogie mit den aplitischen Bändern in den Glimmerschiefern (obgleich sie auch mit diesen nicht vollkommen übereinstimmen; vgl. S. 89); denn es ist kaum denkbar, daß sie in beiden Gesteinsserien verschiedenen Ursprungs sein sollten. Man könnte sonst ja auch daran denken, daß es sich im Falle der Amphibolite um eine Differentiationsbänderung handelte; die relative Quarzarmut, die weitgehende Übereinstimmung in der Ausbildung mit den hellen Teilen des Amphibolits (siehe Fußnote!) könnte dazu verleiten. Aber wir wissen ja nicht, wieviel von diesen hellen Teilen selbst aplitisches Material ist — daß solches nur in den ausgesprochenen hellen Lagen vorläge, ist ja auch nicht wahrscheinlich!

Und andererseits ist die Injektion wohl nicht der letzte Vorgang gewesen, der die Gesteine betroffen hat. Inwieweit Durchbewegung und überdauernde Kristallisation des gesamten Mineralbestandes wirklich jünger sind, läßt sich allerdings nicht so ohneweiters sicherstellen; man könnte ja z. B. immer noch daran denken, daß diese Vorgänge noch mehr oder minder gleichzeitig mit dem Eindringen der Aplite erfolgt wären. Wie sich die Biotitisierung zeitlich dazu verhält ist ebenfalls fraglich (vgl. oben, S. 79). Dagegen dürfte die Albitisierung wahrscheinlich jünger sein (vgl. S. 89/90). Es ist also wohl anzunehmen, daß die Aplite nicht mehr in unverändertem Zustande vorliegen; insbesondere könnte das zuweilen stark zu Ungunsten des Quarzes verschobene Mengenverhältnis Feldspat: Quarz durch sekundäre Albitisierung zustande gekommen sein. Gerade die Albite mit Quarzeinschlüssen finden sich hier immer wieder in Gesteinen, bei denen ein ursprünglich höherer Quarzgehalt zu vermuten ist.

#### i) Skarneinschlüsse im Prasinit.

Am Karbach (W-Seite des Wasserfallbodens) finden sich auf kleinem Raum vergesellt im Hornblendeprasinit Einschlüsse verschiedenartiger Skarngesteine: olivgrüner Epidotfels, feinkörnig mit einzelnen größeren Kristallen; dunkelrote, feinkörnige Granataggregate mit oder ohne Epidotsaum; ferner sehr grobkristallines Ca-Karbonat im Saum von Granatfels. Alle werden selten über Faustgröße. Die Einschlüsse sind z. T. durchsetzt von Adern von Ankerit und Chlorit (welche nicht in den Prasinit weitergreifen). Untereinander sind sie verknüpft durch Adern von Epidot. Einige quer durchgreifende, dünne Aplitadern in der Nachbarschaft sind ohne sichtbare Beziehung zu den Einschlüssen.

Der Epidotfels zeigt im Schriff regellos orientierte und wenig gut ausgebildete Epidotkristalle, teils pflasterförmig aneinanderstoßend, teils poikiloblastisch in große Calcite eingewachsen. Untergeordnet beteiligen sich kleine Granaten. Fleckenweise etwas blaugrüne Hornblende, mit Magnetit verknüpft; ferner Albit, der Hornblendenadeln einschließt, in unregelmäßig buchtigen Körnern, stets mit größeren Calcitanhäufungen nahe verbunden.

Ein Granatfels zeigt teils isolierte kleine Körner von blaßrötlichem, isotropem Granat in Albit poikiloblastisch eingewachsen, teils größere zusammenhängende Lagen, denen aber immer noch Hornblende, Albit und recht reichlich Titanit beigemischt ist. — Von dem umgebenden Prasinit ist dieses Gestein keineswegs scharf abgesetzt.

Man könnte diese Bildungen für kontaktmetamorph veränderte Kalkeinschlüsse halten; besonders die oben erwähnten Kerne von Ca-Carbonat (von denen sich leider kein Material zu näherer Untersuchung gewinnen ließ) könnte man als Argument dafür ins Feld führen. Doch ergäbe sich da die Schwierigkeit: warum gerade Einschlüsse von Kalk, der doch in der ganzen Schichtfolge der Riffeldecke fast nicht vorkommt? Da möchte man doch wenigstens erwarten, daß irgendwo auch Einschlüsse etwa von Glimmerschiefer in Prasinit der Riffeldecke vorkämen; allein solche sind gänzlich unbekannt. So scheint es fast näherliegend in diesen Skarnen ein Umwandlungsprodukt des Prasinit selbst zu sehen, analog zu den S. 38 beschriebenen Vorkommen aus der Granatspitzhülle; die Einschlußform wäre dann wohl sekundär auf tektonischem Wege zustande gekommen.<sup>49)</sup> Vielleicht besteht doch eine Beziehung zu den erwähnten Aplitadern? Die angeführte Analogie würde eine solche Vermutung nahelegen.

### 5. Serpentin; Chlorit-, Talk-, Strahlsteinschiefer.

An einer einzigen Stelle wurde Serpentin ganz im Bereich der vortriadischen Gesteine der Riffeldecke angetroffen: in der Wand, mit welcher die Untere Ödenwinkelscharte zum Ödenwinkelkees abfällt.<sup>50)</sup> Er bildet dort eine mächtige — an die 100 m — Linse über dem dunklen knotigen Phyllit der Granatspitzhülle am Fuße der Wand und unter dem Amphibolitband, das sonst im Ödenwinkel an der Basis der Riffeldecke liegt. Der Serpentin gleicht in seinem Aussehen dem des Totenkopfes usw., mit dem Unterschied, daß er zum großen Teil stark verschiefert ist. Er ist von mächtigen Talkschiefern umhüllt und durchflochten; auch eine Lage von Chloritschiefern mit prachtvollen, bis zentimetergroßen Magnetitoktaedern steckt darin. Im übrigen gleichen diese Gesteine ganz jenen, wie wir sie in der Oberen Schieferhülle oft mit dem Serpentin vergesellschaftet finden werden (vgl. S. 193 u. a.).

Eine mikroskopische Untersuchung dieser Gesteine wurde nicht durchgeführt.

<sup>49)</sup> Die Stelle befindet sich in dem tektonisch äußerst strapazierten Stirnteil der Riffeldecke.

<sup>50)</sup> Wegen der schwierigen Zugänglichkeit des Anstehenden ist es vielleicht nicht unangebracht darauf hinzuweisen, daß die aus dem Ödenwinkelkees von etwa 2500 m abwärts ausapernde Mittelmoräne größtenteils aus diesem Serpentin besteht.

Der genannte Serpentin keilt nach beiden Seiten rasch aus: gegen SW scheint er die Fallinie des Eiskögelgipfels nicht mehr zu erreichen, auf dem zum Hohen Kasten ziehenden Grat ist er jedenfalls verschwunden. Auf der N-Seite des Vorkommens ergießt sich der vom Johannisberg herabhängende Gletscher mit wildem Eisbruch darüber; und an dessen N-Ufer ist kein Serpentin mehr vorhanden — nur kümmerliche Talk-Strahlsteinlinsen deuten seine Fortsetzung an, zwischen Granatmuskowitschiefer im Liegenden und aplitisch gebändertem Amphibolit-Prasinit im Hangenden.

Wohl auch eine Vertretung dieses Horizonts von Abkömmlingen peridotitischer Gesteine an der Basis der Riffeldecke ist der Talkschiefer mit z. T. über zentimetergroßen Ankeritporphyroblasten am Kapruner Törl. Insbesondere auf dessen NO-Seite steht er etwa 4—5 m mächtig an, streicht aber auch auf der Stubacher Seite unmittelbar am Steige aus. Hier wird er von Prasinit überlagert (in Abb. 20 vernachlässigt!). — Wieder an der Basis der Riffeldecke befindet sich in der Fortsetzung dieses Horizonts eine Talklinse mit Ankerit<sup>51)</sup> auf der W-Seite von P. 2607 (überm Roten Balfen). Sie ist 2—3 m mächtig; unterlagert wird sie von dem S. 56 erwähnten Kalkglimmerschiefer der Granatspitzhülle, während aplitisch gebänderter Amphibolit das Hangende bildet.

Größere, kartierbare Vorkommen ähnlicher Gesteine gibt es sonst in der Riffeldecke nicht mehr. Wohl aber in nicht unbeträchtlicher Anzahl — wahrscheinlich noch weit mehr als uns bekannt geworden — geringfügige Linsen in Glimmerschiefern, selten mehr als  $\frac{1}{2}$  m mächtig und einige Meter weit aushaltend. Meist sind es Aggregate von lichtgrünem Strahlstein mit oder ohne Talkuntergrund; so am Grat des Geralkopfs in dem Sattel gleich N P. 2885 und wieder unter dem Steilaufschwung S P. 2928; ebenso am Fuß der O-Wand des gleichen Berges, ferner im O-Hang des Dorfertales im Baumannbachle.

Diese Strahlsteinaggregate bieten — ebenso wie die obigen Talkschiefer — ganz den gleichen Anblick wie die gleichartigen „Serpentinrandbildungen“ der Oberen Schieferhülle (vgl. S. 193 u. a.). Ob freilich auch unsere Linsen in den Glimmerschiefern in irgend einer Beziehung zu einst vorhandenem Serpentin stehen — „Auswalzungsrückstände“; vgl. S. 295 f. — ist eine Frage, die hier nur gestellt, aber nicht beantwortet werden kann.

Ein zweites Serpentinvorkommen liegt zwar auch noch im Bereich der Riffeldecken, hat aber in seiner Lage Beziehungen zu Kalkglimmerschiefer. Es liegt im W-Hang der Zollspitze (Dorfertal O) in etwa 2600 m Höhe als beiderseits rasch auskeilende Knolle an der Hangendgrenze des großen Kalkglimmerschieferbandes, das die beiden Riffeldecken trennt. Von diesen liegenden Kalkglimmerschiefern ist es durch ein Band von Prasinit getrennt, während es im Hangenden unmittelbar an muskowitzreiche Glimmerschiefer stößt. Der Serpentin dieses Vorkommens ist stark verschiefert und entbehrt der „Randbildungen“. Mikroskopisch wurde auch er nicht untersucht. Wohl von diesem Vorkommen stammende Rollstücke von Serpentin findet man auch in der kleinen Lokalmoräne links ober der Fruschnitzbachschlucht und darüber.

Auch in dem gleichen Kalkglimmerschieferband am Schneewinkelkopf wurde ein geringfügiges Serpentinvorkommen getroffen, an dem Rücken SO unter P. 3475: eine höchstens  $\frac{1}{2}$  m mächtige Linse.<sup>52)</sup> Hier noch mehr wie bei dem vorgenannten Serpentin erhebt sich die Frage, ob er nicht zu den Serpentin der Oberen Schieferhülle in engeren Beziehungen steht.

## 6. Biotit- und Zweiglimmerschiefer (bzw. Paragneise, einschl. streifig injizierter Biotitgneis der Karte).

Dies sind die Gesteine, welche sozusagen die „Grundsubstanz“ des Riffeldecken-Alt-kristallins bilden, in welche alles andere eingelagert ist. Es erübrigt sich daher wohl, hier ihre Verbreitung anzugeben, die sich ungefähr mit der der Riffeldecken überhaupt deckt; und es kann diesbezüglich auf die Karte verwiesen werden.

Die hierher gehörigen Gesteine sind recht typenreich,<sup>53)</sup> mußten aber auf der Karte etwas summarisch behandelt werden; deshalb, weil die verschiedenartigen Ausbildungsweisen z. T. schon schwer mit Worten zu charakterisieren, noch schwerer aber voneinander zu scheiden sind; manche unbedeutende Einschaltungen, die an sich vielleicht gut ausscheidbar wären, wurden auch deshalb nicht abgetrennt, weil es der Maßstab nicht ohne weiteres erlaubte oder weil ihre Verfolgung in dem schwer zugänglichen Hochgebirge, dem zum großen Teil die Riffeldecke angehört, zu schwierig oder zu zeitraubend gewesen wäre. So wurde im wesentlichen nur eine Teilung vorgenommen, indem die aplitisch gebänderten Gesteine — die übrigens die Hauptmasse dieser Glimmerschiefer ausmachen — gesondert ausgeschieden wurden; es muß jedoch bemerkt werden, daß auch an sie kein allzu strenger Maßstab angelegt werden sollte.

Es sind teils mehr phyllitische, teils ausgesprochen schuppig-schieferige Gesteine von vorwiegend dunkler Farbe, entsprechend dem meistens unverkennbaren Vorwalten des Biotits gegenüber dem Muskowit; doch kann sich lokal das Verhältnis beider umkehren, ja der Biotit kann sogar — mindestens für das unbewaffnete Auge — ganz verschwinden. (Allerdings liegt dann der Verdacht nahe, daß es sich vielleicht doch um primär nicht zu unseren Glimmerschiefern gehörige Einschaltungen — stark verschieferte Orthogneise z. B. — handeln mag; vgl.

<sup>51)</sup> Auf der Karte ausscheiden ließ sie sich nicht.

<sup>52)</sup> Auf der Karte vernachlässigt.

<sup>53)</sup> Man vergleiche z. B. die reiche Gliederung, die *Ascher* (48, S. 269) in dem Profil des Hocheiser-S-Grates darin vorgenommen hat.

S. 19 f.)<sup>54)</sup> In den nicht aplitisch gebänderten Glimmerschiefern sind andere Mineralien z. T. sehr wenig auffällig; meist allerdings fehlt auch hier der Albit nicht, von noch kaum definierbaren Knötchen angefangen bis zu mehreren Millimetern Durchmesser; oft erfüllt er das ganze Gestein. Auch Ankerit ist an der rostigen Sprenkelung angewitterter Flächen öfters zu bemerken. Quarz dagegen tritt gewöhnlich nicht besonders hervor. Und es sei gleich hier bemerkt, daß weitere Tonerdesilikate, wie Sillimanit, Disthen, Staurolith, Sprödglimmer usw., nie bemerkt wurden (auch nicht im Dünnschliff — s. unten!); selbst vom Granat gilt dies fast ausnahmslos, abgesehen von seinem Auftreten als Einschluß in Feldspaten (S. 86) — im scharfen Gegensatz zu den Glimmerschiefern der Granatspitzhülle (S. 46 f.).

Wie schon bemerkt, tritt im größeren Teil unserer Glimmerschiefer aplitische Injektion hinzu — meist in Gestalt von regelmäßigem lagenweisem Wechsel, in Lagen, die von  $\frac{1}{2}$  m und darüber bis unter Fingerdicke hinabgehen.

Auch das Mengenverhältnis Glimmerschiefer—Aplit unterliegt dabei starken Schwankungen; lokal kann der letztere so anschwellen, daß der Glimmerschiefer auf dünne Bänder zwischen mächtigen weißen Lagen beschränkt wird (so z. B. N des Weges Moserboden—Kapruner Törl, im Hangenden der mächtigen Orthogneislagen). — Normalerweise sind diese aplitisch gebänderten Gesteine auch stark albitisiert — z. T. bis zu völligem Überwuchern bis zentimetergroßer Albite. In diesem Falle pflegt auch die grobblättrige Entwicklung der Glimmer ein Maximum zu erreichen. — Es gibt aber auch einen anderen Typus, welcher mehr zu einer diffusen streifigen Vergneisung führt; er ist z. B. auf der O-Seite des Geralkopfs, W des Moserbodens unterm Grieskogelkees, am „Schwarzen Balken“ usw. vielfach verbreitet. Makroskopisch hervortretende Albitisierung pflegt hier schwächer entwickelt zu sein, höchstens strichweise überhandzunehmen. Ausnahmsweise — mengenmäßig ganz bedeutungslos — fand sich, in Blöcken am Sedlgratkopf (W Moserboden), noch ein Typus, der am besten als breccienartig zu bezeichnen ist: eckige Stücke von weißem feinkörnigem „Aplit“, von einigen Millimetern Durchmesser bis zu Faustgröße, sind unregelmäßig verteilt in dunklem feinkörnigem biotitreichem Gneis von fast massiger Beschaffenheit. — In allen diesen injizierten Glimmerschiefern ist schwarzer Turmalin nicht selten: teils liegt er in feinen Nadeln auf dem Hauptbruch, teils bildet er Sonnen und unregelmäßige Nester. Fundpunkte besonders in der Gegend um den Hocheiser. Es ist aber nicht gesagt, daß sein Auftreten an die normale aplitische Durchtränkung gebunden ist — vielleicht eher an die selbst vielfach Turmalin führenden Pegmatite, die u. a. gerade in der eben genannten Gegend hinzukommen (vgl. S. 68).

Endlich gibt es noch einen ausgesprochen „gneisigen“ Typus, bei dem das deutliche Nebeneinander von lichten und dunklen Gesteinspartien überhaupt aufhört, nur eine verschwommen fleckig-streifige Beschaffenheit übrig bleibt, bei im ganzen ziemlich vorwiegend heller Mischung. Biotitblätter und Feldspate von 1—2 mm Durchmesser sind mit freiem Auge zu erkennen, neben feinerkörnigen, nicht deutbaren Partien. Auffallend sind nicht seltene Schollen und Schlieren von amphibolitischen Charakter, die nicht anders in dem Gestein liegen als langgezogene Einschlüsse in einem Granit. — Derartige Gesteine sind besonders am Kl. Grieskogel und Sedlgrat verbreitet; eine engere Beziehung zum Hochweißfeldgranit ergibt sich indessen nicht, da sich in der N-Wand des Kl. Grieskogels noch reichlich schwächer injizierte Glimmerschiefer dazwischen schieben.

Z. T. „gneisigen“ Typus haben auch dicht von Albitknoten erfüllte helle Schiefer aus dem Dorfertal, die meist grünlich aussehen und den Biotit manchmal mit freiem Auge gar nicht mehr erkennen lassen. Sie nähern sich im Aussehen augenfreien, kleinknotigen Orthogneisen, wie sie den Scharkogelgneis begleiten können, sind aber andererseits durch Übergang mit sicheren Glimmerschiefern verbunden (Vorkommen z. B. Eiskögele-W-Grat, Johannisberg-O-Sporen, tieferes Fruschnitztal, östlich Schöneben).

Nicht selten sind die aplitisch injizierten Gesteine aufs schönste gefaltet. Und zwar verhalten sie sich nicht viel anders als sich ein aus verschiedenen reagierenden Lagen zusammengesetztes Sediment auch verhalten würde: die Faltung ist weitgehend harmonisch, wenngleich selbstverständlich von einer Aplitlage zur anderen Spezialfalten hinzutreten oder wegbleiben können — genau wie z. B. bei Kalkbänken mit mächtigen tonigen Zwischenschichten (Fig. 25). Auch die „Regel der Stauchfaltengröße“ macht sich bemerklich. Dagegen ist nichts zu beobachten, was mit der „ptygmatischen“ Faltung des tiefen Grundgebirges Ähnlichkeit hätte. Es scheint demnach, daß die Faltung hier nicht etwa ein Vorgang ist, der das Eindringen des Aplits begleitet hat; sie wurde vielmehr dem fertigen Lagengestein nachträglich aufgeprägt, nicht anders als irgend einem Sediment. Bemerkt sei aber schon hier, daß die Faltung, soweit Beobachtungen vorliegen, durchwegs von der Kristallisation überdauert worden ist (vgl. S. 281).

Auf der Karte nicht abgeschieden wurden Einschaltungen muskowitzreicher Schiefer, wie sie da und dort auftreten. Ein solcher, mit dunkelgrünen Chloritflecken, zahlreichen bis über millimetergroßen Albitknoten und — auf Ankerit zurückzuführenden — Rostsprenkeln steht z. B. überm Weg Moserboden—Kapruner Törl an, mehrfach mit (z. T. injizierten) Biotitschiefern wechselnd; er erreicht 2—3 m Mächtigkeit. Über der Zirbeneckhülle vertreten ganz ähnliche muskowitzreiche Schiefer — nur noch wesentlich reicher an Albit — unsere

<sup>54)</sup> Besonders mächtig werden solche sehr helle Glimmerschiefer im Osthang des Dorfertales und es ist daher nach Obigen wohl möglich, daß sich in diesen Zügen mehr an schwer erkennbarem Orthomaterial verbirgt, als es nach der Karte scheint. Eine nachträgliche vollständige Angleichung an die detailliertere Ausscheidungsart des Nordabschnittes war jedoch nicht mehr möglich.

ganzen Glimmerschiefer, ca. 25 m mächtig zwischen Orthogneis im Liegenden und dunklen Phylliten im Hangenden. — Andererseits sind ausgesprochene Muskowitphyllite mit großen Chloritflecken zwischengeschaltet, z. T. ganz ähnlich gewissen Typen der Chloritfleckenschiefer (S. 147, 200). Vorgreifend sei bemerkt, daß es sich da wohl ausnahmslos um Produkte einer jüngeren Durchbewegungsphase handelt. Stücke von ihnen habe ich z. B. aus den obersten Lagen unserer Glimmerschiefer N unter der Führerscharte.

Im Dünnschliff zeigen alle Glimmerschiefer der injizierten Serie, so verschieden sie makroskopisch erscheinen mögen, sehr viel Gemeinsames. Stets sind sie glimmerreich; und zwar überwiegt Biotit, tiefbraun, seltener rötlich- oder grünlichbraun, in meist dünnen randlich schlecht ausgebildeten Tafeln; Übergang in Chlorit wurde nur selten beobachtet, in zwei Fällen ist es fraglich, ob der reichlich vorhandene Chlorit aus Biotit entstanden sein kann, ob er nicht vielmehr jenem gleichgeordnet ist. Muskowit ist gewöhnlich weniger, aber auch stets vorhanden, oft auch in ähnlicher Größe und gelegentlich dem Biotit parallel verwachsen; nur in einzelnen Fällen bildet er feinblättrige Aggregate. Quarz tritt im allgemeinen erheblich zurück; er pflegt als eckiges Mosaik aus kleinen Körnern (zwischen 0,1 und 0,8 mm; Extreme in einem Schliff nebeneinander!), Lagen und Linsen für sich zu bilden, gelegentlich auch zwischen verspreizten Glimmerblättern die Lücken zu füllen (wegen seines Auftretens in hellen, „aplitischen“ Lagen, vgl. unten, S. 89). Sehr reichlich ist natürlich fast stets Feldspat vorhanden. Bestimmt wurde Albit bis Oligoklasalbit. Inverse Zonenstruktur ist selten und wenn vorhanden meist nur an wenigen Individuen entwickelt; einzig in dem breccienartigen (s. oben!) Gestein vom Sedlgratkopf treten einigermaßen regelmäßig scharf abgesetzte, stärker lichtbrechende Randzonen um die Albitkerne auf; daran ließ sich etwa 20% An feststellen. In einem Fall („Scharfer Graben“ auf W-Seite des Moserbodens) zeigen die Plagioklase Kornzerfall ganz in der Art wie er z. B. bei granitischen Orthogneisen vor-

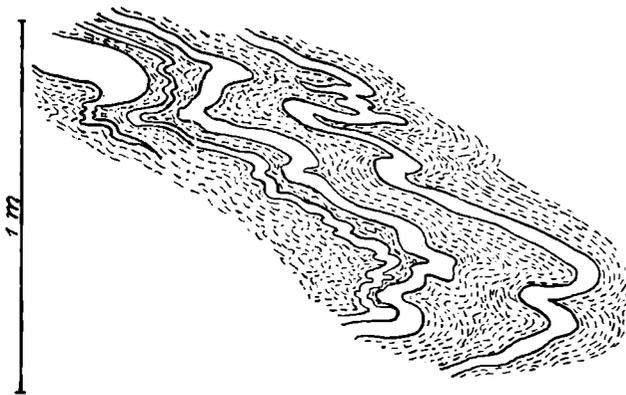


Abb. 25.  
Gefaltete Aplitlagen in Glimmerschiefer; in einem Block am Anstieg vom Moserboden zum Kapruner Törl.

kommt (vgl. S. 58, 65 u. a.); auch sonst findet sich ähnliches gelegentlich an einzelnen Individuen angedeutet. Echte Füllung fehlt in der Regel oder ist auf einzelne Häufchen von Muskowitblättern, selten daneben auch Klinozoisit, beschränkt die da und dort kleine Flächen der im übrigen ungefüllten Feldspate einnehmen, auch nicht einmal von allen eines und desselben Schliffes (bzw. nicht in allen von der Schliffebene angeschnitten sind); das sind wohl ältere Feldspatkerne, an welche sich später neues Albitmaterial angelagert hat! Eigenartig ist das Verhalten des Granats, welcher ausschließlich in Feldspat eingeschlossen vorkommt, jedoch nur in wenigen Schliffen. In scharf ausgebildeten Kriställchen (0,1—0,3 mm Durchmesser) liegt er nämlich in einzelnen Individuen in sehr großer Anzahl, in anderen daneben nur in 1—2 Exemplaren oder fehlt ihnen ganz, und zwar ohne daß eine Beziehung zum Vorhandensein oder Fehlen von Füllungsmuskowit bestünde; es ist deshalb schwerlich anzunehmen, daß er in diesen Gesteinen zur echten Füllung gehörte. Ein anderes Mineral, das ebenfalls nur<sup>55)</sup> als Einschluß in Feldspat auftritt, ist eine blaßgrüne Hornblende. Von (selten) etwa 0,1 mm dicken, von (110) begrenzten Prismen geht sie hinab bis zu feinsten, ohne das Vorhandensein aller Zwischengrößen unmöglich noch zu bestimmenden Fäserchen; in manchen Schliffen durchspickt sie alle Feldspate (die dadurch einen makroskopisch blaß bläulichgrünen Farbton erhalten!); in anderen tritt sie nur sporadisch auf oder fehlt auch — relativ selten — ganz. — Andere Einschlüsse im Plagioklas: Quarz, Muskowit, Biotit, Klinozoisit, Titanit, Apatit, Karbonat und Pigment, zeichnen nicht selten reliktsche Paralleltexur, z. T. auch mit voralbitischer Fältelung. Die Feldspate bilden einzelne rundliche Einschlüsse, in gewohnter Manier die Schieferung abschneidend, oder können sich auch zu Pflaster zusammenschließen; ihre Menge ist z. T. sehr groß, bis über 50% des Gesamtgesteins! Ein wichtiger, fast nie fehlender selten bedeutungsloser Übergemengteil ist Epidot (von wechselndem Fe-Gehalt, bis zu Klinozoisit). Seine Individuen sind z. T. ganz auffallend groß, bis über 1/2 mm dick; stets begleiten sie die Glimmer. Calcit ist selten; nur in zwei Fällen (brecciöses Gestein vom Sedlgratkopf und ein Schiefer vom Johannisberg) wurde Turmalin beobachtet (graubraune Nadeln, bis 0,06 × 0,6 mm), der nesterweise im Glimmer liegt. Nebengemengteile: Titanit und z. T. auch Apatit ziemlich reichlich, mehrfach auch recht groß entwickelt; Magnetit u. a. selten.

<sup>55)</sup> Mit einziger Ausnahme von einem Schliff von Ebmaten, wo sie sich auch außerhalb vereinzelt am Rande von Biotitaggregaten findet.

Die Mehrzahl dieser Gesteine besitzt eine ausgesprochene Paralleltexur, wie sie dem bedeutenden Glimmerreichtum angemessen ist. Auch der Epidot z. T. sowie die Quarzlagen ordnen sich ihr ein; wogegen der Albit gewöhnlich in der bekannten Weise die Paralleltexur abschneidet, die sich gegebenenfalls noch in den Reihen seiner Einschlüsse fortsetzt. Er gibt sich damit als jüngerer Eindringling zu erkennen. — Darüber hinaus ist die makroskopisch so auffällige Trennung in dunkle und helle Lagen öfters auch noch im Schliff zu beobachten; die letzteren bestehen dann aus weit überwiegendem Plagioklas, sowie Quarz, von welchem ein wesentlicher Anteil gewöhnlich auf Einschlüsse in jenem entfällt. Solche sind hier vielfach eckig, verhältnismäßig groß und in s angeordnet — z. T. durch mehrere Feldspate hindurch; diese sind also hier ebenso wie in den glimmerreichen Lagen nicht etwa primärer Entstehung, sondern Ergebnis posttektonischer Kristallisation—, wie sie sich auch beiderseits gar nicht unterscheiden, es sei denn durch die Verschiedenheit der Einschlüsse.

Der Lagenbau kann u. d. M. auch noch deutlicher werden durch eine lagige Verteilung von schwarzem Pigment, das aber in aller Regel fehlt oder wenigstens zurücktritt. In solchen pigmentierten Lagen wird das Pigment von den Feldspatknoten übernommen und als z. T. verlegtes si aufbewahrt, wodurch diese Knoten makroskopisch schwarz erscheinen.

Es gibt dann aber auch noch die breccienartige Verteilung des lichten Materials im dunklen (vgl. S. 85). Auch hier besteht jenes aus weit überwiegendem Plagioklas (inverse Zonenstruktur, siehe oben!) mit untergeordnetem Quarz in Zwischenräumen und Einschlüssen. Die Grenze gegen den dunklen Anteil erscheint auch im Schliff scharf, jedoch dadurch gemildert, daß jener von massenhaften rundlichen Plagioklasen ganz gleicher Art durchsiebt wird, zwischen denen Biotit, mit reichlichem Klinozoisit vergesellt, z. T. nur noch schmale Brücken bildet.<sup>56)</sup> — In einem Schliff des „diffus injizierten“ Typus, wo sich das lichte Material ebenfalls in auffälligen Flecken anreichert, bestehen diese zur Hauptsache aus Ansammlungen von sehr großen Plagioklasen mit Kornzerfall, z. T. mit Hornblendeinschlüssen, die aber gelegentlich die hier z. T. ungewöhnlich feine Lagentexur des umgebenden Biotit-Quarzgewebes abschneiden.

Ein Schliff durch einen albitisierten biotitreichen Schiefer aus dem unmittelbaren Liegend des Dolomitbandes am Südadhang des Johannesberges zeigt umschlossene Linsen dieses Dolomites in einem Gewebe, das sonst durchaus der obigen Beschreibung lagiger Schiefer entspricht. Es unterscheidet sich nur durch einen größeren Reichtum an Karbonatkörnern, die ähnlich wie Quarz und Glimmer eine Größe von etwa 0,1—0,3 mm erreichen. Die stark ausgewalzen Dolomitlinsen bestehen hingegen aus einem etwa zehnmal feiner körnigen (etwa 0,01 bis 0,03) Karbonat, das nur spärlich mit Pigment oder feinen Glimmerschüppchen verunreinigt ist. Der Rand der kleinen Dolomitlinsen ist scharf und meist durch einen dichteren Pigmentsaum bezeichnet, es kann aber auch Biotit unter Umschließung von Pigment in die Schollen hineinwachsen. Trotz der großen Korngrößenunterschiede sind also Schollen und Nebengestein von der gleichen, nachtektonischen Kristallisation betroffen. Es ist aber möglich, daß das Schiefergewebe schon eine ältere Kristallisation hinter sich hat, doch ist das angesichts der gleichen Korngrößenunterschiede in den echten Breccien der Brennkogeldecke nicht sicher zu erschließen. Es muß auch offen bleiben, ob hier nur eine tektonische Einschaltung kleiner Dolomitfetzen oder vielleicht sogar eine metamorphe, nachtriadische Sedimentärbreccie vorliegt. Während dieses Stück die Dolomitfasern makroskopisch nicht zeigt, ist ein zweites vom gleichen Fundpunkt (stärker pigmentiert) einer solchen Deutung günstiger; es wird später (S. 99) kurz beschrieben.

Die Gesteine des „gneisigen“ Typus zeigen im Schliff an den einzelnen Gemengteilen fast lauter Eigenheiten, die uns auch bei den anderen Typen schon begegnet sind: die stark zerlappten, hier licht rötlichbraunen Biotite; die parallelblätterigen — z. T. auch filzigen — Muskowithaufwerke; den Reichtum an z. T. sehr groß entwickelten Klinozoisit; die gleichen, von Albit bis zu 13% An schwankenden Feldspate, ohne Zonenstruktur oder Füllung, dagegen reich an Einschlüssen, von denen sich über Hornblende und Granat<sup>57)</sup> das oben gesagte genau wiederholen ließe. Auch Quarzeinschlüsse sind häufig, z. T. in myrmekitähnlicher Feinheit (gelegentlich durch Teile von mehreren benachbarten Plagioklasen hindurch); dabei schließen sie die Hornblende- oder Granateinschlüsse aus: in einem einheitlichen Feldspat können mit scharfer Grenze Teile aneinanderstoßen, die die eine oder die andere Art von Einschlüssen tragen. Quarz tritt stark zurück. — Nebengemengteile wie üblich (Titanit reichlich). — Bezüglich des Gefüges liefern diese Gesteine äußerst buntscheckige Bilder; Paralleltexur pflegt höchstens lokal vorhanden zu sein, vor allem im Muskowitaggregat (auch reliktsch in Feldspat), während die Biotite meist regellos liegen, auch hier gewöhnlich mit Klinozoisit verknüpft; anderseits findet sich dieser auch auf Untergrund von Muskowitfilz. Die Feldspate erinnern z. T. auch in der Art wie sie als rundliche Porphyroblasten oder Pflasterwerk von solchen die übrigen Gesteinselemente abschneiden, an bekannte Bilder; auch in ihrer z. T. sehr bedeutenden Menge. Hornblende fand sich — in der Nachbarschaft eines Amphiboliteinschlusses — auch als rundlicher Saum eines biotitreichen gegen ein Quarz-Feldspat-Aggregat. — Vereinzelt sind Andeutungen vorkristalliner Faltung erkennbar. Daß eine starke Albitisierung vorliegt, ist wohl unbestreitbar; darüber hinaus aber ist an Einzelheiten im Gesteinsbild kaum etwas deutbar.

<sup>56)</sup> Von einer echten Breccie ist hier natürlich keine Rede; auch für ein weitgehend kristallin ausgeheiltes Brecciengefüge spricht keine Beobachtung. Dasselbe dürfte vielmehr bloß durch eine Launenhaftigkeit der Stoffzufuhr vorgetauscht sein.

<sup>57)</sup> Wegen des geringen Durchmessers — bis hinab zu 0,01 mm — ist der Granat im Schliff meist noch von Feldspat überlagert; er scheint dann zwischen gekreuzten Nikols aufzuhellen, löscht indessen stets mit dem umhüllenden Feldspat gleichzeitig aus, woran man seine Isotropie erkennt.

Die hellen „gneisigen“ Typen des Dorfertales haben u. d. M. große Ähnlichkeit mit den vorigen, wenn man von der Muskowitvormacht absieht. Daneben ist aber immer auch Biotit (grünbraun oder rotbraun) vorhanden; in einem extrem albitisierten Stück wird dieser teilweise von Chlorit vertreten. Feinkörniger Quarz ist stets noch zugegen, tritt aber gegen die reichlichen, knotigen Albite stark zurück. Bei diesen wurde nur in einem Schliff an einem Teil der Körner Zonarbau beobachtet (Kern etwa 5—6%, Hülle etwa 15% An) echte Fülle kann fehlen oder ist nur spärlich, man hat jedoch auch viel echte Einschlüsse, die sogar ein si bezeichnen können; und zwar: Quarz, Muskowit, Biotit, in einem Fall Chlorit, der außen fehlt, kleine Granaten (außen fehlend), Hornblendesäulchen, Epidot, Rutil. Epidot ist in diesen Gesteinen sehr verbreitet, ferner kommt Apatit, Turmalin, Rutil und Titanit vor.

Im Dorfertal wurde versucht, von den gewöhnlichen Glimmerschiefern eine mächtigere Gruppe als „streifig injizierter Biotitgneis“ abzutrennen; als Typus dafür seien die Gesteine betrachtet, die am Rumesoibachl oder am oberen Fruschnitzbach anstehen. Das sind überwiegend feinschuppige, biotitreiche, braune Glimmerschiefer bis Paragneise von recht ebener Schieferung und plattig-kantiger Tracht, wenn auch lebhaftere Verfaltungen vorkommen können. Infolge einer reichlichen Durchtränkung mit Aplitlagen verschiedenster Mächtigkeit erschienen sie im Aufschluß gestreift. Es bestehen jedoch mannigfache Übergänge zu den anderen injizierten Glimmerschiefern, so daß die Kartendarstellung nicht mehr als einen groben Anhaltspunkt vermitteln kann und stark schematisiert ist. Auch in diesen Gesteinen kommen kleine Fetzen von amphibolitisch-prasinischen Gesteinen vor, so z. B. am Rumesoibachl oder im höheren Glimmerschieferband unter der Zollspitze.

U. d. M. zeigen diese Gesteine eine scharfe, mehr oder weniger lagige Schieferung durch feinschuppige Glimmer, unter denen der Biotit meist gegenüber dem Muskowit überwiegt; daneben ist immer auch Chlorit (Klinochlor) vorhanden, er scheint jedoch nicht aus Biotit hervorgegangen zu sein. Feinkörniger Quarz, lagig angereichert, erreicht etwa gleiche Menge wie Feldspat. Dieser, ein fast reiner, nur ganz schwach invers zonarer Albit (etwa 5% An) zeigt nur selten eine geringe Tendenz zur Knotenbildung; einige fleckige Feinkornaggregate sind wohl durch Kornzerfall entstanden. In den (spärlichen) Einschlüssen der Albite fand sich: Quarztropfen, kleine Granaten (häufig), Hornblendenädelchen, Muskowit, Apatit, Rutil, Pigment. Granat kommt in zwei Formen vor, die scharf unterscheidbar sind, nämlich 1. den erwähnten kleinen, farblosen Körnern, die in und außerhalb Albit auftreten, und 2. als größere Körner (selten über 1 mm); diese sind in einem Falle an Klüften chloritisiert, in einem anderen setzt sich an sie der Biotit an. Als weitere Gemengteile kommen vor: Apatit, Titanitkornhaufen, Rutil in Granat, etwas Epidot-Klinozoisit, kleine Hornblendesäulen, Kalkspat, Turmalin, Pyrit, Pigment.

Eine aplitische Lage, die im einen Schliff getroffen wurde, ist ausgezeichnet durch ehemalige größere Feldspatkörner (bis 1 mm), die in ein äußerst feines, verschwommenes Kornaggregat zerfallen sind. Am Rand dieses injizierten Bandes liegen einzelne größere Turmalinkörner.

Von diesen wohl sicher sedimentären, injizierten und gefeldspateten Glimmerschiefern genetisch verschieden ist ein äußerlich sehr ähnliches Gestein, das im Verband mit ihnen westlich Rumesoieben geschlagen wurde; es scheint da allerdings nur untergeordnet vorzukommen. I. H. ist es zunächst als schwach geschieferter feinschuppiger und feinkörniger Biotitgneis zu bezeichnen, Muskowit fehlt. U. d. M. besteht das Gestein so gut wie gänzlich aus einem Pflastergewebe von rundlichen, einschlußreichen Albiten, und dazwischen Zügen von schuppigem braunen Biotit. Wesentlich ist ferner noch Epidot, von zahlreichen Mikrolithen bis zu gedrungenen Körnern, spärlich ist Kalkspat. Quarz fehlt. Dieses ganze Gewebe — am meisten der Albit, am wenigsten der Biotit — ist durchsetzt von Mikrolithen und Mineralsplittern, die sich stellenweise zu einem deutlichen si ordnen. Der Albit ist außerdem zum Teil gefüllt. Unter den Mikrolithen und Einschlüssen des Albites waren erkennbar: Klinozoisit (Epidot vorwiegend außerhalb), Biotit, Hornblendenadeln, Quarztropfen und Titanit; Muskowit scheint zu fehlen. Nur selten ist der Albit etwas zonar, bis ungefähr 18—20% An, sonst rein. Trotz der äußerlichen Ähnlichkeit kommt nach dem Schlibfbild bei diesem Gestein seine Deutung als stark albitisierter Schiefer kaum in Betracht; vielmehr schließt es sich ungezwungen an die sicheren Floitite an, innerhalb deren es ein weit vorgeschrittenes Stadium bezeichnen würde. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Angel entspricht es recht genau einem der Zillertaler Floititmuster Becke's.

Trotz dem Vorkommen dieses Gesteins in den „streifig injizierten Biotitschiefern“ glauben wir doch nicht, daß etwa diese ganze Folge eine gleiche Genese hätte. Es handelt sich nur um eine untergeordnete Einschaltung.

Schließlich muß noch angeführt werden, daß am Südhang des Johannisberges ein Gestein als gewöhnlicher Glimmerschiefer gesammelt wurde, das sich im Schliff als weit vorgeschritten diaphthoritischer Granatglimmerschiefer erwiesen hat (siehe auch unten). Der Aufschluß zeigte einen Wechsel von helleren und dunkleren Lagen, die ersteren mit chloritischen Flecken, von Granat ist i. H. nichts mehr zu sehen. U. d. M. ist in dem Gewebe von Muskowit, Chlorit und Quarz das Auftreten von einzelnen knotigen Albiten hervorzuheben, die ein si von Pigment neben anderen Einschlüssen enthalten können. Die Granaten sind nur mehr als seltene Reste inmitten von runden Chloritknäueln erhalten oder sind gänzlich durch solche vertreten; in den inneren Teilen solcher Chloritknäuel kommen mehrfach auch Biotitschuppen vor, Muskowit und Quarz ist wohl nur aus Graniteinschlüssen übernommen. Die Erhaltung eines schönen Einschlußwirbels von Pigment in einer solchen Chloritmasse bezeugt, daß höchstens geringe Durchbewegung mit der Diaphthorese einherging. Akzessorisch: Karbonat, Magnetit, Epidot, Turmalin.

Von den muskowitreichen Einlagerungen wurde sowohl das Gestein über der Zirbeneckalm (a) als auch das vom Kapruner Törlweg (b) untersucht. Letzteres zeigt noch etwas Biotit im Schliff, der dem

anderen ganz fehlt; bei beiden überwiegen breite Lagen von großblättrigem Muskowit und Pennin, mit weitgehender Parallelordnung, über alles andere abgesehen vom Albit. Dieser drängt sich in (b) in 1—2 mm langen linsenförmigen Porphyroblasten zwischen die Glimmerzüge, die er nicht abschneidet, sondern auseinandertreibt; in den „Augenwinkeln“ ist öfters Quarzpflaster abgeschieden. Das deutet darauf, daß hier nach der Kristallisation des Albits noch Durchbewegung stattgefunden hat! Im übrigen findet sich hier Quarzpflaster auch in selbständigen Lagen, mit denen des Glimmers wechselnd. In (a) ist dies nur spurenweise der Fall; dagegen schließen sich hier die ebenfalls sehr großen Albite zu Lagen zusammen; nachalbitische Durchbewegung scheint aber nicht mehr oder nur unbedeutend stattgefunden zu haben, denn die Einschlußreihen — Ankerit, Quarz, Muskowit, Chlorit, Erze — verlaufen der Schieferung außerhalb im ganzen parallel. In (b) liegen die ebenfalls reichlichen Einschlüsse im Albit — außer den genannten Mineralien auch Epidot und Granat — größtenteils ohne ersichtliche Ordnung. Beiden Schlifften gemein ist auch der große Reichtum an Ankerit, der namentlich in (a) z. T. sehr große und unregelmäßig gestaltete Individuen formt; sie liegen teils für sich im Glimmer, teils sind sie vom Albit umschlossen oder in ihn verwachsen. Zweifellos ist der Ankerit gleich alt oder z. T. auch älter als der Albit! — In (b) treten dann 2 Übergemengteile hinzu, welche (a) fehlen: Epidot, in großer Menge in den Glimmerlagen verstreut, sowie Granat in meist kleinen (0,1—0,2 mm; vereinzelt aber auch wesentlich größer!) idiomorphen Kriställchen, in einzelnen Lagen in großer Anzahl. Chloritisierung oder sonstige Anzeichen von Diaphthorese sind an ihm nicht zu sehen. — Nebengemengteile mäßig reichlich: Apatit, Magnetit, in (a) auch etwas Pyrit mit gewöhnlich schmalen Magnetitsäumen.

Wenn es auch nicht durch unmittelbare Beobachtung zu erweisen ist, so spricht doch das geologische Auftreten dieser Gesteine dafür, daß sie durch Diaphthorese unter Durchbewegung aus den biotitreichen Glimmerschiefern hervorgingen; der Chlorit dürfte demnach ganz oder wesentlich von Biotit abstammen (das Nebeneinander in [b] läßt das freilich nicht erkennen; es dürften da in einer Schlußphase beide Mineralien kristallisiert sein). Später erfolgte die Bildung von Ankerit und Albit; unter Stoffzufuhr, wie in (a) wohl erwiesen, in (b) aus Analogiegründen wahrscheinlich ist. In (b) wiederholte sich hierauf eine Durchbewegungsphase, die dem Albit seine Linsenformen gab; aber auch sie wurde noch von Kristallisation im Gesamtbereich des Mineralbestandes überdauert. Schwierigkeiten macht der Granat; er scheint auch erst in diesen letzten Abschnitten der Gesteinsgeschichte kristallisiert zu sein, wie seine schön idiomorphen Kriställchen schließen lassen.

Aus der unmittelbaren Nachbarschaft des Marmorbandes am Spitz (Dorfertal Ost) liegt ferner ein weißer, grobschuppiger Muskowitschiefer mit Granaten bis zu  $\frac{1}{2}$  cm Durchmesser vor. Der Schriff, der leider keinen Granat getroffen hat, zeigt ein gut geschiefertes, schwach lagiges Gewebe von Muskowitblättern und Quarz, Biotit fehlt, doch treten einige kleine Chloritschuppen auf. Von Albit kommen nur wenige Körner vor. Epidot, z. T. in langen Säulen, ist nicht selten, ferner Apatit, Magnetit. Eine nähere Beziehung zu den später zu besprechenden Granatglimmerschiefern scheint nicht zu bestehen; das Gestein schließt sich vielmehr in seinem Auftreten nur den hier besprochenen Glimmerschiefern an. Diaphthoritische Merkmale wurden hier keine gefunden.

#### Aplitische Lagen aus injizierten Glimmerschiefern.

Dieselben sind weiß, oft mit deutlichem Übergang ins Gelbe (sekundär, Oxydation von Fe-Verbindungen!), von wechselndem, jedoch vorwiegend feinem Korn bis fast dicht; in letzterem Falle ist eine feine Paralleltexur unverkennbar, die sich bei größerem Korn meist wieder verliert und nur ab und zu durch akzessorische Aufnahme von Mineralien des Nebengesteins (Biotit, Chloritflatschen!) ohne weiters kenntlich wird.

Im Schriff: wichtigster Gemengteil Albit (nahe  $\underline{1}a$  Auslöschungsschiefe  $76\frac{1}{2}^\circ$ ) bis Oligoklasalbit (ca. 15% An; Auslöschungsschiefe  $\underline{1}A$  gegen  $001\ 11^\circ$ ), in einem Schriff vom Schwarzen Balken auch öfters basische Randzonen (mit  $\alpha' < \omega$ ,  $\gamma' > \omega$ ;  $\alpha', \gamma' < \varepsilon$  — also etwa Oligoklas); z. T. in s gestreckt, stark gebuchtet und zerlappt und voller Einschlüsse von Quarz, rundlich oder eckig. In dem Albit eines feinkörnigen Gesteins von den Schneeseichen tritt außerdem lockere Füllung auf (Klinozoisit, 0,01—0,1 mm lang, meist überwiegend über Muskowit von ähnlicher Größe, der auch ganz fehlen, ausnahmsweise andererseits an Menge dem Klinozoisit gleichkommen kann); in anderen Fällen fehlt sie. Zweiter Hauptgemengteil ist Quarz; Mengenverhältnis gegenüber dem Plagioklas 1:3 und darunter. In dem Schriff vom Schwarzen Balken ist fast der ganze Quarz in Einschlüssen des Feldspats enthalten, nur selten dazwischen einzelne kleine Partien von reinem Quarzpflaster. Von anderen Gemengteilen scheint noch Klinozoisit einigermaßen gesetzmäßig vorzukommen — in dem Schriff von den Schneeseichen auch neben der Feldspatfüllung, in etwas größeren Kriställchen. In einem Schriff vom Grieskogelsteig (ca. 2100 m) tritt statt dessen etwas Calcit auf in unregelmäßigen, einschlußreichen Individuen. Sonst noch Titanit, Apatit, Magnetit; sowie z. T. Glimmer oder Chlorit aus dem Nebengestein. — Paralleltexur kann durch die Gestalten der Plagioklase, durch Quarzzüge oder auch nur durch die reihenförmige Anordnung der Einschlüsse im Feldspat und durch die eben genannten fremden Gäste angedeutet sein; im letzteren Falle können Glimmerzüge genau so durch Feldspate quer abgeschnitten werden wie wir dies an den neugebildeten Porphyroblasten der verschiedensten Schiefergesteine zu sehen gewohnt sind. Auch die Struktur erinnert kaum an die normale panxenomorphe der Albite, sondern ist grano-, ja poikiloblastisch (im Schriff vom Schwarzen Balken).

Man wird diese „Aplite“ also keinesfalls als unveränderte Erstarrungsgesteine betrachten dürfen: sie sind ebenfalls metamorph geworden, gerade so wie die umschließenden Glimmer-

schiefer. Ja man kann darüber hinaus die Frage aufwerfen, ob sie überhaupt ihren ursprünglichen stofflichen Bestand gewahrt haben. Einwandfrei zu beantworten ist dieselbe nicht. An und für sich wären Plagioklasaplite, die sie ja nach dem Mineralbestand sind, mit einer Abkunft etwa vom granodioritischen Hochweißfeldgranit (S. 57) ganz gut verträglich. Wenn man aber die z. T. enorme Menge des Feldspats bedenkt, ferner das erwähnte Abschneiden der Glimmerzüge; wenn man sich endlich Rechenschaft gibt darüber, daß in dem quer über die Gesteinsgrenzen geführten Schliff vom Grieskogelsteig der Feldspat des Aplits genau dem des benachbarten Glimmerschiefers gleicht (nur daß er im einen Fall bloß reichlich Quarz, im anderen Hornblende, Titanit, weniger Muskowit, Biotit, Epidot und Quarz umschließt); dann wird man die Möglichkeit zugeben, daß auch der Albit des „Aplits“ teilweise sekundär unter Na-Zufuhr entstanden sein könnte. Der „Aplit“ wäre dann in seinem heutigen Zustande eigentlich nur eine Art von albitisierter Pseudomorphose nach einem Ausgangsgestein nicht genauer zu ermittelnder Beschaffenheit; nur das Gestein von den Schneeseichen mit seinen gefüllten Feldspaten wird man wohl als weniger veränderten Plagioklasaplit anerkennen müssen.

#### Zur Genese der Glimmerschiefer.

An diese Gesteine knüpfen sich vor allem zwei schwerwiegende Fragen. Die eine betrifft das Verhältnis von aplitischer Injektion und Albitisierung. Wir glauben sie dahin beantworten zu können, daß beide nichts miteinander zu tun haben —, daß vielmehr die Albitisierung auch die eingeschalteten Aplite betroffen hat (vgl. oben, sowie S. 83). Das scheinbare Maximum, welches die Albitisierung gerade in den injizierten Glimmerschiefern z. T. erreicht, wäre dann mehr zufällig; was man umso eher annehmen darf, als sich ähnliche — z. T. sogar noch höhere — Maxima der Albitisierung lokal auch in anderen Zonen einstellen, wo von aplitischer Injektion keine Rede sein kann (vgl. z. B. S. 47).

Die zweite Frage knüpft sich an jene vielfach vorhandenen Hornblendeeinschlüsse in Feldspaten. Wir haben Beispiele kennen gelernt (S. 42f.) und werden bald weiteren begegnen (S. 156), wo solche Einschlüsse Relikte eines älteren Mineralbestandes sind, der außerhalb der schützenden Feldspate durch spätere Vorgänge — Biotitisierung unter K-Zufuhr — mehr oder minder vollständig umgewandelt wurde. Die Frage ist also, ob man dies in dem vorliegenden Falle auch anzunehmen hat — ob, mit anderen Worten, unsere ganzen injizierten Glimmerschiefer vielleicht einmal Amphibolite waren? Einer bejahenden Antwort günstig erscheint der Umstand, daß mancherorts, wie am Geralkopf, oder in dem „gneisigen“ Typus am Grieskogel zahlreiche geringmächtige Linsen von Hornblendegesteinen in den Glimmerschiefern stecken; das müßten dann der metasomatischen Umwandlung entgangene Reste des Ausgangsgesteines sein. Trotzdem möchte ich die Frage keineswegs bejahen. Denn nicht nur sind — mindestens im allgemeinen — die erwähnten Hornblendegesteinslinsen gegen die Glimmerschiefer scharf begrenzt, was einer Annahme wie oben Schwierigkeiten machen dürfte; sondern es ist auch die Zusammensetzung der Glimmerschiefer — Quarzlagen! — eine so typische, daß man sich zur Annahme eines vorausgegangenen Amphibolitstadiums nur sehr ungern entschließen wird — es sei denn, man bringt die Quarzlagen auch mit dem Eindringen der Aplite in Verbindung. Das wäre theoretisch zwar vielleicht möglich, erscheint aber in unserem Falle durch keinerlei Beobachtungen gestützt. So glauben wir die Frage doch eher in dem Sinne entscheiden zu sollen, daß echte, sedimentogene Glimmerschiefer vorliegen — ohne indessen der anderen Möglichkeit eine fallweise Gültigkeit absprechen zu wollen; gibt es doch Stellen genug — um Ebmaten—Hochweißfeld u. a. —, wo aus Amphiboliten wirklich Biotitgesteine hervorgehen (vgl. S. 78).

Unter diesen Umständen müssen wir allerdings annehmen, daß jene Hornblendeeinschlüsse in den Feldspaten auch einen anderen Ursprung haben können. Handelt es sich etwa um „Verdauungsrückstände“ bei der Albitisierung im Falle, daß diese ein biotitisches Ausgangsmaterial betrifft? Und die amphibolitischen Schollen wären dann nicht zufällig erhalten gebliebene Reste eines sonst restlos biotitisierten Amphibolits, sondern man müßte annehmen, daß sie von jeher in ähnlich geringer Ausdehnung vorhanden waren und wegen relativer Widerstandsfähigkeit in Fällen wie dem „gneisigen“ Typus — den wir im übrigen schwer beurteilen können — weitergehender Umwandlung entgangen sind.

#### 7. Phyllite.

In der Stirn-Verfaltungszone der Riffeldecke im Reichensbergkar, und von dort um das Richtzeitsedl herum zurückgreifend bis ins Maurerkar, treten stahlgraue, dünnblättrige Phyllite auf. Stets finden sie sich in Begleitung von Kalkglimmerschiefern, von denen sie wegen ebenfalls brauner Anwitterung aus der Ferne schlecht zu unterscheiden sind; sie trennen dieselben von den höher kristallinen Gesteinen. Merkwürdigerweise aber scheinen sie immer dort zu fehlen, wo den letzteren Triasdolomit oder Dolomitreccie aufliegt; man könnte dadurch auf den Gedanken gebracht werden, daß diese Phyllite gar nicht ein Glied einer normalen stratigraphischen Serie sind, sondern eine tektonische Bildung, die sich nur im Gefolge heftiger Auswalzung einstellt. Dabei ist jedoch ihre Mächtigkeit keineswegs unbedeutend; in der steilen Südflanke des Richtzeitsedls erreicht sie 40—50 m.

Ein Schliff scheint den angedeuteten Verdacht nicht zu bestätigen: Muskowit herrscht weitaus vor, größtenteils in parallelblättrigen Lagen, dazwischen auch als wirrer Filz; reichliches kohliges Pigment begleitet ihn. In einzelnen Linsen und Lagen schaltet sich Quarzmosaik (Korndurchmesser bis  $\frac{1}{2}$  mm; z. T. in s verlängert) da-

zwischen; stellenweise ist reichlich Karbonat damit verknüpft. Solches siedelt sich auch auf der Innenseite von Faltenbiegungen an, mit feinem Korn. Magnetit bildet bis millimeterlange, dünn tafelige Porphyroblasten; sie stehen z. T. quer auf s. Etwas Schwefelkies, mit schmalen Magnetitsäumen. — Paralleltexur im ganzen sehr vollkommen; alle Durchbewegung vorkristallin.

Wie man sieht ist das ein ganz normaler Phyllit von sedimentogenem Gepräge. Inwieweit Beziehungen bestehen zu den Phylliten des Ostens oder der Matreier Zone und des N-Rahmens bleibe dahingestellt; die auf der Karte gleiche Grundfarbe wolle man nicht als Bekundung eines Verdachts in dieser Richtung auffassen.

Auch in dem großen Stirn-Faltenknäuel der Riffeldecke auf der W-Seite des Wasserfallbodens treten ähnliche Phyllite<sup>58)</sup> auf, hier aber in ganz anderem Verband: am Karbach sieht man sie mit Prasinit mehrfach wechsellagern, und im tiefsten dieser Lager scheint ein Übergang in stark albitisierte dunkle Glimmerschiefer zu bestehen; mit Kalkglimmerschiefer dagegen fehlt hier jeder Verband — Schliffuntersuchungen von hier fehlen.

Auch im Gebiet um das Karlingerkees kommen solche Phyllite vor. So zunächst am Schwarzköpf (W-Seite), im Hangenden der Kalkglimmerschieferlage bei etwa 2825 m; freilich nur 1—2 m mächtig.<sup>58)</sup> Dies Gestein läßt mit freiem Auge schon Granatknoten erkennen und gleicht auch im Schliff mehr den unten (S. 92) besprochenen „phyllitischen Granatglimmerschiefern“, weshalb es dort besprochen werden soll.

Vielleicht in die streichende Fortsetzung dieses Vorkommens (sicher noch nicht in die Obere Schieferhülle) gehört ein weiteres an der NO-Rippe des Schattseitköpfls, ganz oben, wo die Felsen unter der auflastenden Eiskappe verschwinden. Dort liegen über den gewöhnlichen injizierten Glimmerschiefern ebensolche ohne Injektion (einige Meter); dann folgen dunkle Phyllite, z. T. mit kleinen Knötchen, vielfach unregelmäßig wechselnd mit Kalkglimmerschiefer.<sup>59)</sup>

Im Schliff zeigt dieser Knötchenphyllit großblättrige Muskowitlagen mit untergeordnetem Klinochlor (der öfters auch dünne Linsen aus quergestellten Blättern bildet) und reichlich feinverteiltem kohligem Pigment, das sich auch knotenweise anreichert. Damit wechselnd Lagen oder Linsen von Quarzmosaik, welches häufig auf kürzere oder längere Erstreckung durch Calcit ersetzt wird; dieser auch sonst gelegentlich (Innenseite von Faltenbiegung!) angehäuft. Die Knötchen sind Porphyroblasten von Albit, reich an Einschlüssen und stark in s gestreckt; die einzelnen Züge des Grundgewebes fasern sich in ihnen aus. Klinozoisit ist untergeordneter Gemengteil.

An der Grenze gegen die Obere Schieferhülle finden sich auch sonst in jener Gegend ähnliche Phyllite: in der Felspartie W unterm Mittleren Bärenkopf, zwischen den beiden zum Oberen Karlingerboden hinabhängenden wilden Gletscherästen. Der Phyllit wechselt dort mit lichtem Muskowitschiefer; Mächtigkeit insgesamt ca. 5 m. Nähere Untersuchung liegt nicht vor.

Örtlich ganz getrennt von diesen Phyllitvorkommen tritt dann im Dorfertal südlich des Fruschnitzbaches ein mächtigerer Zug von Phylliten auf, dessen allfällige Beziehung zu denen des Stubachtales ganz offen bleiben muß. Gemeinsam ist beiden Zügen die Nachbarschaft von Kalkglimmerschiefer, doch ist hier die Verbindung mit ihnen nicht so offenkundig gesetzmäßig wie dort; sie sind lediglich von ihnen überlagert. Ganz eng verbunden sind sie aber mit meist dunklen, phyllitisch aussehenden Granatglimmerschiefern, gegen die sie auf der Karte recht schematisch abgegrenzt werden mußten. Diese Verbindung erinnert lebhaft an die hangenden Phyllite in der südöstlichen Brennkogeldecke, denen sie auch in ihren Typen weitgehend ähneln (siehe dort). Eine Parallele in gleicher Richtung eröffnet das Vorkommen von eklogitischem Grüngestein in diesem Zuge, während jedoch unserem Gesteinszuge die im Osten häufigen Quarzite fehlen.

Die besten Aufschlüsse liegen zwischen Gradalfe und Säulgang SO Rumesoieben im Dorfertal (Abb. 26). Diese Phyllite sind durchwegs dunkel, grau bis schwarz, und stehen wieder wie im Osten am Übergang zu phyllitischen Glimmerschiefern; selten sind ihre Schieferungsflächen glatt, sondern meist durch schwarze Knoten gesprenkelt, neben denen dann auch hin und wieder das Auftreten einzelner dunkler Granatkörner den Übergang zu den begleitenden Granatglimmerschiefern belegen kann. Der Karbonatgehalt wechselt sehr, scheint aber nie ganz zu fehlen und auch der Quarzreichtum schwankt.

Mikroskopisch untersucht wurde nur ein Schliff durch einen feinknotigen Schiefer von der Gradalfe. Es ist ein straff geschieferter, stark pigmentierter Muskowitschiefer, in dem Muskowit und Quarz in etwa gleichem Verhältnis in unregelmäßigen Lagen wechseln. Die Körner sind überraschend grob, nämlich Quarz um 0,1, Glimmerblättchen bis etwa 0,4 mm. Neben dem hellen Glimmer erscheint auch Chlorit (schwach gefärbter Klinochlor), der oft Pigment als si aufnimmt. Die dunklen Knötchen bestehen aus Chloritoid (bis 1,5 mm), der gerne Pigment als verlegtes oder auch gefaltetes si speichert und oft verzwillingt ist. Er stimmt mit den Körnern aus den Chloritoidphylliten der Brennkogeldecke vollkommen überein. Ferner tritt auf: etwas Karbonat, Klinozoisit, Apatit, Turmalin, einzelne Rutilkörner. In einer quarzreichen Lage liegt schließlich noch ein einzelner, ganz frischer Granat, der den Quarz netzartig umschließt und in einer Glimmerlage ein einzelner Holoblast von Zoisit. Es hat an einigen Stellen den Anschein, als wenn sich der Chlorit z. T. auf Kosten des Chloritoides gebildet hätte, doch würde dann die vollkommen frische Erhaltung von Granat daneben überraschen.

<sup>58)</sup> Hier ist auf der Karte versehentlich der rote Strichdruck stehen geblieben, wie er den Phylliten des N-Rahmens, der Oberen Schieferhülle und Matreier Zone zukommt.

<sup>59)</sup> Auf der Karte — Eck bei der 3000 m-Kurve — versehentlich Glimmerschieferfarbe!

Einzelne abgetrennte, nicht ausgeschiedene Fetzen von Phyllit treten noch nördlich des Fruschnitzbaches auf; so in der streichenden Fortsetzung ein kalkreicher Phyllit nördlich Spitz vor dem Laperwitzkees in Begleitung von Granatglimmerschiefer. Phyllit (ohne Knoten) begleitet auch in Fetzen das Liegende des Marmorbandes in der Südflanke des Johannisberges. Am Süden der Romariswand fand sich schließlich in anderen Glimmerschiefern auch ein Band phyllitisch aussehender Schiefer mit schwarzen Knötchen, die jedoch aus Albit und nicht aus Chloritoid bestehen, so daß dieses Gestein besser noch den albitisierten Glimmerschiefern angeschlossen wird.

#### Phyllitische Granatglimmerschiefer.

Wie oben erwähnt, treten im Osthang des Dorfetales in engem Verband mit den vorher behandelten Phylliten, mit ihnen durch Übergänge verbunden und von ihnen kartennmäßig nur schematisch abtrennbar, phyllitische Granatglimmerschiefer auf. Im südlichen Teil dieses Zuges herrschen die Phyllite und Chloritoidphyllite, im nördlichen die granatführenden Schiefer. Typische Granatphyllite kommen jedoch nicht vor, sondern es sind durch Pigmentierung graue, bereits recht grob flaserig gefügte Glimmerschiefer das Herrschende. Die Granaten erreichen zumeist ein bis mehrere Millimeter Durchmesser und sind in der Regel recht locker gestellt. Biotit fehlt, lagenweise ist ein wesentlicher Karbonatgehalt auffallend. Man beobachtet aber, genau so wie in der Brennkogeldecke, auch Übergänge zwischen den Chloritoidphylliten und diesen Gesteinen, indem in ersteren dunkle Granaten aufspriessen, womit sich bald das Gefüge vergrößert. Es kommen also an den Grenzen auch chloritoidführende Granatglimmerschiefer vor, sie sind jedoch selten.

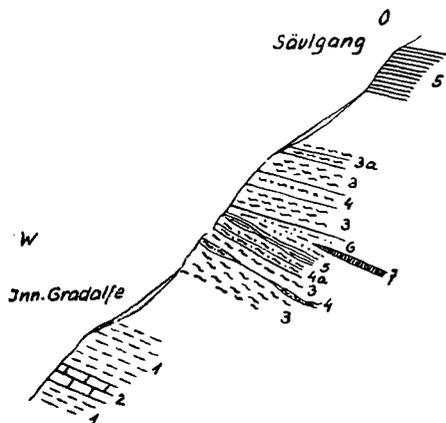


Abb. 26. Schnitt durch das Phyllitband der Gradalfe (Rumesoieben SO).

- |  |  |
|--|--|
| 1 = helle Glimmerschiefer  | 4a = dieselben, kalkreich                        |
| 2 = Marmor   | 5 = Kalkglimmerschiefer                          |
| 3 = dunkle phyllitische Glimmerschiefer und Phyllite (selten oder kein Granat) | 6 = helle diaphthoritische Granatglimmerschiefer |
| 3a = dieselben, kalkreich  | 7 = Prasinit (im Weiterstreichen granatreich)    |
| 4 = dunkle phyllitische Granatglimmerschiefer                                  |  |

In einzelnen Lagen, besonders aber in dem Wandzug nordöstlich Schöneben zu beiden Seiten des Eklogites, werden diese Glimmerschiefer durch Verlust des Pigmentes hell und gleichzeitig lichtgrünlich durch Auftreten von Chlorit auf den Schichtflächen. Die Granaten bekommen grüne Chloritsäume, verschwinden aber selten ganz. Es handelt sich da zweifellos um eine von Pigmentzerstörung begleitete Diaphthorese (siehe Angel 81). Stellenweise kommen so auch Typen zustande, die den hellen Granatmuskowitschiefern der Oberen Schieferhülle weitgehend ähneln, doch das nur ganz ausnahmsweise.

Ein dunkler, phyllitisch aussehender Granatglimmerschiefer (Pfeifertäler) mit zahlreichen Granaten bis zu  $\frac{1}{2}$  cm Größe zeigt u. d. M. einen linsig-lagigen Wechsel von blätterigen Muskowitzügen und reinerem, schwach verzahntem Quarz. Besonders am Rand der Glimmerlagen siedelt sich blätteriger, licht gefärbter Klinochlor an; seine Blätter stehen z. T. quer zu s und enthalten vielfach Pigment. Die Granaten sind vollkommen frisch, ohne eine Beziehung zum Chlorit; sie enthalten immer ein mehr oder weniger deutliches si, das im einen Extrem nur aus feingeschichtetem Pigment, im anderen aus netzartig von Granat umschlossenen Quarzkörnern besteht. Ferner findet sich als Einschluß Muskowit, Rutilmikrolithen und in wenigen Körnern Chloritoid, der außerhalb hier ganz fehlt (siehe sein gleichartiges Vorkommen in den Granatmuskowitschiefern der Oberen Schieferhülle). Akzessorisch: reichlich Turmalin in den Glimmerlagen, Apatit, größere Karbonatkörner, Rutil. Das Pigment ist lagig angereichert. Kein Biotit, kein Feldspat. Durchbewegung vorkristallin.

Bei den diaphthoritischen Typen herrscht bei sonst ähnlichem Bau eine straffere Schieferung, in die auch der Chlorit eingeschichtet ist. Hauptgemengteile sind wieder Muskowit, Klinochlor und Quarz, dazu tritt jedoch hier auch Albit, der kleine holoblastische Körner bildet; wenige dieser Albite enthalten eine echte, wenn auch lockere Fülle von Muskowit mit etwas Klinozoisit, andere lediglich ein wenig dichtes si der anderen Gemengteile. Die Granaten sind durchwegs schon kräftig chloritisiert, aber nicht in Form regelmäßig von außen fortschreitender Pseudomorphosen, sondern unter Kornzertrümmerung von Rissen aus und unter Ansatz chloritischer Schweife. Akzessorisch: Karbonat, Epidot, Rutil (Mikrolithen und Körner), Titanit, Apatit; das Pigment ist so gut wie vollständig verschwunden und höchstens noch in Form von Einschlüssen vereinzelt anzutreffen. Glimmer und Chlorit ist in diesen Gesteinen häufig etwas verbogen, der Quarz meist etwas undulös und auch die Albite haben noch zu einem Teil Kornstörungen bekommen. Wir können also hier wieder ausnahmsweise das Eingreifen nachkristalliner Bewegungen feststellen.

Hier schließt sich auch das vorhin (S. 91) erwähnte, auf der Karte als Phyllit ausgeschiedene Gestein von der W-Seite des Schwarzköpfls an, mit mehrere Millimeter großen, vollkommen chloritisierten Granaten, die netzartig Quarz umschließen, ähnlich großen, zerlappten Albiten voller Einschlüsse (Chlorit, Quarz, Muskowit; nur in Fortsetzung der Glimmerlagen in s geordnet); Grundgewebe mit Lagentextur: Quarz einerseits, Muskowit und Chlorit andererseits. Als Übergangsteil hier wieder Turmalin.

Es ist sehr auffallend, daß sich in diesen Gesteinen der Albit erst zugleich mit Merkmalen der Diaphthorese einstellt und seine Bildung also vermutlich mit dieser zusammenfällt. Das eröffnet wieder eine Parallele zu den phyllitischen Granatglimmerschiefern der Brennkogeldecke.

Anzuschließen ist hier noch ein grauer, karbonatreicher Granatglimmerschiefer, makroskopisch von gleichem Aussehen wie oben (Rollstück Dinkeloben). Der Schliß zeigt wieder das gleiche Gewebe von Muskowit, Chlorit und Quarz, in dem ein netzartiger Granat erst geringfügige Anzeichen von Diaphthorese erkennen läßt (Einschlüsse sind Quarz und Karbonat); Karbonat ist reichlich vorhanden. Die Besonderheit dieses Schlißes ist eine Pseudomorphose von etwa  $1 \times 4$  mm Größe. Sie enthält ein si von feinen, parallelen Pigmentschiefern und von Rutilmikrolithen in der Längsrichtung, ganz im Gegensatz zu dem unruhigen Linsengewebe außen. In dem si kommt auch noch eine Querabsonderung zum Ausdruck. Die Pseudomorphose besteht überwiegend aus breiten, sich pflasterartig zusammenschließenden Blättern von Muskowit, weniger ähnlich geformten Blättern von lichtem, sehr schwach doppelbrechendem Chlorit und Albitkörnern. Das si der Pseudomorphose ist gänzlich unabhängig von den Korngrenzen und der Mineralart. Untergeordnet kommt noch Turmalin darin vor.

Mangels irgend welcher Reste des ursprünglichen Minerals kann die Herkunft dieser Pseudomorphose keineswegs sicher angegeben werden. Das Auftreten von Albit dürfte auf Stoffzufuhr zurückgehen, der übrige Bestand — Muskowit und Chlorit — und die äußere Form hingegen könnte man wohl am ungezwungensten auf einen ehemaligen Staurolith beziehen. Staurolith ist von *Angel* (81) aus einer mineralfaziell sehr ähnlichen Gesteinsserie der Tauernschieferhülle von der Lonza bei Mallnitz beschrieben worden, wo er untergeordnet neben Granat innerhalb von Gesteinen mit der kennzeichnenden Mineralkombination Granat-Chloritoid vorkommt. Diese letztere Kombination ist in analogen Gesteinen der Brennkogeldecke sicher ein Erzeugnis alpidischer, nachtriadischer Metamorphose (hier auch?) und es ist dadurch unsicher geworden, ob das Vorkommen von Staurolith wirklich als beweisend für eine Abkunft dieser ganzen Folge aus echtem „Altkristallin“ zu gelten hätte.

### 8. Quarzite (bzw. Quarzitschiefer).

Solche sind ausschließlich an der Obergrenze der Unteren Schieferhülle der Riffeldecken, bzw. in der Zerschlitzzungszone Moserboden—Reichensbergkar entwickelt, woraus schon zu entnehmen ist, daß es sich um ein stratigraphisch relativ hohes Glied handeln muß (Näheres unten!).

Wohl die schönsten, bedeutendsten und dabei auch ziemlich gut zugänglichen Vorkommen befinden sich in der äußerst verwickelten Stirnregion der Riffeldecke im Bereiche des Moser- und Wasserfallbodens. So sieht man den Quarzit im W-Abfall der Höhenburg, bis 15 m mächtig, im Hangenden des lichten Muskowitgneises, der den Felsfuß bildet, seinerseits überlagert von Dolomit.<sup>60)</sup> Auch oberhalb des letzteren steckt noch ein metermächtiger Quarzitkeil in Kalkglimmerschiefer; ebenso auf dem gegen den Moserboden gekehrten Abhang. — In dem Faltenknäuel am Karbach (W-Seite des Wasserfallbodens) — tektonisch wohl die Fortsetzung der Höhenburg! — liegt Quarzit ebenfalls zwischen Muskowitgneis im Liegenden und Dolomitlinsen, bzw. Kalkglimmerschiefer im Hangenden; jener erreicht hier sogar 25—30 m (Gehänge N des Baches). Die zahlreichen kleinen (auf der Karte unmöglich wiederzugebenden) Vorkommen in der gegen SW anschließenden wild zerschlitzen Faltenregion können hier nur eben erwähnt werden.

Auch in dem gegen NO absteigenden Teil der Riffeldecken trifft man schöne Quarzitvorkommen (ebenfalls noch in Stirnnähe). So säumt er den mächtigen Dolomit am Krefelder Hüttenweg NW Ebmaten (vgl. S. 95) S-seitig ein, allerdings nicht ganz geschlossen. Etwas mehr als 100 m weiter S steckt oberhalb des Weges ein Quarzitkeil in den Glimmerschiefern, einige Meter mächtig; und vermutlich dessen Fortsetzung wird oberhalb Grubach vom Weg angeschnitten. Die weitere Fortsetzung trifft man auf der W-Seite des Moserbodens; dann wieder auf der O-Seite am Fuß der Felsen des Klockerriedels. Hier beobachtet man unterhalb P. 2348 als unmittelbares Liegendes der Kalkglimmerschiefer eine mächtige, sehr steil O einfallende Quarzitmasse, welche eine Dolomitlinse einschließt; darunter folgen stark albitisierte Muskowitschiefer, ein weiterer, mehrere Meter mächtiger Quarzitzug, infolge großen Pyritgehaltes rotbraun anwitternd; endlich als liegendstes Glied dunkle, stark albitisierte Glimmerschiefer. Endlich liegt noch Quarzit in ähnlicher Position wie der zuletzt erwähnte: als Lamelle in den Glimmerschiefern, nicht weit unter deren Hangendgrenze, an der NW-Rippe des Mittleren Bärenkopfes und nordöstlich der Führerscharte; doch ist die Mächtigkeit hier auf 1 m und darunter gesunken, die Darstellung auf der Karte weit übertrieben.

Während im Bereiche der Hochregion des Kitzsteinhornkammes Quarzitvorkommen zu fehlen scheinen, stellen sich solche auf der Stubacher Seite im Reichensbergkar wieder ein: in der komplizierten Verfallungszone

<sup>60)</sup> Eine genauere Wiedergabe dieser (und der folgenden) komplizierten Profile bleibt dem tektonischen Teil vorbehalten.

an dessen S-Rand („Am Roßknechter“, AVK.).<sup>60)</sup> Ein kleines Vorkommen ( $< \frac{1}{2}$  m) im Liegenden des auf der Karte verzeichneten Breccienzuges ist dort aus Maßstabgründen ausgelassen. Wesentlich bedeutender ist der Zug, der etwas tiefer als das eben genannte Vorkommen durch das ganze Gehänge vom Reichensbergkar bis zum Alpgraben (hier gedoppelt!) zu verfolgen ist, im Liegenden von Glimmerschiefern, während sich in seinem Liegenden einzelne Linsen von Kalkglimmerschiefern einstellen. — Endlich sind noch — schon außerhalb der AVK. — an der Trogwand des Stubachtals N Schneiderau zwei Quarzzüge festzustellen, von denen namentlich der nördliche eine ansehnliche Mächtigkeit (20–30 m?) erreicht; sie sind mit dunklen Phylliten, Kalkglimmerschiefer, hellem Marmor und Dolomit verknüpft, ohne daß eine wahrscheinliche stratigraphische Folge hier herausgelesen werden könnte.

Zu erwähnen ist noch das (auf der Karte vernachlässigte) Vorkommen von Quarzit im Hangenden der winzigen Dolomitlinse in den Felsen N überm Weg Karlingerkees—Kapruner Törl (vgl. S. 97). Er wechselt dort lagenweise mit Muskowitschiefer; gesamte Mächtigkeit ca. 3 m.

Von hellen quarzitären Muskowitschiefern begleitet ist auch das Marmorband im Osthang des Dorfertales im NW-Pfeiler der Zollspitze und unter dem Spitz, doch ist hier die Abtrennbarkeit von den injizierten Hüllschiefern nicht ganz gesichert.

Alle diese Quarzite sind weiß bis lichtgrünlich, von feinem Korn und mehr oder minder reich an Muskowit (welcher der Träger der grünlichen Farbe ist). Je nach dessen Menge schwankt der Gesteinscharakter zwischen mäßigen, meist gut gebankten, z. T. in dünnen Platten brechenden echten Quarziten mit glimmerbelegtem Hauptbruch und vollkommen schieferigen Muskowitquarzitschiefern. Oft kann man beiderlei Ausbildungen in enger Verbindung, z. T. in lagenweisem Wechsel, sehen; als leicht zugängliches Beispiel sei jener Quarzitkeil am S-Fuß der Höhenburg genannt. Gehalt an Feldspat verrät sich nicht selten an einzelnen glänzend aufleuchtenden Spaltflächen; wie groß er wirklich sein kann, bemerkt man freilich erst im Schliff. Ausnahmsweise sind auch vereinzelte kleine Blättchen von dunklem Glimmer erkennbar (Grubach). Gelegentliche rostige Flecken sind wohl meist auf Pyrit (oder Ankerit?) zu beziehen; doch treten solche kaum stärker hervor, abgesehen von dem bereits erwähnten pyritreichen Quarzit vom Klockerriedel. Demgemäß pflegt auch die Anwitterung hell zu sein; trotzdem sind die Gesteine in der Landschaft sehr wenig auffallend. Das liegt indessen wesentlich an der geringen Mächtigkeit, die nur in wenigen Fällen ein paar Meter übersteigt. Und gerade wo dies der Fall, handelt es sich stets um vegetationsreiche Gegenden, die die landschaftliche Wirkung der Gesteine nicht zur Geltung kommen lassen.

Dünnschliffe von Quarziten wurden nur wenige untersucht.

Der schöne, plattige Muskowitquarzit vom S-Fuß der Höhenburg zeigt in eckigem Quarzpflaster (0,2 bis fast 1 mm Korndurchmesser) zahlreiche rundliche Kalifeldspate von  $\frac{1}{2}$  bis  $1\frac{1}{2}$  mm Durchmesser — teils Orthoklas, teils Mikroklin, stets aber stark getrübt. Sie zeigen häufig schmale, z. T. unterbrochene Anwachszone, die sich durch Fehlen der Trübung, z. T. auch etwas abweichende Auslöschung unterscheiden; mitunter zeigen sie deutliche Mikroklingitterung (auch wenn dem Kern solche fehlt). Die Randzonen sind Mikroklin, auch dort, wo der Kern Orthoklas ist! Gut entwickelte Blätter von Muskowit, 0,1–0,5 mm lang, sind eingestreut, auch zu Lagen gereiht, welche eine nicht sehr auffällige Paralleltexur bedingen. Nebengemengteile: Pyrit, Apatit — beide spärlich. — Die Struktur des Gesteins ist rein kristalloblastisch, abgesehen von den rundlichen Feldspatkernen, die zweifelsohne klastische Relikte darstellen; durch die Ausbildung der Mikroklinrandzonen aber haben auch sie an der Kristalloblastese teilgenommen.<sup>61)</sup> Mikroklin war also unter den Bedingungen der alpinen Metamorphose hier bestandfähig! — Postkristalline Deformation fehlt — was in Anbetracht der sehr energischen Tektonik der Höhenburg besonders beachtenswert ist.

Ein Quarzit von einem Felsbuckel N Ebmaten, unterhalb des Weges zur Krefelderhütte, ist viel stärker schieferig; dementsprechend treten auch dünnflaserige Häute von blaßgrünlichem Muskowit im Schliff mehr hervor. Auch hier jedoch zeigen die großen trüben K-Feldspate z. T. schmale Anwachsstreifen; außerdem findet sich das gleiche Mineral auch in kleineren Individuen dem Quarzgewebe beigemischt. Dieses ist stärker verzahnt als im vorigen Schliff, die einzelnen Körner häufig etwas undulös; Korngröße örtlich wechselnd, ca. 0,1–0,5 mm. Wenig Magnetit; Apatit, Zirkon ganz vereinzelt.

Etwas abweichend entwickelt ist ein Quarzit, der — auf der Karte nicht ausgeschieden — in einer Mächtigkeit von weniger als einem Meter das Marmorband am Ostgrat und in der Südflanke des Johannesberges begleitet (siehe die Profile Abb. 27). Es ist das ein weißer, plattiger, harter Quarzit; er nimmt in seinem Hangend gegen den Marmor zu Karbonat in immer steigendem Maße auf und geht so über einen löcherig verwitternden Karbonatquarzit in den weißen Marmor über. Die sedimentäre Verbindung beider ist also hier selten eindeutig und das permotriadische Alter dieses Quarzites recht evident.

U. d. M. zeigt der Karbonatquarzit keine Besonderheiten, sondern nur ein allotriomorph-körniges Gemenge von Kalkspat und Quarz (meist undulös oder mit Böhm'scher Streifung) in annähernd gleicher Menge. Ganz untergeordnet sind Muskowitblätter, Apatit, Pyrit und Limonit.

Ein Schliff des Quarzites hingegen zeigt in der Masse der meist deutlich in s gestreckten Quarze (Korngröße etwa 0,1–0,3 mm) wieder das Vorkommen einzelner Körner von Feldspat; diese Körner sind meist

<sup>61)</sup> Gegenstück dazu in einer Arkose von der Motta radonda (Margnadecke, Engadin; vgl. 116, S. 188!).

etwas getrübt und durch feinste Pyritflitter locker pigmentiert; sie enthalten auch öfters kleine Glimmerschüppchen. Die Doppelbrechung ist sehr nieder, ebenso die Lichtbrechung, da  $n\gamma'$  stets noch unter  $\alpha$  des Quarzes bleibt; an einem Korn konnte eine sehr verwachsene Mikroklingitterung wahrgenommen werden. Ein anderes dieser Körner wird randlich von einem klaren, lamellierten Plagioklas begleitet, die Mehrzahl der Körner ist aber sicher Kalifeldspat. Ferner kommen vor: scharf in s liegende Blätter von Muskowit, Körnchen von Apatit, Pyrit.

Das pyritreiche Gestein vom Klockerriedel weicht dagegen stark ab. Auch hier ist Feldspat vorhanden, sogar anscheinend mehr als Quarz; indessen ist derselbe hier Albit ( $\perp$  A Auslöschung gegen  $\{0,01\} = 26-27^\circ$ ), größtenteils in Gestalt von unregelmäßig gerundeten oder zerlappten Porphyroblasten bis zu 1 mm Durchmesser, erfüllt mit Einschlüssen tropfenförmiger Quarze, z. T. auch von Muskowit. Füllung fehlt, bis auf einzelne Muskowithäufchen, die hier wie anderwärts wohl ältere Plagioklaskerne markieren, an die der neugebildete Albit anwuchs. Der Quarz bildet schwach verzahnte Körner, bis 0,5 mm Durchmesser. Muskowit und Biotit in kleinen Blättchen, beide untergeordnet; einzelne Pyritwürfel. — Schieferung ist durch wenig weit aushaltende Glimmerzüge mehr bloß angedeutet; immerhin ist sie auch im Inneren der Albite in der Anordnung von Quarz- und Muskowiteinschlüssen reliktsch erhalten.

Ein Quarzitschliff vom S-Rand des Reichensbergkares endlich zeigt als wesentliche Gemengteile bloß Quarz und Muskowit. Ersterer bildet eckiges Pflaster bis schwach verzahnte Aggregate; Korndurchmesser 0,1—0,5 mm, höchstens schwach undulös. Muskowit: Tafeln von 0,2—1 mm Länge schließen nur selten zu Häuten zusammen; meist liegen sie isoliert im Quarz — jedoch fast alle parallel. Etwas Pyrit mit Magnetit-rändern; Zirkon, ganz wenig Apatit.

Die Quarzite gleichen weitgehend den gleichartigen Gesteinen der penninischen Westalpen; aber auch zu den Radstätter- und Semmeringquarziten lassen sich viele Analogien finden — freilich fehlen die dort häufigen grobklastischen Einschaltungen. Alle diese Gesteine werden im allgemeinen als Perm bis Untertrias gedeutet; wenn gleich für die Radstätter- und Semmeringquarzite seit einigen Jahren Schwinner (188) energischen Widerspruch dagegen erhoben hat. Nun, für unsere Gesteine dürfte der Annahme eines permotriadischen Alters nichts im Wege stehen; die Verknüpfung mit hangendem Dolomit, Dolomitreccien, Kalkglimmerschiefern zeigt deutlich, daß wir es mit einem hangenden Glied der „Unteren Schieferhülle“ zu tun haben; und auch wo diese Verknüpfung nicht unmittelbar gegeben, der Quarzit für sich allein zwischen Glimmerschiefern usw. steckt, entfernt er sich doch nie weit von jenen jüngeren Gesteinen. Und auch die petrographische Beschaffenheit bietet kein Hindernis: speziell der Gehalt an klastischen Feldspaten ist aus alpinem wie außeralpinem Buntsandstein bekannt (er wird uns übrigens bei ebenfalls triasverdächtigen Quarziten unseres Nordrahmens wieder begegnen; vgl. S. 225 f.); und die Metamorphose von rotem Buntsandstein zu weißem Quarzit konnte durch beobachtbaren Übergang im Oberhalbstein belegt werden (116, S. 185; daß übrigens das Ausgangsmaterial nicht immer notwendig rot gewesen sein muß, zeigen nicht seltene weiße bis grünliche Sandsteine der steirischen Werfener Schichten!).

Auf Grund der Gesteinsbeschaffenheit ausnehmen könnte man höchstens jenen pyritreichen Quarzit am Klockerriedel; nicht so sehr wegen des großen Albitreichtums — denn dieser ist ja ebenso wie in den einschließenden Glimmerschiefern vermutlich sekundär, unter Na-Zufuhr, entstanden; und warum sollte diese nicht einen Triasquarzit ebensogut treffen können wie einen Triasdolomit (vgl. S. 96)? Eher vielmehr könnte man am Biotitgehalt Anstoß nehmen, der sonst den Triasquarziten fremd zu sein scheint. Stichhaltig erscheint jedoch auch ein solcher Einwand nicht; und gerade die Situation des fraglichen Quarzits — in der streichenden Fortsetzung der Keile von Ebmaten usw. — spricht doch eher dafür, daß er jenen auch altersgleich ist,

Ganz abwegig scheint es uns aber auf Grund der mehr massigen oder schieferigen Beschaffenheit eine Trennung in einen permischen und einen untertriadischen Anteil vornehmen zu wollen. Für eine solche Trennung fehlt jeder Anhaltspunkt; auch in den Westalpen entspricht sie mehr der — unberechtigten! — Forderung nach möglichst lückenloser Sedimentation, wie sie manche Geologen aufgestellt haben, als den Beobachtungen in der Natur.

### 9. Dolomit, bzw. Marmor (Trias).

Das Auftreten von Dolomit im Bereich der „Unteren Schieferhülle“ — bisheriger Auffassung — ist etwas Neues zwar nicht für den weiteren Bereich der Tauern — man denke an Sanders „Pfitscherdolomit“ — wohl aber für die westliche Glocknergruppe. Allerdings sind die von uns aufgefundenen Vorkommen — von einer gleich zu erwähnenden Ausnahme abgesehen — sämtlich geringmächtig und so wenig ausgedehnt, daß sie meist nur mit — z. T. sehr starker — Übertreibung auf der Karte einzutragen waren. Alle gehören den Riffeldecken an. Räumlich zerfallen sie in zwei ungleichwertige Gruppen:

Die erste, weitaus zahlreichere umfaßt die Dolomitvorkommen im Bereiche der nördlichen, bzw. nordöstlichen Digitationen der Riffeldecken, vom Stubachtal bis zum Moserboden. Dahin gehört vor allem das weitaus bedeutendste von allen, am Gehänge NW der Terrasse Ebmaten (W überm Wasserfallboden). Es ist jetzt sehr bequem zugänglich durch den Alpenvereinsweg Moserboden—Krefelderhütte, der es anschneidet; die gelblich-weißen Dolomitfelsen darüber, weithin sichtbar, sind wegen der jähren Grashänge nur für einigermaßen Berggewandte begehbar! Der Dolomit ist hier mindestens 100 bis 150 m mächtig; er bildet eine tauchende, gegen unten offene Synklinale im Glimmerschiefer, von dem ihn streckenweise ein Quarzitband scheidet.

Nur summarisch und ohne Vollständigkeit anzustreben seien die kleineren Vorkommen dieser Gruppe besprochen. Ein solches schneidet gleich der Beginn des genannten Alpenvereinsweges an, W vom Hotel Moserboden; es ist wohl die streichende Fortsetzung des ersterwähnten.

Aber auch wenn man jenen Weg weiter nach N verfolgt, gelangt man bei den oberen Verzweigungen des Karbachs wieder an Dolomit, der allerdings in der Hauptsache im Steilgehänge unter dem Weg steckt; er wiederholt sich (tektonisch!) in wohl 20fachem Wechsel mit Glimmerschiefer usw., in Lagen, die von 2—3 m bis auf einige Zentimeter hinabgehen. N vom Karbach begleitet eine Dolomitlamelle von einigen Metern den Kontakt Gneis, bzw. Quarzit — Kalkglimmerschiefer.

Etwa in die streichende Fortsetzung dieser wilden Faltenzone gehören die tektonisch nicht viel weniger verwickelten Aufschlüsse der Höhenburg. Hier sei nur hingewiesen auf das relativ mächtige<sup>62)</sup> Dolomitband (bis 30 m ca.), das den ganzen südlichen Teil des W-Abfalls über dem Weg zum Moserboden durchzieht (helle Wandstufe!), zwischen Quarzit unten und Kalkglimmerschiefer oben.

Auch zwischen diesen und den Aufschlüssen um den Karbach finden sich noch solche, am Fuß der Wand auf der W-Seite des Wasserfallbodens, ebenfalls an der Basis der Kalkglimmerschiefer. Am besten zugänglich ist der Dolomit in der südlichen Fortsetzung, am Weg nach Ebmaten, der ihn mehrfach — wegen untergeordneter Verbiegungen der talwärts einfallenden Schichten — anschneidet; allerdings ist er hier nur wenig — kaum über 1 m — mächtig. In der gleich N des Weges eingeschnittenen Klamm schwillt er dagegen gleich auf 10 m ca. an.

In der Umgebung des Moserbodens sind noch zu erwähnen: Dolomitlinsen am Steilgehänge unter der „Heidnischen Kirche“, von Quarzit begleitet, in Glimmerschiefer; unter dem Klockerriedel eine bis 5—6 m mächtige Linse, von Quarzit umhüllt, hart unter der Auflagerungsgrenze der Kalkglimmerschiefer; auf der Westseite des Kleinen Bärenkopfs eine Linse von einigen Metern an der Grenze Kalkglimmerschiefer — Glimmerschiefer, welche letztere sie von SW her umhüllen.

Wenden wir uns nun vom zuerst erwähnten Vorkommen gegen W, so treffen wir eine Reihe von kleinen Dolomitaufschlüssen beim Aufstieg zur Maurerkeesscharte. Sie im einzelnen zu beschreiben würde zu weit führen; die wichtigsten sind der Karte zu entnehmen. Nur soviel sei hier bemerkt, daß auch diese sämtlich unmittelbar oder ganz nahe an der Grenze Untere Schieferhülle — Kalkglimmerschiefer liegen.

Weiter gegen W folgt zunächst eine Lücke; erst am Richtzeitsedl setzen die Dolomitvorkommen wieder ein, am W-Grat unterhalb vom Krefelder Höhenweg, und von dort nördlich hinab ins Reichensbergkar. Die Eintragung dieser äußerst komplizierten und z. T. unzureichend aufgeschlossenen Zone auf der Karte ist einigermaßen schematisch, doch sind die Dolomitvorkommen alle berücksichtigt. Nähere profilmäßige Darstellung soll im tektonischen Teil folgen; hier sei nur soviel bemerkt, daß es sich ausschließlich um geringmächtige Linsen handelt, die teils für sich, teils mit Kalkglimmerschiefer und Breccien (siehe S. 99) verknüpft zwischen den kristallinen Schiefern der Riffdecken stecken.

In der nordwestlichen Fortsetzung dieser Zone findet sich S über dem Hauptast des Schrähnbachs, der das Reichensbergkar zur Hauptsache entwässert, bei etwa 2050 m (schon oberhalb der hohen Karstufe) ein weiteres Vorkommen, ebenfalls nur wenige Meter mächtig. Der Dolomit schaltet sich ein zwischen die Kalkglimmerschiefer, in welche der Bach eingeschnitten, und den von S darunter einfallenden Gneis, ist aber auch mit diesem verfalltet.

Auch noch hart am Westrande der AVK., auf dem Gehänge etwa 1/2 km nördlich Grindschachen steht SO des größeren, aus der Nebelleite herabstürzenden Bachs etwas Dolomit an, stellenweise in weißen Marmor übergehend, in Felsköpfen zwischen Gras- und Buschgehänge. Er liegt wenige Meter mächtig zwischen Muskowitgneis im Hangenden und mangelhaft aufgeschlossenem Kalkglimmerschiefer im Liegenden.

Endlich finden sich auch noch an der NO-Wand des Stubachtal-Troges, SO Fellern geringfügige Dolomitlinsen in dem steil gegen N herabziehenden Gneis, nicht weit unter einer Kalkglimmerschiefer-Einschaltung.

Das Gestein aller dieser Vorkommen ist im ganzen sehr gleichartig: weiß bis gelblich, auch lichtgrau; Anwitterung ebenfalls meist gelblich; fein zuckerkörnig; öfters deutlich geschichtet, die einzelnen Schichten für sich betrachtet, massig, häufig aber auch ganz ausgesprochen geschiefert, was unter Verwitterungseinfluß zum Zerfall in kleine Plättchen führt. Nicht immer ist es reiner Dolomit — die berühmte Salzsäureprobe zeigt vielmehr öfters einen schwachen Gehalt an CaCO<sub>3</sub> an; und dieser kann auch gelegentlich soweit anwachsen, daß ein ausgesprochener Kalkmarmor zustande kommt. Auch Gehalt an hellem Glimmer ist — besonders randlich — nicht selten, meist in Zusammenhang mit ausgesprochenem Schieferigwerden des Dolomits (das aber auch ganz ohne makroskopischen Glimmergehalt vorkommt!). Auf der NW-Seite des Richtzeitsedls ist eine dünne Dolomitbank ganz durchsetzt mit 6—8 mm langen Albitkristallen!

Im Dünnschliff zeigt ein dünnplattiger lichtgrauer Dolomit von oberhalb der Reichensberghütte ein Aggregat aus nur schwach buchtig ineinandergreifenden, etwas in s verlängerten Körnern (0,04 × 0,07 bis 0,1 × 0,15 mm). Die größeren enthalten etwas dunkles Pigment in staubförmiger Verteilung. Zwillingslamellen fehlen. Dagegen finden sich an wenigen Stellen Gruppen viel größerer (bis > 1 mm) stark lamellierter Körner, ebenfalls mit dunk-

<sup>62)</sup> Auch dieses wegen der Steilheit seiner Felsen auf der Karte übertrieben!

lem Pigment im Innern. Das ist wohl Calcit; tatsächlich braust ein im Handstück sichtbares größeres Korn mit HCl, im Gegensatz zu seiner Umgebung. Man könnte allenfalls Echinodermenreste darin vermuten; doch fehlt jede organische Struktur oder gesetzmäßige Umgrenzung, die sicherere Schlüsse erlauben würde. — Fremde Einstreulinge: Quarzkörner, Muskowitblätter sind ganz unbedeutend.

Ein gelblicher, fein zuckerkörniger Dolomit vom Grubach, mit lichtem Glimmerschiefer verknetet, schwach brausend mit HCl, zeigt im Schliff neben sehr feinen Aggregaten nicht zwillingslamellierter Körner auch solche von viel größeren lamellierten in scheinbar regellosem Wechsel. Z. T. sind Lagen von Muskowitblättern eingeschaltet. Auffallend ist die Anreicherung von Ankerit unmittelbar an der Grenze gegen den Glimmerschiefer; doch dringt er in diesen auch noch weit hinein.

Die zweite Gruppe von Dolomitvorkommen kennzeichnet eine tiefgreifende Trennungsfläche im Riffldeckenpaket: von der Eiserscharte gegen SO hinab zum Kaprunertörlweg. Die Vorkommen sind durchwegs so winzig, daß nur die Rücksicht auf ihre tektonische Bedeutung veranlaßt hat, sie in der Karte überhaupt auszuscheiden. Auf der W-Seite von P. 2847 ob der Eiserscharte sind es zentimetermächtige, in die injizierten Glimmerschiefer eingewalzte Linsen! (Unter dem Gletscher dürfte die Mächtigkeit wohl zunehmen, da größere — aber immer erst einige Zentimeter dicke — Stücke lose in den Moränen um den Kleineiser gefunden wurden.) In der Felsstufe über dem Kaprunertörlweg, im Hangenden der von unten zweiten, mächtigen Orthogneislage steckt eine Dolomitlinse ebenfalls in Glimmerschiefern, die wenigstens 1 m Mächtigkeit erreicht. Dazwischen stellen am S-Rand des Kleineiserkeeses Linsen die Verbindung her, die sich auch bei stärkster Übertreibung nicht mehr auscheiden ließen — könnte man doch jedes dieser „Vorkommen“ als Teil eines Handstückes davontragen, da sie auch in der Länge höchstens einige Zentimeter messen.

Das Gestein dieser Gruppe ist ebenfalls ein fein zuckerkörniger — lokal aber auch zu grobem Korn umkristallisierter — Dolomit von gelblicher Färbung; von dem der anderen Vorkommen unterscheidet er sich nur durch die intensivere, ins Braun oder Orange spielende Anwitterungsfarbe. Irgend eine tiefere Bedeutung dürfte diese Verschiedenheit kaum haben, insbesondere nicht bezüglich der Altersstellung; ich möchte sogar vermuten, daß es sich um eine sekundäre, auf Stoffabfuhr in gelöstem Zustand (Anreicherung von Eisenkarbonat!) zurückzuführende Erscheinung handelt.

Daß alle diese Dolomite Trias sind, läßt sich natürlich nur auf Grund von Analogien behaupten. Wir müssen aber um solche nicht einmal bis in die Westalpen gehen, wo ganz gleichartige Dolomite in ganz gleichem Schichtverband in der penninischen Zone immer wieder, vom Engadin bis nach Savoyen in der Trias auftreten. Vielmehr werden wir sowohl in der Schieferhülle der östlichen Glocknergruppe (S. 121 f.) als auch im nördlichen Rahmen (S. 227) Dolomite treffen von ganz gleicher Art — insbesondere auch gleichem Metamorphosezustand — deren Triasalter sich auch durch das Auftreten charakteristischer Begleitgesteine stützen läßt.

Im Dorfertal sind von Gesteinen, die wahrscheinlich der Trias angehören, fast nur Marmor bekannt geworden. Sie bilden im Osthang dieses Tales, von Schöneben an aufsteigend zwei schmale, langhin durchlaufende Bänder; westlich der Zollspitz schwillt der Marmor zu einem von weitem sichtbaren weißen Felsknoten an und zieht dann, öfters in Linsenzüge aufgelöst und verschuppt (siehe das Profil des Spitz) bis in die Zunge des Laperwitzkeeses durch. Auf der Westseite des Tales erscheint Marmor<sup>63)</sup> wieder in zwei Zügen, deren Lage gegenüber dem Osthang eine Querstörung im Dorfertal wahrscheinlich macht.

Die Marmore sind überwiegend rein weiß bis lichtgelblich oder lichtgrau und körnig, als Verunreinigungen fanden sich nur, lagenweise häufiger, Blättchen von Glimmer (auch grünlicher Glimmer). Die Korngröße kann auch lagenweise wechseln, wobei die feiner körnigen Partien gegenüber den gröberen trüb weiß erscheinen; solche weiße Lagen, am Laperwitzkees sogar die Hauptmasse, erwiesen sich als dolomitische Kalkmarmore. In dem erwähnten Felskopf im Westhang der Zollspitze (Abb. 28 a) und unterhalb des Spitz (Abb. 28 b) begleiten den Marmor außerdem schmälere Bänder von grau gefärbten, schwach glimmerigen, feinkörnigen dolomitischen Kalkschiefern und Dolomitschiefern. An den beiden genannten Orten ist außerdem ein nicht weniger inniger Verband mit echten, gelblich verwitternden, bratschigen Kalkglimmerschiefern zu beobachten gewesen, die allerdings nur ganz schmale, nicht kartenmäßig ausscheidbare Begleiter sind.

Ein wichtiges Vorkommen von Triasgesteinen liegt am Ostgrat, sowie in den gipfelnahen Felsen der Südflanke des Johannesberges; in beiden Fällen konnte in der Karte wegen der geringen Mächtigkeit der betreffenden Bänder nur Marmor verzeichnet werden. Eine genauere Darstellung geben die Profile Abb. 27 (a—d). Man trifft hier an beiden Stellen zunächst ein etwa 1—2 m mächtiges Band von weißem grobkörnigem Marmor, der nur gebankt, nicht gebändert ist; er gleicht weitgehend den Marmoren in den Flanken des Dorfertales. An beiden Stellen am Johannesberg nimmt dieser Marmor gegen sein Liegendes zu wesentlich Quarz auf und geht so allmählich über einen Karbonatquarzit in einen weißen Quarzit über, der nur mehr ganz geringen Kalkgehalt hat (siehe oben). Am Ostgrat erscheint außerdem in der Begleitung dieses Marmor-Quarzitbandes noch ein lichtgrauer, schwach gebänderter und ebenplattig brechender Dolomit von fast dichtem bis sehr feinkristallinem Gefüge, ferner ein weißgelber Dolomit, in gleicher Weise fast dicht und ebenplattig spaltend. In den Felsen der Südflanke fand sich neben dem Marmor ein schwarzer, wenig gebänderter, wieder fast dichter Dolomit; er

<sup>63)</sup> Nach unseren Aufnahmen (H. P. C. 1936) über den Kartenrand hinaus überwiegt hier auch Dolomit.

ist ziemlich stark zerbrochen und mit weißen Adern verkittet und ähnelt damit entfernt etwa nordalpinen Gutensteiner Dolomiten.

Weitere Begleiter dieser Marmore und Dolomite sind an beiden Punkten schmale Bänder von einem kalkigen Schiefer, der durchaus den „phyllitischen Kalkglimmerschiefern“ der höheren Hüllteile entspricht und außerdem in der Südflanke noch ein Fetzen von schwarzem Phyllit. In der Südflanke wurde ferner aus dem unmittelbaren Liegenden ein lichtgrauer Glimmerschiefer geschlagen, der u. d. M. den Verdacht der Abkunft von einer Dolomitreccie erregt hat (siehe dort und unter „Glimmerschiefer“).

Sowohl die Marmorbänder im Dorfertal, wie auch das des Johannesberges liegen mitten in injizierten Hüllschiefern, ohne daß durch andere Momente ihre Horizonte als eine tektonische Grenze bezeichnet wären. Wenn wir diese Bänder trotzdem als mesozoische, bzw. wahrscheinlich triadische Einschaltungen ansehen, so ist dafür einmal die Gesteinsgesellschaft maßgebend, die einen Vergleich mit den anderen Triasvorkommen unseres Gebietes ermöglicht; der Übergang Marmor zu Quarzit ist zwar an anderen Stellen nicht beobachtet (mit Ausnahme des zweifelhaften Vorkommens am Schaflsedl, Ferleiten NO), doch ist die Verknüpfung der beiden Gesteine untereinander und mit Dolomiten von der angeführten Art, abgesehen von deren Aussehen selbst, ein Kenn-

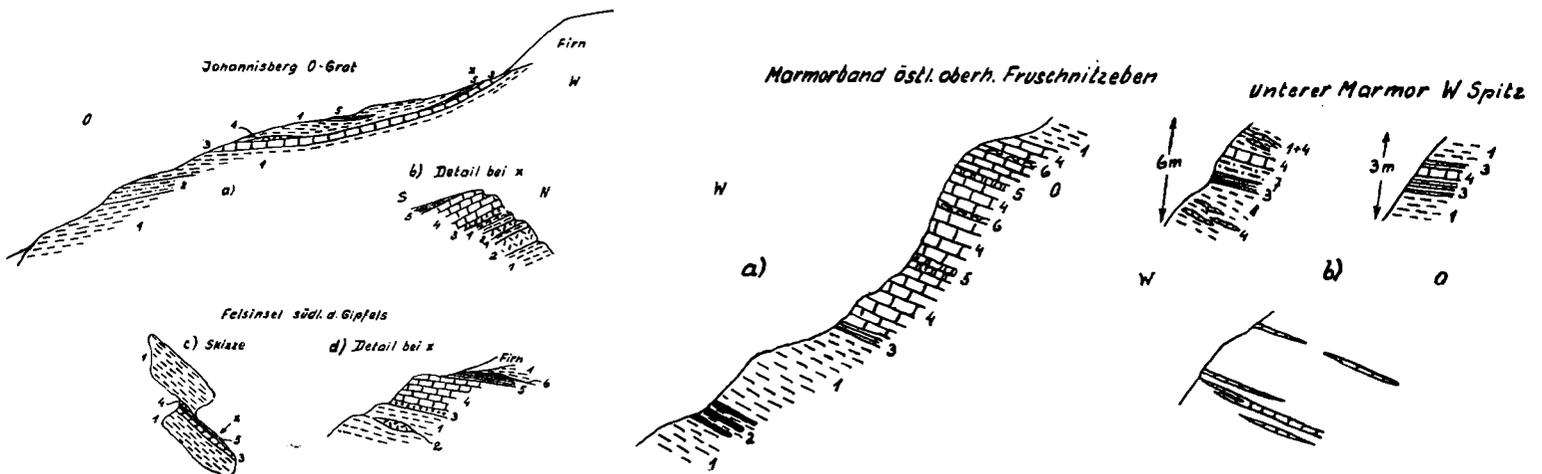


Abb. 27.

Abb. 28.

- |  |  |
|--|--|
| a)   | Quarzit, nach oben Übergang in               |
| 1 = injizierte Hüllschiefer                        | 4 = weißer Marmor                            |
| 2 = Orthogneis? (nahe Scharkogelgneis)             | 5 = dunkler phyllitisch. Kalkglimmerschiefer |
| 3 = Marmor + Karbonatquarzit                       | c) Zeichen wie bei a)–d)                     |
| 4 = gelber Dolomit                                 | 1 = helle Glimmerschiefer                    |
| 5 = phyllitischer Kalkglimmerschiefer              | 2 = schwarzer Dolomit                        |
| b)   | 3 = weißer plattiger Quarzit                 |
| 1 = Glimmerschiefer                                | 4 = weißer grobkörniger Marmor               |
| 2 = flaseriger grauer Dolomit (brecciös?)          | 5 = dunkler phyllitisch. Kalkglimmerschiefer |
| 3 = Karbonatquarzit, an der Basis reiner plattiger | 6 = schwarzer Phyllit                        |

- |   |   |
|---|---|
| a) Marmorband östlich oberhalb Fruschnitzeben                               | b) Einzelheiten von den Marmorbändchen unterhalb Spitz; Zeichen wie oben, außerdem                      |
| 1 = helle muskowitzische Glimmerschiefer, z. T. gneisig, mit Aplitlagen (2) | 7 = grober Granatmuskowitschiefer; unten Skizze der Lagerung des Marmors in Schuppen im Glimmerschiefer |
| 3 = Kalkglimmerschiefer   |   |
| 4 = Marmor (meist weiß)   |   |
| 5 = schiefriger Dolomit (nur schematisch)                                   |   |
| 6 = heller phyllit. Schiefer  |   |

zeichen vieler der Vorkommen, die man für Trias halten muß. In dieser Hinsicht ist das Band vom Johannesberg viel eindeutiger als die Marmorbänder im Dorfertal, die nach ihrer Ausbildung und bei geringer Bewertung ihrer Begleitung durch dolomitische Schiefer an sich auch für sedimentäre Einschaltungen in den begleitenden Schiefen, etwa vergleichbar dem Seitnerbergmarmor in Schwinners (188) Seriengliederung gehalten werden könnten. Bei beiden Marmorbändern aber bildet die Begleitung und innige Verbindung mit echtem Kalkglimmerschiefer oder deren engsten Verwandten (phyllitische Kalkglimmerschiefer) einen sehr wichtigen Hinweis, daß es sich tatsächlich bei beiden um tektonische Einschaltungen mesozoischer Gesteine handelt; damit kommt zusammen mit dem früher angeführten dem triadischen Alter die größere Wahrscheinlichkeit zu.

### 10. Dolomitreccien.

Ihre Auffindung im Bereiche der Riffeldecken ist ebenso neu wie die der Triasdolomite. Ihre Verbreitung ist der der letzteren ähnlich, nur wesentlich beschränkter: einerseits Reichensbergkar—Richtzeitsedl, andererseits W-Seite des Kaprunertals überm Wasserfallboden — beides in die Zone der Stirnverfaltungen der Riffeldecke gehörig. Fraglich bleibt noch ihr Vorkommen am Johannesberg.

Bezüglich der einzelnen Vorkommen ist folgendes zu sagen:

An der nördlichen Begrenzungsrippe des Reichensbergkares (im Steilgehänge oberhalb „Seestein“) steckt bei 2000—2050 m eine Lamelle von hell anwitternder Dolomitbreccie in Muskowitgneis, wenige Meter mächtig.

Am Hauptbach des Reichensbergkars, unter der Felsschwelle, welche den großen ebenen Alluvialboden gegen unten abschließt (bei ca. 2075 m), liegt in den Kalkglimmerschiefern, die die Phyllite usw. der Felsschwelle unterlagern, nahe ihrer Obergrenze eine Linse von stark ausgewalzter Dolomitbreccie, gegen 1 m mächtig; anstehend auf der N-Seite des Baches.

Eine weitere Linse von ähnlich geringer Mächtigkeit befindet sich W der eben genannten Stelle im Gneis, als abgequetschtes Ende einer kleinen (tauchenden) Synklinale, welche an den gegen den Bach abschließenden Platten bei Stockach durch Dolomit gekennzeichnet ist.

Alle diese Breccien ähneln dem Typus, welchen ich (116, S. 197 f.) als Lias-Basisbreccie oder  $\alpha$ -Breccie beschrieben habe: es sind reine Dolomitbreccien, mit ebenfalls dolomitischem oder gar keinem Bindemittel; doch ist die Trümmergröße wesentlich geringer als dort: nicht über ein paar Zentimeter. Man kann manchmal versucht sein sie für zertrümmerten anstehenden Dolomit zu halten, bemerkt aber meistens, daß das Material der einzelnen Trümmer verschieden ist — wenn sich auch die Verschiedenheit in unserem Falle in engen Grenzen — weiß, gelblich, hellgrau — hält; ganz abgesehen von dem Umstand, daß in der fraglichen Gegend der Dolomit auf Beanspruchung nicht durch Zerbrechen, sondern durch Verschieferung zu reagieren pflegt. — Gleiches ist, wie schon angedeutet bis zu einem gewissen Grade auch bei den Breccien der Fall: die Trümmer werden zu Linsen ausgewalzt.

Ein etwas anderer Typus ist in dem Breccienzug vertreten, der von der Neualm am S-Rande des Reichensbergkars zu dem vom Richtzeitsedl westlich absinkenden Rücken hinauf zu verfolgen ist, den er bei etwa 2180 m erreicht. Die Breccie liegt hier, nicht über 1—2 m mächtig, an der Basis eines auch nicht viel mächtigeren Kalkglimmerschieferzuges (auf der Karte mit der Breccie zusammengezogen!), während sich in ihrem Liegenden Linsen von Dolomit einschieben — also ganz wie es das stratigraphische Schema verlangt! — Diese Breccie zeigt nun teilweise — so auf dem erwähnten Rücken! — zu flachen Scheiben gewalzte Fragmente von lebhaft orange anwitterndem, ganz fein kristallinem Dolomit, nur fingerdick bei 5—10 cm Durchmesser, während das Bindemittel aus gröber kristallinem, gelblichem, schieferigem Marmor besteht.<sup>64)</sup>

Dazu kommen an der genannten Stelle noch verschiedene sekundäre Mineralbildungen, die wohl nicht ohne Annahme von Stoffzufuhr — vor allem Fe — zu deuten sind: zahlreiche Oktaederchen von Magnetit, z. T. zu Schnüren gereiht; Knöpfe von dunkelgrüner Hornblende, im Schliff sehr intensiv gefärbt (a gelbgrün, b tiefgrün, c blaugrün); das Mikroskop fügt hinzu noch eisenreichen, intensiv gelbgrünen Epidot in Schwärmen von kleinen rundlichen Körnern; vereinzelt Albit, unregelmäßig zerlappt, einschlußreich; endlich ebenfalls vereinzelt Ankerit.

Etwas höher an dem W-Rücken des Richtzeitsedls befindet sich ein weiteres, etwas problematisches Breccienvorkommen, an der Basis des Kalkglimmerschiefers unmittelbar unter dem Krefelder Höhenweg. Es entfernt sich schon durch seine Zusammensetzung erheblich von den obigen Dolomitbreccien: enthält es doch grünlichen Muskowitquarzit und grauen Kalk stärkst ineinander verflasert; dazu kommt noch sehr starke sekundäre Albitisierung. Es ist wohl nicht ausgeschlossen, daß hier ein tektonisches Verquetschungsprodukt vorliegt; wenn schon das Vorkommen ähnlicher Gebilde z. B. in der Tarntaler Breccie (wo ich sie für sedimentär halten muß) zur Vorsicht mahnt. — Auf der Karte ist dies — nicht weiter verfolgbare — Vorkommen vernachlässigt.

Auf der W-Seite des Kaprunertales ist nur ein Breccienvorkommen zu erwähnen, auf der Terrasse von Ebmaten. Hier ragen — etwa unterhalb der großen Dolomitmassen am Weg zur Krefelderhütte (vgl. S. 95) — einige Felsbuckel aus dem Wiesengelände; und einer davon, bei etwa 1850 m, besteht aus Kalkglimmerschiefer mit etwa 3—4 m Breccie an der Basis. Dieselbe enthält in grauem Kalkglimmerschiefer als Bindemittel zahlreiche linsenförmige Dolomitfragmente bis zu 30—40 cm Länge und 10 cm Dicke, meist aber viel kleiner; sowie weit seltener ebenfalls linsenförmige Quarzstückchen, 1—2 cm lang. Letztere scheinen mir die Möglichkeit auszuschließen (an die man sonst auch hier vielleicht denken könnte), daß es sich um ein Gebilde rein tektonischer Entstehung handelt; wenn auch intensive tektonische Mißhandlung außer Frage steht, so muß dieselbe — wie in so vielen anderen Fällen — die fertige Breccie betroffen haben.

Eine in ihrer Deutung noch nicht sichere Dolomitbreccie stammt aus dem unmittelbaren Liegend des Dolomites in der Johannisberg-Südflanke; das ist ein lichtgrauer, auf den Schichtflächen unregelmäßig pigmentierter Glimmerschiefer ohne Biotit, an dessen Querbruch man nur millimeterdünne, bald auskeilende und abwechselnde Linsen von grauem, dichtem Dolomit erkennt; auch sonst ist der Karbonatgehalt beträchtlich. Der Schliff zeigt einen scharf ausgewalzten Lagenbau aus Zügen von blätterigem Muskowit und aus Lagen, in denen entweder Quarz oder körniges Karbonat herrscht (Korngröße etwa 0,07—0,2 mm, bei Glimmer auch mehr). Scharf abgrenzbar dagegen sind aber auch langlinsige, bald auskeilende Züge von äußerst feinkörnigem, fast dichtem Dolomit (Korngröße etw. 0,01—0,04 mm) eingelagert. Es ist natürlich möglich, die Dolomitpartien als tektonisch beigemengte Einschuppungen zu betrachten; mit Rücksicht auf das ganz ähnliche Schliffbild bei stark durchbewegten, sicheren Dolomitbreccien (siehe auch Brennkogeldecke) liegt es aber fast näher, sie als ausge-

<sup>64)</sup> Der Unterschied läßt sich leicht durch die Reaktion mit verd. HCl feststellen.

walzte, sedimentär eingestreute Dolomitschollen zu deuten. An anderen Gemengteilen fand sich nur in wenigen Körnchen Apatit, Turmalin und das Pigment.

Ein — recht bescheidener — Verdacht auf brecciöse Abkunft besteht auch bei den grau geflaserten Dolomitbändchen, die den Marmor im Profil 27b am Johannisberg unterlagern. Sie lassen sich mit ähnlichen Dolomiten in der Brennkogeldecke (z. B. Hochtör) vergleichen, die mit sicheren Breccien verbunden sind und wahrscheinlich selbst verschieferte reine Dolomitbreccien darstellen.

Stratigraphisch müssen unsere Breccien jedenfalls jünger sein als die Trias, deren Dolomite sie als Komponenten enthalten. Es liegt also am nächsten sie in den Lias zu stellen; und zwar in den tieferen, da sie ja z. T. an der Basis der Kalkglimmerschiefer liegen (soweit die Lagerung überhaupt als halbwegs normal angesehen werden kann). In den Tauern hätten sie der Lagerung nach ein ungefähres Analogon in den Breccien, in den Kalkzügen der tiefen Schieferhülle des Brennergebirgs (*Sander* 172; *Bleser* 96); wegen der Breccien der Pfandscharte usw., vgl. S. 127f. Es ist aber auch hinzuweisen auf die weitgehenden Übereinstimmungen mit vielen der Breccien des Tauernrahmens, im untersuchten Gebiet (S. 230f., 256f.) sowohl wie außerhalb (Radstädter, Tarntaler Breccien); und nicht minder mit den weit verbreiteten Liasbreccien der penninischen Westalpen (Margna-Decke im Engadin; Mont Dolin; Brèche du Télégraphe usw.).

### 11. Kalkglimmerschiefer (und Einlagerungen).

Als Kalkglimmerschiefer der Riffeldecke seien hier nur diejenigen behandelt, welche deren einzelne Schuppen und Digitationen trennen. Was oben aufliegt — mag der Verband auch teilweise vielleicht mehr oder minder normal sein — darüber siehe später unter „Obere Schieferhülle“ (S. 131f.). — Im übrigen sind die Gesteine beiderorts vielfach derartig gleich, daß sich ausführliche Beschreibungen hier erübrigen und eine kurze Zusammenstellung genügen mag.

In Betracht kommen einmal die zahlreichen Züge derartiger Gesteine in der Gegend Schneiderau—Reichensbergkar—Richtzeitsedl, mit einem äußersten Ausläufer bis ins Maurerkar; und deren etwas reduzierte Fortsetzung am Gehänge W Ebmaten und von dort zum Moserboden. Die Gesteine sind z. T. ganz typische Kalkglimmerschiefer; sonst sind sie meist an der braunen Anwitterung kenntlich, aus der Nähe an dem Kalkgehalt, der sich oft in Gestalt von Marmorschmitzen ausscheidet; auf diffus verteilten Kalkgehalt allein, der sich nur durch Brausen mit HCl zu erkennen gibt, ist nicht viel zu geben, da solcher in dieser Gegend sekundär in allen Gesteinen auftritt.<sup>65</sup>) Es ist deshalb auch nicht immer eine scharfe Grenze zwischen Kalkglimmerschiefern und anderen Gesteinen anzugeben; z. B. kann man bei den mulmig verwitternden dunklen Schiefen in den Gräben bei „Stockach“ im Reichensbergkar manchmal im Zweifel sein ob man noch Kalkglimmerschiefer vor sich hat — wie das hier angenommen wird — oder schon ältere Phyllite. Auch die Kalkglimmerschieferbänder in der Gneiswand über Hasenau sind nicht mehr.

Ein zweites Vorkommen von Kalkglimmerschiefer innerhalb der Riffeldecke bildet der lange Zug derartiger Gesteine, der von unterhalb des Torkopfs — wo er als auffälliger Felssporn gegen O im Karlingerkees untertaucht — quer durch die ganze NW-Flanke der Hohen Riffel zieht, dann die W-Wand des Johannisbergs quert, im Hangenden der Felsstufe zutage tritt, die im S-Gehänge dieses Gipfels herausgeapert ist; der weiter über die Schneewinkelscharte an die Basis der Romariswand überm Laperwitzkees hinabzieht und schließlich von der Zunge des Fruschnitzkees über den Säulgang ins Dorfertal hinabzieht — die Riffeldecke bis in ihre „Wurzel“ in zwei Teilelemente trennend. Dieser Zug enthält ganz typische Kalkglimmerschiefer, braun-sandig oder bratschig anwitternd, die vielfach schon aus weiter Entfernung sichtbar sind.<sup>66</sup>) Er enthält aber auch noch andere Gesteine, wie sie in der Oberen Schieferhülle mit dem Kalkglimmerschiefer zusammen vorkommen, die hier jedoch wegen des Maßstabes auf der Karte unterdrückt werden mußten. So am NW-Grat des Johannisbergs zwei schmale Bänder von dunklen Phylliten, mit Knoten, die auf Granat zurückgehen; ebenso über der Schneewinkelscharte gegen den Schneewinkelkopf, nahe dem Kontakt gegen die liegenden Glimmerschiefer. Dort steckt auch eine geringfügige Serpentinlinse (vgl. S. 84) dazwischen.

Ganz untergeordnet und nicht ausscheidbar begleiten dünn-schieferige, „bratschige“ Kalkglimmerschiefer den Marmor am Spitz und im NW-Pfeiler der Zollspitze im Dorfertal (Profile, Abb. 28, S. 98).

In ähnlicher Weise ist auch die Trias am Johannisberg (als Marmor ausgeschieden) von Schuppen eines dunklen, mehr phyllitisch aussehenden Kalkglimmerschiefers begleitet.

Das höhere Kalkglimmerschieferband im NW-Grat der Romariswand ist wohl nur ein örtlicher tektonischer Einschub aus der großen drüber folgenden Masse der Oberen Schieferhülle.

<sup>65</sup>) Dadurch ließ sich *Ascher* täuschen, der den Kalkglimmerschiefern auf der Ostseite des Stubachtals eine viel zu große Ausdehnung auf seiner Karte (in 48) gegeben hat; vgl. auch S. 64, 68 u. a.

<sup>66</sup>) Es mag auffallen, daß sie trotzdem z. B. einem Beobachter wie *Löwl* unbekannt geblieben sind. Doch erklärt sich dies leicht, wenn man bedenkt, daß die ganzen der Hochregion angehörenden Strecken bis vor wenigen Jahrzehnten zusammenhängend unter Schnee und Eis gelegen sein müssen!

### III. Gesteine der Brennkogeldecke und Seidlwinkeldecke.

Diese beiden tektonischen Einheiten sind in der Art der sie zusammensetzenden Gesteine einander recht nahe verwandt, so daß die Besprechung der Gesteine gemeinsam erfolgen kann. Die Unterschiede zwischen den beiden Serien scheinen allerdings zunächst groß, doch beruhen sie vorwiegend darauf, daß die mengenmäßige Beteiligung der wichtigsten Gesteine in den beiden Einheiten verschieden ist. So ist im Kartengebiet die Seidlwinkeldecke weniger mannigfaltig zusammengesetzt, da ihr zum Beispiel die Glimmerschiefer, die hellen Chloritoidschiefer und die grünen Gesteine der Brennkogeldecke fehlen. Besonders kennzeichnend für die erstere ist aber das Auftreten sehr mächtiger, geschlossener Karbonatgesteinsmassen (der Trias), während solche Gesteine in der Brennkogeldecke nur in weniger mächtigen, kürzeren Zügen und Linsen eingeschaltet sind und die Schiefergesteine bei mannigfaltigerer Zusammensetzung mengenmäßig überhandnehmen.

Auf Unterschiede in der Verbreitung wird bei den einzelnen Gesteinsarten jeweils hingewiesen werden.

#### 1. Massengesteine, bzw. deren Abkömmlinge.

Saure Massengesteine haben wir im Bereiche der Brennkogel- und Seidlwinkeldecke nicht auffinden können, wohl aber sind Vertreter der „Ophiolithe“, nämlich Serpentine und Prasinite, stellenweise reichlich vorhanden. Aber auch sie fehlen in der Seidlwinkeldecke (soweit in der Karte) und in der großen geschlossenen Masse der Brennkogeldecke; sie sind in dieser auf die hangenden Partien beschränkt, wo sie sich mit der Oberen Schieferhülle verschuppt. Wir sehen in diesem Bereiche der Grenze zwischen den beiden Einheiten gleichartige Grüngesteine sowohl von Gesteinen der Brennkogeldecke wie von solchen der Oberen Schieferhülle begleitet und es ist daher zweckmäßig, sie in einem zu besprechen. Es sind also diese Ophiolithe der hangenden Brennkogeldecke in die Beschreibung der Grüngesteine der Oberen Schieferhülle mit einbezogen worden (siehe dort S. 152 ff.).<sup>67)</sup>

In diesem Grenzbereiche im Hangend der Brennkogeldecke liegen Prasinitvorkommen am Lacknerberg, Gr. Margrötzenkopf, am Brennkogel, an den Gamskarköpfen, am Oberen Pfandlboden und bei der Trauneralm; weiterhin immer wieder in seinem Weiterstreichen durch die Ostgehänge des Fuscher Kammes und auch noch — sehr untergeordnet und nicht ausgeschieden — unter der Gamsburg, wo dieser Grenzbereich den Ostrand unserer Karte verläßt.

An Vorkommen von Serpentin und seinen Begleitern wäre hier einerseits der ganze sogenannte Heiligenbluter Serpentinzug mit seinen zahlreichen großen und kleinen Vorkommen (S. 178) zu nennen; andererseits einige kleinere Linsen, die sich zu beiden Seiten des Ferleitner Tales in ähnlicher Lage dort einstellen, wo der Grenzbereich zwischen Brennkogeldecke und Oberer Schieferhülle steil oder überkippt nach Norden in die Tiefe taucht.

#### Prasinite in Triasdolomit.

Durch die Art ihres geologischen Auftretens sondern sich einige kleine Prasinitvorkommen auf der W-Seite des Fuscher Tales ab: sie sind nämlich in triadischen Dolomit eingelagert, derart, daß der Gedanke einer primären Verbundenheit beider — synchrone Ergüsse oder Tuffe! — nicht von der Hand zu weisen ist; allerdings befinden sie sich ausnahmslos an Stellen großer tektonischer Komplikation, welche die Beweiskraft jener Vergesellschaftung einschränkt. Es soll daher auch zunächst nur die angedeutete Möglichkeit aufgezeigt werden.

Das eine dieser Vorkommen befindet sich im Kar unterm Walcherkees, und zwar auf dessen N-Seite. Das mächtige (untere) Dolomitband, welches dort in den Phylliten der Brennkogeldecke steckt, enthält nahe seiner Obergrenze eine Prasiniteinlagerung von maximal noch nicht 1 m Mächtigkeit. Zu bemerken ist, daß dieser Dolomit randlich nicht von Prasinit begleitet ist; ein unmittelbarer Hinweis auf Einfaltung ist also jedenfalls nicht gegeben. (Allerdings enthalten die begleitenden Phyllite Prasinitlagen; und das obere, geringmächtige Dolomitband, an der Grenze gegen die Obere Schieferhülle, ist auch von solchen begleitet.)

Ein anderes solches Vorkommen befindet sich in der Felswand auf der Ostseite des Sandbodens, nicht weit unterm Ende des Sandbodenkeeses. Hier liegt Dolomit, in lichten Kalkmarmor übergehend, flach muldenförmig auf dunklen Phylliten (und z. T. auf Rauhacke); er wird von Kalkglimmerschiefer überlagert. In dem gegen N wieder ansteigenden Muldenschenkel steckt nun, im Dolomit, bzw. Marmor, eine Linse von Prasinit, 3 m im Streichen verfolgbar und ca.  $\frac{1}{2}$  m mächtig. Hier ist eine Einfaltung des Prasinit noch fernerliegend: denn mit dem im Hangenden des Kalkglimmerschiefers folgenden ist eine Verbindung schlechterdings unmöglich. Allerdings steht auf der W-Seite, unter der Sandbodenkeesgrenze, Dolomit (und Marmor) mit Grüngesteinen verfaltet an; doch ist der Zusammenhang mit dieser Stelle unklar und jedenfalls nicht ohne weiteres ersichtlich.

Näher untersucht wurde der Prasinit der ersterwähnten Stelle. Er ist lichtgraulichgrün, auf dem Hauptbruch besonders sehr blaß, mit Belag glänzender Chloritblättchen. Auf dem Querbruch ist das Grün dunkler, mit starker Sprengelung durch bis über hanfkorngroße weiße Albit- und braungelbe Ankeritporphyroblasten.

<sup>67)</sup> Nachträglich ist es uns überhaupt wahrscheinlich geworden, daß die fraglichen Grüngesteine primär in näherer Beziehung zu jenen der Oberen Schieferhülle stehen als zur Brennkogeldecke.

Im Schriff ist wichtigster Gemengteil ein sehr blaß gefärbter Klinochlor in 0,2—0,3 mm langen, häufig zu leicht divergenten Büscheln verbundenen Blättern. Untergeordnet (im Verhältnis 1:5 bis 1:10) ist damit Muskowit vergesellt, oft in paralleler Verwachsung. Epidot, farblos bis blaßgelblich, ist reichlich eingestreut in Stengeln von 0,2—0,4 mm Länge oder (meist kleineren) isometrischen Körnern. Hornblende (aus Verwandtschaft des Aktinoliths, ganz blaßgrünlich) und Quarz nur ganz vereinzelt und ausschließlich als Einschlüsse in Albit, dessen regellos gestaltete Körner auch sonst einschlußreich (Epidot weit überwiegend; selten Chlorit, etwas Titanit) sind. Auch der Ankerit bildet unregelmäßig gestaltete Massen mit zahlreichen Einschlüssen (ebenfalls weit überwiegend Epidot). — Nebengemengteile: Titanit mäßig reichlich; einzelne größere Körner von Magnetit. — Paralleltextur ist ausschließlich durch Chlorit (und Glimmer) ausgedrückt, deutlich aber nicht allzu hervorragend; Lagenbau nicht vorhanden — die anderen Gemengteile sind unregelmäßig eingestreut. Albit und Ankerit sind z. T. auch etwas in s gestreckt (Wachstum in Richtung der besten Wegsamkeit!); ihre Einschlüsse lassen — im Gegensatz zu so vielen anderen Fällen — eine Anordnung in s nicht erkennen.

## 2. Dunkle Glimmerschiefer und Phyllite.

Unter diesem Namen fassen wir die großen Massen von phyllitischen Gesteinen zusammen, die auf beiden Talseiten bei Ferleiten entwickelt sind, die Osthänge des inneren Fuscher Tales in der Hauptsache aufbauen und gegen Süden mit der Hauptverbreitung im Brennkogel und Guttal bis nach Heiligenblut weiterziehen; sie kennzeichnen ferner auch den fensterartig auftauchenden Ausläufer der Brennkogeldecke im Kapruner Tal. Die Seidlwinkeldecke führt im Kartenbereiche nur reine phyllitische Glieder, nicht Glimmerschiefer. Die Riffeldecken enthalten vergleichbare Gesteine nur in sehr bescheidenem Ausmaße, so in einem längeren Zuge im Osthang des Dorfertales, bis zu einem gewissen Grade auch in der Gegend um das Firnggebiet des Karlingerkeeses, sowie im Reichensbergkar (vgl. S. 90 f.). Weiterhin stehen ihnen nahe die phyllitischen Einschaltungen in der Oberen Schieferhülle.

Die beiden im Namen getrennten Gruppen, echte Phyllite und phyllitische Glimmerschiefer mit bereits blätterig ausgebildetem Muskowit, sind nicht scharf trennbar, durch Übergänge verbunden und zeigen in ihrer Verbreitung keine erkennbare Gesetzmäßigkeit. Die echten Phyllite sind dunkelgrau oder bräunlich, nur selten rein schwarz, meist mehr oder weniger ebenblätterig oder flachwellig gefaltet, enge Kleinfältelung ist selten; häufig kommt eine deutliche „Streckung“ vor, die durch eine starke, unregelmäßige Runzelung ausgedrückt wird. Die Schichtflächen sind nur ganz ausnahmsweise noch matt, vielmehr ist in aller Regel ein glänzender Serizitbelag ohne weiteres erkennbar oder es kommt sogar zur Bestreuung mit blätterigem Muskowit. Diesen enthalten die phyllitischen Glimmerschiefer, die an Menge den echten Phylliten voranstehen, immer in leicht erkennbaren glänzenden Blättchen auf den stärker gerunzelten Schieferungsflächen. Der Quarzgehalt wechselt bei beiden Schieferarten sehr, ebenso der an Karbonat, ohne daß wir auf diese Unterschiede eine Trennung innerhalb der Schiefer begründen konnten. Bei reichlichem Karbonatgehalt färben sich die Gesteine in der Verwitterung braun und zerfallen stellenweise feinblätterig, „bratschig“ (z. B. Anschnitte an der Glocknerstraße knapp unterhalb Fallbichl). Größerer Quarzgehalt pflegt sich mit einem Zurücktreten oder gänzlichen Fehlen des Karbonates zu vereinigen und solche Typen können im Gelände wandbildend hervortreten oder sogar beim Straßenbau Verwendung finden (erster Steinbruch nördlich Ferleiten — woselbst sich aber auch einzelne sehr karbonatreiche Lagen eingeschaltet finden!). Diese quarzreichen Schiefer sind durch Übergänge mit den grauen und weißen karbonatfreien Quarziten, die sie als Lagen enthalten können, verbunden.

Als Ausnahmserscheinung fand sich auf den Türnlböden (P. 2197) auch ein quarzreicher, linsig-schieferiger Phyllit von lichtgrauer Farbe, der i. H. den hellen „Quarzphylliten“ der Matreier Zone entspricht.

Im nördlichen Abschnitt und in der Seidlwinkeldecke nur in einzelnen, nicht näher ausscheidbaren oder verfolgbaren Lagen, südlich des Hauptkammes aber schon in der überwiegenden Masse, werden die phyllitischen Gesteine knötig. Diese Knötchen, deren Größe in der Regel wesentlich unter 1 mm, höchstens etwa 2 mm beträgt, sind dunkler als das Gestein gefärbt, bis schwarz, und meist nur am Hauptbruch erkennbar. Die knötchenführenden Schiefer lassen sich im allgemeinen in zwei Gruppen bringen, deren Typus sich schon im Handstück unterscheiden läßt; doch gelingt die Erkennung beliebiger Stücke selten im Felde mit einiger Sicherheit und erst der Schriff entscheidet. Kartenmäßig war die Trennung der beiden Abarten ebensowenig möglich wie leider die Ausscheidung der knötchenführenden Schiefer überhaupt.

In der ersten Gruppe sind die Knötchen meist klein, scharf begrenzt und als echte Holoblasten zu erkennen (es handelt sich meist um Chloritoid, seltener Albit). Die Schiefer, die diese führen, sind verhältnismäßig arm an Karbonat, doch braucht ihnen dieses keineswegs gänzlich zu fehlen; starke Serizitausscheidung ist in ihnen immer vorhanden, selten schon Glimmerblättchen. Bei der zweiten Gruppe — unten als „Knötenschiefer“ beschrieben — sind die Knötchen gerne etwas größer und wenig scharf begrenzt (es handelt sich um mehr mineralische, pigmentierte Knötchen). Der Karbonatgehalt dieser Schiefer ist meist höher als der der Chloritoidschiefer, doch auch das ist nur ganz im groben gültig; ebenso ist es mit der Art des Auftretens von lichtem Glimmer, der hier gerne, aber nicht immer, bereits in deutlichen Blättchen erscheint, so daß diese Art von Knötchenschiefern meist besser als phyllitische Glimmerschiefer bezeichnet werden. Oft sind diese Gesteine

eng gefältelt und verquält, zerfallen stengelig oder sind wenigstens gestreckt. Diese zweite Gruppe knotiger Schiefer ist weniger verbreitet als die erste; ihr wichtigster und ausgedehntester Fundort ist der Westkamm des Spielmann (zur Unteren Pfandscharte), ferner der Brennkogel-Nordkamm.

Neben den beiden erwähnten kommt auch noch eine dritte Abart von Knötchen in diesen phyllitischen Gesteinen vor, die manchmal schwer erkennbar sein kann. Sie bestehen aus Granat und werden erst im folgenden Abschnitt besprochen (Granatphyllit).

Endlich dürfte eine vierte Art vielleicht noch größere Verbreitung haben, bei der die Knoten aus Albit bestehen. Wo derselbe Dimensionen von etwa einem bis zu einigen Millimetern erreicht, ist er an den glänzenden schwarzgrauen (Pigmentspeicherung!) Spaltflächen leicht kenntlich; sonst erst im Dünnschlief. Solche Gesteine wurden besonders auf der O-Seite des Kapruner Tals (Lindberggraben; Karlbach; Ochsinger) mehrfach gefunden; sie kommen aber auch im Fuscher Tal vor, z. B. O der Mahdwand.

Die hier zusammengefaßte Folge phyllitischer Gesteine einschließlich einiger phyllitischer Granatglimmerschiefer entspricht etwa den „Riffelschiefern“ von Stark (196).

Wie erwähnt, war es uns nicht möglich, in diesen Phylliten und phyllitischen Glimmerschiefern eine kartenmäßige Unterteilung vorzunehmen, obwohl die Durcharbeitung es wahrscheinlich gemacht hat, daß in ihnen zwei in ihrer Herkunft verschiedene Anteile stecken (siehe unten). Eine solche Trennung in zwei Anteile hat Hottinger (57 und 67) bereits durchgeführt, indem er — anscheinend nach dem Fehlen oder Vorhandensein eines Kalkgehaltes — darin „Kristallin“ und „Bündnerschiefer“ auch kartenmäßig unterscheidet. Nach unseren Ergebnissen scheint es uns jedoch noch keineswegs sicher, daß damit die Auflösung dieser Serie schon geglückt sei und daß man besser die Frage einer tatsächlichen Trennbarkeit noch unentschieden läßt.

Häufig sind auf diesen Gesteinen (in der Talregion) weiße, feinfaserige Ausblühungen. Eine von Berggrat Dr. O. Hackl chemisch untersuchte Probe (aus dem „Sauloch“, SW Ferleiten) erwies sich als wasserhaltiges Mg-Sulfat.

#### Mikroskopische Beschreibung.

Die knotenfreien Typen wurden nur in wenigen Schliffen untersucht.

Phyllit, Spielmann O-Grat. I. H. ein ebenblättriger schwarzer Phyllit, der auf den glänzenden, serizitbelegten Schieferungsflächen eine Andeutung von matten schwarzen Flecken zeigt. Diese Flecken sind jedoch u. d. M. nicht durch Mineralneubildungen oder Gefügeänderungen belegt. Das Gestein besteht fast ausschließlich aus verhältnismäßig groben Serizitschuppen, vermengt mit etwas schuppigem Chlorit (Klinochlor) von sehr schwacher Färbung, nur vereinzelt kleinen Quarzkörnchen und sehr spärlich ankeritischem Karbonat. In diesem Gewebe liegen zahlreiche kleine braune Turmalinsäulchen. Als Holoblasten erscheinen recht zahlreich Titanite mit rautenförmigem Querschnitt, die ganz von Pigment erfüllt sind, aber mit den dunklen Flecken des Handstückes nichts zu tun haben. Diese scheinen nur besonders dichte Anhäufungen des Pigmentes zu sein. Zu ganz vereinzelt Holoblastenkristallen entwickelt sich außerdem noch der fast farblose Chlorit (siehe unten), der ebenfalls in seinem Inneren Pigment aufbewahrt.

Bezüglich des Gefüges bei diesem Schliff ist hervorzuheben, daß das äußerlich sichtbare recht glatte s nicht mit der Einstellung der Serizitblättchen zusammenfällt. Die mechanisch wirksame Schieferung ist im Schliff nur durch nicht sehr regelmäßige schwarze Pigmentzüge bezeichnet, die als Abbildung einer Scherflächenschar das s des Serizitgewebes überschneiden, und zwar im großen etwa rechtwinkelig. Das Serizitgewebe ist dadurch gefältelt und geschleppt, doch verlaufen diese Schleppungen an den einzelnen Scherflächen nicht immer gleichsinnig. Die Titanite sind mit ihrem längeren Durchmesser überwiegend in das s des Serizitgewebes eingestellt, während die wenigen größeren Chlorite durch das Gewebe unabhängig von den bevorzugten Gefügeflächen wachsen.

Ein Schliff von der Stufe des Kapruner Tals unter der Lindbergalm zeichnet sich aus durch große dicksäulige Klinozoisite, welche häufig mit Klinochlor verknüpft sind (sollte da bereits eine Verwandtschaft zu den später — S. 105 — zu erwähnenden „Knoten“ bestehen?). Die Hauptmasse besteht aus Muskowit in unscharf abgegrenzten Lagen wechselnd mit Quarzmosaik; Calcit geht dabei wesentlich mit dem Quarz, graphitisches Pigment mit dem Glimmer.

Phyllitische Glimmerschiefer mit Albit (vor dem südlichen Pfandschartenkees). Hauptmasse ist ein Muskowit-Quarz-Gewebe, dessen Pigmentierung sehr unregelmäßig ist, so daß undurchsichtig schwarze, glimmerreiche Partien mit locker pigmentierten, ja sogar pigmentfreien abwechseln. Neben reinen Glimmerzügen kommen auch reine Quarzlinsen vor. Der Muskowit ist z. T. schon sehr deutlich blättrig, bis etwa 0,5 mm (vor allem in den hellen Teilen), zum anderen Teil aber liegt er noch in serizitisch feinen Schuppen vor. Neben dem Glimmer erscheint noch ein sehr schwach gefärbter Klinochlor in blättrigen Gruppen. Vereinzelt, vorwiegend in stärker pigmentierten Flecken, sprossen Holoblasten eines Feldspates (wahrscheinlich Albit), die bis zu etwa 1 mm Durchmesser erreichen und neben Pigment auch Glimmer und Turmalinsäulchen umschließen. Es ist möglich, daß solche pigmentierte Albite, wenn sie in größerer Zahl auftreten und das Gestein knotig machen, i. H. mit Chloritoid verwechselt werden.

Ferner wurden noch zahlreiche kleine Turmalinsäulchen (braun), etwas Klinozoisit-Epidot und Rutilnadelchen gefunden. Karbonat scheint zu fehlen.

Ein Schliff vom Lindberggraben enthält dagegen mit den Feldspatporphyroblasten vergesellt und teilweise kompliziert verwachsen auch solche von Calcit; beide treten lagenweise in großer Menge auf, während andere Lagen davon frei bleiben. Bemerkenswert ist hier — ein seltener Fall in diesen Gesteinen! — die inverse Zonenfolge des Feldspats: Kern fast reiner Albit, Randzone ca. 15–20% An.<sup>68)</sup> Einschlüsse sind vor allem Quarz, Glimmer und dunkles Pigment, welches jedoch lange nicht so hervortritt als man nach der dunklen Farbe erwartet hätte. Relikttextur in den Porphyroblasten nur stellenweise deutlich; unverlegt. — Sonst ähnlich wie oben.

Ein Schliff vom Gehänge S des Karlbaches zeichnet sich aus durch Führung von kleinen Granaten. Im Grundgewebe sind sie restlos chloritisiert, aber als Einschlüsse im Albit sind sie erhalten; hier zeigen sie ganz unregelmäßig zerfressene Gestalten, während die Chloritpseudomorphosen wohlumgrenzt — rundlich sind. Wurden sie bei der Albitisierung angefressen? Das stünde im Gegensatz zu zahlreichen anderweitigen Beobachtungen, wonach gerade der Granat bei der Albitisierung erhalten bleibt. Eine zweite (negative) Besonderheit des Gesteins ist das gänzliche Fehlen von Quarz; das Grundgewebe besteht ausschließlich aus parallelblättrigem Muskowit mit sehr viel graphitischem Pigment und einzelnen kleinen Klinozoisiten. Letztere wurden vom Albit unverändert umschlossen, auch einzelne Muskowite und selbstverständlich das Pigment; durch dieses wird die unverändert durch die mehrere Millimeter messenden Porphyroblasten hindurchsetzende Parallelttextur ausgedrückt. Einzelne große Magnetite.

Ein Gestein vom Ochsinger enthält ebenfalls nur wenig Quarz, dafür werden bereits ganze Lagen von den einander berührenden Albiten gebildet. Grundgewebe Muskowit, Klinochlor — z. T. quergestellte Blätter, wenig Klinozoisit; graphitisches Pigment überaus reichlich, welches auch im Albit die Parallelttextur zeichnet.

Den Höhepunkt der Albitisierung stellt ein Schliff von O der Mahdwand (Fuschertal-W-Seite) dar. Hier schließen die wiederum nach Millimetern messenden Albitporphyroblasten bereits zu einem nur noch spärliche Lücken lassenden Pflaster zusammen. Sie führen reichlich Einschlüsse von Quarz, Calcit — z. T. in einer beinahe schriftgranit-ähnlichen Verwachsung! — spärlich Muskowit und selbstverständlich graphitischem Pigment. Letzteres zeichnet wiederum — jedoch nicht sehr scharf — eine voralbitische Parallelttextur, stellenweise leicht verbogen (ebenfalls voralbitisch), jedoch nicht verlegt gegenüber dem s außerhalb. Dieses ist durch Muskowit und Klinochlor ausgedrückt, welche die spärlichen Zwickel zwischen den Albiten füllen; z. T. beteiligen sich daran auch größere Calcite mit Einschlüssen von Quarz und — Albit! Spärlich Pyrit (mit Magnetitsaum); Titanit in „Insekteneierform“.

In diesem Schliff ist bemerkenswert einmal die weitgehend gleichzeitige Bildung von Albit und Carbonat, wie sie aus der gegenseitigen Umschließung und Durchdringung hervorgeht; andererseits wiederum die schon aus vielen anderen Gesteinsgruppen vermerkte posttektonische Albitisierung unter Na-Zufuhr, die hier schon aus der ungewöhnlichen Menge des Albits zu entnehmen ist. Daß man diese Deutung auch auf die weiteren Albit-führenden Gesteine dieser Schiefergruppe ausdehnen darf ergibt sich nicht nur aus den vielfach analogen Strukturmerkmalen, sondern auch aus der sonstigen Seltenheit dieses Minerals in den dunklen Schiefen der Brennkogeldecke.

**Karbonatreiche phyllitische Glimmerschiefer.** Das Handstück erscheint bereits ganz schwach und undeutlich knotig, durch das Hervortreten karbonatfreier stärker pigmentierter Flecken, die Schieferung ist sehr unruhig. Auch u. d. M. ist die Pigmentierung sehr unregelmäßig, fleckig gehäuft, im allgemeinen aber verhältnismäßig schwach. Das Gewebe besteht aus feinblättrigem lichtem Glimmer (wieder bis etwa 0,5 mm) Quarz ähnlicher Korngröße und fast zu gleichem Anteil wie die beiden ersteren auch aus Karbonat; dieses ist zum geringeren Teil braun, ankeritisch, zum größeren Teil aber lamellierter Kalzit. Außerdem lichter Klinochlor, Pyrit, Apatit, Epidotkörnchen.

Ein Schliff aus dem Steinbruch an der Straße N Ferleiten enthält wesentlich mehr Karbonat (ausschließlich Calcit) — viel mehr als das ziemlich schwache Brausen des Gesteins mit HCl erwarten ließ — das mit durchschnittlich recht feinem Korn randlich ausgefrante Inseln von Quarzmosaik umgibt. Dünntafeliger Muskowit bildet Lagen; dazu parallel gehen außerordentlich dicht — z. T. bis zur Undurchsichtigkeit — mit graphitischem Pigment erfüllte Streifen. Mit Vorliebe in diesen bildet Zoisit Knoten, die aus einzelnen ganz unregelmäßig gestalteten Individuen zusammengesetzt sind; er ist auch hier<sup>69)</sup> sicher nahezu, wenn nicht ganz einachsigt (eindeutige Bestimmung war nicht möglich). Hinzu kommen einzelne große Pyrite. — Der Menge des Karbonats nach könnte man dieses Gestein als Kalkglimmerschiefer bezeichnen. Von jenen der Oberen Schieferhülle unterscheidet es sich aber stark, insbesondere durch den hohen Pigmentgehalt. Die enge Verbindung mit den umgebenden Karbonat-armen Phylliten — im Felde ist nicht einmal eine Abtrennung von ihnen möglich — spricht jedenfalls für eine Zugehörigkeit zu diesen; wobei die Frage offen bleibt, ob die zu beobachtende Verteilung des Karbonatgehalts nicht etwa auf sekundäre Wanderungen zurückgeht. (Um Mißverständnissen vorzubeugen: daß etwa die erwähnten Quarzinseln auf klastische Relikte zurückzuführen wären — dafür fehlt jedes Anzeichen.)

**Chloritoidschiefer.** Diese haben trotz ihres phyllitischen Aussehens fast immer schon ein linsiglagiges Gewebe von feinblättrigem, nicht mehr serizitischem Muskowit und Quarz. Eine Ausnahme macht

<sup>68)</sup> Exakte Bestimmung wegen Schnittlage nicht möglich.

<sup>69)</sup> Vgl. dazu unten!

nur ein Schriff vom Sonnseitboden unterm Walcherkees mit nur einzelnen größeren Muskowitblättern zwischen vorwiegendem Serizit.

Besonders in den Glimmerzügen ist das Pigment reichlich gehäuft. Ein blaß gefärbter, kaum pleochroitischer, gelbgrüner *Klinochlor* ist in geringerer Menge als der Muskowit stets vorhanden, tritt gerne zu blättrigen, in der Schieferung liegenden Gruppen zusammen, kann aber auch breite Querblätter entwickeln, die das Pigment-si ohne mechanische Störung aufnehmen. Dazu tritt noch lamellierter Kalzit. Die Holoblasten des *Chloritoides* sprossen in ganz wechselnder Verteilung, manchmal spärlich, manchmal dicht gedrängt und erreichen selten eine Größe über  $\frac{1}{2}$  mm; sie sind oft plattig nach der Basis entwickelt. Sie nehmen Pigment auf, ohne es auffallend zu speichern, oft enthalten sie es auch als si. In diesen und den folgenden phyllitischen Gesteinen ist der Chloritoid optisch gleichartig: sehr blaß gefärbt  $n_{\alpha}$  = lichtolivgrün,  $n_{\beta}$  = lichtblau,  $n_{\gamma}$  = fast farblos;  $n_{\gamma}/c$  wurde zu  $12^{\circ}$  und  $18^{\circ}$  gemessen,  $2V$  um  $48^{\circ}$  positiv. Trotz des beträchtlichen Kalkgehaltes der Gesteine handelt es sich um einen Angehörigen der Sprödglimmerhauptgruppe. Verzwilligung ist verbreitet. Soweit zu ersehen, ist Chlorit und Chloritoid in diesen Gesteinen in keinerlei genetischer Wechselbeziehung zueinander. Außerdem wurde gefunden: kleine braune Turmalinsäulchen, Rutilkörner und Mikrolithen, selten etwa Albit, Magnetkies.

In einem äußerlich in keiner Weise abweichenden Chloritoidschiefer (unteres Guttal, nördl. Mariahilf) zeigte der Schriff, daß zu der eben besprochenen Gesellschaft, noch ein Zoisit-Mineral dazutritt, das in den später folgenden Phylliten noch größere Bedeutung erlangt. Es sei gleich hier gekennzeichnet. Das Mineral ist meist kurzsäulig (bzw. dicktafelig) oder körnig, säulige Formen haben meist eine sehr feine und gute Längsspaltung und eine auffallende Querabsonderung; es ist u. d. M. farblos und ohne Pleochroismus; die Lichtbrechung ist der des oft in seiner Begleitung auftretenden Klinozoisites ähnlich, vielleicht etwas niedriger, aber deutlich niedriger als von gefärbtem Epidot. Auslöschung gerade, Hauptzone negativ. Der Achsenaustritt ist beobachtbar an Säulen mit Längsspaltung und Querabsonderung und ergibt ein zwar verwaschenes, aber deutlich einachsig positives Achsenbild; die Doppelbrechung ist gering, bei normaler Schriffdicke erscheinen die Schnitte grau, weiß oder gelblich, in Achsennähe deutlich anomal mit blau und braungrau, doch bleiben die Farben immer weit stumpfer als beim Klinozoisit; die Doppelbrechung kann auch zonar wechseln und wurde an einem anderen Schriff (Serpentinbasis, Brennkogelordgrat) mit 0,006 innen und 0,004 außen gemessen. Mit dem U-Tisch scheint es, als ob für einzelne Farben geringe Zweiachsigkeit bestünde.

Es handelt sich demnach um einen Zoisit, der zwischen der  $\alpha$ - und  $\beta$ -Abart steht und bei Beobachtung im weißen Licht den Sonderfall der Einachsigkeit vertritt. Besonders bemerkenswert ist, daß dieser Zoisit in den Gesteinen verschiedener Entstehung in denen er hier gefunden wurde, die optische Einachsigkeit immer beibehält und zweiachsiger Zoisit nicht gefunden wurde. Es besteht die Vermutung, daß dieses Mineral in irgend einer Weise typomorph sein könnte.

In dem behandelten Chloritoidschiefer erscheint dieser Zoisit reichlicher als der Chloritoid in Form kleiner Holoblasten, die das Pigment speichern. Außerdem erscheint er auch in seltenen, nur im Schriff erkennbaren knotigen Pigmentanhäufungen zusammen mit breitblättrigem Muskowit, Kalzit und Albit. Diese beginnende Knotenbildung leitet über zu den weiter unten zu besprechenden Knotenschiefern, wo diese Bildungen näher beschrieben werden. Nach den Beobachtungen über gegenseitige Umschließung steht der Zoisit in der Zeit seiner Bildung zwischen Muskowit und Chloritoid, gehört also der Hauptkristallisation des Gesteins an. Im übrigen stimmt der behandelte Schriff vollkommen mit den früher besprochenen Chloritoidschiefern überein. Er ist jedoch insofern grundsätzlich wichtig, als er zeigt, daß die beiden eingangs angeführten Arten der Knotenbildung, echte Holoblasten (besonders Chloritoid) und mehrmineralische Knötchen nebeneinander im selben Gestein auftreten können.

**Knotenschiefer.** Die chloritoidfreien knotigen Phyllite und phyllitischen Glimmerschiefer schließen sich auch u. d. M. an die vorhergehenden Schiefer und insbesondere den letztgenannten enge an. Die Gewebe aus Quarz und blättrigem Muskowit — Serizit ist hier sehr selten — hat ein sehr unregelmäßiges s-Gefüge, das im Schriff oft nur durch kurze Glimmerzüge, die auch Polygonalbogen bilden können, angedeutet ist. In solchen Glimmerzügen tritt nur Muskowit auf. Der Quarz erscheint in klaren Einzelkörnern und unpigmentierten Korngruppen; einzelne dieser Korngruppen sind rundlich und gehen nach ihrer Form recht sicher auf ehemalige kleine Geröllchen zurück und wahrscheinlich sind auch einige auffallend gerundete Einzelkörner auf Sandeinstreuung zu beziehen. Karbonat ist in diesen Gesteinen immer reichlich zugegen und kann sogar der mengenmäßig wichtigste Gemengteil werden; es ist in der Hauptsache ankeritisch und unlamelliert, doch kommt daneben nicht unbedeutend auch eisenarmes, z. T. lamelliertes Karbonat vor. Chlorit bildet Einzelblätter oder Scheite, auch Gruppen von solchen, die gar nicht selten gänzlich ungestört quer zu s stehen und dann Pigment als ungestörtes und unverlegtes si enthalten. Der Chlorit ist immer ganz oder fast farblos, sein Pleochroismus — wenn vorhanden — geht von farblos zu sehr licht gelblichgrün; Querschnitte geben unter gekreuzten Nicols meist eine sehr deutliche feine Lamellierung, auf die es wohl zurückgeht, daß Achsenbilder stets ganz oder fast einachsig erscheinen. Die Doppelbrechung scheint etwas niedriger als Quarz, die Interferenzfarben sind schwach anomal, aber ohne daß ein Entenblau vorkäme. Bei der verwendeten normalen Schriffdicke ist vielmehr öfters ein eigenartiges Braungelb auffallend.

Untergeordnete Gemengteile sind Titanit, Rutil, Apatit, Magnetkies.

Das besondere in diesen Gesteinen sind die oft dichtgestellten und bis 2mm großen Knoten (siehe Fig. 2, Taf. I). Sie sind rund bis länglich und durch dichte Pigmentführung gekennzeichnet. Dieses Pigment in den Knoten ist nur selten wirr und unregelmäßig angeordnet; es zeigt häufiger innerhalb der Knoten eine Schieferung, ja sogar hin und wieder auch eine Faltung, beides von der äußeren Schieferung unabhängig oder auch gegen sie verlegt. Diese Knoten sind nie Porphyroblasten eines einzelnen Minerals, sondern immer Verwachsungen mehrerer Mineralien oder Körner. Sie setzen sich in ganz wechselndem Verhältnis zusammen aus: einachsigen Zoisit (wie oben beschrieben), Klinozoisit bis Epidot, dickblättrigem Muskowit, ebensolchem Klinochlor, körnigem Karbonat, Albit mit reichlichen Einschlüssen der anderen Mineralien und etwas Rutilkörnern. In der mineralischen Zusammensetzung der Knoten herrscht auch im gleichen Schliff keinerlei Regelmäßigkeit, so daß einmal das eine, dann das andere Mineral überwiegt oder sie sich bunt mischen. Das Pigment innerhalb der Knoten wird von allen genannten Körnern ohne Verlegung an den Korngrenzen übernommen, von den Zoisitmineralien auch noch ein si von Rutilmikrolithen; der Zoisit umschließt weiterhin häufig noch Karbonatreste. Die Abgrenzung der Knoten ist nur in bezug auf den Rand der Pigmenthäufung einigermaßen scharf, während die Mineralkörner sich ins übrige Gewebe fortsetzen können. Es hat also in den bereits durch geschichtetes Pigment ausgezeichneten Knoten eine Neukristallisation einer dem Grundgewebe nächstverwandten Mineralgesellschaft stattgefunden, ohne daß die Pigmentvorzeichnung noch gestört worden wäre.

Die Kristallisation dieser Gesteine ist, abgesehen von ganz schwacher undulöser Auslöschung des Quarzes durchaus posttektonisch und auch an der Grenze der Knoten fehlen Störungen.

Die Deutung der Knoten ist zunächst schwierig. Sie als Pseudomorphosen nach vorher im Schiefer gewachsenen holoblastischen Kristallen aufzufassen, geht nicht an, denn einmal ist dafür ihre Form zu ungesetzmäßig und vor allem zweitens zeigt der mineralogische Bestand der Knoten viel mehr Unregelmäßigkeit, als man bei stofflich einheitlichem Ausgangsbestande erwarten dürfte; auch der schroffe Gegensatz zwischen der überaus reichlichen Pigmentierung innen und der spärlicheren unregelmäßigen Pigmentierung außen spricht nicht dafür. Auch die Annahme, es handle sich um eine Knotenbildung, ähnlich wie in echten kontaktmetamorphen Schiefen, befriedigt nicht. Die derzeitige Mineralgesellschaft ist mit dieser Annahme nicht verträglich, man müßte daher eine komplizierte Kristallisationsgeschichte annehmen mit „regionalmetamorpher“ Überprägung einer Kontakfazies, die mit tektonischen Bewegungen interferiert (si-Verlegung). Für so eine Annahme fehlen jedwede anderen Belege und auch die geologische Stellung fernab von den granitischen Kernen wäre damit sehr schlecht vereinbar.

Den Beobachtungen durchaus gerecht wird jedoch die Deutung der Knoten als verarbeitete Gesteinsbrocken von überwiegend tonig-karbonatischer Art, die in die Schiefermasse bereits eingesedimentiert worden sind. Das Pigment in der Knoten (Feinschichtung) ist von diesen Knoten bereits fertig mitgebracht und in beliebiger Lage (bereits „verlegt“) eingebettet worden; der Stoffbestand der Knoten wird bei der Metamorphose der Schiefer unter Wechselwirkung mit dem umgebenden Gewebe zu einer neuen Mineralgesellschaft aufgearbeitet, deren Mineralfazies mit der des umgebenden Schiefers übereinstimmt. Es paßt nur ausgezeichnet zu dieser Deutung, daß auch ein Teil der Quarzkorngruppen und Quarzkörner (siehe oben) am besten als eingebettete Geröllchen und Sandkörner aufgefaßt wird.

Wir deuten also diese Knotenschiefer als ehemalige tonreiche Feinbreccien. Diese Deutung ist auch geologisch gestützt; denn am wichtigsten Fundplatz, dem Westkamm des Spielmann bei der unteren Pfandscharte, sind diese Knotenschiefer enge verbunden mit größeren schiefrigen Dolomitbreccien (wahrscheinlich Lias); deren Bruchstücke werden am Rand gegen eine ähnliche Grundmasse unter Erhaltung des Pigmentes von einer gleichen Mineralgesellschaft wie der unserer kleinen Knoten aufgezehrt (siehe S. 130), nur ist bei diesen größeren Brocken der Ersatz bei weitem nicht vollständig vor sich gegangen. Formell stimmen die Knoten unserer Knotenschiefer weitgehend auch mit den später zu besprechenden Knoten gewisser Typen der Kalkglimmerschiefer (siehe S. 135) überein, die sich ebenfalls sehr wahrscheinlich auf brecciöser Grundlage entwickelt haben.

Wegen ihrer Verbindung mit den sicher nachtriadischen, wahrscheinlich liassischen Dolomitbreccien der Pfandscharte wird man die besprochenen ehemals feinbrecciösen Knotenschiefer ebenfalls für nachtriadisch, wahrscheinlich liassisch halten müssen.<sup>70)</sup>

Wieviel von den übrigen, nichtknotigen Schiefen und den Schiefen mit Holoblasten (vorwiegend Chloritoid, auch Albit, Zoisit) ihnen im Alter angeschlossen werden kann, ist nicht mit einiger Sicherheit zu entscheiden, da Aussehen, Stoffbestand und Mineralfazies in ihnen keine strengere Unterscheidung zugelassen haben.

Klinochlorschiefer. Als untergeordnete, auf der Karte nicht ausscheidbare Einlagerungen in den dunklen Phylliten trifft man hin und wieder helle, unscheinbar graulich grünliche Gesteine, die man zunächst

<sup>70)</sup> Man vergleiche dazu das S. 236 über die Sandsteine und Arkosen des N-Rahmens — die in ähnlicher Verbindung mit Breccien stehen! — Gesagte. Vielleicht sind unter ihnen weniger metamorpho Äquivalente der Knotenschiefer zu suchen. Wenn dort schon z. T. — bei allerdings schlechten Aufschlüssen — die Abtrennung von den paläozoischen Schiefen mitunter schwierig war, so darf es uns nicht wundern, wenn sie hier, im Zustande weiter vorgeschrittener Metamorphose, im Gelände nicht mehr gelingt!

als serizitische Schiefer, bzw. wenn sie — wie gewöhnlich — zahlreiche Feldspateinsprenglinge beherbergen — als Porphyroide klassifizieren möchte. Auch Ankerit kann mitunter mit freiem Auge erkennbar sein.

Solche Gesteine wurden besonders auf der Ostseite des Kapruner Tals: im Lindberggraben, Mitterbach, Karlbach usw. angetroffen; sie wechseln hier in dünnen, selten 1 m überschreitenden Lagen, oft in vielfacher Wiederholung mit den dunklen Phylliten. Wesentlich geringer ist ihre Bedeutung im Fuscher Tal; hier handelt es sich meist nur um einzeln auftretende Lagen. Immerhin wurden sie am Gehänge der Sonnseitbratschen O vom Walcherkees-Ende, in dem Schieferband über dem mächtigen Dolomitzug ebenfalls mehrfach wiederholt gefunden. Auch von dort nach dem Bergnerkarl lassen sie sich stets in dem gleichen Schieferzug verfolgen, wobei sie öfters hart an die Grenze des hangenden Prasinits herangerückt erscheinen; ebenso setzen sie vom Walcherkees gegen SO fort. In den tieferen Schiefermassen des Fuschertals scheinen sie zu fehlen, doch stellen sich in den höchsten Teilen auch im Osten (Margrötzenkopf unterhalb Horn im Gütal) wieder ganz ähnliche Gesteine ein.

Im Schliff erkennt man als bezeichnendsten Gemengteil einen nur ganz blaß grünlich, z. T. mit gelblichem Stich, gefärbten, fast nicht pleochroitischen Klinochlor in bis über millimeterlangen, dabei oft nur wenige Hundertstel Millimeter dicken, meist schön planparallel begrenzten Blättern. Eine kleine Auslöschungsschiefe  $c:c$  läßt in Querschnitten oft feine Zwillinglamellen // (001) hervortreten; Interferenzfarben schwach anomal (grünlichgrau); Achsenbilder waren zu undeutlich als daß sie auch nur die Feststellung ob ein- oder zweiachsig erlaubt hätten. Trotzdem ist die Übereinstimmung mit dem S. 214 erwähnten Klinochlor unverkennbar! Muskowit ist nur ganz untergeordnet in einzelnen Lagen mit ihm vergesellt, bzw. fehlt ganz. Zweiter Hauptgemengteil ist Quarz; in eckigen Körnern von 0,1—0,3 mm Durchmesser bildet er Lagen und Linsen zwischen solchen des Klinochlors oder füllt die Lücken, wenn jener mit verspreizten Blättern ein Gitterwerk herstellt. Auffallenderweise kommen aber auch einzelne ganz unregelmäßig zerfressene Quarze vor, die ganz mit z. T. winzigen Klinochlorblättchen — Übergänge zu größeren machen die Bestimmung sicher! — daneben noch Titanithäufchen durchsetzt sind, so daß der erste Eindruck der eines „gefüllten Feldspates“ ist; die Deutung dieser Erscheinung ist unsicher. — Alle weiteren Gemengteile können stark schwanken. Da ist einmal der Albit, der im einen Schliff ganz fehlt, im andern reichlich in randlich zerschlissenen, von Einschlüssen durchsetzten Porphyroblasten auftritt; ferner der Calcit, der — soweit Untersuchungen vorliegen — zwar nirgends ganz fehlt, aber stark zurücktreten kann, während er anderwärts den Albit als Porphyroblast ersetzen kann. Er ist dann auch ähnlich ausgebildet: randlich stark zerlappt und von Einschlüssen (Quarz, Klinozoisit, Klinochlor) durchsetzt, auch wohl die stets zahlreichen Zwillinglamellen nach (0112) z. T. auffällig in s eingeregelt. Klinozoisit, selten in feinen, gut entwickelten Säulchen, häufiger in unregelmäßigen Körnern, scheint sich in den vorliegenden Schliffen mengenmäßig dem Calcit gerade entgegengesetzt zu verhalten. — Von Nebengemengteilen wären nur die nicht seltenen, meist formlosen Haufwerke des Titanits zu erwähnen.

Die Paralleltextur dieser Gesteine wird nach dem Gesagten wesentlich vom Klinochlor getragen, wenn sich auch die Calcitporphyroblasten z. T. schön derselben einordnen. Andererseits schneiden diese und noch mehr die Albite die Paralleltextur ab, ohne daß in ihnen ein internes s mehr als höchstens gerade noch andeutungsweise erkennbar wäre. In der Hauptsache nachtektonische Kristallisation der Porphyroblasten ist jedenfalls anzunehmen. Auch sonst fehlen nachkristalline Gefügeverletzungen.

Diese „Klinochlorschiefer“ bilden einen anderwärts unseres Wissens noch kaum bekannt gewordenen petrographischen Typus. Wir werden ihm unter den Schiefen des „Nordrahmens“ wieder begegnen, in vollkommener Übereinstimmung (S. 214). Kennzeichnend für diese Gesteine ist vor allem die Kombination Klinochlor—Quarz; das Auftreten von Calcit, bzw. Klinozoisit kann auch als gesetzmäßig gelten, während Albit nicht notwendige — im obigen Fall sogar wohl nachträgliche! — Zutat ist.

Die gleiche Mineralkombination: Klinochlor und Quarz, mit nur ganz untergeordnetem Muskowit und Albit (hier jedoch ohne Karbonate oder Klinozoisit) kommt nun aber auch in einem durch reichliches graphitisches Pigment gefärbten Gestein (W über Lindbergalm, Kapruner Tal) vor, das man makroskopisch in keiner Weise von den normalen dunklen Phylliten trennen kann. Es zeigt ausgeprägte Feinschichtung einmal durch den Wechsel (fast) reiner Quarz- mit vorherrschenden Klinochlorlagen; andererseits durch die wiederum lagenweise Anhäufung des Pigments in den letzteren. Fältelung nach dem Gleitbrettypus, mit un stetig verteilten Gleitflächen ist vorkristallin.

Genetisch sind die Klinochlorschiefer zweifellos als umgewandelte Sedimente zu deuten, etwa sandige und dolomitische Mergel.<sup>71)</sup> Dafür spricht vor allem ein Übergangsglied wie das letzterwähnte, neben dem auch sonst innigen Verband mit zweifellos sedimentogenen Schiefen; nicht minder der Umstand, daß es schwer halten dürfte, ein entsprechend zusammengesetztes Erstarrungsgestein ausfindig zu machen. Insbesondere bestehen — trotz teilweiser räumlicher Nachbarschaft; vgl. oben! — keine Beziehungen zu Prasiniten, bei denen die Mengenverhältnisse der beteiligten Mineralien ganz andere sind. Höchstens an tuffige Beimischungen im Ausgangsmaterial ließe sich allenfalls denken.

<sup>71)</sup> Da es sich immer nur um untergeordnete Einschaltungen handelt, ist auch ein solches etwas ungewöhnliches Ausgangsmaterial nicht gar so unwahrscheinlich.

### 3. Granat- und andere Glimmerschiefer.

Diese Gesteine verteilen sich sehr ungleich auf die im folgenden unterschiedenen Gruppen; weitaus die Mehrzahl gehören zur Gruppe a) und zur Gruppe d). Erstere sind lichte Granatmuskowitschiefer mit verhältnismäßig kleinen Granaten und treten in der Nachbarschaft von Prasiniten auf, letztere sind dunkle, phyllitisch aussehende Gesteine mit relativ größeren Granatknoten und sind mit granatfreien Phylliten enge verbunden. Sie häufen sich in der Nähe von eklogitischen Prasiniten und Serpentin.

#### a) Helle Granatmuskowitschiefer.

Sowohl im Fuscher als im Kapruner Tal stellen sich häufig an der Grenze gegen die Kalkglimmerschiefer geringmächtige Lagen von lichten Glimmerschiefern ein, die gewöhnlich schon makroskopisch Granatporphyroblasten — manchmal in sehr großer Anzahl — erkennen lassen. Sie werden nicht so groß wie in den gleichartigen Gesteinen der Granatspitzhülle (vgl. S. 52) — 1—2 mm Durchmesser wird wohl nicht überschritten, auch die Ausbildung ist meist nicht so schön wie dort häufig: oft erscheinen sie bloß als Knoten, manchmal gehen sie auch ganz verloren. Aber im ganzen ist die Übereinstimmung mit jenen Gesteinen sehr weitgehend — und, wie gleich hinzugefügt sei, auch mit den später (S. 140 f.) zu behandelnden der Oberen Schieferhülle.

Vorkommen im Kapruner Tal (O-Seite): Am Karlbach, gerade dort, wo ihn der Max-Hirschel-Weg überschreitet, quert ihn auch ein Felsriff aus Prasinit. Derselbe bildet eine SO-schauende Falte im Kalkglimmerschiefer, von den ihn ringsum eine meist noch nicht 1 m mächtige Lage von Hellglimmerschiefer trennt. Wenig höher wiederholt sich dasselbe nochmals; der Hellglimmerschiefer ist dort in dünnen Platten mit dem Kalkglimmerschiefer und andererseits auch mit dem Prasinit verwalzt. Aber auch unterhalb des erstgenannten Aufschlusses — auf zwischenliegende Komplikationen kann hier nicht eingegangen werden — trifft man wieder einen Prasinit, von Hellglimmerschiefer gegen Kalkglimmerschiefer eingerahmt; auch hier mit heftigen Miniaturverknüpfungen.

An der Hauseben, N vom Karlbach, befindet sich unter dem Max-Hirschel-Weg eine ansehnliche Prasinitmasse, z. T. steile Felsen bildend — auch sie eine gegen SO schauende, knieförmige Falte im Kalkglimmerschiefer. Und wieder trennt sie von diesem eine ganz geringfügige, höchstens nach Dezimetern messende Hellglimmerschieferlage.

Vorkommen im Fuscher Tal (W-Seite). Die Wandstufe aus dunklem Phyllit und wild damit verfaltetem Prasinit, welche die Judenmahl (O Sandboden) im N überragt, wird wenigstens an ihrem O-Ende gegen die hangenden Kalkglimmerschiefer eingesäumt durch eine geringmächtige Lage Granatmuskowitschiefer. Darüber folgt (überschoben!) noch ein bunt zusammengesetztes Paket Unterer Schieferhülle, dessen Basis wieder von einer gleichartigen Gesteinslage gebildet wird, hier z. T. mit Prasinit eng verbunden.

Auf der S-Seite des Steinkarls (Ende des Walcherkeeses) zieht eine lange, wesentlich aus Prasinit bestehende Felsstufe entlang, heftig verfault mit den hangenden Kalkglimmerschiefern; auch hier schiebt sich an der Grenze beider fast zusammenhängend eine maximal etwa metermächtige Granatmuskowitschieferlage ein.

Die mächtige Prasinitwand auf der N-Seite des Bergnerkarls dürfte ebenfalls streckenweise von Granatmuskowitschiefer begleitet sein, nach im Schutt gefundenen Stücken zu schließen (ihr Hangendkontakt ist nur teilweise zugänglich). Anstehend beobachtet wurden sie an ihrem N-Ende, an der das Kar begrenzenden Rippe: dort ist Kalkglimmerschiefer in den Prasinit eingefaltet, wiederum beiderseits eingesäumt von Granatmuskowitschiefer.

In dem Bereich südöstlich vom inneren Fuschertal (Aufnahmegebiet Clar) herrschen weitaus die phyllitischen Typen der Gruppe d) und es wurde bei der Aufnahme noch nicht auf eine Trennung der beiden Typen Bedacht genommen. Sicher hierher gehört nur ein schmales Band in Begleitung der kleinen Linse von Gabbroprasinit ober dem Opalstein am Weg Trauneralm—Pfandscharte und das Vorkommen von P. 2310 ober „Kalte Reiden“ an der Straße südlich vom Hochtort. Nahe stehen ihnen wohl manche hellere Typen der Gruppe d).

Im Dünnschliff zeigen diese Granatmuskowitschiefer große Ähnlichkeit mit dem S. 52 beschriebenen der Granatspitzhülle: Es wechseln Lagen aus vorwiegend Muskowitblättern (0,2 bis gegen 1 mm lang), die z. T. auch einzelne Quarzkörner enthalten, mit solchen von eckigem Quarzmosaik (Korngröße 0,1—0,5 mm) die aber gelegentlich — Schliff von der Rippe N Bergnerkarl — sehr in den Hintergrund treten. Pennin bildet „Flecken“ aus mehreren, nicht immer in s liegenden Blättern, meist mit den Muskowitlagen verknüpft. Granat, lichtrot und isotrop, zeigt wieder alle Übergänge von scharf ausgebildeten, massiven Kristallen (110) zu Intergranularskeletten (letzteres wenn in Quarzlagen eingebettet!); häufig aber sind auch die erstgenannten einschlußreich. An Einschlüssen finden sich wieder Quarz, Magnetit, Turmalin, Klinozoisit, Apatit — eine ungewöhnlich apatitreiche Lage eines Schliffes setzt glatt durch einen Granatporphyroblasten hindurch; endlich findet sich auch Chloritoid wieder in jedem Schliff mindestens vereinzelt, in einem (Karlbach) sogar ungewöhnlich reichlich als Einschluß im Granat, während er außerhalb gar nicht oder — im eben genannten Schliff — nur ganz spärlich in winzigen Blättchen vorkommt, in Quarz eingeschlossen. Optische Eigenschaften wie oben, S. 53. Turmalin ist seltener als in der Granatspitzhülle (S. 53), meist nur winzige Nadelchen: Epidot bis Klinozoisit manchmal untergeordnet. Nebengemengteile: Magnetit meist ziemlich reichlich, Apatit außer dem bereits genannten Fall selten; Titanit ebenfalls ziemlich selten; sehr spärlich Zirkon (pleochroitische Höfe in

Chlorit!). Albit nur ausnahmsweise als Übergemengteil (im Gegensatz zur Granatspitzhülle). — Durchbewegung durchwegs vorkristallin; auch verlegte Relikttexturen wurden nicht beobachtet.

Anhangsweise erwähnt sei hier noch ein S des Steinkarls im Schutt gefundenes Gestein, das möglicherweise mit dem dortigen Granatmuskowitschiefer in irgend einer Beziehung steht. Es fällt auf durch lichtgrüne Farbe seines Glimmers und durch die Fülle schwarzer, etwa  $\frac{1}{2}$  cm langer Turmalinnadeln, die über einzelne s-Flächen ausgestreut ist. Im Schliff zeigt es sich fast ganz aus Muskowitblättern zusammengesetzt, die nur mangelhaft in s geregelt sind, vielfach quer liegen. Dagegen sind die spitzrhombschen Querschnitte des reichlichen Nebengemengteils Titanit weitgehend in s eingestellt. Andere Gemengteile fehlen; der Turmalin ist im Schliff nicht getroffen. — Die Deutung dieses „schieferigen Glimmerfelsens“ muß offen bleiben solange er anstehend nicht bekannt ist.

#### b) Chloritführende Glimmerschiefer (z. T. albitisiert).

Ebenso wie später bei den Glimmerschiefern der Oberen Schieferhülle müssen hier noch die vereinzelt schmalen Bänder von granatfreien hellen Glimmerschiefern verwandter Art angeschlossen werden. Es handelt sich um folgende Vorkommen, die in der Karte mit Granatglimmerschiefer vereinigt sind: westlich und nordwestlich des Horn (2767) im inneren Guttal, an dem granatführenden Prasinit östlich Zodererkaser im äußeren Guttal, am Gipfelkamm des Lacknerberges und in seinem Westhang.

Es sind helle, grünliche serizitische Glimmerschiefer, deren Chloritgehalt gerne in dunkleren Flecken angeordnet ist. Das Gestein vom Zodererkaser ist quarzreich, die anderen knotig albitisiert.

Im Schliff vom Zodererkaser sieht man ein unregelmäßiges Lagengefüge von reineren Glimmerlagen und solchen aus glimmerarmem Quarz; der Muskowit ist überraschenderweise recht grobblättrig. — Der Chlorit (kräftig gefärbter Klinochlor) ist in langgezogenen blättrigen Flecken angereichert. Albit hier nur in vereinzelt Körnern, nicht porphyroblastisch, ferner: Epidot in Nadeln oder Körnern, Apatit, Rutilkörnern oder Nadelmikrolithen, Magnetit, vereinzelte Biotitschüppchen.

Obzwar die Form der Chloritflecken nicht mehr für eine Ableitung aus Granat beweisend ist, besteht doch große Wahrscheinlichkeit, daß dieses Gestein durch Diaphthorose aus Granatglimmerschiefer hervorgegangen ist. Der im folgenden Abschnitt d) beschriebene diaphthoritische Granatglimmerschiefer leitet zu ihm herüber.

#### c) Biotitführende Glimmerschiefer.

Hier sind nur zwei am Rand von Serpentin gelegene Fundpunkte zu nennen: In der Malikscharte (bei Lacknerberg, Ostrand des Kartenblattes) und beim kleinen Serpentinvorkommen östlich Golmitzer an der alten Glocknerstraße.

Das erste ist ein weicher, ziemlich reiner Biotitschiefer, der nicht näher untersucht wurde; das zweite ein wild gefälterter, bräunlicher Zweiglimmerschiefer.

U. d. M.: wirr verknetetes glimmerreiches Gewebe von blättrigem Muskowit, braunem Biotit und einem praktisch farblosen Klinochlor; dieser zeigt nur einen gerade noch mit Mühe merkbaren Pleochroismus von wasserhell gegen gelblich, in den Interferenzfarben oft das leuchtende Braungelb. Biotit und Klinochlor zusammen etwa in gleicher Menge wie Muskowit; es sind anscheinend alle drei nebeneinander beständig. Weitere Hauptgemengteile: Quarz; Feldspat bildet wenige knotige Holoblasten von etwa Millimetergröße; auffallenderweise sind diese deutlich inverszonar mit einem Kern von etwa 6—7 und einer Hülle bis ungefähr 15% An. Als weitere Gemengteile wurden gefunden: Titanitkörner, aber auch Rutilnadelchen, Apatit, etwas Epidot, Karbonat, Pigment.

Genetisch dürfte die Biotitbildung mit der Serpentinnahe zusammenhängen.

#### d) Phyllitische Granatglimmerschiefer und Granatphyllit.

Diese Gesteine sind weitaus überwiegend dunkelgrau gefärbt und haben ein ausgesprochen phyllitisches Aussehen, auch wenn schon blättriger Glimmer vorkommt. An einigen Punkten, wie z. B. im Nordosthang des Margrötzenkopfes, auf den Türnlböden, am Lacknerberg oder unter Golmitzer an der alten Glocknerstraße sind mit ihnen auch hellere graue Granatglimmerschiefer verbunden, die aber gleichwohl durch ihr mehr phyllitisches Gefüge und Führung größerer Granaten vom Typus der Gruppe a) unterschieden sind. Da aber bei der Aufnahme noch nicht besonders darauf geachtet wurde, bleibt offen, ob wirklich eine strenge Scheidung der beiden Gruppen durchführbar ist.

Auch die phyllitischen Granatglimmerschiefer treten in der Brennkogeldecke nur in den hangendsten Teilen auf, meist in der Nachbarschaft von grünen Gesteinen, und fehlen in der Hauptmasse vollständig. Größere Ausdehnung und Mächtigkeit erlangen sie besonders in den tieferen Bratschenhängen westlich der Schwarzen Wand (Trauneralm S), am Großen und südwestlich des Kleinen Margrötzenkopfes und nächst dem Kasereck; in schmalen Bändern wurden sie aber im Grenzbereiche zwischen Brennkogeldecke und Oberer Schieferhülle immer wieder gefunden und erscheinen in dieser Stellung noch nordöstlich von Ferleiten unter dem Embachhorn (letzteres Vorkommen wegen Kleinheit nicht ausgeschieden). Auch die Fortsetzung des Brennkogelserpentins über den Rand unserer Karte hinaus nach SO, auf der SW-Seite der Möll, wird von dunklen Granatglimmerschiefern überlagert, die durch die Pohererwand zum Jungfernsprung (hier am Weg zur Zopenitzenalm bequem zugängliche Aufschlüsse, oberhalb der Schmiedhütte) und bis in den Stellwald zu verfolgen sind.

Gleichartige Gesteine bilden einen Teil der in der Oberen Schieferhülle eingeschalteten Granatglimmerschiefer und in den Riffeldecken findet sich in den Osthängen des Dorfertales ein vergleichbares Gesteinsband (siehe die betreffenden Abschnitte).

Auch in dieser Gesteinsgruppe sind eigentliche Phyllite (d. h., Granatphyllite) ausgesprochen selten, in aller Regel sind hingegen trotz dem phyllitischen Habitus des Gesteins die Glimmerblättchen schon mit freiem Auge als Individuen erkennbar. Von den vorher besprochenen dunklen Glimmerschiefern und Phylliten unterscheiden sich diese Gesteine in der Regel nur durch das Auftreten der dunklen, vom Granat gebildeten Knöpfe, während das übrige Gefüge vollständig gleich bleibt: dunkelgrau, meist mit kleinen glänzenden Glimmerblättchen, die Schieferungsflächen meist runzelig oder mit deutlicher Streckung des ganzen Gesteins; der Quarzgehalt kann wieder in weiten Grenzen wechseln, ein Gehalt an Karbonat kann vorhanden sein, bleibt aber immer gering. Neben den Knöpfen der Granaten bemerkt man in vielen Stücken auch noch die zahlreicheren kleinen Knötchen der Chloritoiden, gleich wie in den gewöhnlichen phyllitischen Schiefen. Die durch Pigmentführung oft ganz schwarz erscheinenden Granaten haben meist Größen zwischen 2 und 5 mm Durchmesser, bilden nur selten gut ausgebildete Rhombendodekaeder, sondern meist gerundete Körner; sie können so locker stehen, daß man auf Schichtflächen von Handstückgröße nur ein einziges Korn bekommt oder können auch so reichlich sein, daß sie auf unter 1 cm gegenseitigen Abstand zusammenrücken.

Bei diesem Äußeren ist es nicht zu verwundern, daß die Abgrenzung dieser Granatglimmerschiefer von den granatfreien phyllitischen Gesteinen im Felde mehrfach nicht ganz scharf möglich ist und auf der Karte hin und wieder bis zu einem gewissen Grade schematisch durchgeführt werden mußte. Es liegen an manchen Stellen ausgesprochene Übergänge vor, an denen man beobachtet, daß in den sonst granatfreien phyllitischen Schiefen auf einmal einzelne Lagen ohne irgendeine sonstige Änderung auf den Schichtflächen ganz wenige locker gestellte Granaten zeigen, die sich dann in folgenden Lagen allmählich anreichern; bald ist das ganze Gestein granatführend ohne Unterbrechung durch Phyllitlagen und dann erst erscheinen auch stärker abweichende, z. B. etwas hellere, mehr silberig glänzende und oft quarzreiche Granatglimmerschiefer. Stellen solchen Überganges sind u. a.: Die Bänder oberhalb Horn im inneren Guttal, im W-Hang und am Ostkamm des Großen Margrözenkopfes, auf den Türnböden und oberhalb Zodererkaser oder unterhalb Golmitzer an der alten Glocknerstraße, ferner die Sporne am Wandfuß des innersten Käfertales.

Analog dazu beobachtet man an wenigen Stellen, die sich aber wahrscheinlich vermehren ließen, die unvermittelte Einschaltung von schmalen Lagen mit spärlicher Granatführung in sonst davon freie Phyllite (Kloben West- und Brennkogel W-Kamm, südwestlich unter Embachhorn, alle nicht getrennt ausgeschieden).

**Mikroskopisches.** Hier interessiert naturgemäß zunächst, ob sich die bei der Aufnahme gefundenen allmählichen Übergänge zwischen granatfreien und granatführenden Typen auch in Schliften belegen lassen, oder ob die mikroskopische Untersuchung hier eine scharfe Trennbarkeit ergibt.

Dazu ist besonders ein Schliff wichtig, der allerdings nicht aus der Brennkogeldecke selbst stammt, sondern aus einer kleinen Einschaltung ganz gleicher Gesteine in der Oberen Schieferhülle; im Osthang der Gamsgrube findet sich im Hangend der dortigen, z. T. eklogitischen Prasinite (2900 m) ein schmales Band schwarzer Schiefer (nur etwa 1 m mächtig). Es besteht aus einem lagigen Wechsel von schwarzem, serizitischem Phyllit, ebensolchem Chloritoidphyllit und etwas gröber glimmerigem Granatphyllit, alle drei durch Übergänge verbunden. Der folgende Schliff geht durch eine mit freiem Auge granatfreie Chloritoidphyllitlage.

**Granatführender Chloritoidphyllit.** Das Gestein hat ein im allgemeinen ebenschieferiges, aber wiederholt durch liegende Spitzfalten ausgezeichnetes, sehr stark pigmentiertes Serizitgewebe mit sehr wenig Quarz. Chlorit ist spärlich zu sehen. In diesem Gewebe sitzen zahlreiche kleine Holoblasten von Chloritoid; optische Eigenschaften, vgl. oben, S. 105. Einzelne hellere porphyroblastenähnliche Knoten bestehen aus Muskowit, Quarz, Chloritoid, Klinozoisit und einigen Turmalinsäulchen, ein anderer aus groben quergestellten, pigmentführenden Muskowitscheitern und einem farblosen Chloritblatt. In einem der erwähnten helleren Knoten tritt auch ein einziger größerer Granatholoblast auf; er enthält ein verlegtes, dichtes Pigment-si und wächst auf der einen Seite gegen eine Gruppe von Chloritoidkörnern, die er z. T. schon gänzlich umschließt, zum anderen Teil erst berührt. Feinblättriger, schwachgefärbter Klinochlor, der einseitig an den Granat anstößt, scheint nicht durch Diaphthorese aus diesem hervorgegangen zu sein. Der Granat ist frisch, wie in dem begleitenden echten Granatphyllit.

Die Bewegungen in diesem Gestein sind durchwegs vorkristallin.

Man sieht also, daß in diesem Gestein, der Granat jünger ist als die Chloritoide, daß er anscheinend in einem bereits so gut wie fertigen Chloritoidphyllit gleicher Art wie oben beschrieben, aufsprößt; er gehört der nachtektonischen Hauptkristallisation dieses Gesteins an und kann nicht von einer älteren Metamorphose erzeugt sein.

Ein Chloritoidschiefer mit Aufsprössen von spärlichem Granat liegt auch aus dem analogen Gesteinsband der Riffeldecken im Dorfertal vor (siehe dort).

Ein heller grauer Chloritoid-Granatglimmerschiefer mit etwa gleich starker Beteiligung von

Chloritoid und Granat liegt im Schliff aus dem Nordosthang des Gr. Margrötzenkopfes vor. Beide Holoblastenarten sind schon im Handstück zu erkennen.

U. d. M.: Blättriger Muskowit, begleitet von lichtem Klinochlor, wechselt mit Lagen und Linsen von reinerem Quarz. Die unregelmäßig gestalteten Granaten erreichen bis etwa 5 mm Durchmesser und umschließen mehrfach (besonders randlich) als Netz ein Quarzgewebe von nur wenig kleinerer Korngröße als außen oder sogar ein verlegtes lagiges Quarz-si. Im übrigen enthalten sie auch ein wenig regelmäßiges si von Pigment und Rutilmikrolithen. Der Chloritoid (optisch wie oben) bildet Körner oder dicke Blättchen in s, ist wenig pigmentiert oder rein, hat aber gerne Rutil-si. Häufig schließt sich an ihn Chlorit in einer Form an, die eine Entstehung aus dem Chloritoid wahrscheinlich macht; auch die Granaten haben örtlich einen chloritischen Rand, der wohl als beginnende Diaphthorese zu deuten ist. Ankeritisches Karbonat ist ebenfalls einsprenglingsartig eingebettet, außerdem erscheint körniger Rutil, Turmalin, Pyrit.

Die Durchbewegung ist von der Kristallisation überdauert. Es ist im Sinne der Erörterungen von Angel (80 u. a. O.) möglich, daß das Zurücktreten des Pigmentes in diesem Gestein mit der an Granat und Chloritoid erkennbaren, beginnenden Diaphthorese zusammenhängt.

Die granatreichen, chloritarmer Granatphyllite und phyllitischen Granatglimmerschiefer haben auch im Schliff bei wechselnder Feinheit des reich pigmentierten Muskowitgewebes phyllitischen Habitus. Quarz ist verhältnismäßig wenig vorhanden, Karbonat ist sehr spärlich oder fehlt; Chloritoid scheint sich nur bei größerem Reichtum an Quarz einzustellen und fehlt oft ganz. Muskowit kann auch größere Querblätter bilden, die Pigment als si umschließen; der schwach gefärbte Klinochlor erscheint in mehr schuppigen Massen oder auch in größeren Blättern. Die Granaten (bis etwa  $\frac{1}{2}$  cm) sind z. T. idiomorph und enthalten ein so gut wie immer verlegtes, manchmal gefaltetes si von Pigment und Rutilnadelchen, außerdem Einschlüsse von Quarz, Serizitgewebe, Klinozoisit, einmal auch Titanit. Einige Granatkörner sind schwach optisch anomal. Akzessorisch finden sich etwas Klinozoisit, Apatit, Titanit, Pyrit und ein gedrehter Holoblast, der wahrscheinlich dem einachsigen Zoisit angehört. Im Chlorit erscheinen vereinzelt pleochroitische Höfe um ein optisch epidotähnliches Mineral (Orthit-Epidot?).

Als Zeichen beginnender Diaphthorese kann sich an die Granaten etwas Chlorit, selten nur ein deutlicher Chloritschweif ansetzen, ohne daß es aber zu einer tiefergreifenden Auflösung käme.

#### e) Diaphthoritische Granatglimmerschiefer.

Das mächtige Band von Granatglimmerschiefer, das den tieferen Teil des Ostkammes am großen Margrötzenkopf quert (siehe Abb. 29), ist in seinem Hangend an der Grenze gegen eine kleine aufgelagerte Prasinit-scholle diaphthorisch. I. H. ist dieses Gestein licht, nicht pigmentiert und hat auf den silberig glänzenden Flächen der ausgezeichneten Schieferung grüne Chloritflecken. Die mehrere millimetergroßen Granaten sind von einer grünen Chlorithülle umgeben.

U. d. M. Das verhältnismäßig quarzarme Grundgewebe von schuppig-blättrigem Muskowit enthält gleich geartete Züge und Flecken von sehr deutlich grünem Klinochlor; es ist durchsetzt von massenhaft schlanken Säulchen von Klinozoisit-Epidot, die sehr scharf in s eingestellt sind. Quarzkörner, etwas Albit, Titanit und Pyritkörner ergänzen den Bestand; Pigment fehlt fast ganz. Ein Granatkorn von etwa 4 mm Durchmesser ist im Schliff getroffen; es ist so tiefgreifend umgesetzt, daß nur mehr Reste der Granatsubstanz erhalten sind. Der Kranz von Neubildungen besteht vor allem aus wirrem, schuppig-blättrigem Klinochlor, verwachsen mit bräunlichgrünem Biotit, ferner aus Titanitkörnern und etwas Klinozoisit-Epidot. Mehr außen kommt noch ein grobes Albitpflaster hinzu, das gegen das benachbarte Gewebe unter Umschließung wächst. Die ganze Neubildung ist außerdem durchsetzt von massenhaften Turmalinsäulchen mit lichtbraunblauem Pleochroismus, die im übrigen Schliff vollkommen fehlen. Der Zonenbau der Neubildung ist zwar sehr unscharf, erinnert aber doch an die im Bestande ähnlichen zonaren Granatpseudomorphosen in den granatführenden Prasinitgesteinen (siehe S. 161 f.).

#### f) Diaphthoritische granatführende Knotenschiefer.

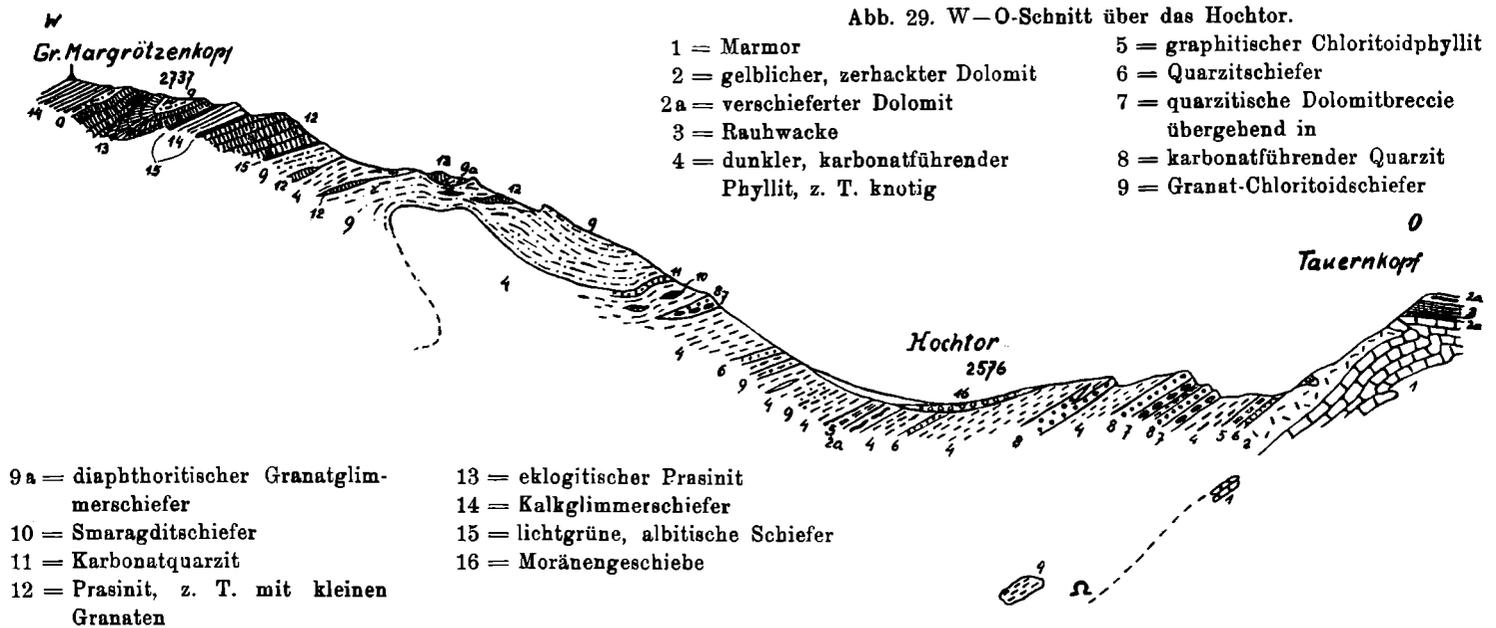
Wegen ihrer Bedeutung für die Auffassung unserer Granatphyllite überhaupt und für Schlüsse aus diaphthorischen Merkmalen an solchen Gesteinen müssen in diesem Zusammenhange vorgreifend noch zwei Schriffe beschrieben werden, die wieder nicht aus der Brennkogeldecke selbst, sondern aus einer tektonischen Einschaltung in der Oberen Schieferhülle stammen. Die Stücke sind am N-Kamm des Wasserradkopfes aus einem schmalen Bande knotiger, z. T. granatführender Phyllite und phyllitischer Glimmerschiefer geschlagen. Sie unterscheiden sich äußerlich nicht von den entsprechenden Gesteinen der Brennkogeldecke selbst.

Die Schriffe lassen überraschenderweise den Chloritoid vermissen; im übrigen sind es aber typische, relativ grobkristalline Angehörige der Phyllitgruppe, wie oben mit einem Bestande von Muskowit, Klinochlor, Quarz, ankeritischem Karbonat; Epidot-Klinozoisit ist in Holoblasten weit reichlicher vorhanden als in den Phylliten der Hauptmasse, was aber bei einer Einschaltung in die Kalkglimmerschiefer begreiflich ist; Albit und Zoisit ganz vereinzelt. In diesem Gewebe liegen nun auch wieder Knoten aus mehreren Mineralien aufgebaut und gekennzeichnet durch eine dichtere, scharf abgesetzte und gegen das übrige

Gewebe verlegte Feinschichtung von Pigment, die ungestört durch die verschiedenen Körner des Knotens hindurchsetzt. Es liegt ohne Zweifel ein typischer Knotenschiefer vor, wie er oben beschrieben wurde.

Dazu treten aber nun in diesen beiden Schliften noch Granaten; im einen Schliff ist es ein netzartiger Granat mit Einschlüssen von Quarz, Muskowit, Klinozoisit aus einem feinkristallinen Zustand des Gesteins; er ist mit einem typischen diaphthoritischen Chloritschweif ausgestattet. Im zweiten Schliff sitzt in einer größeren wirrblättrigen Chloritmasse mit Muskowit und Albitkörnern nur mehr ein kleiner ausgezackter Rest eines ehemaligen Granaten.

Da die Knotenschiefer dieser Art nach den früheren Feststellungen als feinbrecciöse, nachtriadische Schiefer aufgefaßt werden müssen, ist die Tatsache, daß es auch granatführende Knotenschiefer gibt, für die Einordnung der Metamorphose besonders wichtig. Das vorliegende Gestein hat zwei unterscheidbare Umprägungen, deren erste den Granat erzeugt und deren zweite ihn wieder zerstört. Die Mineralisierung der Knoten, deren Kristallisation alle Bewegungen überdauert und an deren Aufbau sich auch der Chlorit beteiligt, dürfte eher der zweiten Umprägung angehören. Dem geringen Alter der Knotenschiefer entsprechend müssen aber beide Metamorphosen nachtriadisch, also alpidisch sein.



#### g) Zur Metamorphose der Glimmerschiefer und Phyllite.

Es ist weiter oben erwähnt worden, daß das nachtriadische Alter der Knotenschiefer nicht ein gleiches auch für die ganze phyllitische Gesteinsfolge nach sich zieht. Wir bevorzugen die Annahme, daß diese Serie stratigraphisch komplex ist; sie wäre zusammengesetzt und gemischt aus einem nachtriadischen Anteil, der durch die Knotenschiefer gekennzeichnet ist, aber mehr als diese allein umfassen kann, und einem vermutlich vortriadischen Anteil, zu dem wohl die Hauptmasse der Schiefer, insbesondere die mit karbonatfreien Quarziten verbundenen Glieder gehören dürften (siehe nächsten Abschnitt).

Haben wir nun zureichende Gründe, um einzelne Glieder auf Grund anderer Metamorphose abzutrennen oder sind die Anteile durch gemeinsame metamorphe Schicksale miteinander verschweißt? Diese Frage ist wichtig für die Deutung der phyllitischen Granatglimmerschiefer, deren geologische Stellung die Möglichkeit eröffnet, sie als einen fremden, tektonischen Einschub zu betrachten. Denn sie bevorzugen unzweideutig die Grenzregion zwischen Brennkogeldecke und Oberer Schieferhülle, die allein schon ihrer Struktur nach eine große Bewegungsbahn ist (siehe die Karte) und lieben in dieser wieder die Nähe der basischen Massen, die selbst tektonische Einschübe sein können. Es ist insbesondere wichtig zu entscheiden, ob die granatführenden Schiefer etwa älteres Kristallin sein können.

Der Feldbefund sprach insofern für Zusammengehörigkeit mit den granatfreien Schiefen, als mit Ausnahme der Granatführung keine durchgreifenden Unterschiede erkennbar und allmähliche Übergänge feststellbar waren.

Die Knotenschiefer als stratigraphische Begleiter nachtriadischer Breccien können nur alpidische Metamorphosen zeigen und nur eine von diesen abweichende Kristallisationsgeschichte kann älteres Kristallin erkennbar machen. Die Knotenschiefer ergaben folgende Gesellschaften:

1. Grober Muskowit — Klinochlor — Zoisit — Albit — Quarz — Klinozoisit — Karbonat neben Akzessorien. Diese Gesellschaft ist wesentlich nachtektonisch, besonders die beiden erstgenannten und der Albit übernehmen Pigment- und anderes si ohne jede Störung oder höchstens mit ganz geringfüg-

giger Verdrehung (das Pigment-si in den Knoten selbst ist primär mehr oder weniger unabhängig von der Schieferung des Gesteins).

2. Dazu tritt Chloritoid, der etwas häufiger verlegtes si zeigt und dessen Bildung daher noch stärker mit der Durchbewegung interferiert.

3. Zum erstgenannten Bestande tritt Granat, der in Diaphthorose begriffen ist. Die diaphthoritische Neubildung mit Klinochlor und Albit, sowie weiterwachsenden ehemaligen Muskowiteinschlüssen dürfte zur Kristallisation der unter 1. genannten Gesellschaft gehören; die Bildung des Granates ist aus älterer Phase, in der nach Einschlüssen außerdem Muskowit, Quarz und Klinozoisit bis zu geringerer Korngröße wuchsen.

In den Granatphylliten und phyllitischen Granatglimmerschiefern sehen wir nach Aussage des si den Granat noch während der Durchbewegung wachsen. Er kann sich ohne Änderung des sonstigen Bestandes mit dem Chloritoid vergesellschaften, der im Verhältnis von Durchbewegung und Kristallisation die gleiche Stellung einnimmt und kann als untergeordneter Gemengteil in einem Chloritoidschiefer, der sonst in nichts von den granatfreien Chloritoidschiefern der Hauptmasse unterschieden ist, dieses Mineral umschließen. Nach petrotektonischen Merkmalen wird man daher die Chloritoidschiefer und die phyllitischen Granatglimmerschiefer nicht trennen können und wird sie als zwei durch Übergänge verbundene Mineralfazies betrachten, die in derselben Kristallisation geprägt worden sind. Beide Fazies sind auch aus den Knotenschiefern, also aus nachliasischer alpidischer Metamorphose nachweisbar.

Die Diaphthorose betrifft die phyllitischen Granatglimmerschiefer in ungleichem Maße, nur örtlich verstärkt; das beschriebene Gestein vom Margrötzenkopf bezeichnet jedenfalls eine spät durchbewegte Lage. Der Bestand der Neubildung nach Granat, Klinochlor — Klinozoisit — Albit läßt eine Parallelisierung mit der spät- bis nachtektonischen, erstgenannten Gesellschaft der Knotenschiefer zu.

Der kurze Überblick zeigt also, daß keine zwingenden Gründe dafür bestehen, um einen Teil der phyllitischen Gesteinsfolge als Ergebnisse älterer Metamorphosen abzutrennen. Es sind nur Umprägungen zu erkennen, die diese stratigraphisch wohl komplexe Serie gemeinsam betroffen und verschweißt haben. Allerdings bleiben dabei die Unterschiede der Mineralfazies zu erklären.

Die phyllitische Gesteinsfolge läßt die alpidische Metamorphose in zwei Phasen gliedern, von denen die zweite die Bildungen der ersten z. T. wieder zerstört. Es erübrigt sich, auf die Parallelen hinzuweisen, die sich dadurch mit Sanders Ergebnissen am Tauernwestende ergeben. Sie werden noch dadurch vermehrt, daß man in der Zunahme der Chloritoidschiefer an Stelle phyllitischer Glimmerschiefer gegen Süden zu eine von N gegen Süden sich verstärkende Umprägung sehen kann.

Für die Gruppe der eigentlichen Granat-Muskowitschiefer (a) läßt sich festlegen, daß in der Mineralfazies und ihrer petrotektonischen Stellung kein grundlegender Unterschied gegen die phyllitischen Granatglimmerschiefer besteht. Nur zwei Dinge unterscheiden: 1. das Auftreten von Pennin (nicht Klinochlor) und 2. das Fehlen einer zweiten, z. T. diaphthoritischen Kristallisation, die aber auch bei den phyllitischen Typen nicht allgemein ist. Gemeinsam ist ihnen eine die Bewegungen überdauernde Kristallisation, die besonders gekennzeichnet ist durch den Granat, der Chloritoid umschließen kann. Auf die Genese der Granatmuskowitschiefer wird noch an dem reicheren Material analoger Gesteine der Oberen Schieferhülle wieder eingegangen.

#### 4. Quarzite und Quarzitschiefer.

Den großen phyllitischen Gesteinsmassen der Brennkogeldecke ebenso wie den (im Kartenblatte räumlich sehr beschränkten) Phylliten der Seidlwinkeldecke sind in großer Zahl Bänder von Quarziten und Quarzitschiefern eingelagert. Außerdem bilden östlich des Fuscher Tales quarzitische Gesteine zusammen mit den folgenden „hellen Chloritoidschiefern“ die Abgrenzung der phyllitischen Folge der Brennkogeldecke gegen die liegenden großen Karbonatgesteinsmassen der Seidlwinkeldecke. Die Züge der Quarzite treten im Gelände in aller Regel, wie um Ferleiten, im Gebiete des Brennkogels oder im Guttal als auffallende Wandzüge von hellergrauer, brauner oder seltener dunkler Farbe hervor.

Eine kartenmäßige Trennung verschiedener Abarten konnte wieder mangels durchgreifender Unterscheidungsmerkmale nicht durchgeführt werden, doch lassen sich beim Überblick einzelne extreme Typen beschreiben, zwischen denen die übrigen in ihren Merkmalen pendeln und Übergänge bilden.

a) Hellgraue, karbonatfreie Quarzite. Solche Typen sind vor allem an der Straße um Ferleiten bis gegen die Piffalm, besonders in einem kleinen Steinbruch bei Höllbachalpl und im großen Steinbruch knapp oberhalb Ferleiten (beim Fall des Oberstattbaches) zu studieren. Es sind im frischen Bruch hellgraue bis weißlichgraue, sehr harte Quarzite von gerade noch erkennbar feinem Korn, die oft durch den Wechsel von heller und dunkler grauen Lagen eine Bänderung zeigen; neben dem Quarz erkennt man nur noch — nicht immer! — feine Schüppchen von lichtem Glimmer; Karbonat ist in aller Regel nicht einmal in Einzelkörnern zugegen. Auch gebänderte Typen haben in Handstückgröße einen vollkommen massigen Bruch; im Aufschluß sind sie meist deutlich gebankt und wild verfallt. Die Bankung ist durch einen Belag der Schichtfläche mit phyllitischem Schiefermaterial oder auch durch Einschaltung verschieden mächtiger Lagen solchen

Gesteines bedingt. Am Rand derartiger Quarzitbänder sieht man dann gar nicht selten statt einer scharfen Grenze gegen die anschließenden Phyllite und phyllitischen Glimmerschiefer einen Übergang in der Weise, daß sich die Phyllitlagen mehren und die Quarzitbänder immer schwächer und spärlicher werden. Es entsteht ein lagenweise fast quarzitischer dunkler Phyllit mit schmalen Quarzitlagen, die sich schließlich auch verlieren. Es besteht kein Anlaß, diese Übergänge nur als eine tektonische Mischung und nicht als einen schon stratigraphischen Übergang durch Wechsellagerung zu erklären.

b) Weiße, z. T. karbonatführende Quarzite. Solchen Typen stehen zweifellos die größte Zahl der ausgeschiedenen Quarzitbänder nahe, besonders zu beiden Seiten des Ferleitener Engtales, im Osthang des Fuschertales und im Brennkogel-Guttalgebiet. Im frischen Bruch sind sie meist rein weiß, bei Verwitterung manchmal gelblich imprägniert, auch wenn gar kein Karbonat zugegen ist. In Aufschlüssen sind auch sie meist bankig, doch ist diese Bankung seltener durch dunkle Schieferlagen als durch einen helleren Glimmer- und Serizitbelag bedingt. Allmähliche Übergänge in die begleitenden Schiefer fehlen nicht ganz, aber meistens. Wie bei den vorigen ist feinkörniger Quarz fast alleiniger Gemengteil neben feinsten Glimmerschüppchen; wo Karbonat dazu kommt, mengt es sich in kleinen, braun verwitternden Körnchen gleichmäßig bei. Die Karbonatführung dieser Quarzite überhaupt ist aber nichts Regelmäßiges: In den mächtigen Quarziten an der Grenze gegen die Seidlwinkeldecke kommt sie nur selten vor, in den anderen Zügen wurde öfters ein bänderiger Wechsel von karbonatführenden und karbonatfreien Quarziten beobachtet; die karbonatführenden Bänder bilden dann weniger widerstandsfähige eingetiefte, sandig-rauhe Lagen in verwitterten Felsen (vgl. Fig. 7, Taf. I).

Im allgemeinen scheint die Karbonatführung der Quarzite in gewisser Abhängigkeit vom Karbonatreichtum der begleitenden Schiefer zu stehen und mit ihm zu wachsen oder zu verschwinden.

c) Eigentliche Karbonatquarzite, in denen Karbonat als mengenmäßig wesentlicher Gemengteil den Quarz begleitet, sind im Gebiete der Karte nur untergeordnete Einschaltungen (z. B. am P. 2670 zwischen Bretterkopf und Margrötzenkopf in Begleitung von Kalkglimmerschiefer, örtlich am Kloben, am Ostgipfel des Hirzkarkopfes der A. V.-Karte in karbonatreichen Phylliten bis Kalkglimmerschiefern, am Kaserkarkopf). Die Menge des leichter verwitternden Karbonates bedingt bei ihnen eine betonte braune Färbung der angewitterten Stücke und Felsen, sehr rauhe Oberflächen und sandigen Zerfall. Außerhalb des Ostrandens unserer Karte gewinnen sie aber z. B. im Gipfelaufbau des Mäusekarkopfes oder am Hinteren Modereck in Begleitung sehr karbonatreicher Phyllite größere Bedeutung und sind nach den Untersuchungen von Winkler (218) im Sonnblickgebiete weit verbreitet.

Ferner erscheinen Karbonatquarzite (Karbonatgehalt relativ niedrig) noch an zwei Punkten in geologisch sehr interessanter Stellung, nämlich zu beiden Seiten des Hochtorpases und am Taurerberg, dort wo die Glocknerstraße den Ostrand unserer Karte verläßt. Sie unterscheiden sich da in keiner Weise gesteinskundlich von den anderen Karbonatquarziten sind aber aufs engste mit den später zu besprechenden quarzitischen Dolomitbreccien verbunden (siehe S. 128 f.). Diese Verbindung ist sicher schon stratigraphisch; da diese Breccien ohne Zweifel nachtriadisch sind, geht daraus hervor, daß wenigstens ein Teil der Karbonatquarzite ebenfalls als nachtriadisch angesehen werden muß (wegen ähnlicher Feststellungen im N-Rahmen vgl. S. 234). Für eine Beurteilung, wie groß dieser Anteil ist oder ob alle hierhergehören, fehlen noch Anhaltspunkte.

Diese altersmäßige Einordnung muß aber auch für einen Teil der karbonatarmlen, weißen Quarzite zutreffen. Denn es fanden sich in einem Band solcher Quarzite in der Steilstrecke des Oberstattbaches bei Ferleiten, dann unter der Scharte zwischen Racherin und Spielmann und schließlich in Rollstücken aus den Quarzitbändern des Brennkogelnordgrates (an der Straße) eingeschlossene verschieferte, ohne Zweifel klastisch eingestreute Dolomitbrocken, die auch diese Quarzitbänder mit den nachtriadischen „quarzitischen Dolomitbreccien“ unmittelbar verbinden. Noch mehr als bei den Karbonatquarziten bleibt hier die Abtrennung von den übrigen Quarziten offen.

Über einen quarzreichen Marmor siehe auch S. 121.

d) Quarzitschiefer. An vielen Orten sind im Verband mit den weißen bankigen Quarziten auch plattige bis dünnshieferige weiße Quarzitschiefer entwickelt. So in dem den Rand der Seidlwinkeltrias im Osten des Fuschertales begleitenden großen Quarzitzug (z. B. Fuschertörl, Leitenkopf West und Nordost, Pfalzkopf u. a., siehe auch die Profile, Abb. 31, S. 122), aber auch in den den Phylliten eingeschalteten Quarzitbändern (z. B. Klemerbrettkopf s. Kaserkarkopf, Margrötzenkopf Westhang, örtlich im Guttal, unter Viehbichl u. a.). Diese Gesteine unterscheiden sich von den anderen Quarziten nur durch die dichter gestellten Schieferungsflächen, die mit silberhell glänzendem, serizitisch aussehendem Glimmer dünn belegt sind; diese Glimmerhäutchen sind meist mehr fleckweise sich ablösend über Schieferungsflächen verteilt, so daß auch der Bruch der Gesteine nicht streng blätterig wird. Ein Gehalt an Karbonatkörnchen kann vorhanden sein, bleibt aber in diesen verschieferten Typen immer ganz gering, dagegen sieht man auf den Flächen gar nicht so selten kleine Nadeln von schwarzem Turmalin; östlich des Fuschertörls waren in solchem Gestein beim Ausbruch des Straßenplanums häufig leuchtend grüne Flecken von Fuchsit zu sehen.

Diese hellen Quarzitschiefer entsprechen wahrscheinlich z. T. dem, was Hottinger (57, S. 169) als „Tafelquarzit“ und „Blätterquarzit“ bezeichnet hat; wir konnten jedoch nicht zur Überzeugung kommen, daß diese

Gesteine stratigraphisch bestimmte Horizonte bezeichnen, da sie mit den anderen Quarziten in verschiedenen Positionen vorkommen und eine vielleicht öfter wiederkehrende dünnere Schieferung der Quarzite an der Grenze gegen anschließende Karbonatgesteine auf das Konto stärkerer Durchbewegung im Grenzbereich zu buchen sein dürfte. Eine gewisse Vergleichbarkeit besteht ferner mit einem Teil der Quarzitschiefern in der Matreier Zone.

Ein etwas abweichendes Aussehen zeigt ein Quarzitschieferband, das unmittelbar oberhalb des Quarzitkopfes im Nordostkamm des Kloben eine Dolomitschuppe begleitet. Neben einem lichtgrauen, schieferigen Quarzit und granatführendem hellem Chloritoidschiefer (S. 117) kommt hier ein glimmerreicher Quarzitschiefer vor, dessen Schichtflächen durch die Beteiligung von Chlorit lichtgrünlich erscheinen; härtere Bänke zeigen gerne abgescherte Internfältelung. Dieses Gestein ist ein ausgezeichnetes Gegenstück zu den grünlichen Quarzitschiefern der Matreier Zone („Buchsteinquarzit“).

Ferner weicht das mit etwas weißem Quarzit verbundene Quarzitschieferband im Hang unterhalb der Trauneralm ein wenig von dem beschriebenen Typus ab. Dieses Gestein ist recht dünnblättrig und zeigt auf den Schichtflächen neben hellen serizitischen Flecken auch solche von grauer Pigmentierung, ferner eine wesentliche Beimengung von braun verwitternden Karbonatkörnern, deren Zersetzung auch das Gestein im Aufschluß sehr mürbe erscheinen lassen.

Im Mikroskop zeigten die verhältnismäßig wenigen untersuchten Schliffe der Quarzitgesteine keine Besonderheiten. Quarz, oft undulös oder mit Böhm'scher Streifung, bildet ein wenig verzahntes Pflastergewebe, in dem der z. T. recht spärliche Muskowit meist in Einzelblättchen oder auch in kurzen Lagen die Schieferung undeutlich bezeichnet; im Quarzitschiefer bildet er in reichlicherer Menge geschlossenere blättrige Züge. Dies sind in nicht karbonatführenden Quarziten die einzigen wesentlichen Gemengteile. Karbonat ist jedoch meist vorhanden und sitzt dann örtlich gehäuft in Kornzwickeln, seltener in etwas größeren Einzelkörnern oder Korngruppen. In einem Schliff ist das Karbonat anscheinend durch Epidot vertreten. Es kann sowohl Calcit sein wie Ankerit. In einem Schliff (S. Karlbach, Kapruner Tal-O-Seite) bildet letzterer große unregelmäßige Porphyroblasten, von kleineren Calciten umkränzt. Hier findet sich auch Albit als Porphyroblast, z. T. unregelmäßig zerlappt und mit dem Karbonat verflochten. In anderen Schliffen tritt er höchstens untergeordnet auf, in kleinen Körnern, oder fehlt noch häufiger ganz — wie auch andere Feldspate nicht gefunden wurden. In dem eben genannten Schliff tritt auch Klinochlor in einzelnen Nestern auf. Außerdem sieht man nicht selten kleine Rutilkörner und -säulchen, vereinzelt auch an ihrer Stelle Titanit; ferner Turmalin, Zirkon, Magnetit und Brauneisenfleckchen nach Pyrit. — Wo Fältelung beobachtet wurde (Quarzitschiefer östlich Mahdward) erwies sie sich als vorkristallin.

e) Glimmerreiche, quarzitisches Arkose. Südlich Läbboden im inneren Seidlwinkel (gegen die Fuscher Wegscheide) ist an der Basis der dortigen Marmorwandeln auch ein Gesteinszug in der Karte als Quarzit eingetragen, der von den übrigen schon i. H. leicht abzutrennen ist. Er liegt auch im Gegensatz zu den anderen innerhalb der Triasgesteine, wenn auch knapp an ihrer Basis (Abb. 30). Es sind das grünliche, quarzreiche, mehr sandig aussehende Schiefer, deren Schichtflächen nicht mit kleinen Muskowitblättchen bestreut sind. Im Hauptbruch selten, im Querbruch an manchen Stücken häufig, erkennt man die Einstreuung von kleinen Quarzgeröllchen bis zu etwa 2 mm Durchmesser, oft etwas gelängt und auf angewittertem Querbruch auch manchmal gerundete, weißliche Feldspatkörner bis etwas über 1 mm Durchmesser. Ein tiefer unten gefundenes Rollstück solcher Schiefer zeigt eine zweifellos schon ursprünglich klastisch eingestreute, etwa 3 cm lange, eckige Scholle eines lichtgrauen glimmer- und karbonatfreien Quarzites.

Diese Schiefer wurden in einem Vorbericht (59, S. 77) mit grünlichen glimmerreichen Werfener Schiefer der Nordalpen verglichen, ein Vergleich, der das Aussehen der Schichtflächen recht gut wiedergibt, aber natürlich in stratigraphischer Hinsicht in keiner Weise bindend sein kann.

Der Schliff durch eine schieferige Lage zeigt einen feiner körnigen Quarz als in den anderen Quarziten (unter 0,2 mm), aber schon in quarzitischem Kornverband. Heller Glimmer, ganz schwach ins Grünliche pleochroitisch bildet verhältnismäßig dicke und kurze Einzelblättchen, die sich unter geringem Lagenbau recht gleichmäßig über den Schliff verteilen; so ist das Bild des s-Gefüges von dem der übrigen Quarzite recht verschieden. Der Schliff schneidet auch ein geröllförmiges Quarzkorn von fast 1 mm Durchmesser, das als Fremdling im übrigen Feinkorn liegt und von einem Mörtelkranz umgeben wird. In ähnlicher Weise in runden, größeren Körnern, aber schon buchtig mit dem anschließenden Quarzgefüge verbunden, tritt der Feldspat auf; es ist ein scharf gegitterter Mikroklin mit einer schwach ausgebildeten Füllung von Serizit-schüppchen. Da Mikroklin im ganzen Hüllbereiche als sicher zugeführter Feldspat in der ganzen Schieferhülle — vielleicht mit Ausnahme tiefster Teile — fehlt (immer Albit bis Albit-Oligoklas), kann der Feldspatgehalt dieses Schiefers wohl nur als eine bereits sedimentäre Einstreuung aufgefaßt werden. Das Ausgangsgestein wäre also hier ein Arkosesandstein, der der Zerstörung einer granitischen Masse entstammt. Man vergleiche dazu die mikroklinführenden Quarzite der Riffldecke (S. 94) und des Nordrahmens (S. 225).

Vergleichbare grünliche Schiefer in innigem Verband mit Flaserdolomiten der Seidlwinkeltrias waren noch an drei anderen Stellen zu sehen. So im Mittertörltunnel nächst dem Südportal (etwa 2 m mächtig, das Ausstreichen ober Tag ist schlecht aufgeschlossen, im Tunnel verkleidet), ferner an der Grenze von Dolomit und Quarzit an den Quellen des Finsterwaldbaches (der A. V.-Karte, gleich Pfierselgraben der Glocknerstraße)

und in gleicher Stellung als Umhüllung der untertauchenden Dolomitantikline am Oberstattarsch (beide unter 1 m mächtig, siehe die Profile Abb. 31, S. 122). Im Mittertörltunnel sind es grüne, durch Glimmerbestreuung glänzende Schiefer, die sehr wenig Quarz führen und daher recht mürbe sind; sie enthalten kleine Knauern von Quarz und Züge von Karbonat. Dieses Karbonat reichert sich an der Grenze gegen den Flaserdolomit an und es entsteht so durch Übergang aus ihnen ein durch heller grüne Glimmerflaser geschieferter körniger, lichtgelber Dolomit, der schon den später zu beschreibenden normalen Flaserdolomiten zuzurechnen ist. An den beiden anderen Fundpunkten sind die Schiefer stärker gepreßt, etwas härter und quarzreicher, im übrigen aber ohne Unterschiede. Auch hier besteht durch Aufnahme von Dolomit ein Übergang zu den anschließenden Flaserdolomiten mit grünlichem Glimmer.

Ein Schliff aus dem Vorkommen im oberen Finsterwaldgraben zeigt ein lagig gebautes, wellig geschiefertes Gewebe von schuppigem Muskowit, deutlich grünem Chlorit und Quarz; die Glimmerlagen sind reichlich durchsetzt mit kleinen Säulchen von Turmalin und Rutil sowie mit wenigen Körnern von Epidot.

Bei den beiden letztgenannten Vorkommen, die an stark bewegter tektonischer Grenze liegen, war zu überlegen, ob es sich nicht nur um tektonische Mischgesteine aus der Verquetschung von Quarzitschiefer und Dolomit handeln kann. Nach der Parallele mit den beiden erstgenannten, weniger bewegten Stellen aber darf man diese Gesteine wohl für einen eigenen, der Triasschichtfolge zugehörigen Schieferhorizont halten. Grüne Schiefer sind ja auch in der Matreier Zone (S. 253 f.) und im Nordrahmen (S. 228 f.) in dem triadischen Schichtkomplex enthalten.

f) **Grüngesteinsknollen in Quarzitschiefer.** Unmittelbar W der Hörndlscharte fand sich im Quarzitschiefer ein etwa faustgroßer Knollen eines massigen Gesteins mit dunkelblaugrüner Hornblende und gelbgrünem Epidot sowie reichlichem Pyritgehalt. Er zeigt regelmäßig ellipsoidische Gestalt und scharfe Abgrenzung gegen den umhüllenden Quarzitschiefer, dessen Schieferung sich ihm anschmiegt.

Im Dünnschliff zeigt der Knollen eine ähnliche stark gefärbte Hornblende wie der Epidotamphibolit der Oberen Schieferhülle (S. 176 f.); dazu einen ganz ungewöhnlich lebhaft gelben Epidot — beide in vorwiegend säuliger Gestalt, aber ganz unregelmäßig zerfressen und von Einschlüssen, besonders Quarz, durchsiebt. Letzterer ist auch sonst reichlich vorhanden; ebenso Karbonate, und zwar sowohl Calcit wie (an Limonitbildung kenntlich) Ankerit. Beide unterscheiden sich auch durch die Formentwicklung, indem der erstere auch gänzlich zerlappt und einschlußreich zu sein pflegt, wogegen der Ankerit einschlußarme, nach Rhomboederform tendierende Kristalle bildet. Dazu kommt etwas Biotit, z. T. in Hornblende eingewachsen, noch reichlicher Chlorit, anscheinend selbständig; endlich die Erze: Pyrit sowohl wie Magnetit in z. T. auffallend großen Kristallen, ohne auf der Hand liegende gegenseitige Beziehungen. Feldspate jeglicher Art scheinen ganz zu fehlen! — Struktur sehr unregelmäßig, z. T. ausgesprochen poikiloblastisch; Parallelordnung nur in der Nachbarschaft des Randes, dem sich die Epidotsäulen auf kurze Distanz parallel legen. Postkristalline Umformung fehlt ganz.

Die Deutung dieses Gebildes ist schwierig. Zunächst möchte man wegen der Gestalt an ein Gerölle denken. Da es in diesem Falle nach Gesteinsbeschaffenheit wie nach Größe ganz einzig dastehen würde — nicht nur in den Quarziten der Brennkogeldecke, sondern des Glocknergebiets überhaupt — verliert diese Deutung erheblich an Wahrscheinlichkeit. Aber auch für konkretionäre Entstehung fehlen alle Stützen — woher käme aus dem Quarzitschiefer der Stoff für Epidot und Hornblende? Auch an eine Entstehung unter magmatischer Einwirkung ist nicht zu denken; für eine solche — sowohl von seiten der Grüngesteine wie des Zentralgneises — gibt es in weitem Umkreis kein vergleichbares Beispiel, zumal ja der Zentralgneis weit entfernt und Grüngesteine nur in kläglichen Fetzen in der Nähe sind. Es bleibt die Möglichkeit einer tektonischen Einknetung, die ja in einer Zone heftigster Verschuppung — wie sie die Grenzregion Brennkogeldecke—Obere Schieferhülle überall darstellt — an sich immer gegeben ist. Aber auch da bestehen Schwierigkeiten, vor allem in dem Fehlen eines entsprechend zusammengesetzten Gesteins unter den Grüngesteinen dieses Grenzhorizontes; sie wären nur durch die Annahme eines ausgiebigen Stoffaustausches — Zuwanderung vor allem von Quarz (die ja nahe liegt), von CO<sub>2</sub> und Eisen, Abwanderung mindestens von Na<sub>2</sub>O — zu überbrücken. An sich wäre dagegen nicht viel einzuwenden, allein die Art der stofflichen Änderungen wäre z. T. ungewöhnlich. So bleibe denn die Frage vorderhand in der Schwebe.

Oder sollte etwa gar ein — natürlich auch in seinem Bestand stark veränderter — fossiler Meteorit vorliegen?

### 5. Lichte Chloritoidschiefer.

Diese Gesteinsgruppe hat eine verhältnismäßig eng beschränkte Verbreitung. Sie fehlt im Süden, setzt mit einem Vorläufer am Hochtör erst ober dem Mittertörl ein und begleitet von da an nach Norden die mächtigen Züge von Quarzit und Quarzitschiefer, die ungefähr an der Grenze zwischen den Karbonatgesteinsmassen der Seidlwinkeldecke und den dunklen Schiefnern der Brennkogeldecke eingeschaltet sind. Mit diesen weißen Quarziten und Quarzitschiefern sind sie zwar auch gesteinskundlich sehr eng verbunden, waren aber doch in aller Regel von ihnen auf der Karte und in Profilen gut abtrennbar. Über die Art ihrer Einlagerung unterrichten ebenfalls die Profile Abb. 31 (auf S. 122). Das einzige Vorkommen anderer geologischer Stellung liegt im Kloben-Nordostkamm, wieder knapp oberhalb des auffallenden Quarzitkopfes als schmales Band neben Dolomit und Quarzitschiefer (siehe voriger Abschnitt, S. 115 oben). Dieses Band ist auch noch durch die lagige Granatführung etwas abweichend.

Die „lichten Chloritoidschiefer“ sind i. H. dünn-schieferige, hell glänzende, lichtgraue oder rein weiße Quarz-Serizitschiefer mit einer überwiegend ebenblättrigen, seltener gerunzelten oder gefältelten Schieferung; ihre Schichtflächen sind meist dicht, seltener locker, mit feinen schwarzen Pünktchen (nur bis zu  $\frac{1}{2}$  mm, gewöhnlich darunter), den Chloritoiden, bestreut; chloritoidarme weiße serizitische Schiefer können spärlich eingeschaltet sein. I. H. sind ferner manchmal zu sehen: feine Turmalinadeln und öfter in einer Streckung parallel gestellte säulenartige Chlorite, die aus quer zu s gestellten Blättchen aufgebaut sind; weiterhin bei grauen Abarten ganz selten auch dunkle Körnchen oder Säulen von Disthen. Diese Disthenführung wird bei ähnlichen, aber dunkelgrau bis rabenschwarz gefärbten Gesteinen der folgenden Schwarzkopffolge die Regel.

An offensichtlichen Bewegungszonen, oft an der Grenze gegen die Karbonatgesteine, wo solche helle Chloritoidschiefer stark verwalzt oder gefaltet sind, werden die Chlorite zu breiten grünen Flecken ausgeplättet („Grünfleckschiefer“ der Profile, z. B. Schupferpfalz, Profil Piff, Abb. 31, Leitenkopf West, Lärchwald, Arschkogel Ost u. a.). Es ist auffallend, daß solche ausgewalzte Abarten immer im übrigen ganz rein weiß sind, während die anderen wenigstens eine sehr zarte Graufärbung zu zeigen pflegen.

Ein äußerlich etwas abweichendes Gestein dieser Gruppe wurde als Rollstück im Piffkühkar und anstehend am Ostkamm des Arschkogels gefunden. Das ist ein heller, fast quarzfreier, stark gefalteter Serizitschiefer, dicht gesprenkelt durch schwarze Chloritoidkristalle bis zu 1 mm Größe und manchmal auch mit grünen Chloritflecken.

Der granatführende Schiefer vom Kloben wird noch unten beschrieben.

Mikroskopisch: Die Schieferung ist sehr stark ausgeprägt durch feinschuppige, aber nicht mehr serizitische, an- und abschwellende Züge von Muskowit, die durch reinere Quarzlagen getrennt werden. Der Chloritoid (von kleinsten Blättchen bis zu 0,5 mm Korndurchmesser) ist in rundlichen Körnern oder Blättern (dann in s eingeregelt) meist reichlich zugegen und unterscheidet sich optisch nicht von dem der dunklen Chloritoidschiefer (S. 105). Er kann aber auch einen lebhafteren Pleochroismus annehmen mit  $n\alpha =$  tiefschmutzgrün,  $n\beta =$  tiefintenseblau,  $n\gamma =$  etwa strohgelb. Zwischen den gelben und blauen Tönen erscheint bei Drehung durch starke Dispersion auch ein Stich ins Violett. Die Chloritoide sind hier nie löcherig, sondern einschlußarm, auch schwarzes Pigment ist wie im ganzen Gestein auch in ihnen sehr selten. Sie enthalten lediglich ein si von Rutilmikrolithen.

Chlorit (Pennin) wurde nur in den Typen gefunden, in denen er schon mit freiem Auge sichtbar war; er hat kräftigen Pleochroismus gelbgrün, stark anomale, entenblaue bis braunrote Interferenzfarben, ist praktisch einachsiger und positiv, eine seltene, ganz unscharfe Andeutung von Lamellierung geht wohl nur auf Unregelmäßigkeiten in der Fächerstellung der Blättchen zurück. Der Chlorit bildet immer nachtektonisch gewachsene, nur manchmal schwach verbogene Blättchengruppen (etwas fächerig) bis zu  $\frac{1}{2}$  cm Länge ohne sich am Aufbau des übrigen Gewebes und der Glimmerzüge irgendwie wesentlich zu beteiligen. Die an Handstücken aufkommende Vermutung, daß die scheinbar säulenförmigen Chlorite Pseudomorphosen seien, findet im Schliff keine Stütze, da in Struktur und Bestand keine älteren Reste gefunden worden sind. Im Chlorit pleochroitische Höfe um Zirkon (?).

An weiteren Gemengteilen dieser Gesteine sind zu erwähnen: Apatit, Turmalin, Rutil, Zirkon, in wenigen Schliffen reichlich Magnetit (i. H. von den kleinen schwarzen Chloritoiden nicht zu unterscheiden) und in einem einzigen Schliff auch etwas Epidot. Der oben angeführte Disthen wurde auch nur in einem Dünnschliff (Leitenkopf W) begegnet, hier allerdings in nicht wenigen Körnern (bis über 1 mm Größe). Seine Holoblasten erscheinen löcherig durch Aufnahme eines oft verlegten si von Quarz, das gegenüber dem äußeren Gewebe feineres Korn zeigt. Einige Disthenkörner sind geknickte Zwillinge, die nach U-Tischmessung nach dem Gesetz der Durchkreuzungszwillinge gebaut sind. Optische Orientierung:  $n\alpha$  nahezu normal zur stets scharfen (100-) Spaltung, der Faserbruch war nicht zu sehen, wohl aber die Spaltung nach (001);  $2V$  wurde mit  $82^\circ$  negativ gemessen.

In einem Schliff (Lärchwald) finden sich kleinste Granaten in einer Glimmerlage.

Die durch chloritische Flecken auf den weißen Schichtflächen ausgezeichneten Grünfleckschiefer unterscheiden sich in den Schliffen im Mineralbestande nur insofern von den beschriebenen fleckenfreien Typen, als in ihnen der Chloritoid fehlen und ganz durch Chlorit vertreten sein kann. Da aber in Stücken von Grünfleckschiefer, der diese beiden Mineralien nebeneinander enthält, im Schliff keine Umsetzung von Chloritoid in Chlorit zu beobachten war, handelt es sich dort wohl um ursprüngliches Fehlen von Chloritoid und nicht um eine Chloritbildung aus ihm. Die Grünfleckschiefer entstehen also anscheinend nur dadurch, daß die oben behandelten quergestellten Chloritaggregate infolge späterer starker Durchbewegung auf den Schichtflächen ausgeplättet worden sind. Entgegen dem Eindruck der Handstücke ist das jedoch kein diaphthoritischer Vorgang.

Der erwähnte granatführende helle Chloritoidschiefer vom Nordostkamm des Kloben ist dünn-schieferig, eben spaltend, hellgrau, die Schichtflächen leuchten durch den Glimmerbelag. Die feine schwarze Punktierung durch die Chloritoide ist besonders dicht, die Größe der Körner wie oben. Die in großer Zahl vorhandenen braunroten runden Granaten erreichen bis 3 mm Durchmesser und treten auf den Schichtflächen

knotig hervor. Mit Ausnahme von Granat entspricht das Gestein genau den oben beschriebenen hellen Chloritoid-schiefer Typen. Auch u. d. M. ist der lagige Aufbau aus Quarz und Muskowitblättern vollkommen gleich, die besonders reichlich eingestreuten blätterigen Chloritoiden stimmen mit der oben erwähnten tiefer gefärbten Abart überein und auch ihre Stellung im Gefüge ist gleich. Der Granat ist z. T. netzartig entwickelt, die reichlichen Einschlüsse sind als sehr deutliches *si* angeordnet, das in mehreren Körnern verlegt ist. Als Einschlüsse enthält er: Quarz, Muskowitblätter, Chloritoid, Magnetit und Rutilmikrolithen, also den gesamten übrigen Bestand, so daß er die jüngste Bildung darstellen muß. Gleichwohl sind die Bewegungen, die sein *si* verlegt haben, noch von einer Kristallisation überdauert, da keine mechanischen Kornstörungen im Gestein wahrgenommen werden.

Am Rand dieser granatführenden Lage tritt ein ähnlicher, aber mehr verquetscher und chloritoidärmerer Schiefer auf, der außer kleinen grünen Chloritflecken auch einige Granaten enthält; das Gestein hat das Aussehen der obigen Grünfleckschiefer. Die Granaten sind in diesem Gestein von einem breiten Chloritring umgeben, dessen diaphthoritische Entstehung schon i. H. unzweifelhaft ist. Die Ursache dafür, daß die Diaphthorose nur diese Randzone der granatführenden Lage ergreift, mag wohl darin liegen, daß sie dem Anschein nach stärker — vielleicht auch später — durchbewegt ist.

Man erkennt also hier genau die gleiche Kristallisationsgeschichte wie bei den chloritoid- und granatführenden Phylliten (siehe S. 112), eine noch mit Bewegungen interferierende Chloritoid- und Granatkristallisation mit einer späteren diaphthoritischen Umbildung, jedenfalls wie dort beide alpidisch. Bei den granatfreien hellen Chloritoidschiefern traf diese spätere Bewegung und Kristallisation nur einen Mineralbestand an, der auch unter den neuen Bedingungen stabil war und es wurden diese Gesteine daher ohne Diaphthorose zu den Grünfleckschiefern umgeformt.

## 6. Schwarzkopffolge.

Unter dieser Bezeichnung wurde eine Gesteinsfolge abgetrennt, die am Schwarzkopf (Ferleiten Ost) außerhalb unserer Karte ihre größte Mächtigkeit erlangt und die aus einer innigen Wechsellagerung von weißen oder gelblichen karbonatfreien Quarziten mit schwarzen graphitischen Schiefergesteinen, Phylliten, Chloritoidphylliten und Rhätizit-Chloritoidschiefern, besteht. Sie ist trotz ähnlichen Aufbaues durch die graphitische Färbung der Schiefer von den bisher besprochenen Phyllit- und Quarzitgesteinen der Brennkogeldecke abtrennbar; Übergänge führen jedoch hinüber zu den grau gefärbten Typen der „hellen Chloritoidschiefer“ und den sie begleitenden Quarziten. Das sonst angewendete Prinzip petrographischer Ausscheidung wurde hier zugunsten einer Ausscheidung der ganzen Folge verlassen, um ihre besondere tektonische Stellung besser zum Ausdruck zu bringen. Die Schwarzkopffolge taucht vom Schwarzkopf in den Osthang des Ferleitner Engtales stirnartig in Lappen und Zungen hinab, die von den anderen Phylliten und Quarziten der Brennkogeldecke umhüllt und eingewickelt werden. Diese Lappen bestehen vorwiegend aus Quarzit. Weiter südlich erscheinen die Schwarzkopfgesteine nur in kleinen Vorkommen, nämlich Die Troi, Leitenkopfgipfel (Rhätizitschiefer), Hochtor (Phyllit), Konetbichl, Schareck (Chloritoidphyllit), immer aber in ähnlicher Stellung wie die hellen Chloritoidschiefer, im Grenzbereiche von Seidlwinkeltrias und Schieferen der Brennkogeldecke. — Die Gesteine sind

a) Quarzite: karbonatfrei, bankig, weiß, selten grau gebändert; oft durch Infiltration von Brauneisen gelblich, auf glimmerbelegten Schichtflächen und Klüften gerne rotbraun; keine Begleitung durch helle Quarzitschiefer. Unterscheidung von den vorher besprochenen karbonatfreien Quarziten i. H. schwer, oft unmöglich, im Gelände aber meist durch schwarzen Flechtenwuchs von diesen abgehoben (Ferleiten NO).

b) Phyllite. Sie sind rein schwarz, färben graphitisch ab; meist haben sie rein serizitische Schichtflächen, Glimmerblättchen sind selten. Knoten fehlen, Feinfältelung ist verbreitet. Quarzreiche Abarten werden weniger graphitisch und können zu Quarziten mit phyllitischen Häuten überleiten.

c) Chloritoidschiefer und Chloritoidphyllite. Diese ähneln mit Ausnahme der graphitischen Schwarzfärbung weniger den Chloritoidphylliten innerhalb der großen Schieferhüllphyllitmassen als in Bruch und Gefüge den hellen Chloritoidschiefern, die im Anschluß im vorhergehenden Abschnitt besprochen wurden.

Die schönsten Gesteine der ersten Art fanden sich am Rand des Kartenblattes bei Konetbichl (südlich Hochtor), wo dicht gestellte, schwarze Chloritoiden in phyllitischer Masse eingebettet, 2 bis 3 mm Durchmesser erreichen (an anderen Punkten bleiben sie unter  $\frac{1}{2}$  mm). U. d. M. ist das Gewebe dieses Gesteins fast rein serizitisch, ganz dicht pigmentiert, Quarz kommt fast nur in vereinzelt Knauern vor. Die Chloritoiden sind sehr schwach gefärbt und auch schwach pleochroitisch, aber meist sehr reich an Pigment. Sanduhrstruktur fehlt, wohl aber ist es gern als *si* oder in basisparallelen Streifen verschieden dicht gedrängt oder es sind einzelne Zwillingslamellen unpigmentiert. Die meisten Körner sind lebhaft verzwilligt; ein Vierling wurde zur Kontrolle mit U-Tisch vermessen und ergab das gewohnte Glimmergesetz mit Verwachsung nach der Basis und Verdrehung der aneinandergrenzenden Individuen um  $120^\circ$ .  $n\gamma/c$  schwankte in diesen Individuen zwischen  $12$  und  $20^\circ$ . Außerdem fanden sich einzelne Blätter von ganz schwach pleochroitischem, fast farblosem Klinochlor; in einem anderen Schliff dieser Art waren solche Blättchen dick gedrungen. Weiters tritt auf: etwas Apatit, Klinozoisit, Rutil; letzterer in anderen Stücken als reiches *s* von „Tonschiefernadelchen“.

Die verbreiteteren feinpunktierten Chloritoidschiefer sind mit Ausnahme der starken Pigmentierung in Bestand und Gefüge den hellen Chloritoidschiefern gleich.

d) Rhätizit-Chloritoidschiefer. Die beste Entwicklung haben rhätizitführende Schiefer im Bereich des Kartenblattes nächst dem Gipfel des Leitenkopfes beim Fuscher Törl (Edelweißspitze der Glocknerstraße), ein schönes Vorkommen liefert die Deckscholle der Schwarzkopffolge bei „Die Troi“, während die schmalen Zungen, die vom Kamm des Schwarzkopfes herabziehen, arm daran sind. Außerhalb der Karte, am Kamm Kaserkarkopf—Schwarzkopf sind sie wieder reichlicher eingeschaltet. Die phyllitischen Rhätizitschiefer des Leitenkopfes sind im Gegensatz zu den übrigen ausnahmsweise lichter, grau und wenig graphitisch, auf den Schichtflächen aber voll von schwarzen, wirt in s liegenden Disthennadeln bis über 1 cm Länge und etwa 1 mm Dicke. In den stark graphitischen Abarten (Schwarzkopfgebiet) werden die Disthene noch gröber, doch bleibt der Glimmer auch dabei in aller Regel Serizit und das Gestein rein phyllitisch mit wechselndem Quarzgehalt. Ein anderer Typus ist ebenschieferig bis blätterig mit Chloritoidpünktchen und Disthennädelchen auf den Schichtflächen und gleicht im Gefüge mit Ausnahme der reichen graphitischen Pigmentierung der bei den hellen Chloritoidschiefern beschriebenen disthenführenden Abart.

Der Mineralbestand dieser Gruppe bleibt recht einheitlich. Das Grundgewebe besteht aus Serizit oder feinschuppigem Glimmer und Quarz in wechselndem Verhältnis und ist stark bis ganz dicht graphitisch pigmentiert. Darin sitzen reichlich Holoblasten von Chloritoid und Disthen, der eine oder der andere überwiegend, aber immer beide zugegen. Der Chloritoid ist wieder relativ schwach gefärbt und verhältnismäßig pigmentarm (optisch wie in den „hellen“ Chloritoidschiefern), der Disthen hat entweder deutliches bis dichtes Pigment-si oder ist mit Pigmentstaub bis zur Undurchsichtigkeit vollgepfropft. Das si besteht außerdem immer zu einem großen Teil aus feinen Rutilnadelchen, die auch in der äußeren Grundmasse in großer Menge vorkommen. Die optische Orientierung des Disthens gegenüber den typisch entwickelten Spaltbarkeiten wurde im U-Tisch nachgeprüft, 2V zu annähernd 80° auch direkt gemessen,  $n_{\gamma} - n_{\beta}$  ergab sich zu 0,0069. Mehrere Säulen sind nach (100) verzwillingt. Untergeordnet erscheint Apatit, Turmalin.

Gleich wie in dem disthenführenden „hellen Chloritoidschiefer“ (S. 117) oder in einem Chloritoid-Disthenschiefer des Nordrahmens (S. 213) gehören in diesen Gesteinen, soweit erkennbar, Chloritoid und Disthen weder verschiedenen Kristallisationen an, noch sind irgend welche Umsetzungen des einen in das andere Mineral nachzuweisen oder auch nur angedeutet. Sie sind vielmehr nebeneinander stabile Bildungen derselben Kristallisation.

Im Schriff vom Leitenkopf fasert eine große Disthensäule am Ende aus und wird unter Erhaltung des si durch ein niedrig doppelbrechendes, verwaschen fleckig auslöschendes Aggregat viel niedriger Lichtbrechung ersetzt. Z. T. ist in Achsenbildern feinblättriger Muskowit zu erkennen (etwa parallel der Spaltung geschnitten), der Achsenwinkel geht aber auch bis fast 0° herunter (Überlagerung?). Es handelt sich anscheinend um eine beginnende Verglimmerung von Disthen, wie sie an einigen anderen Säulen an Klüften angedeutet ist.

Derselbe Schriff bietet noch eine Besonderheit, indem nämlich das Gewebe zerbrochen und durch Quarz wieder ausgeheilt ist, der sich z. T. säulig ansetzt. Einzelne der pigmentierten Schollen bestehen aus großen, von einem dichten si von Rutil und Pigment durchzogenen Einzelkörnern, die optisch in jeder Hinsicht mit Quarz übereinstimmen; das ist ein ganz ungewohntes Gefügebild von Quarz.

Nachkristalline Störungen sind auch in den Gesteinen der Schwarzkopffolge sehr spärlich; z. B. wird Disthen manchmal schwach gebogen, abgknickt oder etwas aufgespalten und mit Quarz verheilt; sowohl in Chloritoid wie im Disthen ist das si sehr häufig verlegt, deren Wachstum ist also noch von (im übrigen auch vorkristallinen) Bewegungen überdauert worden, gerade so wie bei Chloritoid und Granat in den früher besprochenen Phylliten.

e) Beziehungen zwischen Schwarzkopffolge und hellen Chloritoidschiefern. Die verschiedenen Gesteine der Schwarzkopffolge hängen in engem Verband und oft durch Wechsellagerung miteinander zusammen, so daß man sie auch als stratigraphisch zusammengehörige Folge auffassen muß. Oben ist eine gewisse Verwandtschaft mit der Folge der „hellen Chloritoidschiefern“ erwähnt worden, die noch zu begründen ist; die hellen Chloritoidschiefer sind wie die Schiefer der Schwarzkopffolge aufs engste mit karbonatfreien oder wenigstens karbonatarmen hellen Quarziten (hier getrennt ausgeschieden) verbunden und die Parallele erstreckt sich auf diese ganze Folge.

In den Einzeltypen sind einmal die Quarzite, wie erwähnt, oft ununterscheidbar. Die graphitischen Chloritoidschiefer der Schwarzkopffolge stimmen mit Ausnahme eben der Schwarzfärbung vollkommen mit den „hellen Chloritoidschiefern“ überein; sie gleichen sich im Mineralbestande, dem ebenblättrigen lagigen Aufbau, der Korngröße, der Menge, Größe und Stellung der kleinen Chloritoidholoblasten und der seltenen Disthenführung. Man kann grau gefärbte, mittelmäßig pigmentierte Chloritoidschiefer sammeln, deren Zuordnung zu der einen oder anderen Folge unmöglich ist. Den (verhältnismäßig seltenen) schwarzen Phylliten der Schwarzkopffolge könnten die spärlichen serizitischen Schiefer der hellen Serie entsprechen. Keine Parallele finden allerdings die eigentlichen Rhätizitschiefer einerseits, die Grünfleckschiefer andererseits.

In der Vergleichung der ganzen Folge kommt man ebenfalls zu einer weitgehenden Übereinstimmung in bezug auf das Mengenverhältnis von Quarzit und Schieferanteil und die Erscheinungsweise, weiters ist ihre geologische Stellung grundsätzlich gleich, so daß sie sich in ihr gegenseitig vertreten.

So ist zu überlegen, ob vielleicht die Folge der hellen Chloritoidschiefer + Quarzit sich nur dadurch von der Schwarzkopffolge unterscheidet, daß in ihr das graphitische Pigment der letzteren später zum Großteil verloren gegangen wäre. Ein Hinweis in dieser Richtung kann aus den Grünfleckschiefern abgeleitet werden, die anscheinend im Zuge ihrer letzten, jüngeren Durchbewegung gänzlich pigmentfrei geworden sind (siehe oben). Diese Durchbewegung wirkt sich an verwandten granatführenden Gesteinen als Diaphthorese aus (siehe oben), die pigmentzerstörend wirken kann (Angel 81, S. 30). Bei den Granatphylliten (S. 109 ff.) trat Pigmentzerstörung nur bei sehr starker Diaphthorese auf.

Für die normalen, schwach pigmentierten oder pigmentfreien hellen Chloritoidschiefer kommt jedoch diese Entstehung des Pigmentverlustes nicht in Betracht, da ihnen eine solche spätere Durchbewegung mangelt. Außerdem enthalten ihre Chloritoidholoblasten gegenüber denen der Schwarzkopffolge schon ein weniger dichtes Pigment-si, so daß diese Gesteine schon bei ihrer Hauptkristallisation pigmentarm gewesen sein müssen. Die Unterschiede in der Pigmentierung der beiden Folgen müssen also entweder schon primär sein, können aber auch im Laufe einer ältesten, nicht mehr nachprüfaren Kristallisationsgeschichte angelegt, also erworben worden sein.

Je nach der Bewertung, die man der Pigmentierung als Kennzeichen von Schichtgruppen gibt, wird man die beiden Folgen grundsätzlich trennen oder ihrer Herkunft nach als nahe verwandt betrachten können. Aus der Übersicht über Aufbau und Stellung ist es wahrscheinlicher, daß die Pigmentierungsunterschiede kein so grundlegendes Merkmal sind, daß sie eine Gleichstellung auf Grund der anderen Analogien ausschließen würden (siehe dazu noch Abschnitt 7 f. und den tektonischen Teil).

Die hellen Chloritoidschiefer und Quarzite sind wahrscheinlich *Hottingers* permischem Blätterquarzit und triadischem Tafelquarzit gleichzusetzen. Die Möglichkeit permotriadischen Alters besteht für diese quarzitisches Serie ohne Zweifel, doch ist die Tektonik nicht genügend klar, um einen stratigraphischen Verband mit der anschließenden Trias — die dann eine verkehrte Serie wäre — anzunehmen. Jedenfalls mahnt die eben ausgeführte Vergleichbarkeit mit der Schwarzkopffolge, die wahrscheinlich paläozoisch, aber kaum permotriadisch ist, zu größter Vorsicht in der Altersdeutung.

## 7. Karbonatgesteine (außer Kalkglimmerschiefer) und Zugehöriges (Trias).

Ihre Hauptverbreitung haben die Gesteine dieser Gruppe am Ostrand des Kartenblattes, östlich einer Linie Hochtort—Mittertörl—Fuscher Törl—Piffgrundalm im Ferleitener Tal und außerhalb des Ostrandes unserer Karte. Diese großen Massen gehören der Seidlwinkeldecke an. Man kann in diesem Bereiche meist ohne Schwierigkeiten drei Karbonatgesteinsgruppen auch kartenmäßig unterscheiden, nämlich Marmor, Dolomite und Rauhacken, die alle bedeutende Flächenausdehnung erreichen. In den übrigen Teilen der Schieferhülle macht das Auftreten in Knollen oder nur schmalen und kurzen Zügen in der Karte oft eine Zusammenfassung und Bezeichnung mit der Ausscheidung des herrschenden Gesteins notwendig; insbesondere auf der W-Seite des Fuscher Tales sind Kalkmarmor durchwegs unter der Ausscheidung „Dolomit“ mit inbegriffen. Die Besprechung geht daher vom Osten aus.

### a) Kalkmarmor.

Seidlwinkeldecke. Diese Gesteine bilden mehr als die anderen Karbonatgesteine Wandzüge (z. B. Tauernkopf, Seidlwinkel, westl. Hirzkarkopf u. a.); sie sind dickbankig oder plattig und wittern rein grau an, im Gegensatz zu den gelblich verwitternden Marmoren der Kalkglimmerschiefer, von denen sie im frischen Bruch oft ununterscheidbar sind.

Die Marmore sind fast durchwegs hellfärbig, rein weiß, hellgrau oder weiß und grau verwaschen gebändert. Ein dunkelgrauer bis schwarzer Marmor wurde als schmale Einlagerung in lichten Marmoren und an der Grenze gegen Dolomit (mit Phyllitschmitzen) im Hochtortunnel aufgeschlossen, ein schwarzer Bändermarmor fand sich unterhalb der Tüchlalm (Seidlwinkel W).

Die Schichtflächen der Marmore sind gewöhnlich mit hellen Glimmerblättchen locker bestreut, in den Bänken und Platten selbst ist er ganz spärlich oder er fehlt. Ein Quarzgehalt ist mit freiem Auge entweder nicht zu bemerken oder bleibt ganz niedrig, selten sind auch Pyritkörnchen erkennbar. Alle Marmore sind deutlich körnig, die Korngröße bewegt sich meist zwischen  $\frac{1}{2}$  und 1 mm, dichte Kalke fehlen.

Irgendwelche Andeutung von Versteinerungen wurde nicht gefunden.

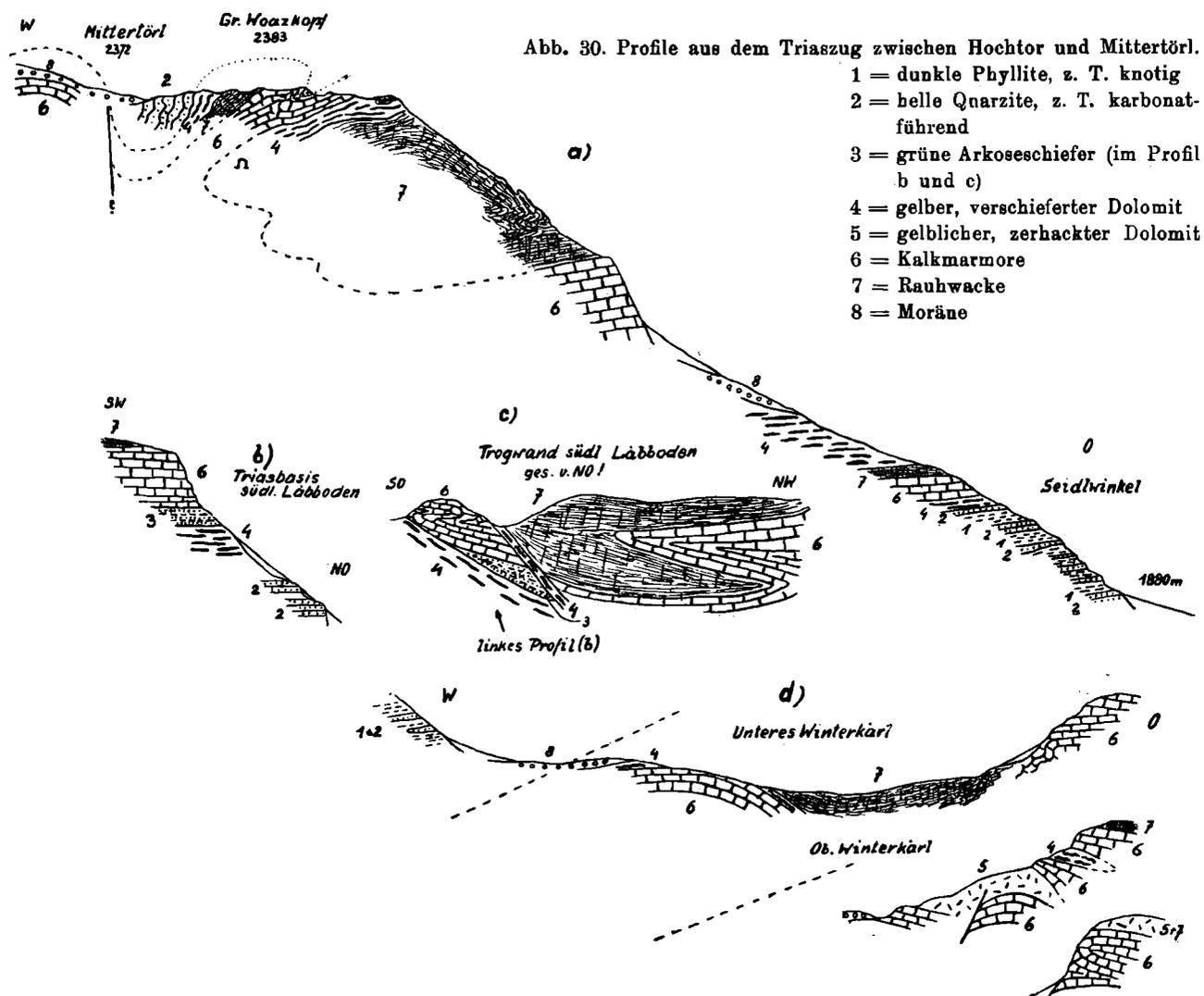
Ein Marmor von der Tüchlalm weicht etwas vom normalen Typus ab; er ist licht gelbbraun, von lichtgrünen Glimmerflatschen flaserig durchzogen und ähnelt im Aussehen durchaus den Flaserdolomiten des nächsten Abschnittes.

Die wenigen Schliffe von Marmor zeigten keine Besonderheiten. Der Verband der Kalkspatkörner ist pflasterig, die Körner reich lamelliert. Außer Kalzit, etwas Glimmer und Quarz wurde nur noch spärlich Pyrit und Körnchen von dunklem Pigment gefunden.

Die Marmore der Brennkogeldecke stimmen im allgemeinen mit der erstbeschriebenen Abart überein, so daß nur einige abweichende Vorkommen anzuführen sind.

**Tremolitmarmor.** In den Vorkommen der Gamskarköpfe wird der Marmor örtlich reich an Tremolit, dessen weiße Säulchen (bis fast 1 cm Länge) scharf in die B-Achse der Faltung (N—S) eingeregelt sind. U. d. M. tritt zum obigen Marmorbestand außer dem Tremolit ( $n\gamma/c = 14^\circ$ ) auch etwas Epidot. Außerdem sind hier einzelne Kalzitkörner von feinsten farblosen Nadeln oder Büscheln von solchen durchspießt, die wegen ihrer Feinheit nicht bestimmt werden konnten (ebenfalls Tremolit?).

Ähnliche Tremolitmarmore fanden sich auch am Sandboden (Fuschertal — W-Seite, sowie am Abfall des Ochsingers gegen den Wasserfallboden — beiderseits) in fast unentwirrbaren Faltenknäueln. Am Ochsinger ist die Ausbildung noch gröber, die Regelung weniger deutlich, die silberglänzenden Tremolitsäulchen z. T. schwach divergentstrahlig angeordnet. Ein Schliff des Vorkommens vom Sandboden zeigte als Besonderheit ein farbloses Chloritmineral, anscheinend Leuchtenbergit, einerseits wie der Muskowit und z. T. mit ihm zusammen in s eingeregelt, andererseits dünne Hüllen um die Tremolite bildend; ferner eine Kolonie eines stark licht- und schwach doppelbrechenden farblosen Minerals, zweiachsig + mit ziemlich kleinem Achsenwinkel, die Achsenebene senkrecht zu einer ausgeprägten Spaltbarkeit — wahrscheinlich Zoisit.



Im Verband mit dem kleinen Marmorvorkommen östlich des Kaserecks fand sich ein fast reiner Tremolitfels, aufgebaut aus weißen, feinnadeligen Rosetten dieses Minerals.

Im antyklinalen Marmorband auf Sedlmaiß (oberer Höllbachgraben) und östlich vom Tauernkopf tritt neben reinem Marmor eine Lage von sehr quarzreichen Marmor auf, der auch schon als Karbonatquarzit bezeichnet werden könnte. In Korngröße, Tracht und Färbung besteht kein Unterschied zu den anderen Marmoren, er ist also den früher beschriebenen Karbonatquarziten, die nicht mit Marmor verbunden sind, nicht gleichzustellen. Vergleichbares würde aber schon aus der Trias des Johannisberges beschrieben (S. 97).

#### b) Dolomitgesteine.

Die Dolomite sind im Kartenbereich wesentlich mannigfaltiger als die Kalkmarmore, doch konnten auch hier kartennmäßig keine weiteren Unterscheidungen vorgenommen werden.

a) Glimmerdolomit, bzw. Flaserdolomit. Diesem Typus folgt die größere Zahl der Dolomitgesteine, insbesondere bilden sie den Hauptanteil der großen Massen in der Seidlwinkeldecke. Sie sind da lichtgelblich bis weiß und durch regelmäßige vorhandene Flatschen oder wenigstens Blättchen von weißem oder licht-

grünem Glimmer, flaserig, seltener blätterig geschiefert und auffallend stark verwalzt, oft auch wild gefaltet. Die Korngröße bleibt hinter der der Marmore zurück, doch sind sie immer noch deutlich kristallin. — Am Sandboden wird die Farbe z. T. ausgesprochen blaugrau.

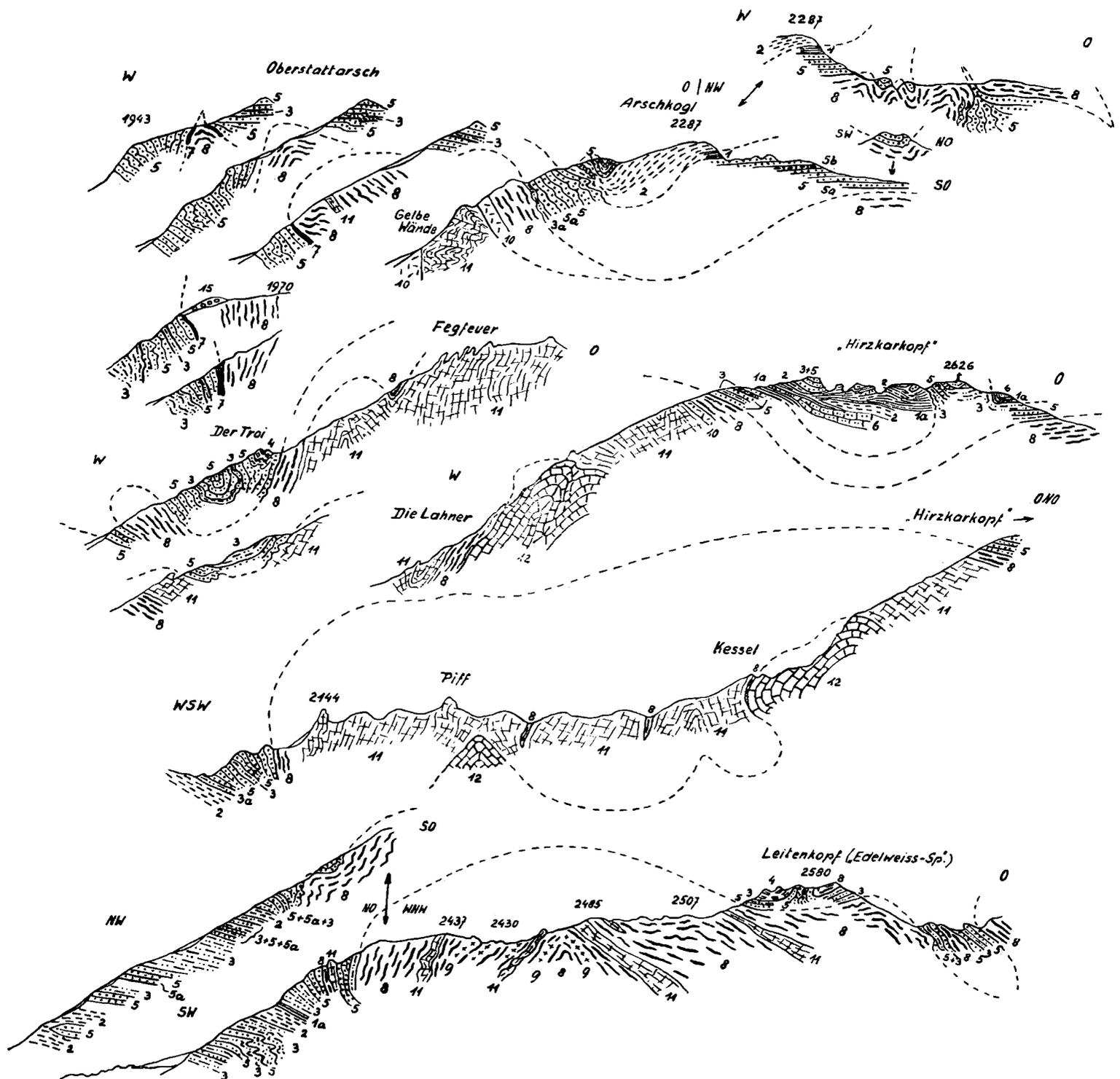


Abb. 31. Serienschnitte durch die Trias im Osthang des inneren Ferleitner Tales.

- |                                |   |                              |
|--------------------------------|---|------------------------------|
| 1 = Kalkglimmerschiefer        | 5a = heller Quarzitschiefer                               | 9 = gipsführende Zonen darin |
| 1a = derselbe phyllitisch      | 5b = Quarzit mit Phyllitlagen                             | 10 = zerhackter Dolomit      |
| 2 = dunkler Phyllit            | 6 = Karbonatquarzit                                       | 11 = Rauhwaacke              |
| 3 = helle Chloritoidschiefer   | 7 = grüne Phyllite und deren<br>Mischgesteine mit Dolomit | 12 = Marmore                 |
| 3a = darin „Grünfleckschiefer“ | 8 = gelber, verschieferter „Flaser-<br>dolomit“           | 13 = Schutt                  |
| 4 = Rhätizitschiefer           |   | 14 = Bergsturz               |
| 5 = gebankter heller Quarzit   |   | 15 = Moräne                  |

In der Formgestaltung bieten sie einen scharfen Gegensatz zu den Marmoren, indem sie zur Entwicklung von Felswänden fast ungeeignet sind, leicht zu Grus, Sand oder Mehl zerfallen und mehr schrofige Hänge bilden. Der Schutt aus diesem Dolomit neigt zu langsamem Fließen (z. B. Nord- und Südhänge des Leitenkopfkammes beim Fuscher Törl). Der grusige bis sandige Zerfall kennzeichnet an stark durchbewegten Stellen auch schon das anstehende Gestein; so konnte in den Straßenkehren westlich vom Fuscher Törl anstehender Dolomit in glatten

Böschungen abgegraben werden; oder im Hochtortunnel, nächst dem Nordportal suchte solch zerriebener, gelb und braun gebänderter Dolomit ähnlich einem feuchten Sand nachzustürzen und wurde beim Bau ungemein treffend als „Polenta“ bezeichnet. Diese Eigentümlichkeit erwähnen schon *Kober* und *Hottinger*.

Der Schliff eines solchen Glimmerdolomites (Futtererker, Ferleiten SO) zeigt körnigen lamellenlosen Dolomit, durchsetzt von Zügen von blätterigem oder schuppigem Muskowit, der auch gerne knäuelige Anhäufungen bildet. Die Muskowitblätter sind z. T. pigmentführend. Außerdem kommt in seltenen, kleineren Blättern ein zweiter Glimmer vor, der gegenüber dem Muskowit durch deutlichen Pleochroismus von farblos gelb, bzw. grünlichgelb und etwas niedrigere Doppelbrechung gekennzeichnet ist. Spaltblättchen dieses Glimmers gaben ein nahezu einachsiges Achsenbild. Es handelt sich vielleicht um Phlogopit, der ja auch in ähnlichen Dolomiten des westalpinen Penninikums vorkommt (z. B. im Tessin, *Bossard* 98). Weiterhin findet sich in diesem Schliff gelber, pleochroitischer Epidot z. T. pigmentiert, etwas Quarz und Turmalinsäulen mit einem hier etwas ungewohnten Pleochroismus von farblos zu tief blaugrün, z. T. zonar gebaut.

Die heftige Faltung dieses Gesteins ist wesentlich vorkristallin, nachkristalline Verbiegungen der Glimmer kommen aber vor (das Gestein liegt nahe an der Westgrenze der Seidlwinkeldecke).

Am Leitenkopf fand sich in Flaserdolomiten ein kleiner Quarz-Albitgang, im Bergnerkarl blaßgrünlicher Glimmer in Blättchen von einigen Quadratmillimetern als Kluftmineral auf weißem Dolomit.

Wie erwähnt, liegen die Hauptmassen der Glimmerdolomite in der Seidlwinkeldecke; aus der Brennkogeldecke gehören hierher z. B. die Dolomitvorkommen östlich der *Gamskarköpfe* (Pfandscharte NW), sowie deren Gesamtheit W des Füscher Tales. Weiße Glimmerdolomite sind seltener als gelbliche; solche liegen u. a. vor von den Straßenaufschlüssen bei der Piffmitteralm und vom Kloben-N-Kamm.

β) Wenig verschieferte Typen: Seltener als die flaserigen Glimmerdolomite sind ebenschieferige Abarten oder Dolomite, die in der sonst gewohnten Form in kleine scharfeckige Kluftkörper zerfallen und fast dichtes Korngefüge haben. Ebenschieferiger Dolomit, noch glimmerreich und blätterig zerfallend, gelblich oder weiß gefärbt, fand sich in den Vorkommen am Südrand des Höllbachkarls (Ferleiten O).

Von den polyedrisch zerfallenen Dolomiten liegen in der Seidlwinkeldecke die besten Vorkommen am Kamm zwischen Leitenkopf und Kendlkopf nördlich der Scharte (hier mehr plattig entwickelt), im Höllbachkarl und zwischen Durcheckkopf und Schwarzkopf, an allen Punkten aber von Glimmerdolomit begleitet. Die Färbungen wechseln von weißlich bis lichtgrau, selten dunkelgrau, vereinzelt kommt auch in der Farbe eine Art Bänderung zum Ausdruck. Zwischen Durcheckkopf und Schwarzkopf fand sich auch eine Lage mit zartrosa Flammenzeichnung. Ein geblichweißer, stark brecciöser Dolomit wurde u. a. im südlichen Abschnitt des Hochtortunnels aufgeschlossen.

In der Brennkogeldecke sind mehr minder massige, graue Dolomite mit unregelmäßiger Zerklüftung z. B. in dem Dolomitknopf im NW-Hang des Lacknerberges vertreten.

Neben der geringeren bis fehlenden Verschieferung unterscheiden sich diese Dolomite von den Glimmerdolomiten auch durch fast völliges Fehlen von Glimmer und durch weit geringere Kristallinität, z. T. sogar fast dichten Bruch.

Leider muß die Frage offen bleiben, ob die verschiedenen Dolomitarten, insbesondere die stark verschieferten und die fast massigen Typen nur verschiedene Zustände der Durchbewegung bezeichnen oder ob sie als unterscheidbare stratigraphische Horizonte angesehen werden können. Geschlossene Übergänge durch verschieden starke Durchbewegung konnten hier nicht belegt werden, wohl aber lieferten Dolomite des Nordrahmens eine vergleichbare Reihenentwicklung (siehe S. 227 f.). Es mag also wohl ein Teil der flaserig geschieferten Dolomite auch in der Schieferhülle auf diese Weise aus massigeren entstanden sein. Dafür, daß es sich um stratigraphisch, bzw. faziell verschiedene Ausgangsglieder handle, spricht jedoch, daß die regelmäßige und nicht geringe Glimmerführung der Glimmerdolomite und die praktische Glimmerfreiheit der anderen jedenfalls auf ursprüngliche Unterschiede zurückgehen muß. Es war aber keine Gesetzmäßigkeit im Auftreten der verschiedenen Abarten und keine sich an mehreren Punkten wiederholende Reihenfolge zu erkennen, so daß eine stratigraphische Deutung der einzelnen Typen besser unterlassen wird.

Zu den beschriebenen Typen treten noch an nur wenigen Punkten, nur als wenige Dezimeter mächtige, rasch auskeilende Linsen in Phyllit liegend (Oberstattbach, Lärchach N, Schwarze Leite bei Trauneralm S) dunkler graue, dünnplattige, feinkristalline Dolomite, die nach Aussehen und Lagerung wohl besser nicht zu den (triadischen) großen Dolomitmassen, sondern zu den bei der Besprechung der quarzitären Breccien zu erwähnenden grauen geflaserten Dolomiten und damit zu der Altersgesellschaft dieser Breccien gerechnet werden können.

### c) Rauh wack en.

Sie sind das dritte bezeichnende Glied in der großen Karbonatgesteinsgruppe der Seidlwinkeldecke und auch (spärlich) in den Hangendteilen der Brennkogeldecke vertreten. Ihre Ausbildung in den beiden tektonischen Einheiten ist jedoch verschieden.

α) Seidlwinkeldecke. Hier sind die Rauh wack en — bildlicher — als gelbe bis gelbbraune Zellenkalke zu beschreiben, deren grobe Löcherigkeit schon aus größerer Entfernung in Wandanbrüchen wahrge-

nommen werden kann. Die Zellwände sind immer rein kalkig und deutlich kristallin, die Zellen selbst entweder ausgelöst oder innen mit einer braunen, leicht zerreiblichen Masse teilweise ausgefüllt. Oft führen die Rauh- wacken einzelne Glimmerblättchen. Eine intensive Verfallung kennzeichnet fast alle Aufschlüsse und die B-Achsen dieser Faltung treten oft mehr hervor als die immerhin in aller Regel durch die Anordnung der Hohl- räume erkennbare Schichtung.

In der Formung heben sich die Rauh- wacken sowohl gegenüber den Marmoren, wie gegenüber den Dolomiten gut ab; trotz der Löcherigkeit neigen sie infolge einer erheblichen Wetterfestigkeit ihres Zellgerüsts und ihrer nur geringen Zerklüftung zur Ausbildung von Wandzügen und ruinenähnlichen Türmen, die weithin gelb bis braun leuchten. Beispiele dafür sind der Südabsturz des Kendlkopfkammes, die „Gelben Wände“ und das „Feg- feuer“ (Futtererkar N und S). Hier bilden die steil aufsteigenden, wellig gefalteten Rauh- wacken von N gesehen eine Reihe von spitzen, gekrümmten Zacken, welche die Phantasie des Volkes treffend mit lodernden Flammen verglichen hat — daher der Name.

Auf die Entstehung dieser Rauh- wacken und ihre Beziehung zum Gips wird bei diesem kurz eingegangen.

β) Brennkogeldecke. Nur an wenigen Punkten W des Fuscher Tales fanden sich Rauh- wacken, stets nur in geringer Ausdehnung und stärkst verwalzt — daher der obenstehenden Beschreibung nicht mehr entsprechend. Es sind vielmehr dunkelgelbe bis ausgesprochen rotbraune, ebenfalls kalkige Gesteine, teils grobkristallin, teils sandig-zerreiblich, meist dünn geplattet; die grobe Löcherigkeit ist verschwunden, soweit sich Hohlräume finden sind sie nur schmal und stark in der s-Fläche gestreckt. Die erwähnte dunkelbraune pulverige Ausfüllungsmasse findet sich auch hier; ebenso der lichte Glimmer, jedoch vielfach zu Häuten zusammengeschlossen. — Auf der Karte ausgeschieden wurde eine solche Rauh- wacke nur im Lindberggraben (Kapruner Tal-O-Seite). Geringmächtige Vorkommen befinden sich noch am W-Abfall des Ochsingers, ferner im Fuscher Tal S unter der Kandspitz und an der Rippe zwischen Wölfler- und Bergnerkarl, sowie am Sandboden (genaue Profile später im tektonischen Teil).

#### d) Gips.

Vorkommen von Gips wurden lediglich innerhalb der Seidlwinkeldecke im Verband mit Rauh- wacke, bzw. Dolomit aufgefunden. Die bedeutendsten (schon von *Hottlinger*, 57, besonders hervorgehoben) lie- gen am Kamm südlich des Kendlkopfes innerhalb von Rauh- wacken, kleinere Vorkommen wurden im W- und NO-Kamm des Leitenkopfes und nördlich des Hirzkarkopfes (der AVK.) in Dolomit aufgefunden. Es mag aber Gips wohl auch noch an anderen Stellen auftreten, da er besonders im Gehänge leicht durch Schuttflecken verdeckt wird.

Erst nach Abschluß der Aufnahmen wurde durch den Bau der Glocknerstraße ein weiteres Vorkommen auf- geschlossen: S des Fuscher Törls auf der Fuscher Tal-Seite, bevor man die Heldengedächtniskapelle erreicht. Der Gips bildet hier die Basis der Felsböschung über der Straße; Dolomit mit Rauh- wackenlagen überdacht ihn.

Dieser Gips ist an sich rein weiß und körnig, blättert bei der Verwitterung in grauen Schalen ab und bildet im Gelände kleine weiße, mehlig erscheinende Felsanbrüche. Er tritt in dickbauchigen Linsen auf; immer ist er durch Lagen von eckigen Dolomitbruchstücken gebändert, nur selten bis zu einer Mächtigkeit von 1 m rein. Die dolomitreichen Lagen bestehen aus einem gelben, feinkristallinen Dolomit, der in kleine eckige Bruchstücke aufgelöst ist und diese Bruchstücke schwimmen locker oder auch ganz dicht, meist unter Wahrung ihrer ur- sprünglichen Lagebeziehung in der weißen Gipsmasse. Weil die Dolomitbrocken nicht wirklich durcheinander- gemengt, sondern nur wesentlich aufgelockert sind, ist es besser, die zunächst naheliegende Bezeichnung Breccie für dieses Gestein nicht anzuwenden. Es handelt sich anscheinend um eine ehemalige Wechsellagerung von Dolomit und Gips, in der unter Bewegung die spröderen Dolomitlagen zerbrochen, gestreckt und die Bruch- stücke von Gips umflossen worden sind.<sup>71 a)</sup>

So sind nicht nur die Gipslinsen innerhalb der Dolomite gebaut, sondern ebenso auch die größeren Gips- vorkommen südlich des Kendlkopfes, obwohl sie ganz in Rauh- wacke liegen. Der Gips bildet hier von der Scharte südlich des genannten Gipfels an einen mehrfachen, einige hundert Meter langen Zug von solchen ver- unreinigten Linsen, deren größte wohl etwa 20—30 m Länge und etwa 10 m Breite erreichen dürfte. In der breiten Verflachung des Kammes von P. 2568 (auf der Karte ist dieser Kamm und sein südlicher Abfall nicht richtig dargestellt) sind wahrscheinlich weiterhin einige Dolinenformen als Gipstrichter zu deuten (besonders westlich des genannten Punktes) und auch noch am Südabfall dieses Rückens findet sich etwas Gips.

#### e) Über die Beziehungen zwischen Gips, Rauh- wacke und Dolomit.

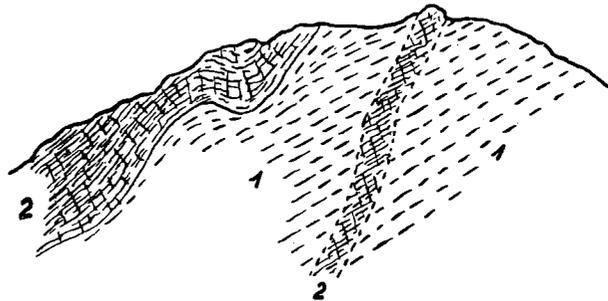
Die Grenzen zwischen den Gipslinsen und dem Dolomit sind, wie erwähnt, infolge der Wechsellagerung der beiden Gesteine meist nicht sehr scharf und der Übergang erfolgt im Streichen und normal dazu so, daß die Dolomitluftkörper sich auflockern und dazwischen der Gips eintritt, der sich dann zu geschlossenen Lagen bzw. Linsen erweitert. So sieht man z. B. auch, daß die in Rauh- wacke liegenden Gipslinsen südlich des Kendl- kopfes mehrfach sich im Streichen durch schmale Dolomitzüge verbinden.

<sup>71 a)</sup> Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. H. R. v. Gaertner kommen solche Strukturen auch in tektonisch kaum beanspruchten Gipsen vor.

Die Rauhacken legen sich um die Gipslinsen in aller Regel mit sehr scharfen Grenzen, an denen offensichtlich auch Bewegungen stattgefunden haben. Nur im Bereich der Einschaltungen am Kamm südlich des Kendlkopfes, am nördlichen Ende des großen Gipszuges, fanden sich auch sehr bemerkenswerte allmähliche Übergänge von einigen Dezimeter Mächtigkeit. Diese schmale Grenze gibt einigen Aufschluß, inwieweit die Rauhacke hier etwa durch Auslösung von Gips entstanden sein kann, wie das im Schrifttum mehrfach beschrieben wird. (z. B. *Holst* 148, *Krige* 152, *H. P. Cornelius* 109, *Bossard* 97).

Unmittelbar zu beobachten war trotz großer Mürbheit des Gesteins folgendes: In dem Mischgestein von Dolomitbrocken mit Gipsadern erscheinen an Stelle des Gipsnetzwerkes als Verkittung der Dolomitluftkörper allmählich kalkige Adern, die bei der Verwitterung neben den leicht auslösbaren Gipsgängen als schmale Blätter stehen bleiben. Das geht so weit, daß an Stelle dieses Gipsnetzwerkes als Verkittung der Dolomitbruchstücke sich ein ausschließlich kalkiges Gewebe herausbildet; es ist gelblich oder bräunlich gefärbt und immer kristallin. In diesen, durch das Kalkgerüst gestützten, nun als Ganzes bereits widerstandsfähigeren Gesteinen werden die an der Oberfläche liegenden Dolomitbruchstücke leichter zerreiblich als in der Gipsmasse, zerfallen leicht feinsandig, werden ausgeschwemmt und sind schließlich nur mehr durch die Löcher im Gestein gezeichnet. Das Ergebnis ist eine typische Rauhacke ohne Unterschied gegen die anschließende Hauptmasse. Es gelang trotz angestrengten Suchens in möglichst frischen Stücken nicht, in den Zellräumen etwas anderes zu finden als mehr oder weniger zersetzten, zerreiblichen Dolomit, jedenfalls aber keinen Gips. Dieser ist nur zwischen den Dolomitstücken zu finden, wo die kalkige Verkittung noch unvollständig ist und seine leichte Löslichkeit verursacht hier ein Netzwerk von tiefen schmalen Spalten in dem erst teilweise durch Kalk verkitteten, zerbrochenen und teilweise zersetzten Dolomit.

Abb. 32. Rauhacke als „Gang“; Kendlkopf Süd.  
1 = Gips, durch Dolomitbrockenlagen geschichtet  
2 = grobzellige Rauhacke



Ausgangspunkt für die Bildung der Rauhacke ist also in der schmalen beschriebenen Grenzregion ein zerbrochener und von einem Netzwerk schmaler Gipsadern durchzogener Dolomit, demnach ein Gestein, wie es schon *H. P. Cornelius* (109) als Ursprungsgestein der Rauhacken angenommen hat. Es kann sich gut um eine sedimentäre Wechsellagerung handeln, in der die spröden Dolomitlagen infolge der höheren Plastizität des einbettenden Gipses bei Durchbewegung gelenkig gestreckt worden sind. Darin werden allmählich die Gipsadern durch ein Kalknetzwerk ersetzt; während die von der Verwitterung an sich leicht zerstörbaren Dolomitbrocken gegenüber dem Gipsbindemittel noch als relativ widerstandsfähige Knoten erhalten bleiben, haben sie gegenüber dem kalkigen Bindemittel geringe Widerstandsfähigkeit und wittern als Löcher aus. Es ist möglich, nach dem Augenschein sogar durchaus wahrscheinlich, daß die Zermürbung des Dolomites und die Aufführung der kalkigen Zellwände im Zusammenhang steht, wobei für die erstere vielleicht die Verdrängung des Sulfates eine Rolle spielt. Vielleicht kann da einmal eine chemische Untersuchung weiteren Aufschluß geben.

Die löcherige Rauhacke entsteht also hier nicht durch irgendwie unmittelbare Auslaugung eines Gipsanteiles des Gesteins, sondern die kalkigen Zellwände nehmen die Stelle des Gipses ein und der Dolomit bildet die Löcher. Zu dieser Entstehungsweise liefert die große Gipslinse in der Mulde zwischen Kendlkopf und P. 2568 noch einen weiteren hübschen Beleg: Während nämlich sonst die Rauhacken trotz starker Verfaltung und Verschuppung dem Dolomit und dem Gips als eigenes, anscheinend horizontierbares Schichtglied gegenüberstehen, tritt hier Rauhacke offensichtlich auch gangförmig in Gips auf.

Aus der anstehenden Gipsmasse mit Dolomitbrockenlagen wittert hier eine steilstehende, über mannshohe, etwa 1 bis 1½ m starke Mauer von Rauhacke aus, die etwa N—S streicht. Sie schneidet schräg die durch die Dolomitbrockenlagen bezeichnete Schichtung im Gips, zeigt aber in sich eine in wellige, N—S-streichende Falten gelegte Schichtung, die die Rauhackenmauer schräg durchquert und mit der Schichtlagerung in der Gips-Dolomitmasse im wesentlichen übereinstimmt. Die nebenstehende Abb. 32 gibt das schematisch wieder. Der beobachtete „Rauhackengang“ ist also eigentlich nichts anderes als eine saigerstehende, durch Verkalkung verursachte Verfestigungszone in der Gips-Dolomitmasse. Diese Schichtung und Faltung innerhalb der Rauhackenmauer ist demnach nur umschlossenes Interngefüge und die Lagerungsverhältnisse belegen in diesem Falle ohne weiteres eine im wesentlichen nachtektonische Entstehung der Rauhacke. Eine solche ist ja schließlich, auch ohne daß das bisher hervorgehoben wurde, immer dann notwendig, wenn man für ihre Entstehung die vorherige Zertrümmerung des Ausgangsgesteins voraussetzt. Es paßt dieser Befund gut zu der schon eingangs erwähnten, auffallend geringen Zerklüftung der aus Rauhacken gebildeten Felswände.

Es ist durchaus möglich, daß die wilde Faltung der großen Rauhackenmassen ebenfalls nur im wesentlichen übernommen ist; jedenfalls waren diese Gesteine zur Zeit der Faltung noch keine Zellenkalke und die Dolomitbrocken noch fest, sonst wären sie zum mindesten etwas ausgeplättet worden.

Unsere Rauhacke ist also z. T. auf ein Mischgestein zwischen Dolomit und Gips rückführbar; daß das für die ganzen großen Massen zutrifft, ist bei der Gleichheit der Erscheinungsweise zwar durchaus möglich, aber doch nicht notwendig. Denn man kann sich wohl vorstellen, daß ein brecciöser Dolomit auch ohne vorhergehendes Gipsnetzwerk durch Kalk verkittet wird, sofern er nur vorher auch ohne Gegenwart von Gips die notwendige tektonische Auflockerung erleiden kann. Daß eine solche überhaupt möglich ist, zeigen z. B. die sehr typischen, an Bruch- und sonstige Bewegungszonen gebundenen Rauhacken in den unterdevonischen Dolomiten des Grazer Paläozoikums, denen man ja nicht eine ehemalige Gipsführung wird zuschreiben wollen.

Zusammenfassend kann man also sagen, daß die Rauhacken der Seidlwinkeldecke aus Dolomiten hervorgegangen sind, die auf tektonischem Weg eine kleinstückige Auflösung erfahren haben. Z. T. oder auch zur Gänze waren diese Dolomite mit Gips verknüpft, der bei der Durchbewegung die kleinstückige Auflösung entweder erst ermöglicht oder wenigstens begünstigt hat. Jedenfalls aber ist die erforderliche Auflockerung sehr abhängig von Eigentümlichkeiten der ursprünglichen Ausbildung (wozu schließlich auch Gipslagen gerechnet werden können) und dadurch wird trotz der früheren Ausführungen verständlich, daß die Rauhacken in ihren großen Massen hier anscheinend ebenso wie in stratigraphisch besser gliederbaren Triasgebieten doch im großen schichtparallele, stratigraphisch vorgegebene Einschaltungen bilden.

Es muß demgemäß auch dahingestellt bleiben, ob man sie lieber als „tektonische“ oder als „stratigraphische“ Rauhacken bezeichnet, da diese Unterscheidung bei der Notwendigkeit des Zusammentreffens stratigraphischer und tektonischer<sup>71b)</sup> Voraussetzungen eigentlich hinfällig wird.

#### f) Alter und Schichtfolge.

Die Marmore, Dolomite, Rauhacken und der Gips der Seidlwinkeldecke bilden eine geologisch recht gut geschlossene Gruppe; trotzdem paläontologische Belege für das Alter noch nicht erbracht worden sind und auch nach der Neuaufnahme nicht beigebracht werden können, ist die Formationszugehörigkeit verhältnismäßig sicher. Wenn man auch keines der auftretenden Gesteine, auch nicht die Rauhacke (siehe z. B. Grazer Paläozoikum) oder den Gips (siehe z. B. Bellerophonschichten) in den Alpen als „Leitfossil“ für Trias verwenden kann, so ist doch die Vergesellschaftung von mächtigen Kalken, mächtigen Dolomiten, mächtigen Rauhacken und Gips ohne eine wesentliche Schieferbegleitung so bezeichnend, daß man diese geologische Gruppe billigerweise mit *Kober* und *Hottinger* nur in die Trias stellen kann. Insbesondere fehlen überzeugende Analogien zu einer paläozoischen Folge.

Weit schwieriger ist die Frage nach einer, wenn auch rohen, stratigraphischen Gliederung innerhalb dieser Gruppe; sie erscheint uns, wie vorweg zu bemerken ist, im aufgenommenen Bereich der Schieferhülle noch nicht lösbar. *Hottinger* (1931, S. 170) wählt auf Grund von Beobachtungen im Seidlwinkel—Hochtorgebiet die Folge: Zu unterst ein Marmor-komplex, an dessen Basis sich oft, aber nicht überall, Rauhacken oder gelbe schieferige Dolomite finden (Marmor = Äquivalent von Hochstegenkalk und Angertalmarmor); nach oben bläulich und plattig. Darüber dichter Dolomit, weiß oder grau, darüber Dolomite und glimmerhaltige Dolomitschiefer, Marmor, gelbe Rauhacke und Gips; dieser Horizont ist ein Ganzes, die Gesteine gehen ineinander über und lösen sich ab; Rauhacke und Gips meist linsen- und stockförmig in den gelben kalkig-dolomitischen Schiefen. Die Stufe ist vergleichbar den Raibler Schichten (also „Obere Rauhacke“). Darüber hier und da (wenige Dezimeter bis Meter mächtig) noch Quarzitschiefer und glimmerreiche Dolomitschiefer = Quarzschiefer.

In dem in der Karte dargestellten östlichen Gebiet liegt die Hauptschwierigkeit darin, daß die ganze Folge in wilde, N—S-streichende Falten gelegt ist, deren Auflösung nicht soweit gelingt, daß man die Lagerung auf Faltung einer einfachen Schichtfolge zurückführen könnte. Auch die scheinbar so ruhige, fast söhliche Lagerung in den Marmorwandzügen des Seidlwinkelaltalschlusses löst sich meist in stengelartige Faltengebilde auf. Diese Faltung verschleiert jedenfalls eine vorhergehende intensive Verschuppung.

Eine gewisse Regelmäßigkeit in der Aufeinanderfolge scheint aber doch noch durchzuleuchten (siehe die gestaffelten O—W-Schnitte auf Abb. 30 und 31) und ist etwa so auszudrücken: An die westliche Begrenzung bildenden Quarzite, Quarzitschiefer und hellen Chloritoidschiefer schließt in aller Regel Flaserdolomit an; er erreicht auch in dieser Stellung seine größte Ausdehnung im Leitenkopf und weiter nördlich. Nur zwischen Fuscher Törl und Hochtor ist Dolomit dieser Stellung wenig bedeutend, im Schareck wieder mächtiger (Abb. 60). Im Bereich des Mittertörl schließt daran an einigen Stellen Marmor ohne ein weiteres Zwischenglied. Das ist aber offensichtlich nicht die Regel, denn sowohl im Norden, wie östlich des Mittertörls, im Hochtorgebiet (mit Ausnahme des Tunnels) und am Schareck legt sich Rauhacke oder Rauhacke und Glimmerdolomit zwischen die randlichen Dolomite und die Marmore. Alle großen Rauhackenmassen lassen sich ungefähr auf eine solche Stellung beziehen, doch kann sie auch sehr gering mächtig werden (z. B. oberhalb Litzlhofalm,

<sup>71b)</sup> Siehe Anmerkung S. 124.

Tauernkopf, Prof. 29). Dolomite und Rauhwaacke können sich einigermaßen mengen (z. B. Leitenkopfkamm), auch wenn diese Stellung im großen beibehalten wird; der Marmor bildet nur ganz selten kleinere Einschaltungen (Piffkühkar, Unteres Piffkar), meist hingegen geschlossene Wandzüge. Zwischen Marmor und Rauhwaacke schiebt sich noch gerne ein schmaler schieferiger Dolomit. Es ist wahrscheinlich, daß sich an den Marmor noch weiter flaserige Dolomite anschließen und daß die oben (S. 115) behandelten grünlichen Schiefer sich mit diesen verbinden (Fischer Wegscheide NO, Basis); die anderen Vorkommen dieser Schiefer haben anscheinend andere Stellung (Arschkogel—Futtererkar am Westrand der Dolomite gegen Quarzit, Mittertörl in Dolomit zwischen Marmor und Rauhwaacke), so daß sie vielleicht wohl verschiedenen Horizonten angehören oder die Lagerung unauflösbar stark gestört ist.

Als wahrscheinliche Folge vor der Verfaltung sehen wir also — umgekehrt gegenüber der vorigen Aufzählung gelesen — die Reihe: Wenig mächtige verschieferte Dolomite (mit den grünen sandigen Schiefen?), dann Marmor, dann die Rauhwaacken-Dolomitgruppe, in der zuerst die Rauhwaacken, dann die Dolomite überwiegen. Die dichteren, eckig brechenden Dolomite lassen keine einigermaßen regelmäßige Stellung erkennen. Das entspricht ungefähr der heutigen Aufeinanderfolge von unten nach oben und etwa der von *Hottinger* angegebenen Schichtreihe. Allerdings hat man bei dieser Lesart an der Basis im Seidlwinkel in unserem Gebiete keine mit Gründen als permotriadisch deutbare Quarzitfolge.

Die angegebene Folge ist aber auch umgekehrt lesbar, besonders dann, wenn man die westlich anschließenden Quarzite, Quarzitschiefer und hellen Chloritoidschiefer — in Übereinstimmung mit der Beschreibung von *Hottinger* — als stratigraphisch damit verbundene Permotrias auffassen wollte. Dann muß man die große Folge als invers ansehen und erhält etwa die Reihe: Dolomit-Rauhwaacke-Marmor schwächerer schieferiger Dolomit (mit grünem Schiefer?). Das hinwieder entspricht ziemlich genau dem, was *A. Heim* (145, II., S. 492) als Normalprofil der penninischen Trias in den höheren Decken namhaft macht (Basiskonglomerat)-Quarzit-zuckerkörniger Dolomit-Gips-Rauhwaacke-Kalkmarmor-(Quarztschiefer). (Die hier anscheinend fehlenden Glieder in Klammer.)

Aber auch dieser Deutung wird dadurch eine wichtige Stütze entzogen, daß — wie im tektonischen Teil auszuführen — die westlich anschließende Quarzit-Chloritoidschiefergruppe durch eine Überschiebungsbahn von der Trias getrennt ist und daher unabhängig von ihrem tatsächlichen Alter nicht zur Begründung einer Schichtfolge in der Trias herangezogen werden kann.

Auf Grund dieser Erörterungen sind also zwei einander gerade entgegengesetzte Lesarten der Schichtfolge, die sich beide aus der Parallele mit der westalpinen penninischen Trias begründen lassen, mit den örtlichen Beobachtungen verträglich. Daher scheint es uns derzeit zweifellos richtiger, sich noch mit der Sicherung überhaupt triadischen Alters zu begnügen und festzustellen, daß auch in der Folge und Ausbildung der einzelnen Schichtglieder, unabhängig von einer stufenmäßigen Altersbestimmung, Parallelen zur westalpinen penninischen Trias bestehen.

Die abgelösten Vorkommen von Triasgesteinen in den Hangenteilen der Brennkogeldecke lieferten keine näheren Anhaltspunkte für die innere Gliederung der Trias.

### 8. Breccien in den Phylliten der Brennkogeldecke.

Im Verband mit den phyllitischen Gesteinen der Brennkogeldecke kommen an einigen Stellen verschieferte Breccien vor, die erstmalig *Kober* (44) aus diesem Bereiche von der Pfandlscharte bekannt gemacht hat. Man kann zwei Gruppen von Breccien auch kartenmäßig unterscheiden, phyllitisch-kalkige und quarzitisches.

#### a) Schieferig-kalkige Dolomitbreccien (Kartenausscheidung „Dolomitbreccien“).

Das wichtigste Vorkommen solcher Breccien liegt in den östlichen Felsen der Unteren Pfandlscharte selbst, in dem anschließenden Aufschwung des Spielmann-Westgrates und in der SO-Flanke des Spielmanns.

Die Breccien sind meist leicht erkennbar durch das Auftreten von langgestreckten, in der Schieferung ausgewalzten oder auch durch Faltung umgestalteten Schollen aus feinkristallinem oder mit freiem Auge dicht erscheinendem Dolomit verschiedener Färbung; graue überwiegen, man trifft aber auch schwärzliche oder weiße, gelblich verwitternde Schollen. Alle sind in der Richtung der Streckung des Gesteins gelängt. Die Größe schwankt von wenigen Millimetern bis zu etwa 1 dm in der größten Ausdehnung. Sowohl in der Größe der Schollen wie in der Art der Dolomite herrscht lebhafter Wechsel und die Dichte der Packung ist ebenso Schwankungen unterworfen.

Das Bindemittel dieser Dolomitbrocken ist von zweierlei Art; öfter ist es ein etwas knoliger, dunkler phyllitischer Glimmerschiefer, wie er oben ohne die Schollen als Knotenschiefer beschrieben worden ist; er pflegt wie diese karbonathaltig zu sein, kann aber auch Quarz bis zur Entwicklung überwiegend quarzitischer gebundener Breccie anreichern. Die zweite, seltenere und nur lagenweise vorhandene Bindung der Dolomitbrocken ist die durch eine graue oder weiße, körnige Marmorasse, die sich sofort durch ihre höhere Kristallinität von den nahezu dichten Dolomitschollen abhebt. (Auch das erstgenannte Bindemittel ist körniger als der Dolomit.) Es ist möglich, daß ein Teil dieses „Bindemittels“ nichts anderes ist als umgestaltete Marmor-

schollen; es können sich jedoch aus ihnen auch schmale, fast reine Marmorlagen entwickeln, die nur ganz vereinzelt flachlinsige Scherben von Dolomit führen. Solche Gesteine enthalten östlich der Pfandscharte bei allgemein höherer Kristallinität reichlich Tremolitsäulchen bis über 1 cm Länge, die im grauen Dolomit dunkelgrau, im weißen Marmor hellgrünlich gefärbt sind.

Zwischen den beiden Arten von Bindemitteln verbinden Übergänge.

Wie angeführt, wechselt auch die Dichte der Päckung wie die anderen Eigenschaften. Nach der einen Seite hin besteht durch Ausbleiben der Dolomitschollen ein allmählicher Übergang zu den knotigen phyllitischen Schiefen, bzw. zu den seltenen Marmorlagen; nach der anderen Seite hin können sich die Schollen bis zum völligen Verschwinden des Bindemittels dicht aneinanderlegen, so daß stark linear gestreckte, flachlinsige bis dünnplattige, verschieden grau oder weiß geflaserte Dolomite entstehen, deren Brecciennatur an sich nicht mehr erkennbar ist. Gleiche Dolomite sind typische Begleiter der „quarzitischen Breccien“ (b).

Wir sehen keine Merkmale, die für eine Entstehung dieser Breccien auf tektonischem Wege sprächen (siehe H. P. Cornelius 111); vielmehr handelt es sich bei der Mengung verschiedener Dolomitbruchstücke in einer lagenweise wechselnden Grundmasse usw. sicher um sedimentäre Bildungen.

Man wird nach Obigem mit einiger Sicherheit einen stratigraphischen Verband dieser Breccien mit einem Teil der Phyllite, insbesondere den Knotenschiefern, annehmen können.

Es wurden zwei Schliffe dieser Breccien von der Pfandscharte untersucht. Der erste schneidet eine stark verschieferte und gestreckte Breccie, die nebeneinander knotig-schieferiges und weißes spätig-kalkiges Bindemittel enthält; letzteres i. H. mehr in Form einer Lagerkluft. Die heller oder dunkler grauen gestreckten und ausgezackten Dolomitbruchstücke (bis über Handstückgröße) sind so dicht gepackt, daß sie nur von schmalen, glimmerig-karbonatischen Schieferflasern getrennt werden. Der Schliff schneidet neben kleineren einen großen Dolomitbrocken, der auf der einen Seite vom spätig-kalkigen, auf der anderen vom knotig-schieferigen Bindemittel eingefabt wird.

Der Dolomitbrocken, i. H. fast dicht, zeigt u. d. M. eine sehr gleichmäßige Körnung von nur etwa 0,02–0,05 mm Durchmesser; die Körner sind etwas gestreckt, so daß sie eine interne Schieferung anzeigen, deren Verlauf eine faltende Verquälung des Brockens erkennen läßt. Dementsprechend sind die Umriss nicht mehr geröll- oder bruchstückartig, sondern zackig in spitze Faltenkeile ausgeschwänzt. Der Dolomitbrocken ist sehr rein, man findet in ihm sonst nur wenig kleine Quarzkörner, Glimmerschüppchen und etwas Albit. Er ist schwach pigmentiert.

Das weiße Kalkbindemittel hat etwa zehnmal gröberes Korn als der Dolomitbrocken: um 0,2–0,6 mm, und besteht aus dicht lamellierten, etwas gestreckten Pflasterkörnern. Ihnen sind kleiner körniger Quarz und einzelne Glimmerblättchen beigemischt. Weiter ab von der großen Scholle enthält es etwas dunklere kleine zackige Stücke vom feinkörnigen Dolomit und neben diesen mehr pigmentierte, knötchenartige Silikatgruppen. Erkennbar war in ihnen blätteriger Muskowit, einachsiger Zoisit und Quarz, der aber auch in der Nähe reichlicher vorkommt.

Das schieferige Bindemittel besteht aus Quarz, Zügen von blätterigem Muskowit, ankeritischem Karbonat und fleckigem Pigment; selten findet man auch Nester von feinkörnigem Dolomit. In den allerdings sehr dichten Pigmentflecken waren einzelne breite pigmentspeichernde Muskowitblätter und wenige Zoisitkörner zu erkennen. Das schieferige Bindemittel in diesem Schliff steht also den früher besprochenen Knotenschiefern nahe, ohne ihnen ganz zu entsprechen.

Das Handstück des zweiten Schliffes zeigt dichte graue Dolomitschollen, hellere, graue Marmorgrundmasse und an den Grenzen beider breite Zonen von Tremolitsäulen zwischen braun verwitterndem Karbonat.

Im Schliff ist die Marmorgrundmasse und eine silikatreiche Zone mit kleinen Dolomitbrocken geschnitten. Die Grundmasse besteht aus Kalkspatkörnern ähnlicher Korngröße wie im vorigen Schliff, die von wenig zahlreichen Tremolitsäulen ähnlichen Durchmessers durchsetzt ist; außerdem etwas Quarz. In diesem Gewebe liegen ferner knotige Silikathäufungen, die im Inneren teilweise pigmentiert sind, ohne daß die Pigmentierung scharf abgegrenzt wäre. Diese Knoten bestehen aus einigen Zoisitkörnern, mehr außen oft Tremolit, ferner wenig Titanit, Quarz und Karbonat. Der Zoisit ist wieder meist einachsig, aber hier waren auch schwach zweiachsige Achsenbilder erhältlich, bei denen sich die Hyperbeln eben schon trennen. Der Orientierung nach handelt es sich da um  $\beta$ -Zoisit.

Die silikatreiche Zone ist nichts anderes als ein dichteres Gemenge solcher Silikatknoten mit der Karbonatgrundmasse, doch sind es aber nicht scharf abgrenzbare Knoten, sondern nur schwach pigmentierte Häufungsstellen von Silikatkörnern. Wichtig ist, daß im Korn solcher Häufungen an wenigen Stellen feinkörniges Dolomitgewebe liegt, das die Brecciennatur dieses Gefüges belegt und die Vorstellung bestärkt, daß die Silikatknöpfe an Stelle dolomitischer Brocken gewachsen sind.

#### b) Quarzitisches Breccien.

Breccien dieser Art fanden sich an vier Punkten anstehend in der Brennkogeldecke: 1. Knapp östlich und westlich des Hochtorgpasses in mehreren Bändern, 2. am Taurerberg, wo die neue Straße den Ostrand des Kartenblattes verläßt, 3. als kleines Vorkommen in der Rinne östlich unterhalb P. 2888 zwischen Racherin und Spielmann und 4. im tieferen Teil des Oberstattbaches bei Ferleiten. Außerdem kommen Rollstücke von solchen Gesteinen vom Nordgrat des Brennkogels nächst der Fuscher Lacke zur neuen Straße herab.

1. Beim Hochtör (Abb. 29) queren östlich des Passes zwei Bänder von quarzitischen Gesteinen den Kamm; sie sind eingelagert in kleinknotigen phyllitischen Schiefen, die besonders in hangenden Teilen karbonatreich werden und z. T. albitisiert sind. Das hangende Band ist ein gelbweißer, bankiger, schwach karbonathaltiger Quarzit, wie oben beschrieben, im liegenden Band verbindet sich solcher Quarzit mit Breccien. Der Quarzit nimmt in seinem Liegend, ohne an feinverteiltem Karbonat wesentlich reicher zu werden, ausgeplättete Schollen von dichtem Dolomit auf, die zuerst einzeln, bald aber enge stehen. Nach nicht ganz 1 m solcher quarzitgebundener Breccie reichern sich im Liegend diese Dolomitschollen noch weiter an, werden etwas dicker, legen sich recht enge aneinander, so daß sie nur durch dünne karbonatquarzitische Zwischenlagen getrennt werden oder ganz aneinanderstoßen. Es entsteht so ein nur schmales liegendes Band von fast reinem, flaserig gefärbtem grauem Dolomit, wie er als Begleiter der schieferig-kalkigen Breccien schon erwähnt ist. Nach schmaler Einlagerung von Phyllit wiederholt sich dasselbe im Liegenden noch einmal.

2. Das Vorkommen am Taurerberg wurde beim Bau der Straße aufgeschlossen. Man sah da einen weißen, manchmal mit dunkleren Flasern gemusterten Quarzit, der infolge eines nicht unbeträchtlichen Karbonatgehaltes bei der Verwitterung mürbe wird.<sup>72)</sup> Wieder in seinem Liegend geht er wie am Hochtör in einen karbonatführenden Quarzit mit zahlreichen ausgeplätteten Dolomitschollen über und dieser wieder in ein Band von grauem flaserigem Dolomit. Die ganze Entwicklung ist auch hier, wie am Hochtör, nur wenige Meter mächtig. Im Liegenden folgt knotiger Phyllit.

Das Aussehen der Breccien ist an beiden Stellen folgendes: Grundmasse ein gelblich, mit feinen Löchern oder, seltener, sandig verwitternder karbonathaltiger Quarzit. Die Dolomitschollen wittern in ihm als flachlinsige, die Schieferung bezeichnende Löcher aus; sie sind immer dünn ausgeplättet und in der Streckung des Gesteins bis zur Form von dünnen Spänen ausgezogen: Im Querbruch als flache Linsen, im Längsbruch in Form kurzer, abwechselnder Lagen, im Hauptbruch als stark gelängte flache Blätter bis zu Handtellergröße. Kleinere Schollen können zu unscheinbaren grauen Flasern im Quarzit verarbeitet sein. Die Farbe der Dolomite ist dunkelgrau, lichtgrau oder gelblichgrau bis lichtgelb. Außer Dolomit kommen auch vereinzelt ebenso gestreckte und ausgeplättete Schollen von dunklem Phyllit in der quarzitischen Grundmasse vor.

Der begleitende graue „Flaserdolomit“ ist am Hauptbruch infolge seiner Zusammensetzung aus Schollen licht- und dunkelgrau, auch gelblich und weiß geflasert, wobei wieder die Streckung des Gesteins scharf hervortritt. Im Quer- und Längsbruch aber bemerkt man immer noch den Aufbau aus Schollen dadurch, daß sich zwischen die Dolomitzüge und Linsen eine weiße karbonatführende Quarzitgrundmasse einschiebt. Beim Fundpunkt Taurerberg führt dieser flaserige Dolomit bis zentimetergroße Säulen von Tremolit, wodurch er noch vollkommener den brecciösen Flaserdolomiten gleicht, die in Begleitung der schieferigen Breccien von der Pfandscharte oben erwähnt wurden.

U. d. M. zeigt der Quarzit vom zweitgenannten Fundpunkt folgenden Bestand: Überwiegend Quarz, Glimmerblättchen in s, Körner von Karbonat, Epidot, Zoisitß und faserige Säulen von Tremolit; die letzten vier Mineralien auch öfters in pigmentführenden Knötchen; ferner Apatit, Erz (Pyrit).

In einem Schliff der quarzitischen Dolomitbreccie erreicht das körnige Karbonat mengenmäßig den Quarz, mit dem es bunt gemischt ist. Das Ganze ist von Epidotkörnern, wenigen Glimmerblättchen und Pyritkörnchen durchsetzt. Die Dolomitschollen liegen nur mehr als ganz verquetschte, dicht pigmentierte Flasern vor, die aber, soweit ersichtlich, noch aus feinkörnigem Dolomit bestehen. Reaktionssäume und Umsetzungen wurden nicht beobachtet.

3. Am scharfen Südgrat des Spielmanns und in dessen beiden Flanken ziehen — wild verfallt — Bänder von mehr schieferiger Dolomitbreccie (siehe S. 127) nach Süden, gegen die Scharte zur Racherin. Knapp östlich unterhalb der Scharte, in der steilen, gegen das Gultal hinabführenden Rinne (eine Bruchstörung) ist eines dieser Bänder ungewöhnlich ausgebildet; man findet nämlich hier in der etwas verstellten Fortsetzung des Breccienbandes einen hellen Felskopf aus weißem bis lichtgrünlichem quarzreichem Glimmermarmor, der in seinen liegenden Bändern von Breccie begleitet ist. Diese Breccie enthält reichlich graue, verschieferte Fetzen von sehr feinkörnigem bis dichtem Dolomit von unter 1 cm bis fast 10 cm Größe. Die Grundmasse entspricht einem glimmerigen Quarzitschiefer mit nicht unbedeutendem Karbonatgehalt und führt neben den Dolomitschollen reichlich dunkle Knötchen wie die phyllitischen Knotenschiefer. Das ganze Gestein ist zwar sehr deutlich geschiefert, die Glimmer gefältelt, aber es fehlt eine so starke Ausplättung und Streckung wie bei den erstbehandelten Punkten.

U. d. M. hat man hier wieder den scharfen Gegensatz zwischen der Körnung in den Schollen und im Grundgewebe. Erstere bestehen aus Dolomitschollen von etwa 0,01 mm, recht gleichmäßig, ferner ganz wenigen feinen Glimmerschüppchen und ganz selten einem Quarzkorn; sie sind immer deutlich, aber in verschiedener Dichte pigmentiert, selten ganz schwarz. Ihre Form ist durch Verwalzung und Verfaltung sehr unregelmäßig, ausgeplättet oder ausgezackt.

Das Grundgewebe besteht aus Karbonat und Quarz in etwa gleicher Menge mit einer Korngröße um etwa 0,1—0,2 mm — also mehr als zehnmal so grob wie in den Schollen — und aus blättrigem Glimmer. Die Verteilung von Quarz und Karbonat ist sehr ungleichmäßig und man sieht wieder häufig den Quarz in

<sup>72)</sup> Anscheinend frische Stücke dieses Quarzites und der Breccie, die hier in einer „Deponie“ aufgeschichtet waren, wurden in einem einzigen Winter durch die Verwitterung für den Bau unbrauchbar gemacht.

reinen, mehr oder weniger rundlichen Kornaggregaten, die wahrscheinlich aus Quarzgeröllen hervorgegangen sind. Außerdem sitzen in dieser Grundmasse viele Körner des einachsigen Zoisites mit gleichen Eigenschaften wie oben beschrieben (S. 105), reichlich kleine Titanite, Magnetkies, etwas Epidot. Die Grundmasse ist an sich pigmentfrei.

Eingestreut in die Grundmasse sind auch noch zahlreiche Schollen von dichtem pigmentiertem Dolomit, die deutlicher als die höchstens am Rand beeinflussten großen Schollen eine Umsetzung zeigen. Stellenweise wachsen aus der Grundmasse Blätter von Muskowit oder Körner von Zoisit, seltener größere Karbonatkörner in die Dolomitschollen hinein und füllen sich dabei mit dessen Pigment, das sie ungestört übernehmen. Dann findet man Schollen, die neben einem Körneraggregat von Zoisit und Muskowit noch Reste von dichtem Dolomit enthalten und schließlich pigmentierte Knoten, die nur aus Körnern dieser Mineralien bestehen. Albit war hier nicht zu finden. Trotzdem besteht kein Zweifel, daß man hier unmittelbar und schrittweise eine Bildung von mehr mineralischen Knoten aus der Umwandlung ehemaliger Breccientrümmern beobachtet und daß diese Knoten mit denen der Knotenschiefer formal und auch noch im Bestande weitgehend übereinstimmen. Dieser Schliff vermag schon allein die oben gegebene Deutung der Knotenschiefer als ehemalige Feinbreccien zu belegen.

4. In der steilen, durch die Bewaldung schwer zugänglichen Schlucht des Oberstattbaches ober dem Steinbruch nächst Ferleiten liegen mehrere Quarzitbänder, von denen eines quarzitisches Breccie enthält. Die tiefsten Quarzite sind karbonatfrei, lichtgrau und mit den Begleitschiefern enge verbunden; die höheren sind meist reiner und etwas karbonathaltig; sie unterscheiden sich nicht von dem Quarzit, der die Breccien begleitet. Diese entsprechen im Aussehen einerseits den grauen geflaserten Dolomiten von Hochtorn und Taurerberg mit untergeordneter quarzitischer Grundmasse; zum anderen Teil sind sie der quarzitisches Breccie vom obigen Fundpunkt 3 vergleichbar. In einem weißen, aber fast karbonatfreien körnigen Quarzit, der reichlich helle Glimmerblättchen führt, liegen graue, zu unregelmäßigen Formen verwalzte Schollen von dichtem Dolomit. Die Schieferung führt nicht zu so eben verwalzten und gestreckten Schollen wie in den quarzitisches Breccien von Hochtorn und Taurerberg. Aber wie dort ist der Übergang in Quarzit allmählich, wie noch das Detailprofil von einem Felsen nördlich des Baches zeigen soll. Hier fand sich außerdem in schieferigem Quarzit, der sonst keine Anzeichen von Brecciengefüge mehr zeigte, ganz isoliert ein eckiges Bruchstück (wenige Zentimeter) von dunkelgrauem, körneligem Dolomit eingeschlossen.

Die im Liegenden und im Hangenden das quarzitisches Breccienband begleitenden grauen, dünnplattig zerfallenden Dolomite weichen von dem, was man in der geschlossenen Trias antrifft etwas ab. Es besteht aus ihrer Stellung die Möglichkeit, daß sie eng zu den Breccien gehören und vielleicht eine quarzarme Weiterentwicklung der obigen Flaserdolomite darstellen.

Das noch höher im Oberstattbach eingetragene Breccienvorkommen besteht aus flaserigem grauem Dolomit ohne ein überzeugendes Brecciengefüge; es wurde wegen der sonst beobachteten Verbindung dieser (nicht getrennt ausgeschiedenen) Gesteine mit den Breccien als solche bezeichnet.

Das Vorkommen vom Oberstattbach belegt vielleicht von allen am besten die enge Verbindung der Breccien mit Quarzitbändern, die sich sonst in nichts grundsätzlich von den in großer Zahl den Phylliten eingelagerten Quarziten unterscheiden. Es muß ganz offen bleiben, ob nicht ein größerer Teil der Quarzite altersmäßig zu den Breccien gehört.

5. Brennkogel-Nordkamm. Hier sind den mächtigen Phylliten, Chloritoidphylliten und Knotenschiefern in großer Zahl Bänder von hellen Quarziten eingeschaltet, die mit Ausnahme der allertiefsten in der Regel einen geringen Karbonatgehalt haben. Irgendwelche Besonderheiten wurden an ihnen bei der Begehung nicht wahrgenommen. Erst nach Abschluß der Aufnahme fanden sich bei einer Begehung der neuen Straße knapp südlich der Fuscherlacke Rollstücke von solchem Quarzit, die verwalzte Schollen von Dolomit oder Phyllit enthalten. Die Rollstücke stammen zweifellos aus dem einen oder anderen der Quarzitbänder am Brennkogel-Nordkamm.

Die Dolomitschollen sind meist klein, von Millimeter bis einige Zentimeter, sehr stark linear gestreckt und flach ausgewalzt, ihr Korngefüge ist im Gegensatz zum körnigen Quarzit dicht, die Färbung grau bis gelblich. Die spärlichen Phyllitschollen haben gleiche Form, dunkelgraue Farbe und führen bereits kleine Glimmerblättchen. Die Schollen machen mengenmäßig nur einen ganz geringen Bruchteil des Gesteins aus und stehen locker oder vereinzelt im Quarzit.

Die quarzitisches Grundmasse ist körnig, enthält Glimmerblättchen, der Karbonatgehalt wechselt; er kann fast verschwinden, so daß die Stücke in Salzsäure nur ganz wenige Blasen werfen, er kann aber auch so hoch sein, daß die Stücke durch ihn feinschlierig anwittern.

Die hier aufgefundenen Stücke gleichen in jeder Hinsicht den Bruchstück-armen Übergangsgliedern zwischen den Quarziten und den eigentlichen quarzitisches Dolomitbreccien im Profil des Hochtorns oder des Taurerberges.

Aus dem Vorkommen von Dolomitbreccien in den Quarziten des Brennkogel-Nordkammes ist der Schluß zu ziehen, daß auch Quarzite, in deren Gesellschaft bei der Aufnahme keine Breccien auffindbar waren, nachtriadisch sein können und daß hierher nicht nur karbonatreiche, sondern auch praktisch karbonatfreie Quarzite gehören können<sup>73)</sup> (vgl. S. 114).

<sup>73)</sup> Ganz übereinstimmend im N-Rahmen! Vgl. S. 234 f.

## c) Gegenseitige Beziehungen beider Breccientypen.

Die quarzitischen sind ebenso wie die zuerst behandelten schieferig-kalkigen Breccien sicher nachtriadisch <sup>74)</sup> und wahrscheinlich liasisch. Die Typen beider weichen stark voneinander ab, es liegen aber doch wichtige Gründe dafür vor, daß die beiden Breccienarten einander stratigraphisch sehr nahe stehen. Diese sind: Auftreten als schmale Bänder im Verband mit gleichartigen Schiefen (typische Knotenschiefer einerseits am Spielmann, andererseits am Brennkogelnordkamm); beide Breccienarten sind durch Übergänge verbunden mit einem in beiden Fällen ganz gleichartigen Gestein, dem oben beschriebenen „Flaserdolomit“ mit spärlicher quarzreicher Grundmasse, der also ein fazielles Bindeglied darstellt; unter der Scharte zwischen Racherin und Spielmann (Fundpunkt 3) ist ein fazieller Übergang im Streichen des gleichen Bandes wahrscheinlich.

Nach diesen Überlegungen ist also anzunehmen, daß diese beiden Breccienarten über den grauen Flaserdolomit ineinander übergehen; entweder als aufeinanderfolgende stratigraphische Horizonte oder einfach durch fazielle Vertretung. In dieser Auffassung hätte man auf der einen Seite (östlich) zwischen feinbrecciösen tonigen und rein tonigen Ablagerungen (Knotenschiefer und Phyllit) die Sedimentation von mehr oder weniger karbonatführenden Sandlagen (Quarzite z. T.), dann die horizontale Einstreuung von Dolomitschutt und schließlich (westlich) sandärmeren Dolomitschutt. Eine fazielle Differenzierung wäre für diese klastischen Ablagerungen ja nicht zu verwundern, wenn man berücksichtigt, daß die horizontalen Entfernungen heute durch Faltung und Schuppung stark verändert sind.

## 9. Kalkglimmerschiefer.

Bänder von Kalkglimmerschiefer sind nur in den tektonisch hangendsten Teilen der Brennkogeldecke zu beobachten, da aber an recht zahlreichen Punkten. So südwestlich von Ferleiten zwischen Boggenci- und Sandbodenkees, zu beiden Seiten der Talenge unter Ferleiten, an Durcheckwand, Arschkogel, am Hirzkarkopf (der AV.-Karte), Brennkogel und Margrötzenkopf und noch weiter mehrfach nahe der Grenze der Oberen Schieferhülle bei ihrem Hinabstreichen gegen Heiligenblut. Die scheinbar tiefere Lage der Bänder unter Hochmais und im Hang unter dem Pfalzkopf erklärt sich durch Einfaltung aus den Hangendteilen.

Da diese Hangendzone der Brennkogeldecke einen Bereich der Verschuppung darstellt, könnten diese niemals mit durchgehenden Kalkglimmerschieferbänder auch tektonisch aus der Oberen Schieferhülle stammen. Die Kalkglimmerschiefer selbst unterscheiden sich nicht von denen der Oberen Schieferhülle, so daß von einer getrennten Besprechung an dieser Stelle abgesehen werden kann.

Anhangsweise muß aber hier noch ein hier auf die Brennkogeldecke beschränktes Gestein angeschlossen werden, nämlich ein Kalk-Chloritoidschiefer. Es bildet nur Zentimeter bis Dezimeter dicke Bändchen in Phyllit, verwittert heller oder dunkler braun bis graubraun und ist durch schwarze Chloritoide (unter 1 mm) gesprenkelt. Neben Karbonat und Chloritoid erkennt man noch Quarz in sehr wechselnder Menge (bis fast quarzitisches und dann heller) und etwas Glimmer. Solches Gestein wurde an vier Stellen gefunden: 1. Unter P. 2310 oberhalb der Durcheckwand bei Ferleiten; hier ist es als Kalkglimmerschiefer ausgeschieden; 2. nordwestlich unterhalb des Kaserkarkopfes (quarzreich); 3. im Ostkamm des Gr. Margrötzenkopfes; 4. bei „Fall“ am alten Hochtorgweg von Süden (quarzreich); die letzten drei sind nicht ausgeschieden worden. Es kommt auch im W-Hang des Moderecks vor.

Im Dünnschliff wurde das Gestein vom erstgenannten Fundpunkt untersucht. Grundgewebe ist ein gleichkörniger Gefüge von Calcit (um 0,2 bis 0,5 mm) mit wirr gelagerten Glimmerblättchen und wenig feinkörnigem Quarz. Die Körner von Chloritoid (optisch wie S. 105) sind oft lamelliert und speichern Pigment Chlorit (lamellierter Klinochlor) ist schwach gefärbt und bildet einige rosettenartige Flecken, die sich meist an Chloritoide ansetzen. Selten sind Säulchen von Turmalin.

In diesem Gestein ist die an sich seltene Verwachsung von reichlich Karbonat mit Chloritoid <sup>75)</sup> bemerkenswert. Trotz der Karbonatvormacht und mancher äußeren Ähnlichkeit dürften aber diese Gesteine geologisch und insbesondere stratigraphisch mit den übrigen Kalkglimmerschiefen nichts zu tun haben, sondern in die Serie der dunklen Chloritoidphyllite der Brennkogeldecke gehören.

## IV. Gesteine der Oberen Schieferhülle.

## 1. Kalkglimmerschiefer.

In Übereinstimmung mit dem Gebrauch in den meisten Arbeiten über die Hohen Tauern verwenden wir hier für die großen Massen der kalkigen Gesteine der Oberen Schieferhülle und für die gleichartigen Gesteinsbänder in den tieferen oder höheren Decken die Bezeichnung Kalkglimmerschiefer. Das ist ein gesteinskundlich nicht allzu eng zu fassender Sammelbegriff. Gemeinsam ist den damit zusammengefaßten Gesteinen die Vormacht von körnigem Kalkspat, die Führung von lichtem Glimmer, die lichtgraue Färbung des frischen Gesteins (mit Ausnahme weißer Bänder, Linsen oder Klüfte) und lichtbräunliche Farbtöne an der Oberfläche verwitterter Felspartien.

<sup>74)</sup> Vgl. dazu die ganz analogen Verhältnisse im N-Rahmen, S. 230 f., und in der Matreier Zone, S. 256 f.

<sup>75)</sup> Es wirkt also nicht allgemein Kalkspat „vergiftend“ (163) auf den Sprödglimmer!

Außerst kennzeichnend für sie sind gewisse Geländeformen, wie die hausdachartigen Bergkämme, die „Bratschenwände“ u. a., die manche Berge unserer Gruppe beherrschen (z. B. Hochtenn, Wiesbachhorn, Hohe Dock, Fuscherkarkopf—Sonnwelleck, Wasserradkopf, Schwerteckklamm usw.). Die Mürbheit und griffarme Rundung ausgesetzter Felsen in ihnen sind dem Bergsteiger bekannt. In jungen Einschnitten tieferer Lage und in der Rundung der Firnbecken neigen sie zur Bildung von Wandzügen, bzw. Schluchten (z. B. Becken von Heiligenblut, Daberklamm, Fuscher Talenge gegen Ferleiten; Kapruner Tal überm Kesselfall, u. a.). Im Vegetationsbereich erweisen sich die Kalkglimmerschiefer als sehr pflanzenfreundlich; selbst an steilen Hängen bedecken sie sich mit üppigen Wiesen, mit oft artenreicher Flora (Edelweiß!). Hier ist charakteristisch die Verwitterung zu braunschwarzem Mulm, dessen Ursprung oft nur noch die massenhaft erhalten gebliebenen hellen Glimmerblätter verraten.

Auf flach geneigten Karböden zeigt das  $\text{CaCO}_3$ -reiche Gestein z. T. recht ausgeprägte Karrenfelder, die sich von manchen kalkalpinen nur dadurch unterscheiden, daß die Paralleltexur in der Anordnung und Ausgestaltung ihrer Schneiden und Furchen weit mehr zum Ausdruck kommt (z. B. da und dort in der Umgebung der Krefelderhütte). Es ist eben zum guten Teil ein wasserlösliches und, wie manche große Quellaustritte zeigen, ein teilweise wenigstens recht wasserdurchlässiges Gestein; wenn auch die glimmerreicheren, stark schieferigen Lagen gewöhnlich wieder wasserstauend wirken dürften.

Die Angehörigen dieser Gesteinsgruppe sind mit Ausnahme von reinen Marmorbändern fast durchwegs auch in strengem gesteinskundlichen Sinne Kalkglimmerschiefer. Eine kartenmäßige Heraushebung einzelner Abarten ist in unserem Arbeitsgebiete höchstens in den größten Zügen und mit wesentlich größerem Zeitaufwande durchführbar, wie ein Versuch der Ausscheidung von Marmorbändern im Nordabschnitt (H. P. C.) gelehrt hat. Die wichtigsten Abarten sind im folgenden getrennt besprochen.

Die hin und wieder für diese Gesteine gebrauchte Bezeichnung „Kalkphyllite“ ist im Glocknergebiet mit Rücksicht auf die Korngröße, die meist gut sichtbare Blättrigkeit des Glimmers und die Tracht dieser Gesteine nicht zweckmäßig<sup>75)</sup> und ebenso wurde die Bezeichnung „Bündner Schiefer“ mit Rücksicht auf die viel weitere Fassung dieses Begriffes vermieden. Gesteinskundlich sind sie in dieser Gruppe höchstens *Hammers* (140) „kalkigen grauen Bündner Schiefen“ des Unterengadins vergleichbar, aber auch diese haben noch einen viel mehr phyllitischen Charakter. — Mit manchen Gesteinen Südbündens, noch mehr der Penninischen und Grajischen Alpen lassen sie sich allerdings weit besser, ja bis in alle Einzelheiten vergleichen.

#### a) Marmore.

Die in sich massig erscheinenden, oft Wandabsätze bildenden, glimmerarmen Bänder der Kalkglimmerschiefer sind strenger als Marmore zu bezeichnen. Von den anderen (mesozoischen) Marmoren der Schieferhülle unterscheiden sie sich dabei abgesehen vom Verband meist gut durch die erwähnte Graufärbung des frischen Gesteins und den gelblichen Anflug alter verwitterter Oberflächen. Wir nannten sie zum Unterschied „Kgl.-Marmore“. Einige helle Marmorfetzen, die in der Masse der Kalkglimmerschiefer wahrscheinlich tektonisch eingeschaltet sind, konnten auch getrennt ausgeschieden werden (bei Heiligenblut W, Eiswandbühel).

Die Kgl.-Marmore gliedern sich im Aufschluß in Bänke bis Platten, die in sich oft die Schieferung nur durch die im gleichmäßig körnigen Kalkspatgewebe eingestreuten Glimmerblättchen erkennen lassen. Ein geringer Quarzgehalt wird auf angewitterten Flächen deutlich. Die Bänke und Platten sind durch glimmerreichere Lagen oder auch nur Schichtflächen getrennt, nach denen sie sehr gut spalten (siehe die ausgezeichnet lagerhaften Mauersteine an der Glocknerstraße zwischen Palik und Glocknerhaus).

Oft ist innerhalb der Bänke eine ebene verwaschene Bänderung durch Wechsel lichter und dunkler grauer Lagen erkennbar, ohne daß dadurch der Mineralbestand sich merkbar änderte.

Außerordentlich verbreitet sind in den Marmoren Anhäufungen von grobspätigem weißem Calcit, die meist gesellig auftreten, oft auf ziemlich weite Erstreckung regelmäßig an eine bestimmte Lage gebunden. Wenn sie gegen außen scharfe Begrenzung zeigen, bei annähernd elliptisch-zylindrischer Gestalt und einigen Zentimeter Dicke kann man auf den Gedanken kommen, es seien umgeformte Gerölle<sup>76)</sup> oder organische Reste. Wenn man aber genauer zusieht, wie sie sich oft ausschwänzen und durch alle Übergänge mit gewöhnlichen, verkrümmten und verbogenen Sekretionsadern verknüpft sind kommt man zu der Überzeugung, daß ihnen in allen Fällen ein gleicher sekretionärer Ursprung zukommt. Dafür spricht auch eine — sehr seltene — Radialstellung gelängter Calcitkörner in solchen Gebilden. Jene zylindrischen Gebilde wären dann tektonisch zu „Nudeln“ gewalzte Calcitadern.

Auch Quarzadern finden sich des öfteren; und auch sie sind gelegentlich noch von der Tektonik in Mitleidenschaft gezogen, sogar in höchst intensiver Weise, wie die beistehende Abbildung 33 zeigt.

Die wichtigste Folgerung aus solchen Beobachtungen ist wohl die, daß in den scheinbar gänzlich unverletzten Marmorbänken ein kaum glaubliches Maß von Durchbewegung versteckt sein kann. Man muß sich also hüten die so schön regelmäßig übereinandergelagerten Bänke etwa kurzerhand für sedimentäre Schichten-

<sup>75a)</sup> Vgl. auch Angel (47, S. 80).

<sup>76)</sup> Die Angabe von *Dal Piaz* (124, S. 78; „noduli di calcite“) bezieht sich offenbar auf gleichartige Gebilde!

stöße zu halten, die ihre ursprüngliche Folge nur wenig gestört bewahrt hätten. Viel eher dürfte das Gegenteil richtig sein: daß die ganze Ablagerung der Kalkglimmerschiefer so wie sie heute vorliegt in erster Linie das Ergebnis tektonischer Vorgänge ist; daß etwa der Wechsel schieferiger Lagen mit Marmorbänken wesentlich auf einer tektonischen Aussonderung des Materials beruht (vgl. dazu auch *W. Schmidt*, 185 a, S. 183 f.; *Cornelius* 116, S. 65; *Wenk* 215) — eine Art „Zeilenstruktur“ (*W. Schmidt*) im großen!

U. d. M. zeigt das recht gleichkörnige Calcitgewebe manchmal das s durch gelängte Körner an; schmale Muskowitblättchen, etwa in die Schieferung gestellt, fehlen nie, ebenso auch Quarzkörner. Mit Ausnahme der ausgesprochenen Calcitvormacht besteht kein Unterschied gegenüber den Kalkglimmerschiefern im engeren Sinne. So fanden sich in einem Schliff neben Erzpartikelchen als Akzessorien auch die dort beschriebenen lichten Chlorite und Zoisit.

#### b) Kalkglimmerschiefer i. e. S.

Sie sind mit den Marmoren durch steten Übergang verbunden. Insbesondere durch Engerwerden des Abstandes zwischen den glimmerreichen Schichtflächen und Zwischenlagen entstehen dünnplattig spaltende Kalkgesteine von erheblichem Glimmergehalt, die schon als Kalkglimmerschiefer zu bezeichnen sind. Der Quarzgehalt bleibt bei diesen Gesteinen allerdings noch niedrig. Die Färbung ist bei diesem Typus oft etwas dunkler grau, auf den Schichtflächen sogar bis schwärzlich, auch können sie etwas feiner kristallin sein.

Solche Kalkglimmerschiefer mit Marmoreinschaltungen sieht man z. B. am Aufstiegsweg zur neuen oder auch bei der alten Salmhütte und überhaupt mehr in geschlossenen mächtigen Kalkglimmerschieferzügen.

Andere Typen der Kalkglimmerschiefer sind ausgezeichnet durch eine viel gleichmäßigere Verteilung der nichtkalkigen Gemengteile, die auch reichlicher beigemischt sind und die je nach dem Vorherrschen von Glimmer oder Quarz mehr schuppig oder mehr in kleinen sandigen Knauern auswittern. Durch die Lage der Glimmer ist auch hier die Schieferung sehr scharf, es kommt auch lagiger Wechsel vor und oft ist ferner eine Streckung auffallend. Gern treten die Glimmerblättchen zu kleinen Gruppen zusammen und diese Gruppen sind

Abb. 33.

Gefaltete Quarzader in scheinbar ungeschiefertem Kalkglimmerschiefer-Marmor. S. Karbach, Schutt,  $\frac{1}{3}$  nat. Gr. ca.



dann reicher an dunklem Pigment als das umgebende Karbonat; solche Typen haben dann fleckiges Aussehen und erinnern etwas an Tüpfelschiefer, mit denen sie aber anscheinend genetisch nichts zu tun haben. Selten wird i. H. ein fuchsitischer Glimmer gefunden. Auch ein i. H. merkbarer Gehalt an lichtgrünem Chlorit ist eine Ausnahmserscheinung und scheint nur in der Nähe basischer Einschaltungen oder bei späterer Veränderung (siehe Gang an der Pasterze, *Clar-Friedrich*, 62) vorzukommen.

Auch in diesen Kalkglimmerschiefern kommt durch lagenhaft wechselnde Graufärbung oder verschieden starke Glimmer-, bzw. Quarzföhrung öfters ein bänderiges Aussehen zustande. An einigen Punkten im Bereich der N—S streichenden Faltung (siehe tektonischer Teil) stimmt diese Bänderung nicht mit der mechanisch wirkenden „Schieferung“ überein, sondern schneidet sie in spitzem bis rechtem Winkel (am schönsten an der Albitzenspitz, weiters z. B. Schulter im Fuscherkarkopf-W-Grat, SO-Fuß des Breitkopfs).

Dieser Typ der Kalkglimmerschiefer, so wie der erste, ist der Menge nach sehr wichtig; er erliegt wohl infolge des das ganze Gestein durchsetzenden Glimmers den Witterungseinflüssen verhältnismäßig leicht (im Gegensatz etwa zu den Marmoren) und ist meist tiefgehend zermürbt. Die Mehrzahl der „Bratschen“-felsen, wo der Bergschuh Stufen kratzen kann, gehören hierher.

Neben den beiden Haupttypen gibt es weiterhin noch Kalkglimmerschiefer, bei denen z. B. bei höherem Quarzgehalt die dunkelgrauen unregelmäßigen Glimmerflecken bis über 1 cm groß werden (z. B. Schartenkopf SW). Dann gibt es Typen, aber ebenfalls als mehr untergeordnete Einschaltungen, bei denen der dunkelgraue pigmentierte Glimmer sich zu einige zentimeter- und mehr langen Flatschen und Lagen zusammenschließt, während das reinere Calcitgewebe weiß wird. Auch hier sind die Glimmer noch gut als Blättchen zu erkennen und das Gestein nicht recht phyllitisch.

Dunkle phyllitische, nicht glimmerige Überzüge auf den Schichtflächen solcher Gesteine stellen sich erst in dem Grenzbereiche gegen die Matreier Zone und in ihr ein; die so verarbeitete Tonsubstanz kann dabei auch mengenmäßig größere Bedeutung erlangen. Derartige Gesteine wurden als „phyllitische Kalkglimmerschiefer“ ausgeschieden, um einerseits die Gruppenbezeichnung im Namen nicht aufzugeben und doch den Phyllitcharakter bei Kalkvormacht zu betonen. Zu einem Teil mögen diese dunkleren Phyllithäute auch nur auf eine tektonische Mengung mit solchem zurückgehen, was bei der starken Verschuppung dieser Zone nicht überraschen würde. Sicher tektonisch ist aber wohl die innige Durchmischung von Kalkglimmerschiefer und Granatphyllit (bzw. Granatglimmerschiefer), die an der Schwarzen Leite oberhalb der Trauneralm ein sonst ähnliches Bild erzeugt und die in der Karte nur mehr schematisch angedeutet werden könnte.

Der Quarzgehalt kann in den Kalkglimmerschiefern in weiten Grenzen schwanken; es gibt öfters auch unscharf abgegrenzte Lagen, in denen der Quarz dem Kalk gleichzukommen oder ihn zu übertreffen scheint. Gesteine aber, die man bereits richtiger als Quarzite oder Karbonatquarzite bezeichnen möchte, haben wir im Verband der Kalkglimmerschiefer nicht gefunden. Die quarzreichen Kalkglimmerschiefer der Hauptmasse unterscheiden sich von den später zu besprechenden „sandigen Kalkglimmerschiefern“ der Matreier Zone (siehe S. 263) i. H. schon dadurch, daß in ihnen die Quarzkörner nicht einzeln („sandig“), sondern in gut erkennbaren unregelmäßigen Korngruppen herauswittern.

Auch u. d. M. ist der Mineralbestand der besprochenen Kalkglimmerschiefertypen recht arm; der herrschende Gemengteil ist immer Kalkspat, der in reineren Marmorlagen in gestrecktem pflasterartigem oder schwach verzahntem Gefüge nur mit etwas Muskowitblättchen vergesellschaftet ist. Er ist immer stark lamelliert, seine Korngröße liegt in der Hauptsache etwa zwischen 0,1 und 0,5 mm. Quarz bleibt in der Menge in aller Regel hinter dem Kalkspat zurück oder erreicht höchstens etwa ein Verhältnis 1:1; er fehlt aber nie vollkommen. Der Quarz greift buchtig in die Kalkspatkörner ein, bleibt in der Korngröße gegen diese meist etwas zurück und schließt sich gerne zu größeren Korngruppen oder kurzen Lagen zusammen. Er ist in der Regel etwas undulös und zeigt häufig deutliche Böhm'sche Streifung. Muskowit ist in dünnen Einzelblättchen oder in Gruppen solcher, die in s gestreckt sind, immer zugegen. Manchmal speichert er Pigment; er ist selten etwas verbogen. Als zweites äußerlich glimmerähnliches Mineral erscheint in wechselndem Verhältnis, aber fast immer wenigstens in einigen Blättern ein heller Chlorit. Er ist im Schliff entweder farblos und nicht pleochroitisch oder zeigt einen eben noch merkbaren Pleochroismus von farblos zu einem blassesten gelb; Orientierung  $n\alpha'$  parallel der Spaltung,  $n\gamma$  normal dazu; manche Querschnitte zeigen eine deutliche Lamellierung, bei der die Differenz der Auslöschungen auf einen Winkel  $c/\gamma$  von etwa  $3^\circ$  schließen läßt. Die Doppelbrechung dürfte nach den Interferenzfarben nicht sehr wesentlich von der des Quarzes abweichen. Basisblättchen zeigten stets nur ein einachsiges Kreuz ohne daß die Hyperbeln sich auch nur annähernd trennten; das dürfte wohl nur auf der Verzwilligung beruhen und es muß eine Schätzung des Achsenwinkels unterbleiben. Es war demnach aus den Schliffen noch nicht sicherzustellen, ob es sich hier etwa um echten Leuchtenbergit handelt.

Spärlich erscheinen ferner noch kleine Körner von Klinozoisit, brauner Turmalin und Erz (Pyrit, Ilmenit); in einigen Schliffen, besonders als Basis von Pigmentanhäufungen, fanden sich auch noch vereinzelt Körner des einachsigen Zoisitminerals, das bei den Phylliten der Brennkogeldecke (S. 105) beschrieben worden ist. Feldspat erscheint in den Kalkglimmerschiefern spärlich oder nur örtlich, denn er wurde in unseren Schliffen normaler Kalkglimmerschiefer nicht angetroffen (vgl. aber unten); wohl aber erwähnt ihn *Angel* (47) aus einer Probe von der Roten Wand bei der Stüdlhütte, die sich allerdings auch noch durch wahrscheinlich zugeführte Quarzlagen von der Hauptmasse abhebt.

Das Pigment ist auch in Schliffen nicht sehr regelmäßig verteilt und häuft sich in Zügen und besonders in glimmerreichen Lagen an; vereinzelt wird das Pigment aber auch in kleinen Knollen angereichert, die dann auch im Gefüge etwas abweichen und den Knoten in den Knoten-Kalkglimmerschiefern (siehe unten) ähnlich werden. Sie weisen wohl darauf hin, daß diese Knoten-Kalkglimmerschiefer, bzw. ihnen genetisch ähnliche Typen eine weitere Verbreitung haben, als man im Felde wahrnimmt.

### c) Albitreiche Kalkglimmerschiefer.

Vereinzelt finden sich im Kalkglimmerschiefer auf beschränktem Raum Albitknoten angehäuft in einer Art und Menge die ganz an die viel verbreiteteren albitisierten Glimmerschiefer oder Prasinite erinnert; so einzelne Lagen auf der W-Seite des Kapruner Tals in der Basis der Felsen O unter der Hohen Kammer. Von den zahlreichen, bis ca. 3 mm Durchmesser erreichenden Albiten<sup>77)</sup> abgesehen sind das ganz normale, glimmerreiche Kalkglimmerschiefer.

Einen anderen Habitus zeigt ein Gestein, das in den südlichen Verzweigungen des Lahnganggrabens unmittelbar am Rande der Kalkglimmerschiefer gegen die nördlich folgende Prasinit-Quarzit-Dolomitschuppe auftritt, als maximal etwa 2 m mächtiger Saum. Es ist ein fast weißer, stark schieferiger Serizitmarmor mit rötlichbrauner Anwitterung, durchspickt mit bis etwa zentimetergroßen Feldspaten in anscheinend ziemlich regelmäßigen Kristallen, die auf der Oberfläche erhaben, mit z. T. glänzenden Flächen herauswittern.

Im Schliff: Calcit oft stark in s gestreckt (bis millimeterlang); Zwillingslamellen lassen auch ohne besondere Hilfsmittel die bekannte Calcitregel(0112 // s; *Sander* 181/3, S. 366 u. a.) erkennen. Häufig rundliche Einschlüsse von Quarz, der auch außerhalb vereinzelt in größeren Körnern. Muskowit in dünnen Blättern reichlich, teils einzeln zwischen dem Calcit (bzw. in ihm eingeschlossen), teils Lagen bildend. Albit in Porphyroblasten, viel mangelhafter umgrenzt als der makroskopische Eindruck erwarten ließ und voller Einschlüsse (vor allem Calcit — der z. T. selbst wieder Quarz umschließt!), die eine der vollkommenen Schieferung außerhalb parallele Anordnung wenigstens andeutungsweise z. T. erkennen lassen. Die Porphyroblasten, selbst nicht im geringsten in Mitleidenschaft gezogen, schneiden die auswärtige Paralleltexur ab. Sie müssen auch hier unter posttektonischer Na-Zufuhr — denn woher käme dies Element in größerer Menge in einem solchen Gestein? — entstanden sein.

<sup>77)</sup> Sie treten übrigens auf angewitterten Flächen viel weniger hervor als auf frischem Bruch.

## d) Granatführende Kalkglimmerschiefer.

Besonders hervorzuheben sind die granatführenden Kalkglimmerschiefer, die an den folgenden Punkten gefunden worden sind: Steinbruch im Kalkglimmerschieferband in Prasinit unter Franz-Josefshöhe, Steinbruch oberhalb der Sturmhütte, Anschnitt der neuen Straße östlich Guttalbach (Tschikosen), Naßfeld beim Glocknerhaus (Nordwestseite), südwestlich Tafernig bei Heiligenblut (Rollstück vom Redschtzbach), Lacknerberg, oberhalb des Prasinites beim Opelkreuz (nördlich Aufstieg zur Unteren Pfandlscharte), Führerscharte (quarzreich); wegen eines vermeintlichen Vorkommens am N-Grat des Mittleren Bärenkopfes, vgl. S. 150.

Die granatführenden Kalkglimmerschiefer gehören in der Tracht verschiedenen der oben beschriebenen Abarten an, sind meist verhältnismäßig quarzreich, im übrigen aber mit Ausnahme der Granatführung nicht von den normalen Kalkglimmerschiefern unterschieden. Die Granaten sind an einigen Punkten klein (unter 1 mm) und dann dicht gestellt, an anderen größer (bis 5 mm) und dann spärlich und sehr locker gestellt; sie sind auffallend lichtrosa gefärbt und entgehen leicht der Beachtung, so daß uns sicher in der großen Masse der Kalkglimmerschiefer manche Vorkommen entgangen sind.

Die Stellung des Granats sei an drei Schliffen kurz beschrieben:

1. SW Tafernig bei Heiligenblut. Grundgewebe: Körniger Kalkspat und Quarz etwa in gleicher Menge, der Quarz oft zu kurzen, verzahnten Lagen gehäuft, die buchtig an Kalkspat grenzen. Reichlich blättriger Muskowit, kurzsäuliger und körniger Klinozoisit sind recht gleichmäßig verteilt; etwas Apatit, Erz; Feldspat scheint zu fehlen. Das s ist scharf durch die Lage der Glimmer und Quarzzüge.

Der Granat hat runde, locker stehende (besonders im Schliff) Körner von etwa 1 mm Durchmesser, um die das s-Gefüge nur schwach ausweicht. Sie sind nur netzförmig ausgebildet und die Granatmasse bleibt weit hinter der der Einschlüsse zurück; als solche fanden sich: Kalkspat, Quarz, Muskowit, Klinozoisit in Körnern, deren Größe etwas hinter der des äußeren Gewebes zurückbleibt. Der Granat erscheint im Schliff farblos und ist in Flecken ganz schwach doppelbrechend. An einem der Körner setzt sich in einer Bucht kleinblättriger Chlorit an, der im übrigen Gewebe völlig fehlt und daher wohl auf Kosten des Granats gewachsen ist.

Mechanische Störungen drücken sich aus in der Zwillingslamellierung des Kalkspates, starker undulöser Auslöschung der Quarze und ganz schwacher Glimmerbiegung. Das Gesamtgefüge ist gleichwohl im wesentlichen posttektonisch.

2. Der granatführende Kalkglimmerschiefer von den Tschikosen ist i. H. marmorähnlich, kaum geschiefert und auch u. d. M. ist die Schieferung nur schwach erkennbar. Quarz übertrifft hier ausnahmsweise der Menge nach das Karbonat, Glimmer ist sehr spärlich zugegen, ebenso etwas pigmentspeichernder Epidot. Die etwas über 1 mm großen, z. T. idiomorphen Granaten stehen sehr dicht; sie sind ebenso wie im vorigen Schliff von Einschlüssen (Karbonat und Quarz) dicht erfüllt, die durch die Granatmasse im wesentlichen nur verkittet werden. In einigen Körnern bilden diese Einschlüsse ein si, dessen Richtung in den verschiedenen Körnern verschieden, also jedenfalls verlegt ist; dieses si ist im Gegensatz zum äußeren s sehr deutlich und scharf. Die Granatsubstanz ist wieder fleckig gefärbt, nämlich meist farblos, aber besonders in zusammenhängenderen Partien lichtweinrot. Auch hier erkennt man schwache optische Anomalie.

3. Ein Schliff von dem Fundpunkt unter der Franz-Josefs-Höhe (Steinbruch an der Straße) enthält einen Granat von etwa  $\frac{1}{2}$  cm Durchmesser und ein kleineres Korn. Im Grundgewebe sieht man: Kalkspat, Quarz, Muskowit, große Albite, etwas stark gefärbten Chlorit, Erz, schwarzes Pigment, Mikrolithen von lichter Hornblende (Prasinitnähe!), Epidot, Turmalin. Die Mikrolithen durchziehen in Schwärmen in einem gefälten si die übrigen Gemengteile.

Der Granat hat einen einheitlichen Kern, in dem durch die Mikrolithen und andere Einschlüsse ein S-förmig gebogenes und dann noch verlegtes si hervortritt und eine siebartige Hülle, vergleichbar dem Granat der vorigen Schliffe. Er ist u. d. M. lichtweinrot gefärbt und optisch anomal mit kleinfleckigem Wechsel der Orientierung ohne Felderteilung. Außen setzt sich von Buchten aus wirrer Chlorit an und eine Chloritkluft durchzieht ihn, während das zweite Korn des Schliffes sehr deutlich diaphthoritisch zersetzt ist.

Die Schliffe der granatführenden Kalkglimmerschiefer zeigen also: Der Granat ist gesteins eigen, in dem Kalkglimmerschiefer selbst aufgesproßt (Einschlüsse); seine Kristallisation ist z. T. paratektonisch (einfach S-förmiges si), die Bewegungen gehen aber nach seiner Bildung noch weiter (verlegtes si). Er gehört der Hauptkristallisation des Gesteins an. Die Kristallisation im äußeren Gefüge und das Kornwachstum außen geht nach seiner Entstehung noch weiter (geringere Größe der Einschlusskörner). Nach dem Karbonatreichtum des Gesteins, der Färbung und dem regelmäßigen Auftreten optischer Anomalie handelt es sich jedenfalls nicht um Almandin. Zur Tiefenstufeneinordnung der Kalkglimmerschiefer ist dieser Granat wohl nicht verwendbar. Immerhin zeigt die Diaphthoresis an einzelnen Granaten der Kalkglimmerschiefer, daß dies Mineral während der letzten Kristallisation oder besser Kristallisationsphase in diesem Gestein nicht mehr stabil war.

## e) Knotenkalkglimmerschiefer und Tüpfelschiefer.

Mit diesem ersteren Namen bezeichnen wir Kalkglimmerschiefer, in denen mit freiem Auge schwarze oder graue, meist rundliche Flecken erkennbar sind, die zunächst oft wie Porphyroblasten aussehen. Die größten solchen Flecken wurden in einem Kalkglimmerschiefermarmor der Felsen westlich der Bockkarscharte gefunden;

sie erreichen da Größen bis 1 cm, sind aber meist ausgeschwänzt und ohne weiteres als Schollen von schwarzem phyllitischem Glimmerschiefer zu erkennen. Gewöhnlich beträgt die Größe aber nur einen oder wenige Millimeter und die Natur der rundlichen Flecken ist erst in einzelnen Schliffen zu erheben. Solche Knoten können in den verschiedensten Typen der Kalkglimmerschiefer auftreten, sowohl in glimmerreichen feinblättrigen, wie auch in fast glimmerfreien, massig erscheinenden Marmorbänken. Immer sind es nur schmale Lagen, die kartmäßig nicht weiter ausgeschieden oder verfolgt werden konnten, und, soweit ersichtlich, keinen Horizont in den Kalkglimmerschiefern bilden. Fundpunkte sind z. B. am Grat südlich der Blauen Köpfe; Racherin-NW-Hang; südlich Großer Burgstall; Kleiner Burgstall; westlich Bockkarscharte im Felssporn des Schwerteckkeeses; an der Margaritze; am Michlbach ober dem Haritzersteig; auch in den Pasterzenmoränen; im N des Gebietes: im Ochsenkar S Gleiwitzer Hütte, in mehreren dünnen Lagen in der Nachbarschaft der hier durchziehenden Phyllite, aber ohne unmittelbar ersichtliche Beziehung zu diesen; in der Gegend der Salzburger Hütte ein langer Zug, den schon der Aufstiegsweg von der Breitriesenalm mehrmals anschneidet, der aber auch W der Hütte gegen P. 2366 hinauf weithin verfolgbar ist, nicht weit vom N-Rand der Kalkglimmerschiefer. Ferner an der Lorenzscharte; an der O-Abdachung der Heuwand bei Fusch; am Planitzer, N unter dem N-Gipfel;<sup>78)</sup> endlich außerhalb der AVK. bei der Einschaltung N unter dem Gipfelsignal der Lerchwand in der Ostflanke, in einer 2–3 m mächtigen, gegen oben ausgeleitenden Lage. Die Durcharbeitung hat ergeben, daß solche Knoten in umgestaltetem Zustand und schwer erkennbar in Kalkglimmerschiefern öfters vorkommen, so daß dieser Typus jedenfalls weiter verbreitet ist als es erst den Anschein hatte.

Das näher untersuchte Gestein vom Grat südlich der Blauen Köpfe ist i. H. ein glimmerführender Marmor mit schwarzen Knoten von etwa 2–3 mm Durchmesser.

U. d. M. bildet lamellierter Kalkspat mit einer Korngröße von etwa 0,1–0,5 mm die Hauptmasse, darin liegen eingestreut Einzelblättchen ähnlicher Größe von lichtem Glimmer und ein farbloses Chloritmineral, das bei den normalen Kalkglimmerschiefern schon beschrieben ist. Dieses ist im allgemeinen seltener, häuft sich aber auch örtlich zu Lagen an. Weiters erscheinen z. T. undulöse Quarzkörner, Feldspat scheint wieder zu fehlen.

Die großen dunklen Knoten stehen gleichsam als Fremdkörper in diesem Gefüge und fallen zunächst als scharf abgegrenzte Anhäufungen von schwarzem Pigmentstaub auf. Die Anordnung des Pigmentes ist innerhalb der Schollen wie in einem phyllitischen Schiefer: in engescharten parallelen Zügen, und das durch das Pigment gezeichnete s steht meist schräg oder quer zur äußeren Schieferung des Gesteins. Mineralogisch bestehen die dunklen Knoten aus feinkörnigem oder wenigstens gegenüber dem äußeren Gewebe kleiner körnigem Karbonat, etwas serizitisch-feinem Glimmer und sehr wenig Quarzkörnchen. Außerdem aber und besonders vom Außenrand her auch aus dicken Tafeln von Muskowit und Leuchtenbergit (?), die das Pigment unverändert als sie übernehmen und sich pflasterartig zusammenschließen suchen. — Ein Schliff von der Lerchwand zeigt ebenfalls in der Hauptsache dasselbe; hier auch ein größeres, nur wenig pigmentiertes Fragment mit reichlich Quarz neben größeren Calciten, Zoisit (?), Klinochlor — ebenfalls scharf gegen außen abgegrenzt.

Es ist hier wohl sicher, daß diesen Knoten ein phyllitisch gefügtes Gestein, wahrscheinlich ein dunkles verschiefertes Karbonatgestein, zugrundeliegt, das irgendwie in Schollen der übrigen Gesteinsmasse beigemischt worden und mit ihr gemeinsam der Metamorphose unterlegen ist; für die Art der Aufnahme in den heutigen Verband muß die Form und Anordnung Auskunft geben.

Bei tektonischer<sup>79)</sup> Aufarbeitung und Beimischung, wie man sie etwa von den „Kalkphylliten zweiter Art“ kennt (Angel 46/9, S. 104), ist im wesentlichen eine Aufblätterung erfolgt und man müßte flache Splitter und Züge des stark geschieferten Gesteins vorfinden; außerdem müßten sich die Schollen in irgend einer Abhängigkeit von dunklen Schieferzügen befinden, aus denen sie dann ja abstammen müßten und der Grad der Beimischung müßte in irgend einer Beziehung zum Grad der mechanischen Zerlegung des Gesteins stehen.

Beides trifft hier nicht zu; die Form der Knoten, bzw. Schollen ist durchwegs mehr oder weniger rundlich, sofern man nicht spätere Auswalzung annehmen muß, die Schieferungsrichtung in ihnen hat geringeren Einfluß auf die Form und wir sehen sehr schöne Schollen in keineswegs phyllitischen, anscheinend wenig zerlegten Marmorbänken abseits von phyllitischen Lagen.

Die Beimischung dieser Schollen mit phyllitisch angeordnetem Pigment kann also wohl nicht durch eine Art Aufblätterung, sondern nur über Breccienbildung erfolgt sein; daß nun diese Breccienbildung nicht tektonisch war, dafür spricht einmal der phyllitische Charakter der Pigmentverteilung und andererseits der tektonische Stil des Gebietes überhaupt (siehe dazu die Auseinandersetzungen auf S. 230). Man muß daher wohl an sedimentäre Breccien denken und die Knoten dieser Art als einen Beleg für die ursprünglich klastische Natur dieser Abart der Kalkglimmerschiefer ansehen. Die Knotenkalkglimmerschiefer sind also in diesem Sinne ehemalige kalkige Breccien.

Die Knoten sind mit der kalkig-tonigen, bzw. z. T. sandigen Masse, die sie beherbergt, gemeinsam der Metamorphose unterworfen gewesen, ihr Korngefüge bleibt aber in der Kristallisation zurück; das gleiche Verhalten ist

<sup>78)</sup> Auf der Karte — hart am N-Rand — fälschlich als Granatmuskowitschiefer bezeichnet!

<sup>79)</sup> E. Diehl (124 a, S. 249 f.) hat ein verwandtes Gestein („Warzenschiefer“) aus der Val d'Ollomont (S-Seite der Walliser Alpen) tektonisch gedeutet, ohne dafür jedoch eine nähere Begründung zu geben.

bereits bei den Dolomitreccien der Brennkogeldecke (S.127 f.) zu erkennen gewesen. Der Tongehalt der Schollen wird anscheinend wenigstens am Außenrand zu dem erwähnten pflasterigen Muskowit, bzw. Chlorit verarbeitet. Die Erhaltung der rundlichen Schollenformen und ihrer beliebig gestellten Schieferung ist noch deswegen bemerkenswert, weil sie zeigt, daß die Durchbewegung bei diesen Marmoren keine besonders starke Verzerrung primärer Vorzeichnungen erreicht hat. Vielleicht mag die Seltenheit solcher Bänke mit der Seltenheit wenig durchbewegter Lagen im großen Bewegungshorizonte zusammenhängen.

Neben den eigentlichen Knoten oder Schollen hat nun aber auch das Grundgewebskarbonat eine äußerst interessante Pigmentverteilung. Auch hier ist das Pigment in scharf abgegrenzten Flecken angeordnet (Abb. 3, Taf. I), die von den Korngrenzen des Karbonatgewebes unabhängig sind. Die Pigmentflecken sind rundlich oder eckig, meist etwas unter der Größe der Kalkspatkörner; sie liegen entweder als Ganzes in einem einzigen Kalkspatkorn, z. T. mehr in der Mitte, z. T. auch irgendwie mehr außen, oder sie übergreifen sogar die Grenzen verschiedener Körner, die sie nur teilweise erfüllen. Die Pigmentanordnung innerhalb der kleinen Flecken ist auch hier wieder z. T. eine interne Schichtung oder Schieferung von beliebiger Lage gegenüber dem äußeren s. Es ist auch hier wieder, besonders nach dem Vorhergehenden, klar, daß das Karbonatgewebe eine vor der Kristallisation bestehende Pigmentvorzeichnung übergriffen und aufbewahrt hat. Die ursprüngliche Grundlage dieser Zeichnung ist nicht mehr erkennbar und das ursprüngliche Korngefüge bis auf das Pigment aufgearbeitet worden. Sind aber die Pigmentflecken Reste von irgend welchen, von der übrigen Masse abgegrenzten Gebilden, so läßt sich wieder ein brecciöses, oder hier besser sandiges Ausgangsgefüge des Gesteins erschließen.

Aus diesen Gründen ist die Vorstellung wohl durchaus schlüssig, daß die Knotenkalkglimmerschiefer feine kalkige Breccien mit kalksandigem oder schwach tonigem Bindemittel gewesen sind.

Denkt man sich diese pigmentierten Knoten kleiner und vielleicht etwas dichter gedrängt, so gelangt man zu dem Typus eines kalkigen Tüpfelschiefers, wie sie das westliche penninische Gebiet mehrfach auszeichnen. In einem späten Stadium der Begehungen gelang es nun auch tatsächlich, unter den Kalkglimmerschiefern derartige Tüpfelschiefer an mehreren Stellen aufzufinden. Eine streichende Verfolgung war nicht möglich. Gewöhnliche Kalkglimmerschiefer mit kleinfleckig verteilten schwärzlichen Glimmergruppen sind ihnen sehr ähnlich, vielleicht auch mit ihnen verwandt, und es ist daher wohl möglich, daß bei der Aufnahme früher solche Tüpfelschiefervorkommen übersehen worden sind.

Der erste Fundpunkt liegt im Leitertal nächst der Kalser Alm am normalen Anstiegsweg zur Salmhütte; es handelt sich nur um Rollstücke, die offensichtlich nur aus einer vereinzelt ganz schmalen Lage stammen.

Das Gestein von diesem Fundpunkt ist ein dünnplattiger, relativ glimmerarmer, sehr dunkelgrauer Kalkglimmerschiefer, der auf der Schichtfläche mit schwarzen eckigen Tüpfeln bestreut ist. Die Tüpfel stehen in sehr wechselnder Dichte und bleiben in ihrer Größe unter 1 mm; um einzelne von ihnen kann man schon mit freiem Auge einen lichten pigmentfreien Hof wahrnehmen. Im Handstück ähnelt das Gestein schon weitgehend Tüpfelschiefern aus dem Unterengadin in der Aufsammlung *Hammers* in der Geologischen Landesanstalt in Wien, nur stehen die Tüpfel etwas lockerer.

U. d. M. zeigt unser Tüpfelschiefer wieder ein Grundgewebe von körnigem Calcit, etwas Glimmer und Quarz. Die Pigmentierung ist reich, aber bröckelig und unregelmäßig. Die Tüpfel selbst sind durch eine dichte und gleichmäßige Pigmentierung ausgezeichnet und nur in einem Tüpfel des Schliffes bezeichnet die Pigmentverteilung eine interne Schieferung. Im übrigen bestehen sie aus feinkörnigem Karbonat, seltenen Glimmerschuppen und kleinen Quarzkörnchen, vereinzelt aber auch schon aus größeren Calcitkörnern. Bezeichnend und für die weitgehende Übereinstimmung mit den Engadiner Tüpfelschiefern entscheidend ist das Auftreten eines hellen, pigmentfreien Hofes um die Mehrzahl der Tüpfel; er besteht aus körnigem Karbonat und etwas Quarz und ist meist außen und auch innen von einem Kranz dichter Pigmentes eingefasst. Die Höfe zeigen in der Regel eine Streckung in s. Irgendwelche weiteren Strukturen innerhalb der Tüpfel konnten nicht entdeckt werden.

Gegenüber den Unterengadiner Tüpfelschiefern besteht ein Unterschied dieses Gesteins anscheinend lediglich darin, daß es weit weniger Quarz enthält als diese; in der Metamorphose dürfte es den verhältnismäßig stärker umgeprägten Abarten des Unterengadins ähneln.

Der zweite Fundpunkt liegt im Anstehenden, und zwar am Weg von der Franz-Josefs-Höhe zur unteren Pfandscharte auf der Trogschulter des Naßfeldtroges. Hier enthalten einige Lagen von hellen, wenig schieferigen, marmorähnlichen Kalkglimmerschiefern in großer Zahl kleine schwarze Tüpfelchen, die meist noch leicht unter  $\frac{1}{2}$  mm Größe bleiben.

Der Schliff zeigt einen sonst unpigmentierten, quarz- und glimmerführenden Marmor, der eine Reihe von wohl abgegrenzten, mehr oder weniger rundlichen Flecken der Pigmentanreicherung führt. Wie oben ist diese Pigmentvorzeichnung wieder vollständig unabhängig von den Korngrenzen des Kalkspatgefüges. An einzelnen dieser Pigmenttüpfel beteiligt sich hier außer Kalkspat auch noch Zoisit, Muskowit und farbloser Klinochlor; solche Knötchen sind dann immer mehr mineralisch, aber wieder so, daß jedes Korn über die Grenze der Pigmentierung hinausgreifen kann. In Art und Aufbau besteht hier somit eine recht klare Parallele zu den phyllitischen „Knotenschiefern“ der Brennkogeldecke (siehe S. 105).

Ein dritter Fundpunkt, auf der N-Seite der Heuwand (Schutt!), zeigt wieder scharf abgegrenzte dunkelgraue, auf Anwitterungsflächen dicht erscheinende Tüpfeln von eckigem oder rundlichem Umriß; Durchmesser maximal 3 mm, gewöhnlich viel kleiner. Pigmentfreie Höfe fehlen. Das umgebende Gestein ist ziemlich glimmerreich und stark geschiefert.

Im Schliff herrscht Übereinstimmung mit dem vorher erwähnten insofern, als neben Calcit auch Zoisit sich an dem Aufbau der Tüpfeln beteiligt. Mehrfach sind seine Gestalten stark zerfressen, so daß man den Eindruck gewinnt, er hätte den pigmentierten Raum früher weitergehend erfüllt. Daß er über dessen Ränder hinausgreift wurde hier nicht beobachtet; wogegen dies beim Calcit wiederum vorkommt. Die Pigmentierung ist hier recht stark. — Bemerkenswert sind hier im Calcit der „Grundmasse“ Einschlüsse eines anderen Karbonats von etwas höherer Lichtbrechung; gelegentlich vorkommende feine Fe-Hydroxyd-Ausscheidungen lassen den Schluß auf Ankerit zu.

Ein vierter und fünfter Fundpunkt befindet sich in der Umgebung der Walcher Hochalm im Fuscher Tal, und zwar einerseits am Sonnseitboden, andererseits der „Heidnischen Kirche“ an dem zum Kleinen Wiesbachhorn ziehenden Rücken; von beiden sind nur lose Stücke bekannt geworden. Beide zeichnen sich gegenüber den bisher erwähnten dadurch aus, daß die „Tüpfel“ viel größer, bis über zentimeterlang, werden können; scharf abgegrenzt sind sie auch hier, obgleich die hellen Säume nur undeutlich sind oder öfter ganz fehlen. Die Gestalten sind auch hier vielfach eckig, bei den größten Vertretern ausgesprochen dünnplattig; diese sind, wie auf dem Querbruch zu sehen, vollkommen in s eingeschichtet, am schönsten im Stück von der Heidnischen Kirche, welches eine sehr ausgesprochene Schieferung aufweist.

Im Schliff erscheint die Pigmentierung der Tüpfel auffallend schwach, so daß man sie bei flüchtiger Betrachtung überhaupt übersehen kann. Ist man aber erst darauf aufmerksam geworden, so sieht man auch hier die Pigmentgrenzen ganz scharf über die Ränder der Calcitkörner hinwegsetzen. Außer den makroskopisch sichtbaren gibt es auch noch viel kleinere (bis etwa 0,1 mm) gleichartige Pigmentflecken. — In beiden Schliffen sind Glimmer und Quarz auffallend spärlich; insofern hat es wenig Bedeutung, daß in den „Tüpfeln“ ersterer gar nicht und Quarz nur sehr selten in winzigen Körnchen zu sehen ist.

In beiden Fällen hat man entschieden den Eindruck klastischer Gesteine.

Ähnliche Gesteine fanden sich auch im Bereiche des „Nordrahmens“ (S. 237). Auch dort handelt es sich — so weit feststellbar — um eine von dem Calcitkorngefüge des Marmors unabhängige Pigmentvorzeichnung, die in diesem Falle die Entstehung aus einem Kalksandstein andeutet.

Eine Deutung ist wohl bei den Tüpfeln am einfachsten, die lediglich eine Pigmentvorzeichnung in einem monomineralischen Kalkspatgefüge darstellen; denn hier kann es sich doch nur um eine sedimentäre Vorzeichnung handeln, entweder durch Fossilien oder durch Einlagerung pigmentierter Gesteinsbröckelchen. Das — wenn auch seltene — Auftreten eines si entscheidet wohl für letztere Möglichkeit, so daß die Tüpfelschiefer zusammen mit den strukturell verwandten „Knotenkalkglimmerschiefern“ und den phyllitischen „Knotenschiefern“ einheitlich als feinklastische Gesteine gedeutet werden können.

Aus diesen Beobachtungen an Knotenkalkglimmerschiefern und Tüpfelschiefern darf man daher schließen, daß sich am Aufbau der mächtigen Masse der Kalkglimmerschiefer auch hier — zwar untergeordnet und durch das metamorphe Gewand nur mehr schwer erkennbar — klastische Ablagerungen hauptsächlich karbonatischer Natur beteiligen. Die stratigraphische Verwertbarkeit des Auftretens von Tüpfelschiefern wird von *Cadisch* (99, S. 62) abgelehnt; und zwar deshalb, weil die Tüpfel solcher Schiefer oft nur aus pigmentierten holoblastischen Mineralkörnern der verschiedensten Art bestehen und derartige Gesteine in sicher verschiedenen stratigraphischen Positionen angetroffen wurden. Es ist also offensichtlich der Ausdruck „Tüpfelschiefer“ in einzelnen Gebieten überhaupt auf Schiefer mit stärker pigmentierten Holoblasten ausgedehnt worden und es ist *Cadisch* natürlich nur zuzustimmen, daß stratigraphische Schlüsse daraus bei so weiter Begriffsfassung Unheil stiften müssen. Bei engerer Begriffsfassung jedoch, oder besser auf Grundlage mikroskopischer Durcharbeitung scheint uns dadurch der Wert solcher Gesteine für den Serienvergleich nicht erschüttert. In unserem Falle wird man zwar nicht mit irgend welchen als Tüpfelschiefer bezeichneten Gesteinen vergleichen können, sondern nur mit genau beschriebenen. So sind die von *Hammer* (140, S. 477 f.) eingehend untersuchten Tüpfelschiefer aus den grauen kalkigen Bündnerschiefern des Unterengadins den unseren bis in viele Einzelheiten ähnlich, wie sie ja auch in einer petrographisch vergleichbaren und schon oft verglichenen Serie liegen. Das Vorkommen einer doch so seltenen Gesteinsart wie der Tüpfelschiefer erweitert einmal also die petrographische Serienanalogie zwischen einem Teil der Bündnerschiefer des Unterengadins und dem Glocknergebiet. Wenn man aber nun in Tüpfelschiefern dieser Art ursprünglich feinklastische karbonatische Ablagerungen sieht, so ist ihr Auftreten naturgemäß ein wichtiges stratigraphisches Merkmal der Serie und bekräftigt als solches auch die stratigraphische Analogie der genannten Folgen. Derartige Tüpfelschiefer sind also in gleicher Weise wie Breccien nach genauerer Festlegung des Habitus und zusammen mit Merkmalen der sie bergenden Serie auch stratigraphisch brauchbar.

Über unsere Auffassung vom Alter der Kalkglimmerschiefer siehe S. 272.

## 2. Dolomit (und heller Marmor).

## a) Dolomit.

Innerhalb der großen Masse der Oberen Schieferhülle kommt Dolomit nur an ganz wenigen, dafür umso wichtigeren Stellen vor.

α) Am Hirzbachtörl, und zwar einige Schritte NW der tiefsten Einsattelung gegen den Bauernbrachkopf zu, steckt mitten im Kalkglimmerschiefer ein kleiner Rest von Dolomit, unterlagert von 1–2 m eines feinschuppigen Klinochlorgesteins (S. 300). Der Dolomit erscheint auffallend wenig metamorph; fast dicht, von bläulichgrauer Farbe, dunkelbraun anwitternd, jedoch durchsetzt von grobspätigen weißen Adern. Mächtigkeit kaum über 2 m (Abb. 34).

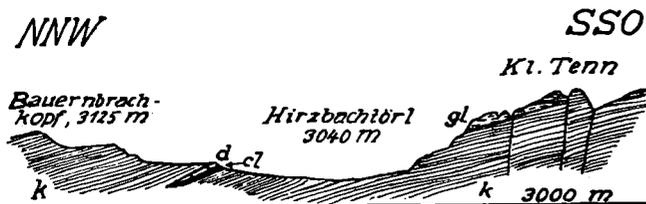


Abb. 34. Profil am Hirzbachtörl, 1:1250 ca.

k = Kalkglimmerschiefer      d = Dolomit  
gl = Glimmerschiefer        cl = Klinochlorfels

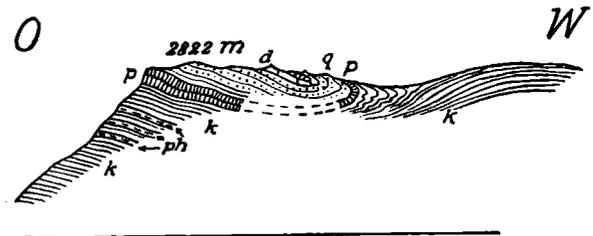
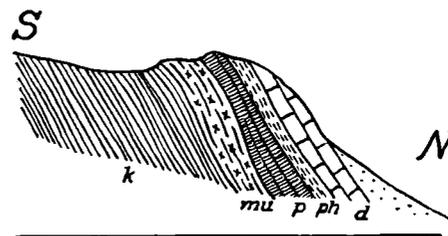


Abb. 35. Profil am Grat östlich Sandbodenkopf.  
Erklärung im Text.

β) Beim Sandbodenkopf (P. 2822 im Ostgrat des Kleinen Wiesbachhorns; vgl. Abb. 35, die jedoch nur ein Schema gibt) liegt über Kalkglimmerschiefer mit Phyllitlagen (ph) ein 2–3 m mächtiger Prasinit (pr); darüber nochmals ganz wenig Kalkglimmerschiefer, hierauf stark quarzitisches Muskowitschiefer bis Muskowitquarzit (q) 4–5 m, stark verwalzt mit hellem Dolomit (d; nicht viel über 1 m). Gegen O nehmen alle Mächtigkeiten ab; infolge einer Aufbiegung erreichen die liegenden Kalkglimmerschiefer wieder die Kammhöhe.

γ) Am Lorenzkopf, und zwar an seiner gegen die Schmalzgrube (O) vorspringenden Ecke finden sich mehrere Linsen von hellen Dolomit teils an der Grenze von Prasinit und Kalkglimmerschiefer, teils von ersteren umhüllt. Mächtigkeit maximal etwa 3–4 m. Zugänglich sind sie nur vermittelt mühsamer und z. T. nicht ungefährlicher Kletterei<sup>80)</sup> an jähren grassdurchwachsenen Felsen; doch liegen an deren Fuß reichlich Stücke des Dolomits umher, und die Art des Anstehens läßt sich ganz gut mit Hilfe des Feldstechers feststellen.

Abb. 36. Profil im Kar östlich unter Planitzer.  
Erklärung im Text.



δ) Im Kar auf der NO-Seite des Planitzers (schon außerhalb des Bereichs der AVK., Abb. 36), und zwar an der Schwelle bei 2200 m, liegt Dolomit (d) an dem gegen N gekehrten Abfall eines rasenverkleideten Hügels. Er ist teilweise in ein ganz grobspätiges Aggregat (über zentimetergroße Kristallindividuen) übergegangen. Mächtigkeit maximal 2–3 m. Unterlagert wird der Dolomit von geringmächtigem Granatphyllit (ph) und damit verschuppt Prasinit (pr), darunter Muskowitschiefer (mu) mit Chloritflecken und endlich Kalkglimmerschiefer (k), während als Hangendes — nicht unmittelbar aufgeschlossen! — Kalkglimmerschiefer folgt.

ε) An der Schwarzen Leite ober der Trauneralm enthält der Kalkglimmerschiefer eine kleine Linse von grauem, stark geschiefertem, fast dichtem Dolomit; es ist möglich, daß dieser Dolomit an die Flaserdolomite und Dolomitreccien wie Hochtor oder Pfandlscharte anzuschließen ist.

ζ) Zwei ganz kleine Dolomitknollen fanden sich am Fuß des Elisabethfelsens vor der Pasterze nahe dem linken Möllursprung mitten in Kalkglimmerschiefer, ferner

η) ein kleines Bändchen zusammen mit Marmor (als solcher eingetragen) beim Gehöft Wolfgangbauer in Winkel-Heiligenblut am Weg ins Leitertal; das benachbarte Marmorband am Serpentin des Kachl dürfte anderer Entstehung sein.

Das Gestein aller dieser Vorkommen (abgesehen von α) und ε) ist ein gelblicher, fein zuckerkörniger Dolomit — nicht zu unterscheiden vom Großteil der Dolomite des Fuscher Tals oder auch von vielen des nördlichen Rahmens. Wie diese sind auch sie aller Wahrscheinlichkeit nach in die Trias zu stellen. Aber auch für den abweichend ausgebildeten, wenig metamorphen Dolomit unter (α) möchte ich dies annehmen. Wer die

<sup>80)</sup> Die nördlichen Linsen habe ich nicht erreichen können.

Trias z. B. der Nordalpen kennt und weiß, welche große lithologische Verschiedenheiten (primärer Natur!) schon innerhalb eines Bergmassivs und einer Stufe — z. B. im Wettersteinkalk der Rax — auftreten können, den werden solche lokale Verschiedenheiten nicht wundern; und dabei ist immer noch die Möglichkeit stratigraphischer Unterschiede offen, die sich auch lithologisch ausdrücken.

#### b) Heller Marmor.

Von den grauen Marmorlagen der Kalkglimmerschiefer war bereits oben die Rede (S. 132). Von ihnen als vermutlich ältere Einschaltungen (Trias?) abzutrennen sind aber wahrscheinlich die folgenden unbedeutenden Vorkommen von weißem, etwa der Seidwinkeltrias ähnlichem Marmor. Diese liegen:

α) Zwischen Oberwalderhütte und Eiswandbichl auf der zweiten Felsinsel;

β) am Fuß der Felsen westlich vom Späherbründl vor dem Nördl. Pfandschartenkees (bei der Aufnahme noch unter Eis, nicht ausgeschieden), und

γ) mit dem oben (η) erwähnten Dolomit beim Gehöft Wolfgangbauer in Winkel-Heiligenblut.

### 3. Hellglimmerschiefer.

Solche treten im Bereich der Oberen Schieferhülle an einer überaus großen Zahl von Stellen auf, gewöhnlich am Kontakt von Kalkglimmerschiefer und Prasinit oder doch in dessen unmittelbarer Nähe. Ausnahmen von dieser Regel sind fast nur in der Gegend Fuscherkarkopf—Hohe Dock—Wiesbachhörner verbreitet, wo sie häufig für sich allein im Kalkglimmerschiefer liegen. In beiden Fällen handelt es sich normalerweise um ganz geringmächtige Lamellen; wenn sie einmal 10 oder 20 m erreichen, so ist das schon ein Ausnahmefall. Das dürfte auch Schuld daran sein, daß sie bisher — auch über unser Aufnahmegebiet hinaus, wo sie sicherlich auch nicht fehlen <sup>80 a)</sup> — in den Tauern gänzlich unbeachtet geblieben sind.

Diese Neuheit des Gegenstandes, sowie seine theoretische Wichtigkeit rechtfertigt einen ausführlicheren Überblick über die Fundstellen; wobei es keineswegs die Absicht ist denselben erschöpfend zu gestalten. Einige weitere Fundorte werden in der tektonischen Detailbeschreibung noch zu erwähnen sein. Leider läßt der Maßstab der Karte in vielen Fällen die Eintragung nicht zu, in den meisten anderen nur unter z. T. gewaltiger Übertreibung der Aufschlußbreite.

**Prasinitzug I** (Lerchwand—Bodenbachkopf, <sup>81)</sup> noch außerhalb der AVK.): 15—20 m mächtige Hellglimmerschiefer mit Chloritflecken am N-Grat des Bodenbachkopfes, an der Grenze gegen die nördliche Rahmenzone. Auf beiden Seiten des Mühlbachtals finden sich solche am Fuß der Felsen, ebenfalls am Nordrand des Prasinit, dann auch dem nördlich folgenden Kalkglimmerschiefer eingeschaltet und eine kleine weitere (vom Zug I abgespaltene?) Prasinitlamelle rahmen sie ein. Die Mächtigkeiten betragen hier bis zu einigen Metern. — Am SO-Grat der Lerchwand finden sich geringe Spuren am Hangendkontakt des Prasinit; ebenso in der streichenden Fortsetzung, bei P. 2112, am S-Rand der hier steil in den Prasinit eingefalteten Kalkglimmerschiefer-synklinale. Aber auch den Liegendkontakt der Prasinit, S unter P. 2112, begleitet eine 1—2 m mächtige Lamelle von Granatmuskowitschiefer.

**Prasinitzug II** wird in der Gegend N der Lakarschneid fast konstant von geringmächtigem Muskowitschiefer (meist mit Chloritflecken) begleitet, sowohl am N- wie am S-Kontakt; in der Gegend der Umbiegung am Gehänge W der Salzburgerhütte, am Steilgehänge bei ca. 2100—2200 m, werden sie ziemlich mächtig.

Im Mühlbachtal, und zwar in einem stark mit Erlen verwachsenen Graben, der S der Angeralm von dem W-Sporn (P. 2311) des unbenannten Felskopfs N der Lakarschneid herabzieht, fand ich am N-Rand des gleichen Prasinitzuges einige Meter Chloritfleckenschiefer. Auf der anderen Seite des Mühlbachtals finden sie sich an seinem S-Rand, allerdings meist unter 1 m mächtig, in der Steilstufe unter dem Kar zwischen den beiden Planitzergipfeln. — Vermutlich in die weitere Fortsetzung dieses Zuges gehört das Vorkommen am Breiteck (SO Lerchwand). Dort wird, auf dem grasigen Rücken NW der tiefsten Einsattelung, der sehr zusammengeschrumpfte Prasinit überlagert von ca. 15 m prachtvollen Granatmuskowitschiefers, mit z. T. haselnußgroßen Granaten; darüber folgt Kalkglimmerschiefer. Aber auch quer über die ganze SO-Abdachung der Lerchwand auf ca. 2 km, ist jener zu verfolgen — allerdings in geringerer, 3—4 m nicht übersteigender Mächtigkeit und nur mit Chloritflecken, ohne (makroskopisch sichtbare!) Granaten. Und wiederum tritt auch im Liegenden des Prasinit eine Zwischenlage von Hellglimmerschiefer auf, allerdings nur spärlich aufgeschlossen an dem von Ferschbach heraufführenden Steig, an dem Wiesenhang bei ca. 1800—1900 m.

**Prasinitzug III.** Auf der Nordkante des Gaissteins (immer noch hart jenseits des AVK.-Randes) wechsellagern eine ganze Reihe von geringmächtigen Lamellen von Prasinit und Kalkglimmerschiefer z. T. mit chloritgefleckten Muskowitschiefer am Kontakt. — Die Muskowitschiefer, welche an der Ostkante des Gaissteins die gegen N tauchenden Prasinitfalten umhüllen, messen nur nach Dezimetern.

<sup>80 a)</sup> Die Vorkommen, die *Dal Piaz* (124, S. 92) von der Merbspitze beschreibt, sind wohl nicht ohne weiteres vergleichbar: es beteiligen sich daran nicht nur verschiedenartige Gneise und Glimmerschiefer, sondern auch Triasgesteine!

<sup>81)</sup> „Tristkogel“ der neuen Karte 1 : 25.000 (Blatt Kitzsteinhorn); der Name Bodenbachkopf ist hier — in „Bombachkopf“ verballhornt — auf einen unselbständigen nördlichen Gratbuckel übertragen!

Auf der Westseite des Talbodens der Salzburger Hütte, an und N von dem Steig, der auf die weite Terrasse bei P. 1994 hinaufführt, erreicht die Fortsetzung der Chloritfleckschiefer des Gaissteins größere Mächtigkeit; ebenso sind sie am Gehänge W über dieser Terrasse — S von dem großen Bach, der das Kar N der Lakarschneid entwässert — wohl entwickelt, in mehrfacher Wechsellagerung mit Grünschiefer wie mit Kalkglimmerschiefer (Verfaltungszone am N-Rand von Prasinitzug III!).

Am N-Grat der Lakarschneid säumt nur ganz wenig Chloritfleckschiefer den Prasinit ein. In größerer Anzahl finden sich Muskowitschieferlagen — z. T. granatführend — am Südgipfel des Planitzers, im Kalkglimmerschiefer N über dem Prasinitzug III (auf der Karte nur ganz schematisch angedeutet).

Über der Stufenmündung des Fersbachs begleitet wieder Hellglimmerschiefer den Hangendkontakt des Prasinit auf ca. 1 km Erstreckung im Streichen, von der Fersbach-Grundalm bis zu dem oben erwähnten, gegen die Almhütten unter der Lerchwand emporführenden Steig; Mächtigkeit bis 2—3 m. — Eine ganze Reihe von Aufschlüssen findet sich ferner am Fuß des Stubacher NO-Gehänges, unter dem Holzneckwald; hier besteht eine vielfache — im Detail nicht sicher zu deutende — Verschuppung zwischen Prasinit, Kalkglimmerschiefer und, wiederum häufig an der Grenze beider, Hellglimmerschiefer, der teils Granaten, teils bloß Chloritflecken, teils auch Biotit enthält; seine Mächtigkeit ist z. T. bedeutend, bis 20—30 m.

Unmittelbar NO über dem Sattel W des Königstuhls ist der Kalkglimmerschiefer, welcher hier (infolge von sekundärer Überfaltung!) den Prasinitzug III überlagert, in seinen untersten 8—10 m durchknetet mit Bändern von Granatmuskowitschiefer.

Am Weg N unter der Krefelderhütte steckt, S vom Prasinitzug III, eine untergeordnete Prasinitlamelle im Kalkglimmerschiefer, randlich begleitet von z. T. schönem Granatmuskowitschiefer.

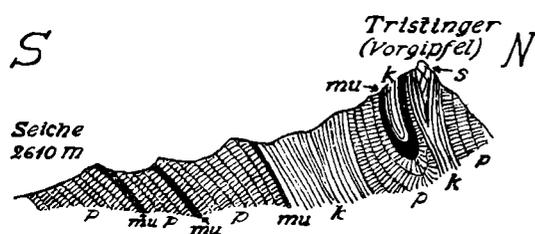


Abb. 37. Profil des Tristinger Vorgipfels, 1 : 3000 ca.  
p = Prasinit                      mu = Muskowitschiefer  
s = Serpentin                      K = Kalkglimmerschiefer

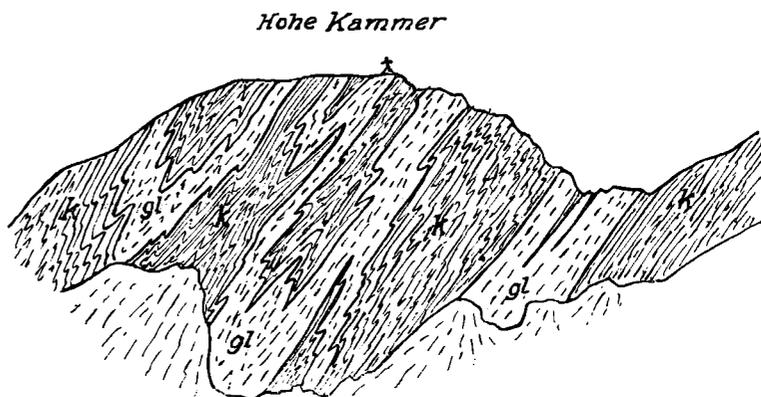


Abb. 38. Hohe Kammer, gezeichnet vom N-Rand des Schmiedingerkeeses (8. VIII. 32).  
gl = Muskowitschiefer      k = Kalkglimmerschiefer

**Prasinitzug IV.** Er wird auf dem Karboden N vom Schmiedingerkees fast konstant von einigen Metern Granatmuskowitschiefer begleitet, an seinem N-Rand. An der Winterkarlscharte sieht man sie mit dem Prasinit wie mit dem Kalkglimmerschiefer wild verschuppt; N der „Seiche“ S vom Tristinger wechsellagern sie mehrfach mit dem Prasinit (Abb. 37). Wie weit sie in der schwer zugänglichen SW-Wand des Tristingers durchziehen ist nicht festzustellen; an deren Basis fehlen sie jedenfalls. Aber am Hüttenbichl erscheinen sie 8—10 m mächtig wieder, mit Granaten von z. T.  $\frac{1}{2}$  cm Durchmesser. — Auch den Südrand dieses Prasinitzugs begleiten gleichartige Gesteine, wenn auch weniger konstant und weniger mächtig, bei der Almhütte S des Hüttenbichls und auf der Ostseite des Königstuhls, ebenso auch weiter östlich beim Weg zum Kitzsteinhorn. Auch in der abgelenkten Fortsetzung des Zuges ist auf der W-Seite des Maurerkogels am Hangendkontakt Granatmuskowitschiefer gefunden worden, 1 m mächtig.

Der kurze **Prasinitzug V** wird beim Hacklsee von ein paar Metern Granatmuskowitschiefer unter- und auf dem Gehänge N von dort bei 2100—2150 m von solchen (10—12 m) überlagert. — Am SO-Grat des Jaggeskopfs liegen dagegen im Hangenden und (beim Großen Schuttkegel auf der NO-Abdachung) im Liegenden des Prasinit sehr stark albitisierte Muskowitschiefer, z. T. auch granatführend.

Ungefähr in der östlichen Fortsetzung von Prasinitzug V befinden sich die Muskowitschiefer der Hohen Kammer, möglicherweise zu seiner Begleitung gehörig. Mindestens ein Teil von ihnen führt Granat oder Chloritflecken, auch wo makroskopisch nicht sichtbar ist jener manchmal — als „Intergranularskelett“, siehe unten — vorhanden. Sie sind aufs heftigste mit dem umhüllenden Kalkglimmerschiefer verfaltet und wiederholen sich daher öfters (Abb. 38); in den mächtigsten (mindestens 40 m) ist die Kammerscharte eingeschnitten.

**Östlich vom Kaprunertal** ist die Zahl der Prasinitzüge reduziert und damit auch die der Glimmerschiefer-vorkommen:

Auf der SO-Seite des Vorderen Spitzbretts steckt ca. 2 m unter der Prasinitgrenze im Kalkglimmerschiefer eine Lage von quarzitischem Muskowitschiefer mit Chloritflecken, 1—2 m mächtig. — Auf der S-Abdachung des Krapfbrachkopfs sind der bedeutendsten der dortigen geringmächtigen Prasinitlagen  $\frac{1}{2}$  m Granatmuskowitschiefer eingeschaltet.

Östlich vom Hirzbachkar tritt geringmächtiger Chloritfleckenschiefer N vom Prasinit bei P. 2248 auf, in mehreren Lagen mit Kalkglimmerschiefer wechselnd. Ebenso begleitet er die Südgrenze des Prasinit am Streicheck und läßt sich von da über das Brechkar und die Graswand hinweg nach der Schmalzgrubenalm verfolgen.

Auch in dem ausgedehnten an Grüngesteinen armen **zentralen Kalkglimmerschiefergebiet** finden sich vereinzelt Hellglimmerschiefer.

Östlich des Kapruner Tals sind vor allem die Vorkommen im Bereiche des Hohen Tenn zu nennen: Eine Lage von Granatmuskowitschiefer (2—3 m) durchzieht den Felszacken SO vom Törl (sog. Kleiner Tenn; vgl. Abb. 34, S. 139); Verknüpfung mit Grüngesteinen ist zwar nicht unmittelbar zu sehen, doch treten solche in der nächsten Nachbarschaft auf. Auch in der Gipfelregion des Tenn, nicht weit über der großen Serpentinmasse, finden sich noch Hellglimmerschiefer, hier mit Chloritflecken, wenn auch mangelhaft aufgeschlossen.

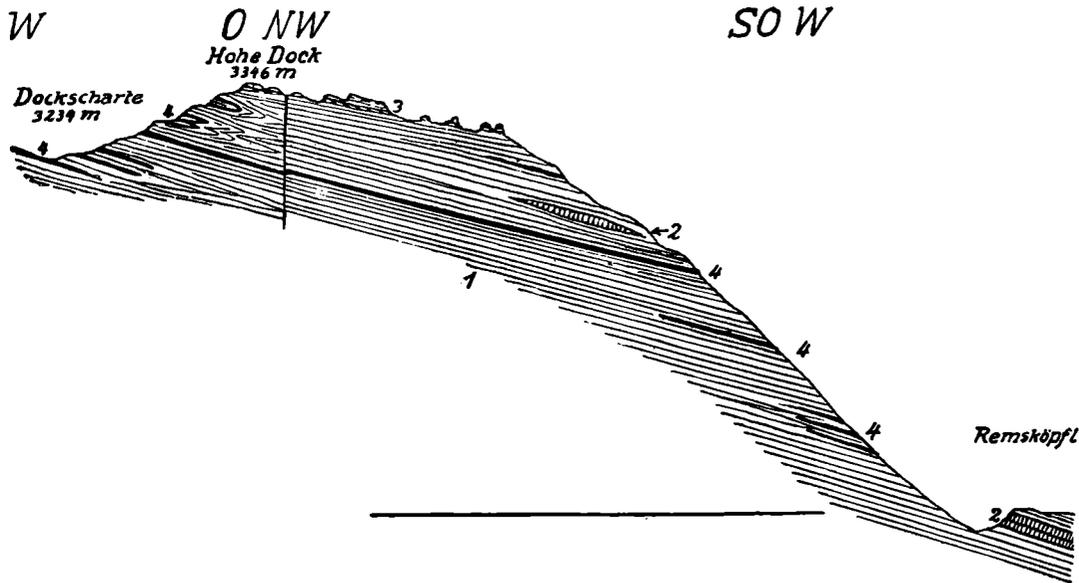
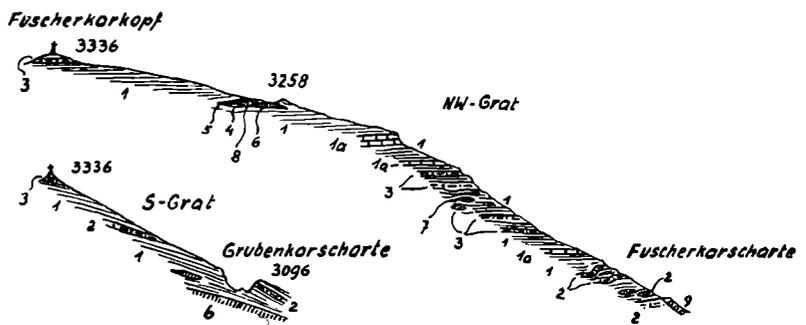


Abb. 39. Profil der Hohen Dock, 1:1330 ca.  
 1 = Kalkglimmerschiefer  
 2 = Prasinit  
 3 = Granatmuskowitschiefer  
 4 = Dunkler Granitphyllit

Kleine Vorkommen lichter Muskowitschiefer gibt es auch am Wiesbachschartel. Vielleicht sind sie die unmittelbare Fortsetzung solcher in der SW-Flanke des Kleinen Wiesbachhorns, welche am S-Grat gleich unter den großen Türmen austreichen, mehrere Meter mächtig.

Eine ganze Reihe hierher gehöriger Vorkommen treffen wir sodann in der Gruppe der Bärenköpfe. Vor allem sei hingewiesen auf die 2—3 m mächtige Lage von schönem Granatmuskowitschiefer, die teils längs dem dachfirstartigen Gipfelgrat der Hohen Dock austreicht, teils auch dessen Zacken selbst bildet (Abb. 39). Tiefer finden sich am gleichen Berg noch weitere Lagen, die Übergänge von Hellglimmerschiefer zu dunklen Phylliten (vgl. S. 151) zeigen. Verknüpfung mit Grüngesteinen ist hier nirgends erkennbar; auch nicht bei einer geringfügigen Linse S unter dem Gipfel des Großen Bärenkopfs. Wohl aber finden sich auf der Westabdachung des Bärenkopfs eine ganze Reihe von geringmächtigen Granatmuskowitschieferlagen (auf der Karte nur sehr schema-

Abb. 40. Nordwestgrat des Fuscherkarkopfes.  
 1 = Kalkglimmerschiefer  
 1 a = darin Marmore  
 2 = Glimmerschiefer mit chloritischem Granat  
 3 = helle Granatglimmerschiefer  
 4 = schwarzer Granatglimmerschiefer  
 5 = Schuppe von karbonatführendem Albit-Chlorit-schiefer  
 6 = Prasinit  
 7 = Smaragditschiefer  
 8 = Schuppen von gelblichem Dolomit  
 9 = Moräne



tisch wiedergegeben), hier wiederum sehr eng mit Prasiniten verknüpft; und auf der S-Seite der Führerscharte bilden sie fast rings um den dortigen kleinen Serpentinstock (nicht zu verwechseln mit der größeren, mehr östlichen Masse) eine nur nach Dezimetern messende Hülle.

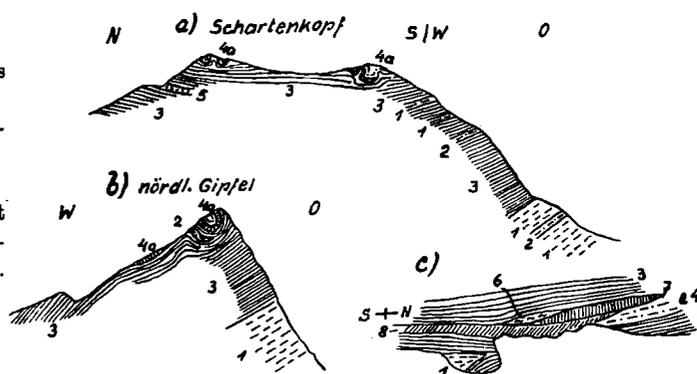
Ein auf der Karte überraschend mächtig erscheinendes Band (durch Faltung) von prächtigem Granatglimmerschiefer streicht über die Felsen westlich der Bockkarscharte (hier phyllitisch-quarzitisch) und setzt sich vermutlich fort in die kleinen Fetzen auf dem Großen Burgstall rund um die Oberwalder Hütte (auch hier viel Granat). Die über die Westabdachung des Breitkopfes ziehenden Bänder sind überwiegend phyllitisch, aber hart, und zeigten Granaten bis zu fast 1 cm Größe. Bei „pf“ des Wortes „Breitkopf“ ist der Glimmerschiefer durch kleine Fetzen und Knollen von Smaragditschiefer, dichtem Hornblendefels, Talk-Breunneritschiefer und hellem quarzitischem Schiefer begleitet.

Am Fuscherkarkopf bilden die Glimmerschiefer widerstandsfähigere, in den Bratschenwänden der Kalkglimmerschiefer etwas hervortretende Bänder, die deren Faltung von weitem erkennen lassen; nur ein Teil der Bänder ist granatführend, phyllitische Typen fanden sich nächst den granatführenden Prasiniten; ein ganz kleines phyllitisches Bändchen am Westgrat zwischen Gipfel und Schulter (3258) ist von einem Fetzen Prasinit begleitet. Die übrigen Bänder werden auch hier nicht von Prasinit begleitet (siehe Abb. 40).

Schon am Großen Burgstall, mehr aber noch nun östlich vom Fuscher Karkopf, gehen die Glimmerschiefer bis in tiefe Teile der Kalkglimmerschiefermasse hinab. So am Kamm Sonnwelleck—Kapuziner, in den schon erwähnten (schematisch eingetragenen) Bändern ober der Schwarzen Wand (Trauner Alm Süd), die vorwiegend phyllitisch sind, am Scharrenkopf, vor dem südlichen Pfandlschartenkees (beide vorwiegend hell, z. T. quarzitisch), im Bereich Albitzenkopf—Racherin—Wasserradkopf, um die wichtigsten Häufungsstellen schmaler Bänder zu nennen.

Abb. 41. Schnitte über den Scharrenkopf (a, b) und Skizze eines Rundbuckels SW davon (c).

- |                                  |   |
|----------------------------------|---|
| 1 = dunkler Phyllit              | 5 = heller, granatfreier Glimmerschiefer                                  |
| 2 = dunkle Granatglimmerschiefer | 6 = Albit-Chloritschiefer   |
| 3 = Kalkglimmerschiefer          | 7 = granatführender Prasinit  |
| 4 = helle Granatglimmerschiefer  | 8 = Gesteine der Serpentinreaktionsränder, besond. Kalkhornblendeschiefer |
| 4a = dsogl. mit Prasinitfetzen   |   |



Am Scharrenkopf (siehe Abb. 41) sind einzelne dieser Bänder wieder mit Prasinitfetzen verbunden, einen weiteren solchen Verband zeigt der kleine Rundbuckel, der neben dem Südsporn des Scharrenkopfes unmittelbar an den 1820er Moränenwall anschließt. Seine schematische Wiedergabe auf der Karte sei hier durch eine Skizze (Abb. 41 c) ergänzt. Am Albitzenkopf (Westabdachung) sieht man helle granatreiche Typen, im Bereich der Racherin überwiegen graue, phyllitische (Abb. 42); sie sind am Gipfel der Racherin und im Nordwesthang mit Prasinitfetzen verbunden, in der Mulde südwestlich davon mit einer Serpentinlinse und mit granatführendem Prasinit, die Bänder am Wasserradkopf sind von dunklem Phyllit begleitet.

Das westliche Prasinitvorkommen im Äußeren Bockkar ist in seinem Hangenden von einer dünnen Lage granatarmen Glimmerschiefers begleitet.

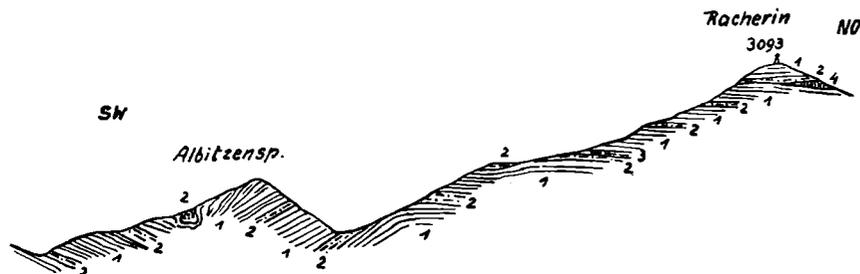


Abb. 42.  
1 = Kalkglimmerschiefer 3 = quarzreicher Phyllit  
2 = Granatglimmerschiefer 4 = Prasinit

Ein isoliertes Band von Hellglimmerschiefer mit prächtigen kleinen Granaten zieht über die Marienhöhe beim Glocknerhaus, nur kleine Linsen fanden sich auf der Margaritze und am Langen Ofen jenseits der Möllschlucht.

Die mächtigeren Vorkommen von dunklem phyllitischem Granatglimmerschiefer von „Zmersche“ an der Glocknerstraße, „Die Egger“, bei der Bricciuskapelle, ferner auf 2598 südöstlich Wasserradkopf, in der „Hölle“ im unteren Guttal (grünlicher Albitknotenschiefer), bei den „Golmitzer Schleifen“ der alten Glocknerstraße, Rollstückmassen unterm Taurerberg, gehören schon in den verschuppten Grenzbereich zur Brennkogeldecke und sind sowohl in petrographischer Hinsicht wie auch in ihrer Verbindung mit Serpentin oder granatführendem Prasinit den phyllitischen Granatglimmerschiefern der Brennkogeldecke (S. 108 f.) gleichzustellen, bei denen sie schon berücksichtigt worden sind.<sup>82)</sup>

**Prasinitzüge im S.** — Die bisher genannten Vorkommen liegen durchwegs tiefer als der große Prasinitzug, der ober Heiligenblut einsetzt, bis zum Glockner selbst an Mächtigkeit gewinnt (die Freiwand gehört recht sicher auch dazu) und sich dann gegen W — aufgelöst in viele Züge und Schuppen — über das Dorfertal hinaus

<sup>82)</sup> Von Mariahilf gegen Süden bis zum Mölltal ist in der Karte irrtümlicherweise ein Gesteinsband mit der Signatur der injizierten Glimmerschiefer der Riffeldecken eingetragen. Es handelt sich um granatfreie, grünliche, stark albitisierte Schiefer, die besser den folgenden albitreichen Glimmerschiefern (e) angeschlossen werden. Sie sollten daher ebenfalls mit der Farbe der Granatmuskowitschiefer ausgeschieden werden.

erstreckt. Wie die nördlichen Prasinitzüge sind auch diese weniger regelmäßigen Prasinitmassen an vielen Punkten von schmalen Glimmerschieferbändern begleitet. Diese Bänder scheinen aber im Süden seltener als im Norden Granat zu führen, sie wurden im Verlauf der Aufnahmearbeit hier erst verhältnismäßig spät entdeckt und es mag daher die Eintragung und Aufzählung noch recht unvollständig sein.

Wir beginnen im Westen: Da sind zunächst im Profil der *Daberklamm* der südlichste und der nördlichste der schwächtigen Prasinitzüge an ihrer Hangendgrenze von einer schmalen Lage (10 cm) chloritischen Glimmerschiefers gesäumt; an der Hangendgrenze des nördlich folgenden ersten mächtigen Prasinitzuges sind am oberen Weg (über die „Stiege“) und darüber helle quarzitisches Glimmerschiefer aufgeschlossen. Weitere, vorwiegend granatfreie, quarzitisches oder chloritführende Glimmerschiefer fanden sich am Ausgang der *Stoazgrube* und in ihrer nördlichen Begrenzung; ersteres Band mit Prasinit verbunden, letztere nur in unmittelbarer Nachbarschaft schwächtiger Prasinitbänder (siehe die Profile Abb. 43). Über ein Vorkommen im *Rumesoikarl* gelangt man von hier wieder zu einer Häufung schmaler Glimmerschieferbänder in der *Zollspitze* (wenige granat-

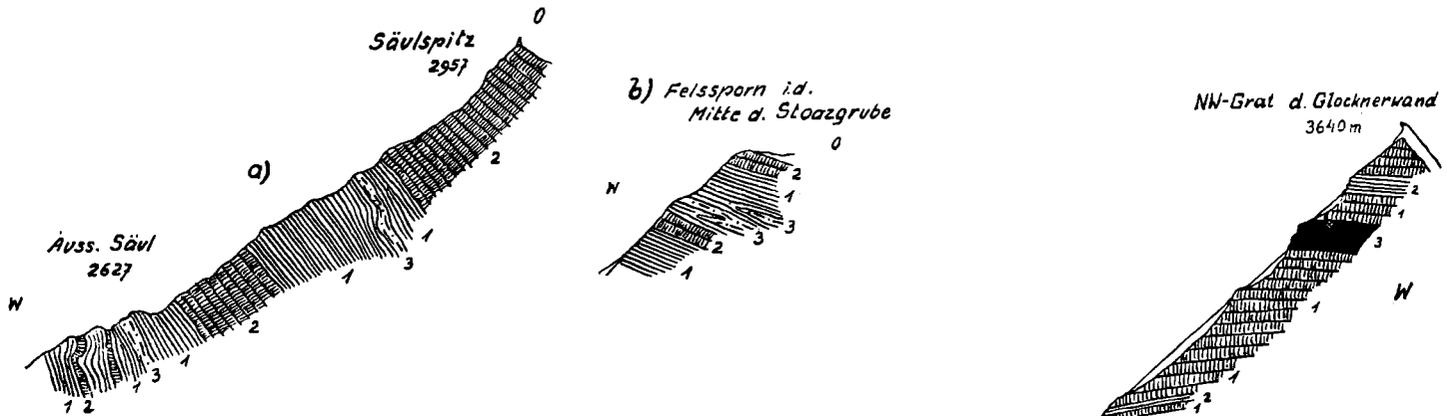


Abb. 43.

1 = Kalkglimmerschiefer, 2 = Prasinit, 3 = heller, chloritführender, quarzreicher Glimmerschiefer u. Granatglimmerschiefer; Profilhöhe in b etwa 20 m.

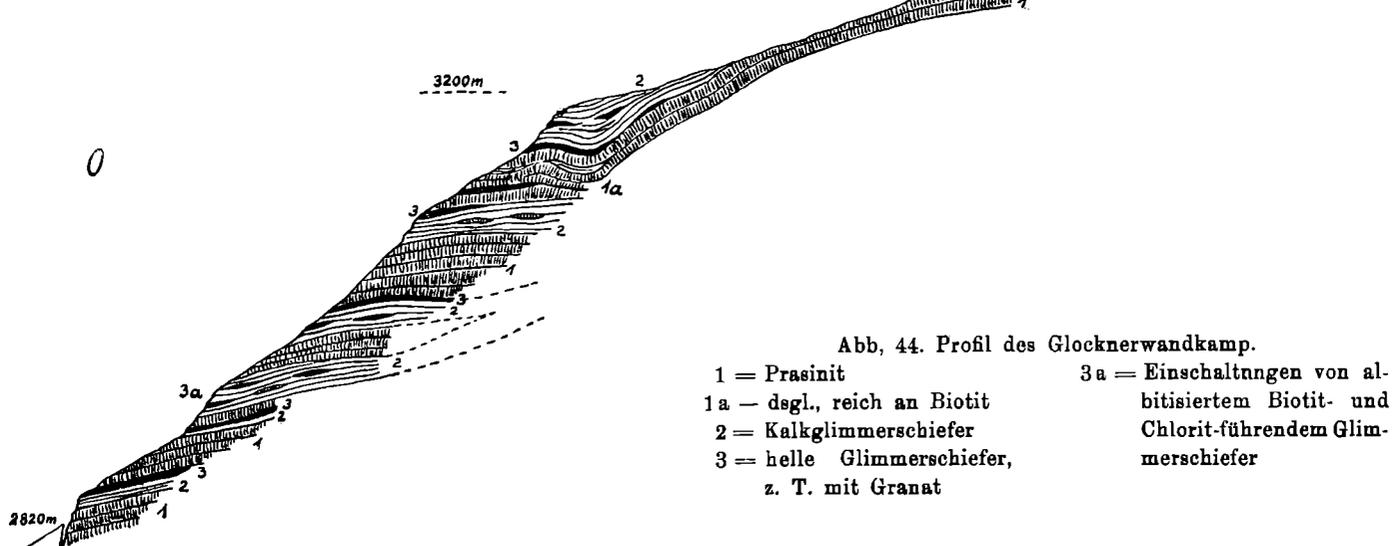


Abb. 44. Profil des Glocknerwandkamps.

1 = Prasinit  
 1 a — dsgl., reich an Biotit  
 2 = Kalkglimmerschiefer  
 3 = helle Glimmerschiefer, z. T. mit Granat  
 3 a = Einschaltungen von albitisiertem Biotit- und Chlorit-führendem Glimmerschiefer

reich, überwiegend chloritisch); sie liegen wieder nicht am unmittelbaren Prasinitkontakt, sondern entweder frei im Kalkglimmerschiefer oder sind durch schmale Bänder davon vom Prasinit getrennt. Auch das schmale Band von granatfreiem chloritischem Glimmerschiefer liegend der großen Prasinitmasse des *Kristallspitzls* ist von ihr durch schmalen Kalkglimmerschiefer getrennt.

Die Schuppenzone am NO-Ende des *Serpentinstockes* der *Fruschnitzscharten* enthält helle und biotitreiche Glimmerschiefer, der Grat *Gamskopf—Gramul* mitten in Prasinit ein Band von dunkelgrauen und helleren phyllitischen Granatglimmerschiefern in Begleitung von granatfreien Glimmerschiefern (Profil S 157).

An der *Romarwand* liegt — noch innerhalb von Kalkglimmerschiefer — ein kleines Bändchen von hellem Granatglimmerschiefer in der Scharte zwischen den beiden Gipfeln und zwei Schmitzen davon knapp südwestlich des Hauptgipfels. Ähnlich tiefe Lage haben Fetzen von Granatglimmerschiefer neben Prasinitlinsen am *Kleinen Burgstall*.

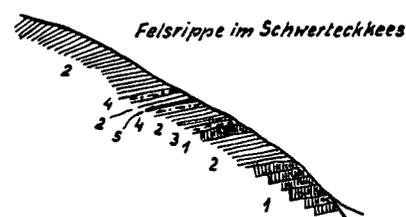
Zahlreiche ganz schmale Bändchen von einem hellen, meist granatfreien und chloritischen Glimmerschiefer begleiten die Grenzen vieler Prasinitbänder im Liegenden der *Hofmannspitze*. So im Profil des *Glocknerwandkamps* (Abb. 44) oder am Gipfel des *Teufelskamps*. Frei in Prasinit liegt das einige Meter mächtige

granatführende Band, das den höchsten Felskopf im Eisgrat bildet, in Kalkglimmerschiefer knapp neben Prasinit das Band am nördlichen Ende der SW-Flanke der Hofmannsspitze. Im Streichen dieser Zone fanden sich auch noch Glimmerschieferfetzen an Grenzen der Prasinitbänder in den Felsen des Hofmannsweges.

An den Prasiniten der *Freiwand* begleiten nächst der *Freiwandscharte* Bänder von granatfreiem Albit-Chloritschiefer die Grenzen. Erst in der Scharte zwischen *Freiwandspitz* und *Freiwandkopf* liegen schmale Einschaltungen von typischem Glimmerschiefer (z. T. granatführend, z. T. chloritisch) mit Kalkglimmerschiefer-schuppen verbunden. Fetzen gleicher Gesteine fanden sich dann weiterhin an dem ersten, östlich der *Franz-Josefs-Höhe* eingeschalteten Kalkglimmerschieferband an der Straße und tiefer am Steig durch die „Grüne Wand“.

An der weiteren Liegendgrenze des großen Prasinitzuges gegen *Heiligenblut* zu sind solche Glimmerschiefer erst nach langer Unterbrechung wieder gefunden worden: nämlich in Rollstücken am Fuß der Wände unter der *Koglwand* in *Heiligenblut-Winkel* und in zwei Bändern an der Basis der *Elewitschwand* südlich *Heiligenblut*. Letztere sind wieder nicht unmittelbar mit Prasinit verbunden, liegen aber in nächster Nachbarschaft

Abb. 45. Profil der Felsrippe im Schwerteckkees.  
 1 = Prasinit  
 2 = Kalkglimmerschiefer  
 3 = albitreicher Muskowit-  
 schiefer  
 4 = Albit-Chloritschiefer  
 5 = Smaragditschiefer



von Prasinit und Serpentin. — Dagegen ist der mächtige Zug von eklogitischem Prasinit (S. 160), der SO von hier hart am Kartenrand einsetzt, wieder unmittelbar begleitet von bis 10–15 m mächtigem Granatmuskowitschiefer und z. T. mit ihm verfault. Und auch zwischen *Pohererwand* und *Jungfernsprung* ist der tiefste der Prasinitzüge der Oberen Schieferhülle streckenweise von geringmächtigen Granatmuskowitschiefern im Liegenden begleitet (Blatt *Heiligenblut*, 1 : 25.000).

Die hangenden Partien und Grenzen der großen Prasinitmassen des Südens scheinen etwas ärmer an Glimmerschieferbändern zu sein. Diese Stellung haben die erwähnten Bänder der *Daberklamm* im Westen, dann aber ist eine große Lücke in den Fundpunkten, die allerdings dadurch mitbedingt sein kann, daß sie bei der Aufnahme dieses Bereiches noch nicht so systematisch beobachtet wurden. Erst im Felssporn des *Schwerteck-*

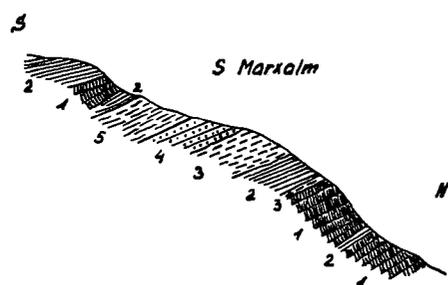


Abb. 46. Hangendgrenze des großen Prasinitzuges südlich der Marxalm (Leitertal).

- |   |                     |
|---|---------------------|
| 1 = Prasinit                                      | 4 = Quarzitschiefer |
| 2 = Kalkglimmerschiefer                           | 5 = dunkler Phyllit |
| 3 = albitischer, chloritführender Glimmerschiefer |                     |

*keeses* (Abb. 45) fanden sich wieder drei schmale Bänder von granatfreiem, teilweise stark albitischem Schiefer. Das tiefste davon liegt an der Hangendgrenze der höchsten Prasinituschuppe, das mittlere führt Fetzen von Smaragditschiefer, das höchste liegt ohne Begleitung in Kalkglimmerschiefer. Helle, granatfreie, quarzitisches Glimmerschiefer fanden sich ferner an der vom *Hinteren Leiterkopf* nach Nord herabziehenden Kante (ohne Prasinit), dann auch südöstlich der *Marxalm* im *Leitertal*; hier wieder unmittelbar im Hangend der großen Prasinitmasse in Begleitung von albitisiertem Schiefer und von dunklem Phyllit, der wahrscheinlich schon als tektonischer Einschub aus der *Matreier Zone* abzuleiten ist (Abb. 46). Ein weiteres ganz schmales Band von chloritischem Glimmerschiefer ist an der Hangendgrenze des Prasinites im oberen *Redschitztal* bei *Heiligenblut* („Die Egger“) gefunden worden.

Besonders hervorgehoben sei, daß alle die erwähnten Glimmerschieferbänder, die im Hangend der großen südlichen Prasinitmassen aufgefunden worden sind, keinen Granat führen, dafür aber meist chloritisch sind.

Ein weiterer sehr auffallender Zug in der Verbreitung der Hellglimmerschiefer ist der, daß sie in dem ganzen mächtigen Kalkglimmerschieferstreifen hangend der großen Prasinitmassen (*Freiwandspitz*—*Schwerteck*—*Gragger*), im Gegensatz zu denen in ihrem Liegenden, vollkommen fehlen.

Es war selbstverständlich nicht möglich, die ganze Fülle dieser Vorkommen genauer zu untersuchen; aber auch nicht nötig, da die gleichen Typen sich immer wiederholen. Der auffälligste und anscheinend auch verbreitetste sind die

a) **Granatmuskowitschiefer**: Sie bestehen aus oft vorkommendem Quarz, mehr oder minder deutlich lagenweise wechselnd mit hellem Glimmer, der teils deutlich individualisierte Blätter, teils serizitische Häute bildet; eingestreut finden sich dunkelrote bis bräunlichrote Granaten, von Stecknadelkopf- bis zu Haselnußgröße, in meist großer Anzahl. Auf Anwitterungsflächen treten sie erhaben hervor, mit vielfach tadelloser Begrenzung nach (110). Manchenorts ist Umwandlung in Chlorit schon makroskopisch deutlich sichtbar, indem sich eine dunkelgrüne Hülle über den roten Granatkern legt. — Gelegentlich ist auch Chlorit in einzelnen Flecken auf den Schieferungsflächen zu sehen; und auf dem Querbruch macht sich Ankerit durch kleine Rostflecken bemerklich. Auch kleine ( $< 1$  mm) Magnetitoktaederchen sind mitunter wahrnehmbar. — Im Gelände zeichnet sich das Gestein durch graue Farben aus, die es bei einiger Übung ganz gut von den bräunlichen Kalkglimmerschiefern und dem grünen Prasinit unterscheiden lassen (ausgenommen die allerdings häufigen Stellen, wo es zu geringmächtig oder so sehr mit Kalkglimmerschiefer durchflochten ist, daß man es erst gewahrt wird, wenn man „mit der Nase darauf stößt“).

Die Ähnlichkeit mit den Granatmuskowitschiefern der unteren Schieferhülle, sowohl des Granatspitzkerns (S. 52) als auch der Brennkogeldecke (S. 108) ist sehr weitgehend: zweifellos ist die Variabilität innerhalb einer jeden von diesen drei Gruppen wesentlich größer als die allenfalls feststellbaren Unterschiede von der einen zur anderen als Ganzes betrachtet. Das gilt nicht nur von makroskopischer Beschaffenheit, sondern ganz ähnlich auch vom Schlibbild.

Dieses zeigt: **Quarz** meist als reichlichst vorhandenen Gemengteil, in schwach eckigen, kaum verzahnten Individuen von 0,3—0,5 mm Durchmesser (selten größer), z. T. schwach in s verlängert. Als nächster an Menge folgt der **Muskowit**, farblos oder ganz blaß grünlich, bis etwa millimeterlange Blättchen. **Chlorit** bleibt an Größe und an Menge meist etwas hinter ihm zurück; meist ist er ein ganz typischer Pennin, in selteneren Fällen (Gesteine von Kleinem Wiesbachhorn—Klockerin) aber ein blaßgrüner Klinochlor. Der letzte unter den Hauptgemengteilen endlich ist der **Granat**: blaßrot und isotrop, geht er vom makroskopisch beobachteten Größenmaximum bis zu Mikrolithen von 0,01 mm Durchmesser hinunter. Die kleinen, unter etwa 0,25 mm, sind fast stets tadellos ausgebildet — selten auch nur verzerrt — und einschlußfrei; die großen Porphyroblasten dagegen sind auch, wo gut kristallographisch umgrenzt, meist sehr einschlußreich; ja manchmal reduziert sich die Granatsubstanz auf ein Netzwerk in den Intergranularen des Quarzmosaiks (vgl. dazu *Sander* 183, Abb. 53, S. 138) bis zu einem Grade, daß das Volumen der ersteren geringer ist als das der Einschlüsse. Vielfach findet sich die bekannte Erscheinung der „verlegten Relikttextur“, bis zur Ausbildung vollendeter Einschlußwirbel (vgl. *Sander* 177; *Niggli* 163; *W. Schmidt* 184; *L. J. Krige* 152; *O. Mügge* 162 u. a.). In einem Schlibf (Hacklsee) beschränken sich die Einschlußwirbel auf die Kerne der Porphyroblasten, während eine breite äußere Hülle Anwachszone zeigt, die durch z. T. höchst regelmäßige konzentrische, den umgrenzenden Kristallflächen parallele Schalen von Einschlüssen sichtbar werden. Beide Arten von Granaten kommen öfters in einem Schlibf nebeneinander vor; in anderen fehlt die kleine oder die große Generation. — Unter den Einschlüssen herrscht gewöhnlich der Quarz bei weitem vor, daneben manchmal viel Magnetit (Schlibf vom Breiteck zwischen Planitzer und Lerchwand), viel mehr als in der umgebenden Gesteinsmasse, vereinzelt auch Pyrit; Muskowit meist nur vereinzelt; Chlorit pflegt zu fehlen — höchstens daß er gelegentlich randlich in den Granat eingewachsen ist. Epidot in einzelnen Fällen ziemlich reichlich; wegen Chloritoid vgl. unten. — Teils neben diesen meist größere Dimensionen erreichenden Einschlüssen, teils für sich allein, finden sich auch oft in dichten Schwärmen winzige Nadelchen, unter denen sowohl Rutil als Turmalin mit Sicherheit erkannt wurden, auch strahlsteinartige Hornblende scheint vorzukommen; doch bleibt in vielen Fällen ihre Natur unsicher. — **Nebengemengteile**: Magnetit manchmal recht reichlich, außer den oben erwähnten Oktaederchen auch (im gleichen Schlibf) viel kleinere Plättchen in den Glimmerlagen; in anderen Schlibffen tritt er sehr zurück; Pyrit ist selten mit ihm vergesellt. Säulchen mit den optischen Eigenschaften des Zirkons finden sich hin und wieder, doch gelang es nicht, pleochroitische Höfe zu entdecken, die sie im Chlorit und Muskowit eigentlich hervorrufen sollten, wenn es sich wirklich um Zirkon handelt.<sup>83)</sup> Apatit vereinzelt, selten häufiger. — Von **Übergemengteilen** sind stets in geringer Menge vorhanden kleine Säulchen von Epidot (meist farblos oder ganz blaß gefärbt, aber stark doppelbrechend) und solche von Turmalin, der aber auch sehr zahlreich auftreten kann. Er ist stets tadellos idiomorph und sehr mannigfach gefärbt: blau, graubraun, rötlichbraun (lc in einem Fall vollständig opak). Der interessanteste Übergemengteil aber ist der Chloritoid, der hier ganz ebenso, wie S. 53 und 108 erwähnt, meist ausschließlich als seltener Einschluß im Granat auftritt — allerdings wesentlich seltener, kaum in mehr als 1—2 Exemplaren pro Schlibf (soweit er überhaupt vorhanden). In wenigen Fällen (Klockerin-S-Grat; Hohe Dock) kommen dazu auch jeweils vereinzelt Exemplare außerhalb, doch auch stets in unmittelbarer Granatnähe und nur in einem einzigen Schlibf (Gamsgrube) ist er außerhalb von Granat reichlich zugegen. Endlich ist Ankerit in manchen Schlibffen reichlich vorhanden, meist in „Intergranularskeletten“; und solche aus der Gegend Wiesbachhorn—Klockerin sind regelmäßig stark imprägniert mit Calcit, der wohl aus der Umgebung eingewandert ist. — Zu bemerken ist, daß in fast keinem der hier zusammengefaßten Gesteine Albit<sup>84)</sup>

<sup>83)</sup> Oder sollte die Mineralbildung hier so jungen Datums sein, daß eine merkliche Verfärbung noch nicht eintreten konnte?

<sup>84)</sup> Auch das ist nur scheinbar ein wesentlicher Gegensatz gegenüber den Granatmuskowitschiefern der Granatspitzhülle, da ja der dort stets vorhandene Albit (ebenso wie unten, c und d) sekundärer Natur ist.

oder überhaupt ein Feldspat vorkommt (vgl. aber unten unter c und d); nur in dem Glimmerschiefer der Hohen Kammer findet sich jener sehr spärlich.

Bezüglich des Gefüges ist noch nachzutragen: stets herrscht deutliche *Lagen*textur, indem Lagen aus vorwiegend Quarzmosaik mit solchen aus parallelgeordneten Glimmer- und Chloritblättern wechseln. Die Granatporphyroblasten können in den einen oder den anderen liegen; niemals schneiden sie — im Gegensatz zu den Albitporphyroblasten! — die Schieferung quer ab, vielmehr pflegt ihnen diese auszuweichen. Kleine Granaten pflegen vorzugsweise an Glimmer-Chlorit-Lagen gebunden zu sein, jedoch nicht ausnahmslos; in einem Schriff von der Ringelscharte (N Planitzer; außerhalb der AVK.), wo sie in zahllosen Schwärmen auftreten, erfüllen sie jene zwar z. T. bis fast zur Verdrängung des Glimmers, fehlen aber auch in den benachbarten Quarzlagen nicht. Nur einzelne besonders grobkörnige Quarzzüge — offenbar jüngster Bildung — lassen sie frei. — Postkristalline Deformationsspuren sind in allen Granatmuskowitschiefern nicht oder nur in sehr unbedeutendem Ausmaß wahrzunehmen.

Zur *Genese* ist folgendes zu sagen: die auffallende Ähnlichkeit mit den gleichartigen Gesteinen der Unteren Schieferhülle (vgl. S. 52) legt den Verdacht nahe, daß auch die Granatmuskowitschiefer der Oberen Schieferhülle eingeschlepptes Vormesozoikum darstellen. Immerhin ist da Vorsicht nötig: man darf sie z. B. nicht einfach als altkristalline Granatglimmerschiefer erklären, geht doch aus der obigen Beschreibung unzweifelhaft hervor, daß die Granaten para- bis posttektonische Neubildungen darstellen — beides an den Porphyroblasten mit Einschlußwirbeln im Kern und ungestörten Randzonen nebeneinander nachweisbar; wo neben solchen noch kleine Individuen auftreten, gehören sie wohl ganz in die posttektonische Phase. Die mitgeteilten Beobachtungen über Einschlüsse im Granat lassen vermuten, daß auch er wesentlich Muskowit und Chlorit für sein Wachstum aufgezehrt hat; außerdem aber auch ein Mineral, das aus dem heutigen Gesteinsbestand nahezu ausgetilgt wurde, nämlich Chloritoid. Unsere Gesteine scheinen ein Chloritoidphyllitstadium passiert zu haben (ähnlich wie dies *Bossard* 98, S. 140, annimmt); vgl. dazu auch die Beobachtungen aus der Unteren Schieferhülle des Fuscher Tals (S. 117) und aus dem Wallis (114), wo sich Granat und Chloritoid nebeneinander finden.

Auf die westalpinen Analogien unserer Granatmuskowitschiefer soll im übrigen erst im tektonischen Teil eingegangen werden. Hier sei nur kurz die von *E. Raguin* (168) für savoyische Vorkommen aufgeworfene Frage berührt, ob es sich da um Produkte einer Kontaktwirkung der Grüngesteine handeln könne. Sie erledigt sich für unsere Vorkommen dadurch, daß diese ja, wie wir gesehen, gar nicht ausschließlich an die Prasinitkontakte gebunden sind, sondern ausnahmsweise auch mitten im Kalkglimmerschiefer auftreten können. Dabei ist ganz abgesehen von der Schwierigkeit, die es selbst bei Annahme weitgehender Stoffwanderungen machen würde, einen Kalkglimmerschiefer in einen Granatmuskowitschiefer — dessen Granat ja voraussichtlich Almandin und nicht Kalkgranat ist — zu überführen.

Daß aber der erwähnten vorschreitenden auch z. T. wieder eine rückschreitende Umwandlung folgte, zeigt die (vielfach — vgl. oben! — ja schon mit freiem Auge erkennbare) Umwandlung von Granat in Chlorit. So setzen sich z. B. in einem Schriff aus der Gamsgrube breite, wirrblättrige Büschel oder sogar ganze Hüllen von Pennin an jedes Granatkorn an. In Stücken vom Grat Gramul—Gamsspitze — neben dunklen phyllitischen Typen geschlagen — sind die Granaten nicht nur außen überwiegend von einer Chlorithülle umgeben, sondern auch an Rissen von Chlorit breit durchzogen und einige sind nur als Rest in einer Masse dieses Minerals erhalten. In solchen stark ausgebildeten Chlorithüllen um Granat trifft man hier mehrfach auch eine innerste Zone von Biotitblättchen, wie sie bei den Pseudomorphosen der granatführenden Prasinite die Regel wird (siehe S. 124). In diesem sehr interessanten Gesteinsband zeigt der dunkle phyllitische Granatglimmerschiefer frische, nicht chloritisierte Granaten, die diaphthoritischen Abarten sind heller, pigmentarm. Dieses Granatglimmerschieferband ist im Liegenden und im Hangenden (siehe Abb. 50, S. 157) ohne scharfe Grenze von stark verschmierten hellen, chloritführenden, aber granatfreien Glimmerschiefern begleitet, die manchen Typen des folgenden Abschnittes b) weitgehend gleichen. Man kann hier aus der Lagerung und dem obigen Schriffbefund diese Schiefer mit großer Sicherheit als *Diaphthorite* der Granatglimmerschiefer ansprechen.

b) *Muskowitschiefer mit Chloritflecken*. Das ist die Mehrzahl aller Muskowitschiefer, die makroskopisch keinen Granat erkennen lassen. Daß aber die Abtrennung in keiner Beziehung natürlich ist, werden wir gleich sehen.

Zunächst ist hier zu nennen ein muskowitreiches Gestein von phyllitischem Habitus, das auf der Ostseite des Kapruner Tals beim Kesselfall, gleich N vom Rande der AVK., den in einer Schlucht herabziehenden Serpentin nordseitig gegen Kalkglimmerschiefer begrenzt. Es zeigt zahlreiche Knötchen, bis millimetergroß und darüber, in denen man auf dem Querbruch Chlorit erkennen kann. — Im Dünnschliff erscheint derselbe blaßgrün, wenig pleochroitisch und nur ganz schwach doppelbrechend; meist bestehen die Knoten aus einer kleinen Anzahl von Blättern. Gegen außen sind sie scharf begrenzt, linsen- bis eiförmig; sie machen ganz den Eindruck von Pseudomorphosen. Glücklicherweise ist wirklich an einer Stelle des Schriffes ein Relikt von Granat darin erhalten, das die Umwandlung bezeugt; an einer anderen Stelle findet sich noch ein einzelnes, der Chloritisierung entgangenes Granatskelett. Als Einschlüsse darin und in den Pseudomorphosen: Quarz, Magnetit, Calcit (!). — Im übrigen bietet das Gestein ein ganz gewohntes Bild: Muskowitlagen mit untergeordnetem Chlorit wechseln mit Quarzpflaster; auch die Neben- und Übergemengteile: Calcit reichlich, Turmalin, Magnetit, z. T. mit Pyrit verwachsen, Apatit sind sämtlich normal.

Ein Gestein vom Unteren Fochezkopf mit zahlreichen mattgrünen Chloritflecken zeigt im Schliff in z. T. tadelloser Erhaltung die Intergranularskelette des Granats zu Chlorit pseudomorphisiert. Sonst nichts Bemerkenswertes.

In diesen Gesteinen ist es also klar, daß die Chloritflecken auf umgewandelten Granat zurückzuführen sind. Aber verallgemeinern kann man dies vorläufig nicht.

Ein quarzitischer Muskowitschiefer mit Chloritflecken aus dem Mühlbachtal (O-Seite S der Schaumbergalm) zeigt lebhaft gefärbten Pennin einerseits neben Muskowit an der Zusammensetzung dünner Häute beteiligt oder in einzelnen dünnen Blättern dem mit diesen wechsellagernden Quarzpfaster beigemischt; andererseits in wesentlich dickeren Blättern die „Flecken“ aufbauend. Diese sind stark in s gestreckt und umschließen viel Quarz. Man könnte auch da noch an eine Ableitung von Granatskeletten denken; aber sicherzustellen ist das nicht. — Sehr vereinzelt zerlappte einschlußreiche Albite; ziemlich reichlich Epidotnadelchen; etwas Apatit; Magnetit.

Einigermaßen ähnlich zeigt sich der quarzitischer Glimmerschiefer vom Sandbodenkopf; doch ist hier der Muskowit viel reichlicher und größer ausgebildet (um  $\frac{1}{2}$  mm), der Chlorit auf einzelne Lagen beschränkt, in einzelnen Blättern und „Flecken“. Letztere zeigen hier nichts mehr, was an eine Granatabkunft erinnern könnte; sie sind teils linsenförmig, teils ganz unregelmäßig geformt und ohne Quarzeinschlüsse. Epidot begleitet die Glimmerlagen, Titanit und — in der Nachbarschaft — Ankerit die chloritführenden, alle ziemlich reichlich.

Von dieser Beschränkung des Chlorits auf einzelne Lagen abgesehen, ist makroskopisch ziemlich ähnlich ein chloritgefleckter Muskowitschiefer von der N-Seite des Vorderen Spitzbretts. Im Schliff aber unterscheidet er sich deutlich durch das reichliche Auftreten von kleinen (0,1—0,2 mm) Granaten, die einzeln oder in Schwärmen in den Glimmerlagen liegen — schöne scharf begrenzte Rhombendodekaeder; das sind zweifellos keine Relikte, sondern Neubildungen! Ganz ähnlich wurden sie ja auch oben (S. 146) schon angetroffen. Es führt also nicht nur ein Weg der Diaphthorese vom Granatmuskowitschiefer zu einem solchen mit Chloritflecken, sondern auch ein Weg progressiver Metamorphose in umgekehrter Richtung (wobei jedoch die Granaten hier weniger aus den Chloritflecken, als aus dem Muskowit aufzusprossen scheinen)! Einmal wurde ein Turmalinnadelchen als Einschluß im Granat beobachtet. — Sonstige Nebengemengteile ähnlich wie oben; auch hier scheint eine gewisse Nachbarschaftsbeziehung zwischen Chloritflecken und Ankerit die Regel.

Dieselbe Stellung der Granaten zeigt auch ein Schliff aus der Stoazgrube (Dorfertal Ost), der eine epidotreiche Lage in einem hellen, chloritgefleckten Glimmerschiefer schneidet. Das Gesteinstück zeigt auf den durch Epidot gelblichen serizitischen Schichtflächen außer scharf begrenzten Chloritflecken auch sehr zahlreiche, eben noch wahrnehmbar kleine, rote Granaten. Diese sind auch im Schliff vollkommen frisch, die kleinsten von guten Kristallflächen begrenzt; sie sind unabhängig von den Chloritflecken. Der Chlorit (stark pleochroitischer Pennin) ist einerseits nur lagenweise angereichert, andererseits bildet er rundliche oder ausgezogene Anhäufungen. Besonders eine dieser Anhäufungen von schön gerundeter Form, augig umflossen von reinem Quarzglimmergewebe, ist ohne jede Schwierigkeit in Analogie mit dem oben beschriebenen Schliff als umgewandeltes Granatskelett deutbar. Im übrigen ist hier nur die Anreicherung kleiner Epidotsäulen in einzelnen Lagen hervorzuheben. Man hat also auch hier die Wahrscheinlichkeit einer älteren Diaphthorese und späterer, davon unabhängiger Neukristallisation von kleinen Granaten.

Anhangsweise erwähnt sei noch ein eigentümliches, nur lose bei P. 2822 (SO Sandbodenkopf) gefundenes Gestein: dasselbe zeigt makroskopisch auf dem Hauptbruch ein Netzwerk bis über zentimeterlanger, bleicher Stengel, in feinschieferiger, chloritgefleckter Muskowitmasse. — Im Schliff erinnert außer Muskowit- und Chloritlagen nichts an das bisher Erwähnte; neu dagegen sind einmal die ungewöhnlich großen, langgestreckten Epidote — eben jene Stengel —, farblos mit mäßiger Doppelbrechung; andererseits ein großer Reichtum an Albitporphyroblasten, welche sich z. T. gegenseitig berühren und voller Einschlüsse stecken; außer den sämtlichen schon genannten Gemengteilen auch ziemlich häufig Calcit, der sonst im Gestein überhaupt nicht vorkommt.

c) Albitreiche Hellglimmerschiefer in extremer Ausbildung sind im N des Aufnahmegebiets anstehend nur am Jaggeskopf (vgl. oben) bekannt geworden. Doch finden sich im Schutt unter dem Klockerriedl (Moserboden-O-Seite) ganz gleichartige Gesteine (soweit man nach dem makroskopischen Befund urteilen kann). Sie bestehen aus grobschuppigem lichtem Glimmer und reichlich schwarzgrünem Chlorit, die mit nicht sehr deutlichen Lagen von graulichweißem Quarz wechseln. Das ganze Gestein aber ist durchsetzt mit isometrischen, unregelmäßig begrenzten Albiten von 3—8 mm Durchmesser, die ihm einen beinahe gneisähnlichen Habitus verleihen. Bei sehr genauer Betrachtung entdeckt man auch noch ziemlich spärlich winzige Granaten von schön roter Farbe, fast stets im Albit eingeschlossen.

Glimmerschiefer, die dicht angepfropft sind mit Albitknötchen von etwa 1—2 mm Größe liegen außerdem von folgenden Punkten vor: Vom Felssporn im Schwerteckkees, von der Freiwandcharte am Prasinitrand, vom oben erwähnten Rundbuckel südwestlich des Schartenkopfes, südlich der Marxalm, und von Mariahilf an der alten Glocknerstraße; in Rollstücken außerdem aus der Gamsgrube, in noch gröberer Ausbildung (Albite bis etwa 6 mm) aus dem Nordwestabhang des Embachhornes und aus den Abbrüchen südöstlich des unteren Pfandlbodens (hier neben einem Quarzgang, der den Rollblock durchzieht). Alle diese Vorkommen sind nur ganz unbedeutende Bändchen. Die Grundlage für diese Gesteine ist so wie beim erstgenannten ein heller Glimmer-

schiefer mit etwa gleich großem Anteil von Muskowit und Chlorit, letzterer hier meist lichter grün als am Gestein vom Jaggeskopf. An einem Stücke fällt i. H. noch eine verhältnismäßig reichliche Pyritführung auf.

Im Schriff (Jaggeskopf) erscheint der Muskowit farblos; der Chlorit — ganz normaler Pennin — steht ihm an Menge kaum viel nach. Quarz bildet ein Pflaster von eckigen Körnern (0,1—0,5 mm). Der Granat findet sich recht selten wiederum weit überwiegend in kleinen Individuen, meist sehr gut ausgebildet und vollkommen unversehrt, wo sie in Albit liegen; außerhalb desselben sind sie z. T. in Übergang in Chlorit begriffen. Doch fehlen alle Anzeichen dafür, daß etwa in größerem Umfange Chlorit auf diese Weise aus Granat entstanden wäre. Turmalin (ziemlich reichlich), Epidot, Magnetit ganz wie oben (S. 146); dazu etwas Apatit und Zirkon. Der unterscheidende Hauptgemengteil ist vor allem der Albit. Es sind große, tadellos klare Individuen; trotz der Seltenheit von Zwillinglamellen konnte die Auslöschungsschiefe  $\alpha = 74^\circ$  gemessen werden. Sie sind stark zerlappt, treiben manchmal Apophysen in das umhüllende Gesteinsgewebe vor und enthalten stets zahlreiche Einschlüsse. Alle Gesteinsgemengteile finden sich darunter; und zwar Quarz, Muskowit und besonders Chlorit relativ spärlicher als in der Umgebung, wogegen Granat und Turmalin, besonders auffällig aber Magnetit angereichert sind. Sehr schön läßt sich die späte Kristallisation des Albits erkennen: nicht nur ist er jünger als die Schieferung, indem Glimmer-Chlorit-Lagen an seinen Rändern abschneiden, um sich im Innern als Reihen tafeliger Magnetiteinschlüsse fortzusetzen; sondern es sind auch Fältelungen voralbitisch erfolgt, ein Albitindividuum hat sich gerade in einer Faltenbiegung angesiedelt. Jegliche Spur postkristalliner Deformation fehlt.

Die Geschichte dieser Gesteine ist gegenüber der der Granatmuskowitschiefer hauptsächlich durch die Albitisierung modifiziert, die hier wie in anderen Fällen auf Na-Zufuhr von außen zurückzuführen ist. Sie erfolgte, als das Gestein nach Abschluß der Durchbewegung und Fältelung bereits bis zur Kristallisation kleiner Granaten gediehen und auf dem Wege war ein normaler Granatmuskowitschiefer zu werden. Der Albit wuchs von einzelnen Zentren aus auf Kosten der normalen Gesteinsgemengteile: Quarz, Muskowit, Chlorit, von denen er wohl  $\text{SiO}_2$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  bezog; es wäre denkbar, den im Albit angereicherten Magnetitgehalt auf ausgeschiedenes Eisen aus zerstörtem Chlorit zurückzuführen;  $\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{H}_2\text{O}$  wanderten ab. (Vielleicht ist die beginnende Chloritisierung der außer-albitischen Granaten auf solches Wasser zurückzuführen? Mit Diaphthoresis im Gefolge von Durchbewegung hat sie jedenfalls nichts zu tun, da ja nachalbitische Durchbewegung fehlt!) Bemerkenswert ist jedenfalls, daß Granat und Turmalin gegenüber den Na-zuführenden Lösungen vollkommen unempfindlich waren.

d) Biotitreiche Hellglimmerschiefer sind nur von wenigen Stellen bekannt geworden. So findet sich auf dem Gehänge N des Fersbachs inmitten von gewöhnlichem lichtem Glimmerschiefer eine Lage von 1—2 dm, die schon makroskopisch durch starken Biotitgehalt dunkel erscheint. — Im Schriff erkennt man Biotit und Muskowit geradezu als die Hauptgemengteile (neben Albit, siehe unten). Ihre  $\frac{1}{2}$ , aber auch bis 1 mm langen Blätter bilden ein weitgehend parallelblättriges Aggregat, das nur verhältnismäßig untergeordnet durch Linsen und Lagen von Quarzpflaster (0,3—0,5 mm), in s eingelagert, unterbrochen ist. Granat ziemlich spärlich, aber recht gut ausgebildet (110); 0,1—0,4 mm Durchmesser. Epidot gelblich und stark doppelbrechend, Nadeln bis etwa  $0,05 \times 0,3$  mm (vereinzelt noch größer), in Zügen // s. Turmalin wie oben, vereinzelt kleine Säulchen. Pennin seltene Blätter, ohne Beziehung zum Biotit. Magnetit sehr zahlreiche kleine Körnchen; etwas Apatit. — Zu diesem Mineralbestand tritt nun, wie so oft, als fremder Eindringling der Albit in großer Menge, aber in einer minder häufigen Ausbildungsweise: seine bis über millimeterlangen Individuen sind nämlich stark in s gestreckt, wobei sie in dieser Richtung Apophysen zwischen die Körner des anstoßenden Gesteinsgefüges abgeben. Einschlüsse darin sind sehr zahlreich: Granat, Epidot, Erz, genau wie außerhalb der Porphyroblasten; Quarz und besonders Muskowit viel kleiner und relativ seltener; Biotit überhaupt nur ganz selten. Offenbar ist der Albit wieder vor allem auf Kosten der Glimmer, daneben auch des Quarzes gewachsen; und zwar der besten Wegsamkeit folgend vor allem in s. Daß dies nachtektonisch geschehen ist, zeigt eine als „Dauerpräparat“ im Albit eingeschlossene Faltenbiegung.

Fast noch interessanter ist ein zweites biotitführendes Gestein vom Fuß des Felsgehanges der Stubachtal-NO-Flanke N Fersbach. Makroskopisch ist es ganz unscheinbar, ein quarzitischer Glimmerschiefer, in dem der Biotit kaum auffällt. Im Dünnschliff erkennt man ihn einmal als der Menge wie der Größe nach etwas zurücktretenden Bestandteil der Glimmerlagen, die hauptsächlich von 0,5—1 mm großen Muskowitblättern gebildet sind. Daneben aber finden sich noch eigenartige Knoten, aus meist 3—4 großen Biotitblättern bestehend; manchmal — nicht immer! — ist auch Epidot daran beteiligt, als Kranz von feinen Nadeln, wozu auch noch ein konzentrischer innerer Ring kommen kann. Auch Pennin tritt manchmal — untergeordnet! — hinzu. Offensichtlich handelt es sich da um Pseudomorphosen; und zwar nach Granat, wie öfters noch vorhandene Relikte zeigen. Merkwürdigerweise findet sich daneben im gleichen Schriff auch ein ganz intaktes, skelettartig ausgebildetes Granatindividuum. Epidot (0,3—0,8 mm lange Säulchen) begleitet auch die Glimmerlagen z. T. sehr reichlich. Eckiges Quarzpflaster (Korngröße 0,2—0,5 mm) entwickelt sich zwischen den letzteren. Albitisierung tritt gegenüber dem vorigen Schriff zurück. An Einschlüssen enthält der Albit neben etwas Klinozoisit z. T. große Mengen von kleinen Magnetitkörnchen; wogegen dies Mineral sonst selten ist. Wurde es bei der Aufzehrung von Biotit (bzw. Chlorit?) als unverdauliches Nebenprodukt ausgeschieden? Auch etwas Apatit tritt auf. Auch hier deuten kristallin abgebildete Falten (Glimmer-Polygonalbögen) auf vorkristalline Tektonik.

Ein brauner albitisierter Biotitschiefer (S. 144 erwähnt) liegt ferner vom Ostende des Serpentins der Fruschnitzscharten vor. U. d. M. besteht das Gestein aus derben blätterigen Zügen von braunem Biotit und Muskowit (in etwa gleichen Anteilen) zwischen glimmerarmem körnigem Quarz. Der Biotit ist oft parallel verwachsen oder durchsetzt von lichtgrünem Klinochlor; es ist aber nicht zu entscheiden, ob der Chlorit sich aus Biotit bildet oder umgekehrt. Der Albit bildet vom s umflossene Holoblasten bis etwa 1 mm Größe, die stets ein verlegtes si enthalten. Dieses besteht aus: Muskowit, Biotit, selten Chlorit, Titanit, Epidot, wenig Pigment; in Albit fand sich auch ein einziges, ganz frisches rotes Granatkorn. Außerdem findet sich: Epidot, Titanit, Turmalin, Apatit, ankeritisches Karbonat, Erz. Im Gefüge ist geringe nachkristalline Pressung merkbar (Fundpunkt wahrscheinlich in einem jungen Quetschstreifen).

Die Genese dieser Gesteine ist wiederum einmal durch die Albitisierung ausgezeichnet; darüber hinaus aber auch durch die Biotitierung, die ebenfalls als ein wesentlich posttektonischer, unter K-Zufuhr erfolgter Vorgang zu denken ist. In Biotit übergeführt wurde einerseits wohl Chlorit, andererseits in einem Fall auch Granat. Es bleibe dahingestellt, ob dieser vielleicht zuvor bereits chloritisiert war (das gelegentliche Mitvorkommen von Chlorit in den Pseudomorphosen ließe vielleicht darauf schließen); die Tatsache, daß das Granatwachstum in vielen Fällen die tektonischen Bewegungen überdauert hat (vgl. S. 147 f.), genügt, um die Biotitierung in der obigen Weise zeitlich ungefähr festzulegen.

Etwas aus der Reihe fallen einige weitere Vorkommen; zunächst ein solches vom N-Grat des Mittleren Bärenkopfes: ein verhältnismäßig dunkelgrünlichgrauer Schiefer mit bis über erbsengroßen Granaten. Im Schriff unterscheidet er sich von den gewöhnlichen Granatglimmerschiefern wieder einmal durch das Auftreten des mit Chlorit anscheinend eng verknüpften Biotits, wogegen Muskowit mehr zurücktritt; weiter durch reichliches Vorhandensein von Albit in zerlappten einschlußreichen Individuen; sowie durch einen in diesen Gesteinen sonst überhaupt noch nicht beobachteten Gemengteil: eine lichtgrüne Hornblende, in sehr feinen Stengeln und diablastischen Haufwerken, gewöhnlich vom Albit eingeschlossen, auf alle Fälle vom Glimmer gemieden. Der im Granat reichlich eingeschlossene Rutil wird außerhalb durch Titanit vertreten; in zwei Fällen darin beobachtete Kerne von Rutil belegen die Umwandlung. Endlich tritt an Stelle von Epidot Klinozoisit verhältnismäßig reichlich auf. — Der Vollständigkeit halber sei bemerkt, daß das Gestein stark durchsetzt ist mit großen, z. T. rhomboedrisch ausgebildeten Ankeriten, daß dagegen das normale Quarzmosaik bis auf geringe Reste verdrängt ist.

Das vorstehende Gestein scheint randlich unter Auflösung in Fetzen in Kalkglimmerschiefer überzugehen. Im Schriff erkennt man jedoch, daß die braune Karbonatmasse, welche jene umhüllt, ganz aus Ankerit besteht, der die normalen Quarz- und Glimmerlagen — hier fast nur Muskowit — umschließt und verdrängt (vgl. S. 64). Gleiches besorgen die ebenfalls als Porphyroblasten auftretenden: Albit und Klinozoisit — beide z. T. miteinander, z. T. auch noch mit Ankerit unregelmäßig verwachsen; alle drei können eine sehr feine reliktsche Paralleltexur (Titanit) umschließen, die stellenweise zu dem Muskowit-s in brüskem Gegensatz tritt (nachkristalline Verlegung!, aber selbst wieder von Kristallisation überdauert!). Der Granat dagegen zeigt durch einschlußreiche Schalen ausgedrückte Anwachsstreifen.

Der Glimmerschiefer von der Grenze des Prasinites auf „Die Egger“ bei Heiligenblut, ein dünnschieferiges, grünliches Gestein, gleicht den verbreiteten grünlichen Hellglimmerschiefern und läßt den Biotit i. H. nicht sicher erkennen. U. d. M. erst sieht man, daß hier der Chlorit, der sonst in diesen Gesteinen den Muskowit begleitet, durch einen grünlichbraunen Biotit zur Gänze vertreten ist. Wichtigster Hauptgemengteil ist Quarz, Albit kommt nur ganz vereinzelt vor; reichlich vorhanden ist auch Epidot, untergeordnet Apatit, Karbonat, Turmalin, Erz.

Durch Führung von spärlichen braunen Biotitblättchen — manchmal nur lagenweise — neben überwiegendem Chlorit und Muskowit, sind Stücke grünlicher Hellglimmerschiefer aus der Daberklamm und von dem schon mehrmals genannten Felssporn im Schwerteckkees ausgezeichnet. Diese Art von Biotitführung ist so unscheinbar, daß sie leicht an mehr Stellen übersehen worden sein kann.

Inwieweit auch in diesen Fällen der Biotit nachträglich unter K-Zufuhr entstanden, läßt sich nicht sagen, da sichere Anhaltspunkte fehlen.

#### 4. Dunkle Phyllite.

Vielfach sind den Kalkglimmerschiefern dunkle Phyllite eingeschaltet. Bisher sind dieselben — auch im weiteren Gebiet der Tauern — kaum als etwas Besonderes, von den Kalkglimmerschiefern zu Scheidendes beachtet worden. Die Scheidung läßt sich aber in vielen Fällen sehr gut durchführen; in anderen freilich nicht ohne ein gewisses Maß von Willkür, da es Übergänge gibt. Trotzdem schien es uns auch da besser schematisch zu trennen als gar nicht! Indessen bilden wir uns keineswegs ein, in dieser Hinsicht alles Wünschbare geleistet zu haben. Man erkennt die meist schmalen Züge der Phyllite gewöhnlich erst, wenn man davorsteht; manchmal auch täuscht eine lokal dunklere Anwitterungsfarbe solche vor — bis man sich beim Näherkommen überzeugt, daß es sich doch nur um Kalkglimmerschiefer handelt. Es ist wahrscheinlich, daß besonders in der Gegend des Großen Wiesbachhorns und der Bratschenköpfe — wo ja das Begehungsnetz notgedrungenenmaßen wenig dicht ist — noch wesentlich mehr solcher Gesteine vorhanden sind; aber auch sonst ist uns zweifellos das eine oder andere ihrer Vorkommen noch entgangen.

Solche Phyllite treten in einer gewissen Häufung auf in der Nachbarschaft der Grenze gegen den N-Rahmen (Krapfbrachkopf—Schmalzgrube—Kendlspitz usw.), bzw. gegen die Brennkogeldecke (Oberes Fuscher Tal); aber auch in der Gipfelregion des Fuscher Kammes (vom Großen Wiesbachhorn gegen S), wie schon angedeutet. Z. T. sind sie durch dunklere oder auch — Lorenzkopf-W-Seite — durch Flechtenansatz silbergraue Anwitterungsfarbe kenntlich; doch darf man, wie schon angedeutet, nicht zuviel darauf geben. Morphologisch treten sie oft nicht oder nur wenig — durch Scharten und Rinnen längs ihrer Erstreckung — hervor.

Im Handstück gleichen diese Phyllite i. A. ganz den Fuscher Phylliten (S. 207f.) des normalen Typus, z. T. auch den Ferleitner Schiefen, mit denen erstere lithologisch ja durch Übergänge verbunden sind. Auf der Karte haben sie daher die Farbe und den Aufdruck der Fuscher Phyllite bekommen — was indessen bezüglich der Deutung kein Präjudiz sein soll (vgl. unten!); insbesondere scheint es mir durchaus möglich, daß ein Teil der Phylliteinschaltungen im Oberen Fuscher Tal in engeren (d. h. wohl tektonischen!) Beziehungen zu den gleichartigen Gesteinen der Brennkogeldecke steht.

Auch im Schliff schließen sich diese Phyllite mehr oder minder eng an jene des N-Rahmens an. Untersucht wurden solche vom Kendlspitz und vom Lorenzkopf. Hauptgemengteile sind Quarz in eckigen Körnern (0,1 bis 0,6 mm), Muskowit in bis millimeterlangen, dünnen, aber dicht aufeinandergepackten Blättern, in streng geschiedenen Lagen von sehr wechselndem Mengenverhältnis; sowie Chlorit, der selbständige Linsen von meist sperrig verspreizten, auch strahlig angeordneten Blättern bildet. Das dunkle Pigment reichert sich vor allem in den Muskowitlagen an. Hinzukommen können Porphyroblasten von Ankerit (Lorenzkopf), sehr groß, in Gestalt von „Intergranularskeletten“; oder Knoten von ? Albit, aus mehreren Körnern zusammengesetzt, die so viel Pigment gespeichert haben, daß eine sichere Bestimmung nicht möglich (Kendlspitz). — Die besonders in diesem letzteren Schliff sehr strenge Paralleltextur läßt noch ganz zusammengeklappte Falten erkennen. Alle Deformationen sind vorkristallin.

Calcit fehlt in diesen Schliffen durchaus. Doch gibt es andere solche Phyllite, in welche er mehr oder minder reichlich eintritt, wodurch eben Übergänge zu den Kalkglimmerschiefen gegeben sind.

Hier ist noch ein auffallender Typus anzuschließen, von dem alten Wiesbachhornweg in der S-Flanke des Vorderen Bratschenkopfs, bei ca. 2900 m,<sup>85)</sup> wenig unter einer größeren Talkschieferlinse. Es ist ein dunkler Phyllit mit zahlreichen schwarzen Porphyroblasten, von z. T. mehreren Millimetern Durchmesser, mit glänzenden Spaltflächen. Im Schliff erkennt man sie als Albit, der über 50% des Gesteins bildet, stets gespickt mit Einschlüssen: unregelmäßige Fetzen von Calcit überwiegend, ferner Titanit, Chlorit, Muskowit, selten Quarz; dunkles Pigment fehlt nie, tritt aber meist viel weniger hervor als die Farbe erwarten ließ (nur einzelne Knoten und Wülste). Gelegentlich läßt es Anordnung nach s erkennen, ebenso der Chlorit; in der Hauptsache aber ist die Anordnung der Einschlüsse anscheinend gesetzlos. — Außerhalb der Albite bildet Quarz rundliche bis eckige Körner von 0,1—0,3 mm, in Streifen und Linsen, getrennt durch Züge von sehr blaßgefärbtem Chlorit; auch Calcit ist stark vertreten, in pflasterartigen Aggregaten, bis 0,5 mm Korndurchmesser, welche das primäre Parallelgefüge abschneiden. Muskowit und Titanit fehlen außerhalb der Albitporphyroblasten! Das dunkle Pigment findet sich dagegen auch da in einzelnen parallelen Zügen. — Der Albit ist hier wohl unter Na-Zufuhr entstanden, auch der Calcit macht den Eindruck eines Eindringlings. Die Geschichte des Gesteins in den Einzelheiten zu schreiben ist jedoch nicht möglich.

Endlich gibt es auch noch die dunklen, phyllitischen Granatglimmerschiefer, deren wichtigste Fundpunkte S. 142f. aufgezählt sind. Sie sind auf der Karte größtenteils (Anteil *Clar*) mit den lichten Granatmuskowitschiefen vereinigt, mit denen sie z. T. auch im gleichen Band (z. B. am Grat Gramul—Gamsspitz, S. 144) zusammen vorkommen. Sie gleichen vollkommen den gleich bezeichneten Gesteinen der Brennkogeldecke und sind bereits dort beschrieben, so daß es sich erübrigt, hier nochmals darauf einzugehen. Die Analogie wird vervollständigt dadurch, daß sie auch in der Oberen Schieferhülle mit granatfreiem Phyllit (Wasserradkopfkamm; Gamsgrube in der Nachbarschaft des Eklogits) verbunden sein können; ja am Wasserradkopf wurde darin auch ein „Knotenschiefer“ nachgewiesen (S. 111).

Unter diesen Umständen scheint uns die Frage nach der Deutung all dieser Phyllite wohl nicht ganz einheitlich lösbar; Beziehungen führen nach zu vielen Seiten. Immerhin möchten wir es für wahrscheinlich halten, daß ein großer Teil davon tatsächlich eingeschuppten Fetzen älterer Schichten aus den Nachbarserien entspricht. Darauf weist schon die Anreicherung in der Nähe der Grenzen gegen jene (vgl. oben!) hin. Daneben mag es auch Phyllite geben, die wirklich zur Serie der Kalkglimmerschiefer gehören — sei es als primär abweichende, kalkärmere Zwischenlagen, sei es als Ergebnis mechanischer Sonderung der Gemengteile infolge von Durchbewegung.

Diese Frage endgültig zu beantworten wird Aufgabe fernerer Arbeiten sein müssen. Aber Vorbedingung dafür ist es, daß man die Phyllite erst einmal — ganz gleichgültig, als was sie sich schließlich erweisen mögen — säuberlich von den Kalkglimmerschiefen getrennt hält!

<sup>85)</sup> Auf der Karte mit der Farbe der Granatmuskowitschiefer! Die Farbgebung ist hier etwas willkürlich wegen der Übergänge; z. B. finden sich mit den Phylliten des obersten Bandes unter dem kleinen Firnfeld auch Spuren von Granatmuskowitschiefen.

## 5. Prasinite.

### a) Gewöhnliche Prasinite.<sup>86)</sup>

In dieser Gruppe sind die dem Begriff Prasinit entsprechenden Gesteine zusammengefaßt, soweit sie nicht durch Besonderheiten des Mineralbestandes (z. B. Granal) oder der Struktur (z. B. gabbroid) hervorgehoben werden konnten. Sie sind nach den Kalkglimmerschiefern sozusagen das zweite Charaktergestein der Oberen Schieferhülle unseres Gebietes und bestimmen mit ersteren den morphologischen Gesamteindruck dieser Zone. Es sollen daher nur die großen Züge ihres Vorkommens angedeutet werden.

Ihre größte Mächtigkeit erreichen solche Prasinite im Bereich des Glockners<sup>87)</sup> selbst, wo sie quer zum Streichen den ganzen Kamm von der Zackenkronen der Glocknerwand bis über den Kellersberg bilden. Allerdings ist diese Masse durch ein nur nach Metern messendes Kalkglimmerschieferband geteilt. Nach Südosten zu setzt sich diese Prasinitmasse des Glockners ohne Unterbrechung, immer schmaler werdend, bis über Heiligenblut fort; sie ist zwar im Hangend und Liegend von einer großen Zahl abgespaltener Prasiniteschuppen begleitet, liegt aber im übrigen auf dieser Strecke allein zwischen zwei mächtigen, prasinitfreien Zügen von Kalkglimmerschiefer. Der Stock der Freiwand ist vermutlich nur ein an Brüchen abgetrenntes Stück dieser großen Glocknermasse.

Westlich vom Glockner ist die Prasinitführung reicher, die Züge werden zahlreicher, eine Erscheinung, die nicht weniger deutlich auch in der Nordhälfte des Blattes wiederkehrt. Trotzdem kann man im Gehänge des Dorfertaales noch eine mittlere Zone der Prasinitzüge zwischen prasinitfreiem Kalkglimmerschiefer erkennen; nur im Kammgebiet gegen die Romariswand folgen sich im Liegend Prasiniteschuppen bis an die Grenze der Riffldecken. Im Südwestabschnitt kann man im wesentlichen vier Prasinitzüge unterscheiden: Hangend die auskeilende Glocknermasse, dann die Linse der Bretterspitze, den Zug Woarsch—Säulspitz—Kristallspitz—Gramul—Glocknerwandkamp und den Zug Äußere Säul—Salzköpfl—Gamskopf—N Teufelskamp.

Im Norden sind — zunächst W vom Kapruner Tal — eine Anzahl mächtiger Prasinitzüge vorhanden, auf deren Verlauf im tektonischen Teil näher einzugehen sein wird. Sie sollen hier, wie dies auch früher (59) geschehen, mit den Nummern I bis V bezeichnet werden. Prasinitzug I: Breitriesenalm—Bodenbachkopf—Gamskragenhöhe—Lerchwand, und II: N Lakarschneid; wahrscheinliche Fortsetzung Planitzer-N-Gipfel—Breiteck, verlaufen beide zur Gänze außerhalb der AVK.; am Fuß des Stubacher Gehänges verschmelzen beide fast mit III, dem mächtigsten von allen: Gaisstein—Vordere Rötewand—Lakarschneid—Planitzer (S-Abfall)—Beilwieseck (am N-Rand der Karte). IV zieht vom Zeferetgraben zum Kleinen Schmiedinger, weiter ins Mühlbachtal zum Hüttenbichl, dann mit windschiefer Drehung des Streichens zwischen Königsstuhl und Jaggeskopf hindurch in die SW-Flanke des Schmiedingerkammes. V ist nur am SO-Grat des Jaggeskopfes bis zum Kleetörl, sowie im obersten Mühlbachtal um den Hacklsee und (wahrscheinlich) im Winterethaus erhalten.

Über das Kapruner Tal nach O setzt sicher verfolgbar zunächst nur I fort, und erreicht über dem Krapfkühlikar das Gebiet der AVK.; er überschreitet den Grat N vom Krapfbrachkopf und wird im Gebiet des Hirzbachtales durch von unten eindringende Kalkglimmerschieferkeile in mehrere Äste gespalten. Während die südlicheren schon im Gebiet der Schmalzgrube zu erlöschen scheinen, zieht der nördlichste hart am Nordrande der Oberen Schieferhülle weiter, bis er im N-Kamm der Hohen Gamsburg das Kartengebiet verläßt.

Abgesehen ist dabei von den geringmächtigen Prasinitlinsen im liegenden Kalkglimmerschiefer; inwieweit diese die südlicheren Züge von W des Kapruner Tals gegen O noch fortsetzen, ist ganz unentschieden — so wenig als sie sich untereinander im allgemeinen in Parallele bringen lassen. Schon im Bereiche des Krapfbrachkopfes treten solche auf; dann aber in besonderer Häufung am Lorenzkopf und Umgebung und, als Fortsetzung der ganzen Zone, an der Heuwand.

<sup>86)</sup> Die Bezeichnung „Prasinit“ wird leider nicht von allen Autoren in gleichem Sinne gebraucht; vgl. *Diehl* (124 a, S. 266). Es scheint uns am besten bei der rein mineralogischen Definition *Novarese's*, der die Bezeichnung eingeführt hat, zu bleiben: ein Gestein, das als Hauptgemengteile Albit, Epidot enthält, sowie Chlorit oder (bzw. und) ein Glied der Hornblendegruppe, und zwar speziell der Reihe: Tremolit—Aktinolit—„Barroisit“—Glaukophan (*Angel*; wobei der „Barroisit“ allerdings einigermaßen problematisch ist). Die poikiloblastische Struktur in die Definition mitaufzunehmen (*Niggli*; *Diehl* a. a. O.) erscheint uns nicht zweckmäßig, da dieses Merkmal zu wenig konstant ist (immerhin trifft es gerade bei unseren Gesteinen i. A. zu). — Gegen „Amphibolit“ besteht keine scharfe Grenze — weder begrifflich noch in der Natur; vgl. S. 53 f. „Prasinite“ sind Gesteine, die in der bisherigen Tauernliteratur zumeist unter dem Namen „Chloritschiefer“ gehen. Derselbe ist jedoch nicht passend, da vielfach Hornblende über Chlorit vorwiegt, ja oft genug letzterer bis zum Verschwinden zurücktritt. Zudem stellt man sich unter Chloritschiefer doch eigentlich etwas anderes vor: Gesteine des S. 193 behandelten Typs; vgl. dazu *Peters* (14, S. 774), dem der Unterschied beider schon wohlbekannt war. — Die Bezeichnung „Grünschiefer“ aber, die von manchen Seiten für diese Gesteine vorgezogen wird, ist einerseits etwas unbestimmt, andererseits müßten manche Gesteine miteinbezogen werden, die schon kaum mehr Schiefer genannt werden können. Es ist also wohl am besten, bei dem in der Westalpenliteratur aller Sprachen lange üblichen und durch *Angel* (47) auch in die bodenständige Tauernliteratur schon eingeführten Ausdruck „Prasinit“ zu bleiben.

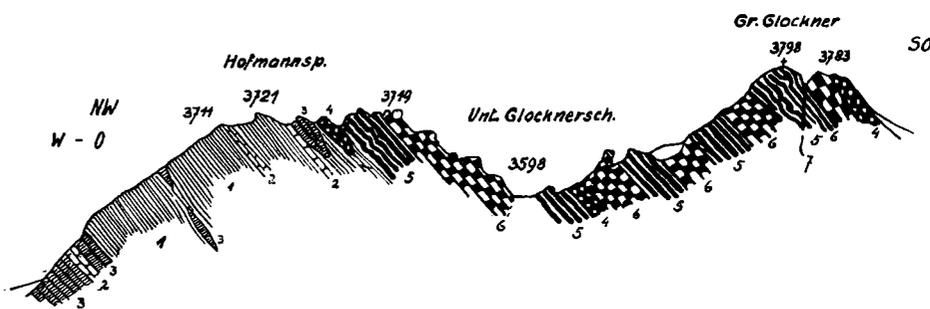
<sup>87)</sup> In der älteren Literatur werden mehrfach die Gesteine des Glockners als „Grünstein“ den sonst auftretenden „Chloritschiefern“ gegenübergestellt (z. B. 34, S. 439). Noch bei *Kleibelsberg* (68, S. 223) gewinnt man den Eindruck, daß es sich hier um einen abweichenden, besonders harten und widerstandsfähigen Typus handelte. Davon ist nun durchaus nicht die Rede; tatsächlich findet sich am Glockner kein Gestein, das nicht auch sonst in den Prasinitzügen des Gebiets weit verbreitet wäre (wegen der Prasinite mit hellen „Einsprenglingen“ vgl. S. 171 f.).

Als Beispiel für Prasinite, die fernab von den genannten großen Zügen mitten im Kalkglimmerschiefer vorkommen — allerdings in ganz untergeordneter Ausdehnung — seien angeführt: Linsen bei der Oberwalder Hütte, Racherin, Schartenkopf, im Bockkar, Eisbichl im Käfertal, am Remsköpfl (mit Serpentin), sowie nördlich und südöstlich davon und auf der N-Seite der Hohen Dock. Dann die Vorkommen im Fuscher Kamm: im S-Abfall des Vorderen und in der Gipfelregion des Hinteren Bratschenkopfes und die — nur überm Schwaigerhaus und am Fochezkopf zugänglichen — Linsen in den riesigen Westabstürzen;<sup>88)</sup> endlich noch im Bereiche des Kitzsteinhornes, im Abfall zum Kapruner Tal (Lärchwand, Seichen).

Eine größere Zahl weiterer Prasinitvorkommen — immer aber von verhältnismäßig bescheidener Größe — ist an die Grenzregion zwischen der Oberen Schieferhülle und den liegenden Decken (Riffdecken im Westen, Brennkogeldecke im Osten) geknüpft. Solche Vorkommen sind besonders: am Westpfeiler der Zollspitze neben schmalen Bändern die Knolle des „Blauen Knopfs“, Vorkommen im Zuge der Romariswand, am Kleinen und Mittleren Burgstall; ein kompliziertes System von Prasinitbändern im NW-Abfall des Vorderen und Mittleren

Abb. 47. Profil über die Glocknerwand und den Nordwestgrat des Großglockners.

- 1 = Kalkglimmerschiefer
- 2 = darin bankige Marmorlagen
- 3 = schieferige Prasinite mit deutlichen kleinen Albitknoten
- 4 = Prasinite mit hellen Porphyroblasten
- 5 = dunkle gebänderte Prasinite
- 6 = graugrüne, schieferige, fast dicht erscheinende Prasinite
- 7 = Quetschzone der Oberen Glocknerscharte



Bärenkopfes bis zum Kleinen Bärenkopf; dann wieder in besonderer Häufung in der Höhenburg; ferner Weg Moserboden—Krefelder Hütte südlich Hochsober; Maurerkeesscharte; endlich von der Wintergassenscharte um den Hackbrettler herum ins Reichensbergkar, wo diese „Liegendprasinite“ mit den großen Zügen im Hangenteil der Oberen Schieferhülle in auffallende Nachbarschaft treten.

Einige wichtigere Vorkommen im Grenzbereiche gegen die im Osten unter der Oberen Schieferhülle auftauchende Brennkogeldecke sind schon im Abschnitt über diese angeführt (S. 101).

Auch in Begleitung einzelner von den granatführenden Prasiniten, deren Vorkommen S. 121 ff. angeführt werden, kommen gewöhnliche Prasinite vor, aber in untergeordnetem Maße.

Bei der Beschreibung der gewöhnlichen Prasinite können wir zunächst anknüpfen an die Untersuchung, die Angel (47) den Prasiniten des Großglockners selbst gewidmet hat. Angel unterschied dabei neben besonderen Typen Amphibolprasinite, Amphibol-Chloritprasinite und Chloritprasinite, je nach dem Mengenverhältnis zwischen licht gefärbter Hornblende und Chlorit neben den beiden anderen wichtigsten Hauptgemengteilen Albit und Epidot.

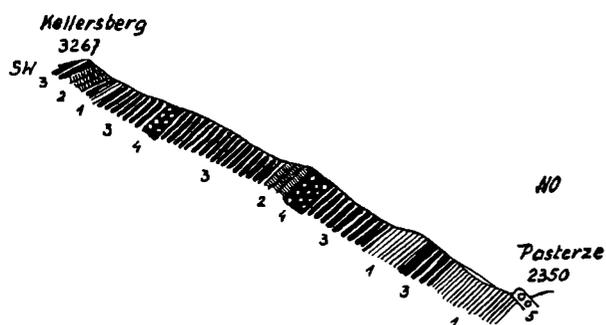


Abb. 48. Schnitt über den Nordostkamm des Kellerberges.

- 1 = Kalkglimmerschiefer
- 2 = Prasinite mit kleinen Albitknoten (meist Amphibol-Chloritprasinite)
- 3 = nichtknottige, dünn-schieferige Prasinite
- 4 = Prasinite mit groben hellen Porphyroblasten
- 5 = rechte Pasterzenmoräne (1850)

Die Unterscheidung dieser Abarten ist auch der folgenden Beschreibung zugrundegelegt; es muß aber hervorgehoben werden, daß diese Gruppen nicht nur in den gleichen Prasinitzügen miteinander untrennbar verbunden sind, sondern auch ganz unmerklich ineinander übergehen. Bei der Feinkörnigkeit der grünen Gemengteile ist eine sichere Zuordnung sehr oft nicht i. H., sondern erst u. d. M. möglich. Aus diesem Grunde ist auch eine kartenmäßige Trennung undurchführbar und sogar einzelne Profile, die den wechselvollen Aufbau des großen Glocknerprasinitzuges zeigen sollten (Abb. 47, 48), mußten mehr nach äußeren Habitusmerkmalen, wie Albitknottenbildung, Färbung oder Bänderung gliedern (siehe dazu auch das Profil des Stüdigrates in Angel l. c.).

Die dunkelsten, also dunkelgrün mit schwach bläulichem Stich gefärbten Abarten gehören wohl stets zu den Amphibolprasiniten. Sie erscheinen fast dicht, haben dünn-schieferige bis plattige Tracht und auch eine feine Bänderung ist verbreitet, die durch Wechsel der herrschenden Gemengteile und besonders durch gelblichgrüne epidotreichere Lagen verursacht ist. Solche Gesteine sind dann auch gerne eng gefältelt. Albit von grünlichweißer Farbe ist darin trotz wesentlicher Beteiligung i. H. entweder noch nicht oder nur in ganz

<sup>88)</sup> Auf der Karte nach Feldstecherbeobachtung eingetragen; doch sind vermutlich noch mehr solche Linsen vorhanden. Abhandlungen. Bd. XXV, Heft 1.

kleinen Knötchen zu erkennen. Derartige Typen erreichen anscheinend nur in der Glocknermasse größere Mächtigkeit, worauf es wohl beruht, daß man das Gestein des Großglockners früher petrographisch von den anderen „Grünschiefern“ abzutrennen versuchte.

Die Färbung ist jedoch kein sicherer Anhalt für die Erkennung der Amphibolprasinite, denn es gibt auch hellgrüne, fast chloritfreie Typen ähnlicher Art.

Andere Amphibolprasinite sind im Querbruch gesprenkelt durch eine große Zahl von rundlichen Albitknoten (allermeist noch unter 1 mm Größe), die aber wohl immer nicht reinweiß, sondern ganz lichtgrünlich gefärbt sind; mit der Vergrößerung der Albitknoten geht meist die Ausbildung einer kleinwelligen Schieferung Hand in Hand.

Die eigentlichen Chloritprasinite (in größeren Massen z. B. zwischen Freiwandkopf und Franz-Josefs-Höhe, am Lacknerberg, sonst gerne am Rand anderer Prasinzüge) lassen i. H. keine Hornblende mehr erkennen, sind oft, aber nicht immer, lichter grün, nicht blaugrün, oft auch durch höheren Epidotgehalt gelblichgrün und immer flachlinsig geschiefert. Bei etwas größerem Korn ist der Chlorit auf den Schieferungsflächen in kleinen Blättchen oder Überzügen erkennbar; auch Muskowit ist hier öfters zu sehen. Die knotige Albitisierung ist bei ihnen in der Regel weit deutlicher als bei den Amphibolprasiniten, wobei die Albitknoten bis 3 mm Durchmesser erreichen können (z. B. Eisbichl, Lacknerberg).

Die Amphibol-Chloritprasinite stehen auch im Aussehen der Handstücke zwischen den beiden obigen Abarten und scheinen die meistverbreiteten Typen zu stellen; insbesondere gehören anscheinend die meisten der relativ dunklen, durch reichliche Führung von kleinen, mit freiem Auge aber gut sichtbaren Albitknoten ausgezeichneten Prasinite hierher. Auch bei ihnen können ganz örtlich die Albitknoten einige Millimeter Größe erreichen (Beilwieseck z. B.), überschreiten aber zumeist nicht 1 mm. Hellere oder dunklere Färbung richtet sich mehr nach dem Auftreten der Albite als nach dem Reichtum an Chlorit; dieser ist auf den Schichtflächen oft erkennbar und häufig ganz dunkelgrün gefärbt.

Von den Chloritprasiniten führt ein Übergang zu Gesteinen, die man besser schon als Albit-Chlorit-schiefer bezeichnet und die i. H. nur ein noch stärker schieferiges lichtgrünes Chloritgewebe (auch mit Muskowit) und Albitknoten erkennen lassen. Sie begleiten gerne in schmalen Bändern den Rand einzelner Prasinikörper (z. B. Freiwandscharte, Margrötzenkopf, Lacknerberg u. a. O.) und werden hier anhangsweise besprochen. Ihre genaue Abgrenzung von den Chloritprasiniten wäre erst im Schliff durchführbar: dort, wo die Hornblende fast völlig verschwindet.

Im Schliff bestehen die erstangeführten, fast dicht erscheinenden Amphibolprasinite wesentlich aus Hornblende, Albit und Epidot, in äußerst feinkörnigem, oft auch lagigem Gewebe. Der Albit (nicht zonar) bildet entweder ganz kleine knötchenartige Holoblasten oder ein fast geschlossenes Pflastergewebe und wird in beiden Fällen von Hornblende durchwachsen, so daß in ihnen deren Gewebe nur wenig aufgelockert erscheint. Die Hornblendesäulchen in und außer Albit erreichen meist nur etwa 0,05–0,2 mm Länge, selten mehr als 0,5 mm, der Epidot bleibt ähnlich klein, wenn er nicht in einigen Lagen oder Flecken auftritt. Diese kleinen Hornblendesäulchen sprossen meist in oder an Flecken einer trüben Masse, die große Ähnlichkeit mit der kaum auflösbar feinen Diablastik der eklogitischen Prasinite (siehe diese) hat. Bei starker Vergrößerung ist in ihr stellenweise ein Gewirr von farblosen Hornblendenädelchen zu erkennen. In den äußerlich dunklen Typen ist hellfarbiger Epidot gegenüber Albit und Hornblende nur sehr spärlich vertreten und in kleinen Körnchen eingestreut; bei heller gefärbten beteiligt er sich stärker und zeigt hier die Neigung zur Bildung von kurzen schmalen Lagen von größerem Korn als die Hornblende. Chlorit ist sehr spärlich vertreten, ebenso Biotit: opakes Erz und Titanit ist häufig, Kalkspat findet sich ganz selten oder fehlt, Quarz wurde in diesen Typen nicht gefunden.

Während wir im übrigen die Darstellung *Angels* nur bestätigt fanden, ergaben sich in der für die Genese der Prasinite ausschlaggebenden Auffassung der Hornblenden Unterschiede.

Die Hornblenden sind sicher verschiedener Art (wie auch nach *Angel*) und sind bei der Kleinheit der Körner optisch nur etwa wie folgt zu kennzeichnen: Abart a) Pleochroismus  $n\alpha$  = farblos bis schwach gelblich,  $n\beta$  = farblos bis lichtviolett,  $n\gamma$  = farblos bis lichthimmelblau; das ist eine Hornblende, die unten bei den granatführenden und eklogitischen Prasiniten nochmals beschrieben wird und sich nach den dortigen Angaben dem Glaukophan nähert; Abart b)  $n\alpha$  = farblos bis gelblich,  $n\beta$  = gelblichgrün,  $n\gamma$  = blaugrün bis grünblau in verschiedener Farbenintensität; das ist der Barroisit nach *Angel*; Abart c)  $n\alpha$  = gelblich,  $n\beta$  = braungrün,  $n\gamma$  = blaugrün bis grün mit geringer Blautönung und von verhältnismäßig tiefer Farbe; das ist die gemeine Hornblende in der Beschreibung von *Angel*. Die lichtesten Hornblenden geben Auslöschungsschiefen bis etwa 12–17°, vielleicht einzelne etwas weniger, die lichtereren blaugrünen etwas mehr, die dunkler grünen bis über 20°. Eine ähnliche Reihe tritt auch in den granatführenden Prasiniten auf. Die Trennung dieser Abarten ist nicht scharf. Die unter a) genannte, lichteste Abart tritt unter den gewöhnlichen Prasiniten nur in den sehr feinkörnigen Amphibolprasiniten auf und ist auch hier ganz selten, von den beiden anderen überwiegt bald die eine, bald die andere.

Über das Verhältnis dieser Hornblendeabarten geben Verwachsungen Aufschluß. Die farblose bis lichtviolette Hornblende (a) hat fast regelmäßig eine Außenzone von heller blaugrüner Hornblende (b), während diese wieder mehrfach als Kern in der tiefer gefärbten, reiner grünen Abart sitzt. Selten beobachtet man alle drei neben-

bzw. ineinander und die Trennung ist, wie gesagt, nicht linienhaft scharf, sondern es gibt Übergänge. Diese Beobachtungen lassen sich wohl nur so deuten, daß sich im Laufe der Kristallisation des Gesteins, ein- oder mehrphasig, die Zusammensetzung der gebildeten Hornblende verändert, und zwar so, daß sie zunehmend tiefere Farben annimmt und dabei die Auslöschungsschiefe vergrößert. Die dunkler gefärbte, reiner grüne Abart ist so die jüngste Bildung unter den Hornblenden, während *Angel* sie als die älteste und als Relikt aus einer älteren zweitstufigen Amphibolitfazies aufgefaßt hat. Damit aber erscheint uns das entscheidendste Argument, diese Prasinite als ehemalige zweitstufige Amphibolite aufzufassen, als nicht gesichert.

Die gröber albitisierten, schon i. H. deutlicher knotigen Amphibolprasinite haben gegenüber den eben beschriebenen, fast dicht erscheinenden auch im übrigen Gewebe gröberes Korn. Chlorit beteiligt sich am Aufbau schon in etwas wesentlicherer Menge, so daß diese Gesteine ganz allmählich zu den Amphibol-Chloritprasiniten überleiten, von denen sie eben nur die Menge des vorhandenen Chlorits unterscheidet. Die Albitknoten heben sich als rundliche hellere Flecken schon recht deutlich von dem übrigen Gewebe ab, sind aber immer von einem recht dichten si von hellblaugrüner Hornblende und Epidotkörnchen durchzogen. Chlorit tritt anscheinend in die Albite niemals ein. Hornblende und Epidot durchspießen auch allenthalben ihren Rand von außen. Die Albite können sich auch zu lichterem Pflastergewebeflecken zusammenschließen, herrschend bleiben aber gerundete Einzelholblasten — wenn auch recht dicht gestellt — mit einer Korngröße, die nur selten 1 mm erreicht. Die oben unter a) genannte, fast oder ganz farblose Hornblende fehlt in diesen Gesteinen, dagegen sind die beiden anderen von Stück zu Stück in wechselndem Verhältnis vertreten. Der Epidot scheint im allgemeinen — ohne strenge Bindung — mit der Zunahme von Chlorit etwas reichlicher zu werden und behält seine Vorliebe für lagenartige Anreicherung. Größere Körner zeigten gelben Kern mit farbloser Hülle. An Stelle des von *Angel* angeführten Pennins fand sich hier als Chlorit auch Klinochlor; der nicht mehr so seltene Biotit hat bei kräftiger Färbung in der Stellung stärkerer Absorption mehr schmutziggelbe, nicht rotbraune Färbung und begleitet vorzüglich die Chlorite, ohne ihr Ursprungsmineral zu sein (siehe auch *Angel*). Als Übergemengteile sind opakes Erz und Titanit, seltener Kalkspat und vereinzelter Quarz anzuführen; in einem Schliff wurden auch zwei kleine blaßrötliche Granatkörner als Einschlüsse in Albit beobachtet (Krapfbrachkopf).

In einzelnen Schliffen (Blauer Knopf, Gamsgrube) treten manchmal Epidot mit Chlorit oder Biotit zu einzelnen größeren Knäueln bis Linsen zusammen; solche Gebilde könnten möglicherweise von ehemaligen Granaten abstammen (siehe später).

Die Chloritprasinite gehen ohne scharfe Grenze durch Zunahme des Chlorites und Abnahme der Hornblende aus den Amphibol-Chloritprasiniten hervor, enthalten jedoch oft gegenüber dem Aussehen der Handstücke noch überraschend viel Hornblende. Der Verband der Körner ändert dabei nur durch ein Deutlicherwerden der Schieferung und ein schärferes Absetzen der Albitknoten ab. In Fortsetzung dieser Entfaltung (nicht Umwandlung!) verschwindet die Hornblende aus dem Grundgewebe, bleibt aber in den Albiten auch noch bei Gesteinen erhalten, die i. H. lediglich noch als Albit-Chloritschiefer anzusprechen wären. Schließlich kann sie auch noch in den Albitknoten fehlen (echte Albit-Chloritschiefer); die Grenze gegen diese Gesteine ist daher ebenfalls unscharf.

Die Hornblende der Chloritprasinite gehört immer der blaß gefärbten lichtbläulichen Abart der vorhergehenden Prasinite an und kann sogar so gut wie vollständig farblos werden. Das tritt besonders dort ein, wo sie Nebengemengteil wird. Der Chlorit hat sehr wechselnde Farbtiefe; bei den tiefer grün gefärbten Gesteinen ist er stark pleochroitisch von gelblich nach sattgrün, bei den hellen Gesteinstypen, die meist nicht mehr prasinisches Aussehen haben, kann er fast ganz farblos und sehr schwach pleochroitisch werden. Er scheint in den vorliegenden Schliffen stets Klinochlor zu sein. Blätteriger Muskowit fehlt fast nie und kann sogar in gleicher Menge wie der Chlorit erscheinen. Brauner Biotit bleibt spärlich und ist mit Chlorit in unbestimmbarem gegenseitigem Verhältnis verbunden. Ein Mineral der Epidot-Zoisitgruppe ist fast immer sehr reichlich vertreten (Ausnahme: ein Schliff vom Vordern Bärenkopf, wo Klinozoisit bloß untergeordneter Gemengteil); in gelbgrünen Gesteinen ist Epidot deutlich pleochroitisch von gelb zu farblos und zeigt in größeren Körnern auch oft einen gelben Kern in farbloser Hülle. In licht gefärbten Abarten mit lichtem Chlorit (bei Fe-Armut) wiegt Klinozoisit vor und in einem solchen Schliff vom Margrötzenkopf fand sich auch daneben noch einachsiger Zoisit (siehe S. 105) in schon makroskopisch sichtbaren Säulen. Auch in einem ähnlichen Gestein vom SO-Abfall der Gamskragenhöhe kommt Zoisit (hier aber zweiachsig mit kleinem Achsenwinkel) vor, in unregelmäßig gestellten Porphyroblasten; er enthält hier sogar Klinozoisit als Einschluß. Die Albite sind zwar hier im allgemeinen gegenüber den Amphibolprasiniten arm an dem Nadel-si von Hornblende und Klinozoisit, enthalten es aber noch regelmäßig in geringerer Dichte; sie sind stets als rundliche helle Knoten entwickelt. In einem Falle (Gaisstein) enthält der Albit Flecken von feiner Muskowitfülle, welcher die übrigen Einschlüsse aus dem Wege gehen; wie in manchen ähnlichen Fällen (S. 65, 86) dürften sie Reste primären Feldspats charakterisieren, an welche sich der neuaufgesproßte Albit angelagert hat. — Karbonat kann hier wesentlicher Gemengteil werden, übertrifft die anderen Gemengteile in bezug auf Korngröße und findet sich auch oft als tropfenförmiger Einschluß im Albit. Weiter findet sich Quarz; Turmalin (ziemlich selten; einmal — Gaisstein — jedoch massenhaft auf einzelnen Schieferungsflächen, in bis zentimeterlangen Prismen; im Schliff schmutziggrau mit fast opaker

Rinde und voll Einschlüssen von Epidot); ferner Titanit (meist ziemlich reichlich), in einzelnen Fällen auch Rutil daneben, endlich opakes Erz (z. T. reichlich, manchmal tafelig verzerrte Oktaeder, in s angeordnet), auch Pyrit kann bereits makroskopisch sichtbar sein.

Die hellen, karbonatreichen Chloritprasinite nähern sich im Habitus und im Bestand den chlorit- und karbonatreichen Abarten der granatführenden Prasinite (siehe S. 124 ff.), als deren Begleiter sie unter anderem auch auftreten (Margrötzenkopf, oberhalb Zlamitzbalfen u. a.).

Chlorit-Albitschiefer können als das Ende der in den Prasiniten erkennbaren Reihenentwicklung gelten, soweit sie sich im Verbands mit Prasiniten finden. Sie sind da i. H. von den hellen und stärker schieferigen Chloritprasiniten nicht mehr sicher unterscheidbar und auch kartenmäßig nicht abzutrennen; nur in einzelnen Profilen sind sie getrennt verzeichnet (z. B. Abb. 29, S. 112). Sie kommen aber überhaupt nur selten vor und sind da anscheinend auf die Ränder von Prasiniten beschränkt. Während nun hier sichtlich genetische Beziehungen zu den Prasiniten bestehen (vielleicht tuffiges Ausgangsmaterial oder spätere Stoffverschiebungen?), kommen äußerlich sehr ähnliche Schiefer — aber mit wesentlichem Quarzgehalt — im Kapruner Tal als Sedimentabkömmlinge in Phylliten der Brennkogeldecke vor (S. 106).

Die Albite — in rundlichen Einzelkörnern oder Korngrößen bis über 1 mm — sind unzonar und oft als einfache Albitzwillinge entwickelt; sie umschließen als wenig geregeltes si Muskowit, Epidot, Karbonat und ganz vereinzelt noch etwas Hornblende. Außer ihnen herrscht hellfarbiger Chlorit (Klinochlor) und Muskowit, beide deutlich blätterig, neben recht reichlich Karbonat und etwas Epidot; dieser kann auch durch Zoisit vertreten sein. Kleine Titanitkörnchen sind verbreitet, Quarz ist ganz selten.

Für die genetische Deutung der Prasinittgesteine bringt die Untersuchung der „gewöhnlichen Prasinite“ keine Entscheidung. Wir konnten in ihnen entgegen den Ergebnissen *Angels* nicht Erzeugnisse trennbarer, in verschiedener Tiefenstufe sich abspielender Kristallisationen erkennen, sondern nur eine Kristallisation in „Prasinittfazies“, bei der allerdings eine Abwandlung innerhalb der Hornblendenden auch eine allmähliche oder vielleicht einmal in Phasen gliederbare Abwandlung der Bedingungen der Metamorphose wahrscheinlich macht. Soweit wir sehen können hat also diese eine, die Durchbewegung überdauernde Kristallisation den vorherigen Bestand der gewöhnlichen Prasinite vollständig an ihre Bedingungen angeglichen; da auch keine beweisenden Strukturelikte zu beobachten waren, ist damit naturgemäß in keiner Weise entschieden, ob vor dieser Kristallisation noch der primäre Massengesteinsbestand oder vielleicht schon irgend ein metamorpher Mineralbestand vorgelegen hat. Bescheidene Anhaltspunkte in dieser Hinsicht geben z. T. die durch irgend welche Besonderheiten ausgezeichneten Prasinite der folgenden Abschnitte; ihre geologische Verbindung mit den gewöhnlichen Prasiniten ist immerhin so enge, daß für diese nur eine Deutung annehmbar sein wird, die mit den Beobachtungen an diesen besonderen Prasinittypen vereinbar ist.

Die S. 153 erwähnte feine Bänderung — nicht Schieferung! — legt den Verdacht nahe, daß hier eine primäre Feinschichtung zugrundeliegt; denn es besteht kein Anlaß, eine sekundär erworbene Eigenschaft eines Massengesteins darin zu sehen. Das wäre ein — allerdings noch etwas vager — Hinweis auf Abkunft etwa von feinschichtigen Aschentuffen. Bei der großen Mehrzahl der Prasinite aber fehlen alle derartigen Anhaltspunkte.

#### b) Biotitprasinite.

Während Biotit zwar in vielen Prasiniten auftritt, jedoch nur als untergeordneter Gemengteil, nimmt er in einzelnen Fällen derart überhand, daß ausgesprochene Biotitprasinite entstehen. Bekannt geworden sind solche nur auf beschränktem Raume; die näher untersuchten Vorkommen schließen sich enge an Chloritprasinite an. Stets ist der Biotit schon mit freiem Auge leicht kenntlich; er verleiht den Gesteinen auffallend dunkle, meist schon stark ins Braun spielende Farben.

Ein solcher Biotitprasinitt tritt am Lorenzkopf nahe der Basis des normalen Prasinits, der den Südgrat des Gipfelkopfes bildet, als ca.  $\frac{3}{4}$  m mächtige Einlagerung auf, mit epidotreichen Bändern verknüpft. Ferner fanden sich solche Einschaltungen verschiedentlich auf der N-Seite des Ferscbaches (schon außerhalb der AVK.) im Prasinittzug III (siehe S. 152). Wahrscheinlich sind sie häufiger als man zunächst glauben möchte; wenigstens wurden ähnliche Gesteine noch mehrfach (z. B. Maurerkogel-W-Seite; unterm Klockerriedl) im Schutt beobachtet.

Schliffe liegen nur von den beiden erstgenannten Stellen vor. Das feinkörnige (alle Elemente normal  $< \frac{1}{2}$  mm) Gestein vom Lorenzkopf enthält als wesentliche Gemengteile nur Epidot (eisenreich, z. T. mit blasserer Randzone; mit staubförmiger Trübung), Biotit (dunkelbraun mit Stich ins Grünliche) und Albit in ungefähr gleicher Menge; dazu ganz vereinzelt Penninblättchen; in den Schliffen vom Ferscbach rückt dieses Mineral und ebenso Karbonate ebenfalls zu Hauptgemengteilen auf, zugleich wird das Korn hier viel größer. Stets liegen auch hier Pennin und Biotit als gleichgeordnete Gemengteile nebeneinander, oft in unmittelbarer Berührung; freilich kommt daneben auch sekundäre Chloritisierung des Biotits vor. Das Karbonat ist teils Calcit (große unregelmäßige Körner, z. T. gesellig), teils Ankerit (der auch am Lorenzkopf vorhanden). Albit bildet Knoten (wie oben S. 155) mit sehr wechselndem Einschlußgehalt; als Einschlüsse finden sich Epidot, Biotit, Muskowit, Calcit, Titanit, Magnetit, insbesondere aber auch hier bläulichgrüne Hornblende, welche außerhalb gar nicht oder — in dem einen Schliff vom Ferscbach — nur untergeordnet vorkommt. Sie bildet da z. T. eine Art von diablastischem Gewebe mit Albit; daneben und nicht scharf davon getrennt findet sich aber auch ähnliches

diablastisches Gewebe von Albit und Biotit. Meist liegt es am Rand größerer Biotite und scheint sich geradezu in diese hineinzufressen; anderseits scheinen hier auch die großen rundlichen Albite aus solchem diablastischem Gewebe aufzusprossen. — Nebengemengteile: Titanit, Magnetit, Apatit — alle klein und mehr oder minder spärlich. — Paralleltexur meist nicht sehr deutlich, auch reliktsch in Albiten; hier ausnahmsweise auch verlegt.

Zur Genese von diesen „Floitit“-verwandten Gesteinen sei hier nur soviel bemerkt: der abnorme Biotitgehalt ist wohl am besten auf eine nachträgliche Kaliumaufnahme zu deuten (vgl. z. B. *Angel* 85) — eine Annahme, die umso näher liegt als man auch in einer Reihe von anderen Fällen zu ihr gedrängt wird; vgl. S. 44 u. a.

c) Epidotreiche Randzonen und Lagen der Prasinite.

An mehreren Grenzen zwischen Prasinit und Kalkglimmerschiefer hat *Angel* Epidosite aufgefunden und beschrieben (47). Sie haben ihre weitaus schönste Entwicklung an dem einen von *Angel* näher untersuchten

Abb. 49. Basis des großen Prasinitzuges am Eingang ins Leitertal.  
1 = Kalkglimmerschiefer 2 = Epidosit 3 = Prasinit



Punkt, nämlich am Luisengrat ober der Stüdlhütte, an dem (hier geteilten) Kalkglimmerschieferband, das die Glocknerprasinite in zwei Massen gliedert. Gute Entwicklung haben sie auch noch zwischen Blauen Köpfen und Langer Wand (*Angel*), an der Basis der Prasinite im unteren Leitertal (Abb. 49), am Teufelskamp und am SO-Grat des Jaggoskopfes (an der kleinen isolierten Prasiniteinfaltung bei ca. 2500 m). Im allgemeinen

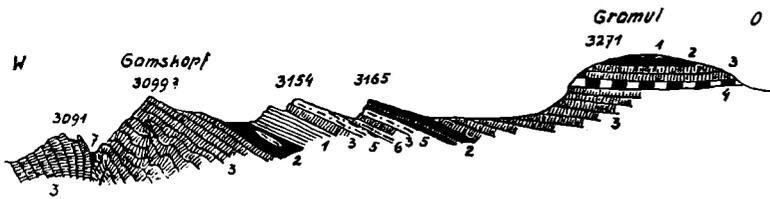


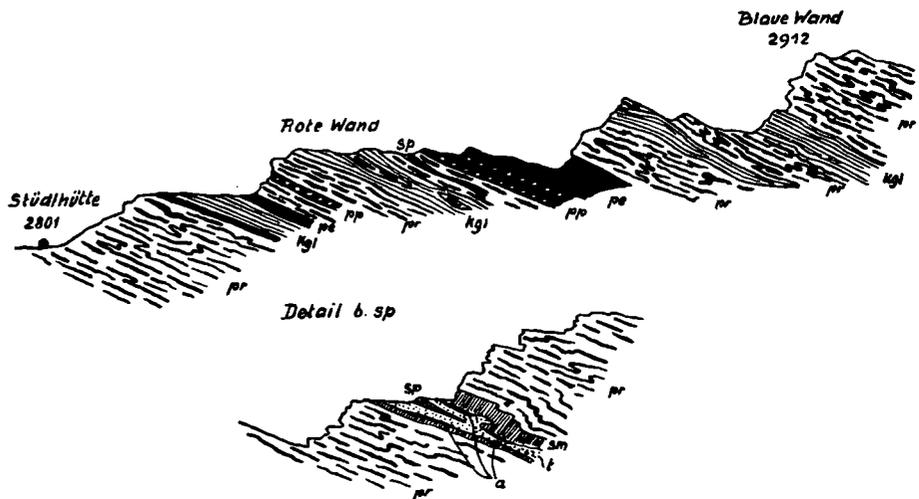
Abb. 50. Profil Gamskopf—Gramul.

- |  |   |
|--|---|
| 1 = Kalkglimmerschiefer                      | 5 = helle, chloritführende Glimmerschiefer (z. T. Diaphthorite) |
| 2 = epidotreiche, z. T. gebänderte Prasinite | 6 = Granatglimmerschiefer                                       |
| 3 = grüne Prasinite mit kleinen Albitknoten  | 7 = Serpentin, Smaragdschiefer u. Talkschiefer                  |
| 4 = braun verwitternde, pyritreiche Lage     |   |

aber sind solche eigentliche Epidosite nicht sehr verbreitet, sondern man findet meist nur eine Abänderung der Prasinite zu besonders epidotreichen, gelblichgrünen Typen, oder die Einlagerung von Bändern mit vorherrschendem Epidot in gewöhnliche Prasinite. Derartige epidotreiche Prasinitlagen können sich jedoch (häufig) auch abseits der Kalkglimmerschiefergrenzen mitten im gewöhnlichen Prasinit einstellen (z. B. Gamsspitzen-

Abb. 51.

- Schnitt von der Stüdlhütte zur Blauen Wand.  
 kgl = Kalkglimmerschiefer  
 pr = knotenarme, z. T. gebänderte Prasinite, oft wild gefaltet  
 pp = knotige Prasinite  
 pe = epidotreiche Prasinite mit Epidositlagen  
 sp = Serpentinhofgesteine; darunter in der Detailskizze  
 sm = Smaragditfels  
 t = Talkschiefer  
 a = Asbest  
 ch = Chloritschiefer



Gramul, Teufelskamp, Gamsgrube u. a.). Schließlich grenzt oft Prasinit ohne irgend eine Zone der Epidotanreicherung an unveränderten Kalkglimmerschiefer. Im Profil der Roten Wand bei der Stüdlhütte z. B. sind diese drei Arten nebeneinander zu beobachten (Abb. 51). Epidotreiche Randzonen pflegen begreiflicherweise zu fehlen, wenn sich zwischen Prasinit und Kalkglimmerschiefer ein Band karbonatarmer Muskowitschiefer einschaltet.

Ein hoher Gehalt an Epidot als Beimengung oder in Lagen ist leicht kenntlich an der gelbgrünen Färbung dieser Bereiche, welche Farbe in den Epidositen auf das ganze Gestein übergeht. Eine Schieferung ist wenigstens durch die Beimengung von Chlorit oder Biotit immer noch erkennbar.

Bestand der Epidosite nach *Angel* (siehe dort die nähere Beschreibung): Epidot, Albit, Klinochlor, Biotit, Kalkspat, auch Quarz, Turmalin, Magnetit, Muskowit, bzw. Fuchsit.

Die epidotreichen Prasinite unterscheiden sich davon nur durch das relative Mengenverhältnis und das allfällige Hinzutreten der Hornblende, die aber auch dort schon in den Albiten als Einschluß vorkommt.

*Angel* deutet diese Epidosite als Neubildungen der para- bis posttektonischen Kristallisation durch Stoffwechsel an der Grenze von Kalkglimmerschiefer und Prasinit und betrachtet sie nicht als selbständige Gesteine. Das stimmt mit den Beobachtungen in dem erweiterten Gebiet noch durchaus überein. Bei der starken Zerschlitung der Prasinite (siehe die Karte) kann ohne weiteres auch in ihrem Inneren, etwa an Begrenzungszonen, Kalk zugeführt und verarbeitet worden sein, so daß epidositische Lagen in ihnen nicht zu befremden brauchen. Andererseits macht es ein Interferieren der Schubbewegungen mit der Kristallisation auch verständlich, wenn an vielen Grenzen solche Randzonen nicht Zeit zur Entwicklung hatten.

Wenn man die Prasinite als metamorphe Eruptivdecken auffaßt, wäre aber auch zu überlegen, ob nicht vielleicht eine ursprüngliche Beimengung von kalkigem Sedimentmaterial in einzelnen Lagen oder am Rand der Anlaß zur Bildung der Epidosite gewesen sein könnte.

#### A n h a n g.

Hier seien noch Schiffe von einigen ungewöhnlichen Gesteinsstücken aus der Gesellschaft der Prasinite beschrieben.

α) Prasinit mit Epidotknollen. Rollstück in den Pasterzenmoränen. Das Gestein ist ein verhältnismäßig lichter Hornblendeprasinit mit schwacher Albitführung in Knötchen; außerdem enthält es locker gestellte, rundliche Knoten bis zu einer Größe von mehreren Millimetern bei graugelber Farbe. U. d. M. erweisen sich diese Knoten als Epidot von recht scharf radialstrahliger Anordnung ohne andere Einschaltungen. Das Grundgewebe ist im übrigen ein gewöhnlicher Hornblendeprasinit mit Vorwalten feinschilfiger Hornblende, feinen diablantik-ähnlichen Partien, wenig Albitknötchen, Epidot bis Klinozoisit, sehr wenig Chlorit, Titanit, Apatit und Erz.

β) Hornblendefels vom Breilkopf. Nahe dem Gipfel des Breilkopfes liegt außer kleinen Prasinit- und Glimmerschieferlinsen auch eine dichte grüne Knolle von wenigen Kubikzentimetern in Kalkglimmerschiefer. Sie fällt durch besondere Zähigkeit beim Anschlagen auf und geht stellenweise in ein Aggregat lichtgrüner strahliger Hornblende über. U. d. M. besteht die dichte Partie fast ausschließlich aus lichtgrüner Hornblende in einem fast unauflösbar feinen und dichten, nicht nadeligen Korngefüge, das größte Ähnlichkeit mit den dichtesten Stellen in den gewöhnlichen Hornblendeprasiniten hat. Das Gestein ist einem Nephrit ähnlich, es fehlt aber die für diesen kennzeichnende Verfilzung dünner Nadeln. Untergeordnet ist Rutil, Epidot und Albit erkennbar. In diesem Gewebe sprossen größere lichtbläuliche Hornblenden, die dann in helleren drusenähnlichen Partien zu strahlstein-ähnlichen, aber ebenso blaugrünen Aggregaten auswachsen. Die Zwischenräume zwischen den Hornblendenadeln füllt Albit, Karbonat und Epidot. Das Gestein hat keine nähere Beziehung zu den Hornblendefelsen der Serpentinränder, sondern ist nur eine extrem hornblendereiche Varietät aus der Prasinitgruppe.

γ) Granat-Epidotknolle im Prasinit des Gramul. In den Felsen des Gramul, nordöstlich vom Gipfel, fand sich eine runde, ganz dichte, hornsteinähnliche Knolle von etwa 1 dm Durchmesser, die in der Mitte braunrot, außen mehr gelblich gefärbt ist; der Übergang zwischen beiden ist konzentrisch gebändert. U. d. M. erkennt man in den inneren Teilen fast ausschließlich feinstkörnigen Granat, daneben nur spärlich etwas Muskowit, Epidot, Albit und einen dunklen Glimmer. Die äußere Partie ist fast reiner, ebenso feinkörniger Epidotfels, die bänderige Zone besteht aus einem Wechsel granat- und epidotreicher Lagen. Dabei wird der dunkle Glimmer (mit einem Pleochroismus farblos-grünbraun) häufiger und bildet zusammen mit etwas Muskowit, Chlorit, Albit, Epidot und Magnetit dunklere Flecken. Weiterhin wurde spärlich Turmalin gefunden.

Die Entstehung dieser ganz vereinzelter Knolle liegt im Unklaren.

δ) Ein Granatfels im Krapfkühkar kann hier angeschlossen werden. Die Stelle befindet sich knapp N des Randes der AVK., in der SW-Flanke der von P. 2388 abzweigenden Rippe, im Hangenden des obersten geringmächtigen Prasinitbandes. Es ist ein dichtes braunrotes Gestein, von reichlich Quarz durchadert, von einem roten Jurahornstein nur durch das auffallend größere spezifische Gewicht unterschieden; um die Ähnlichkeit noch zu vergrößern wird es auch von Ausscheidungen schwarzen Mn-Erzes begleitet. Im Schriff freilich erkennt man nichts als ein feinkörniges sehr gleichmäßiges Granataggregat. — Das Hangende ist Kalkglimmerschiefer.

Genetisch ist auch dieses Vorkommen recht dunkel; an einen Primärkontakt des Prasinit wird man ja schwerlich denken können.

ε) Das Gestein der Oberen Glocknerscharte. Die Obere Glocknerscharte mit der Pallavicinrinne auf der einen, der großen Südwandrinne auf der anderen Seite bezeichnet zweifellos eine Störung in den Prasiniten der Glocknermasse. In schneearmen Jahren, wenn der Firn der Scharte schwindet, sieht man in ihr ein braungrünes mürbes Gestein anstehen. Es ist eng gefältelt; erkennbar sind lediglich Muskowitüberzüge auf einzelnen Schichtflächen und darauf auch vereinzelter graue Mineralkörner. Die Natur dieses Gesteins bleibt auch noch im Schriff rätselhaft. Man sieht lagigen Bau aus trüben und helleren Bändern. Die trüben Bänder ähneln den dichtesten Abarten der Prasinite, indem sie sich stellenweise in ein Haufwerk feinsten farbloser Säulchen (Hornblende?) auflösen lassen und in gleicher Weise hellere Albitflecken enthalten. In den hellen Bändchen sieht man diese trübe Masse wie ein gestrecktes Netz zwischen anderen Gemengteilen durchziehen. Insbesondere sind das Knoten aus einer Masse, die feinsten Serizit zu sein scheint. Die Knoten haben mehrfach die Form kurzer Säulen, in denen der Serizit subparallel zur Längsachse orientiert ist. Es handelt sich demnach wohl um Pseudomorphosen, wonach bleibt jedoch fraglich. Außerdem trifft man hier noch viel grobe Muskowitblätter und Quarz, etwas Chlorit, Erz, Albit. Ferner ist der ganze Schriff unregelmäßig von körnigem Karbonat durchtränkt.

Trotz der Fältelung und der Lage an einer Störung ist das Korngefüge mechanisch unversehrt, was insbesondere die in Faltenumbiegungen ungestörten Albittholblasten und die geraden Muskowitblätter belegen.

Mangels Erkennung der Pseudomorphosen bleibt die Herkunft dieses Gesteins offen, doch ist es immerhin wahrscheinlich, daß es sich um einen umgebildeten Mylonit handelt.

Ein ähnliches Gestein steht auch in einer Scharte beim *Freiwandkopf* an.

d) *Eklogit und granatführende Prasinite* (z. T. eklogitisch).

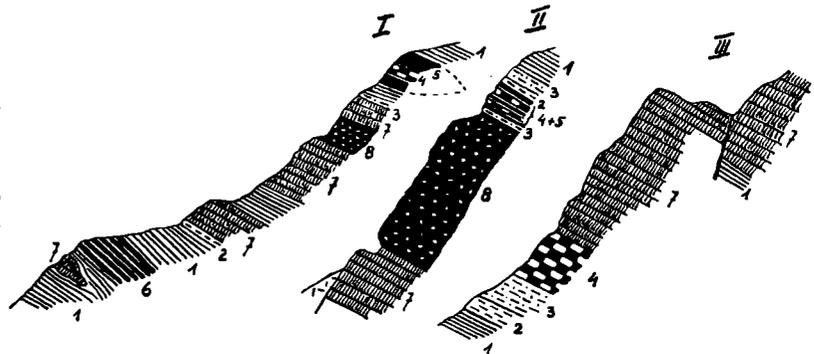
Für das Glocknergebiet — nicht aber für die Tauern überhaupt — neu ist die relativ weite Verbreitung<sup>88a)</sup> von granatführenden Prasiniten, die schon in ihrem Äußeren eine Abkunft von Eklogiten in Betracht ziehen lassen. Wegen des Mangels entscheidender Kennzeichen und der Existenz von Übergängen mußten jedoch auch Gesteine hierhergestellt werden, die kaum von Eklogiten abteilbar sind, sondern sich nur durch das Auftreten von Granat von den übrigen Prasiniten unterscheiden. Wir werden aber sehen, daß die Deutung bei der ganzen Gruppe noch etwas unsicher ist.

Ihrem Vorkommen nach sind diese eklogitähnlichen granatführenden Prasinite meist kleine Linsen, die nie annähernd die gewaltigen Mächtigkeiten der granatfreien erreichen und auch mit solchen verbunden sein können. Sie liegen vor allem in den liegenden Teilen der Oberen Schieferhülle und in den hangenden Teilen der Unteren, sowohl der Riffeldecken, wie der Brennkogeldecke. Die Fundpunkte sind folgende von West nach Ost:

Nordwestlich *Schöneben* im Dorfertal in zwei kurzen Zügen, deren hangender nahe dem Blattrand einen kleinen Felskopf bildet. Östlich *Schöneben* — nicht im Streichen der vorigen — ist ein Gestein von recht typisch eklogitischem Aussehen am Fuß der felsigen Trogwand aufgeschlossen und zieht von hier, zu noch zu-

Abb. 52. Schnitte durch den eklogitführenden Prasinitzug, östlich von „Gamsgrube“.

- |   |   |
|---|---|
| 1 = Kalkglimmerschiefer   | 6 = dunkle, fast dichte schieferige Prasinite (wie Glocknermasse)         |
| 2 = helle quarzische Glimmerschiefer                                      | 7 = helle, grüne Prasinite, z. T. mit chloritischen Granatpseudomorphosen |
| 3 = Granatglimmerschiefer (in Schnitt II mit Lagen von Chloritoidphyllit) | 8 = eklogitischer Prasinit  |
| 4 = epidotreicher Prasinit  |   |
| 5 = Linse von Epidosit  |   |



sammenhängenden Linsen verquetscht, schräg aufwärts bis über das Rieplanbachle, ohne eine weitere Fortsetzung zu finden; die Mächtigkeit übersteigt nicht etwa 10 m. Dieser Zug ist zu beiden Seiten von grünlichen, diaphthorischen Granatglimmerschiefern (siehe S. 92 und 26, S. 92) eingeschlossen.

Nach Rollstücken kommen granatführende Lagen ganz untergeordnet auch in dem Prasinitknoten des „*Blauen Knopfs*“ westlich der Zollspitze vor. Sie haben i. H. wenig Ähnlichkeit mit Eklogit.

Nach weiteren Rollstücken aus dem Fruschnitzbach dürften solche Gesteine auch im Untergrund des *Fruschnitzkeeses* in geringer Verbreitung anstehen.

Das nächste Vorkommen liegt am *Kleinen Burgstall*, wo kleine Fetzen solcher Gesteine, von hellem Glimmerschiefer begleitet, in Kalkglimmerschiefer liegen. Die Mächtigkeit übersteigt nicht einige Meter, so daß die Karte dort mehr schematisch nur Prasinit und Glimmerschiefer verzeichnet.

Eine weitere kleine Linse in gleicher Stellung liegt am südwestlichen Ende der Felsen an der *Führerscharte*.

Das nächste Vorkommen ist der über kilometerlange, als Eklogit eingetragene Gesteinszug, der östlich der *Hofmannshütte* beginnt, durch die östlichen Wände der *Gamsgrube* bis unter den Gipfel des *Fuscher Karkopfes* durchzieht und auf der Ostseite der *Gamsgrubenscharte* wieder zum Vorschein kommt. Seine Ränder sind örtlich von hellen Granatglimmerschiefern oder von Granatphyllit (in 2900 m) begleitet; sonst liegt er frei in Kalkglimmerschiefer und tritt gegen deren glatte Bratschen als schwarzer Wandzug hervor. Der Zug besteht nicht ausschließlich aus eklogitischen Gesteinen, sondern diese sind darin auf das engste mit anderen, granatfreien Prasiniten verbunden (siehe Profile Abb. 52). So findet man daneben dunkle, fein gebänderte, fast dichte Prasinite, wie sie besonders in der Glocknermasse vorkommen, dann hellere, knotig albitisierte Prasinite und auch solche mit Resten gabbroider Struktur, ferner sehr epidotreiche Lagen (Reaktionsränder gegen Kalkglimmerschiefer). Außerdem beobachtet man hier schon an Handstücken, daß sich in den granatführenden Prasiniten diaphthorische Umsetzungen abspielen können, indem sich die Granaten in manchen Lagen mit Chlorithüllen umgeben oder auch ganz durch Chlorit ersetzt werden können. Eine leichter erlangbare Auswahl dieser verschiedenen Prasinittypen als die Wände selbst geben die beiden Schwemmkegel, die sich von den Osthängen in die *Gamsgrube* vorbauen.

<sup>88a)</sup> Eklogitisches Gestein hatte schon *v. Helmreichen* (7) bei der Dorferalpe aufgefunden.

In ähnlicher Stellung — nämlich schon hoch in der Oberen Schieferhülle — ist der Prasinit im Äußeren Bockkar mit granatführenden Lagen verbunden.

Der Prasinit vom Eisbichl im Käfertal zeigt z. T. eine geringfügige Granatführung, hat aber sonst nichts mit den eklogitischen Typen gemein.

In der Freiwandleite, vor dem Süden der Magneswand fanden sich einzelne Rollstücke von harten, granatführenden Prasiniten, die aus untergeordneten Lagen des großen Prasinites der Freiwand stammen könnten. Anstehend wurden sie dort jedoch nicht gefunden, so daß sie vielleicht doch als Moränenschüblinge von dem Vorkommen der Gamsgrubenscharte stammen.

Wieder ganz klein und unbedeutend sind die Fetzen von granatführendem Prasinit, die zugleich mit Granatglimmerschiefer am Scharrenkopf und südwestlich vor ihm eingefaltet sind.

Zahlreich sind die Linsen und manchmal kaum 1 m großen, rundlichen Knollen, die in der Mulde zwischen Albitzenkopf, Racherin und Wasserradkopf auf der Karte etwas schematisiert wiedergegeben sind; sie zeigen eine geradezu gesetzmäßige Verbindung mit Bändern von hellen oder grauen Granatglimmerschiefern. Die Gesteinstypen haben hier i. H. z. T. durchaus das Aussehen von verschieferten Eklogitamphiboliten, zum anderen Teil aber bemerkt man einen hohen Chlorit- oder auch Karbonatgehalt, oder auch Annäherung an die gewöhnlichen Prasinittypen.

Ein recht mächtiges Vorkommen bildet die Basis der Felsen W Zlapp, auf dem Gehänge SW der Möll, ebenfalls von mächtigen Granatmuskowitschiefern begleitet. Es ist ein (wenigstens z. T.) recht ausgesprochen „eklogitisch“ aussehendes Gestein: massig, dunkelgraugrün, von zahlreichen millimetergroßen Granaten durchspickt, doch fallen auch silberglänzende Muskowitblättchen auf. In einer Randzone geht der Granat scheinbar verloren (vgl. aber S. 163), das Gestein wird damit sehr unansehnlich, zugleich z. T. auch schieferig, mit Muskowitlagen. Anderwärts verschiefert auch die granatreiche Kernpartie und wird sehr muskowitzreich; während im Schutt auch Stücke gefunden wurden, deren auf dem Querbruch lilagraue Farbe reichlichen Gehalt an Alkalihornblenden verrät. — Diese Gesteine sind zusammenhängend zu verfolgen von dem unmittelbaren Rand unserer Karte<sup>89)</sup> bis in den großen Graben, der bei P. 1306 (Blatt Heiligenblut, 1 : 25.000) ausmündet. Hier liegen dunkle Granatglimmerschiefer darunter, die das Hangende des vom Brennkogel herüberziehenden Serpentin bilden. Im Hangenden dieser Gesteine müssen die Granatprasinite durch die Poherer Wand weiterziehen, wie einzelne Lese- steine bezeugen; Geländeschwierigkeiten machten jedoch die weitere Verfolgung unmöglich.

Die folgenden Vorkommen liegen nicht mehr in der Oberen Schieferhülle, sondern bereits in den hangendsten Teilen der Brennkogeldecke. Das wichtigste davon ist das am Großen Margrötzenkopf westlich vom Hochtör, wo in starker Verfaltung hauptsächlich zwei Bänder durchziehen. Die Karte ist hier stark und am Ostkamm nicht ganz glücklich vereinfacht (siehe das Profil 29, S. 112). Auch bei diesem Vorkommen besteht eine innige räumliche Verbindung zwischen dem basischen Gestein und Granatglimmerschiefern, hier aber mit solchen von phyllitischem Aussehen, die nur an den Grenzen hell und diaphthoritisch sein können. Die Granatführung ist in diesen Bändern zwar in der Regel (besonders westlich), aber nicht immer vorhanden; die begleitenden granatfreien Prasinite sind hier meist heller und chloritreich, wie auch die granatführenden einen wesentlichen Chloritgehalt zu haben pflegen. Typische Proben dieses Vorkommens, insbesondere auch solche mit einzelnen i. H. sichtbaren Omphazitkörnern, können auch in einer kleinen Überstreuung mit losen Stücken unmittelbar östlich des Hochtörpasses gesammelt werden.

Eine kleine, nicht ausgeschiedene Linse ist am Südkamm des Brennkogels in Phyllit eingeschaltet.

Ein weiteres, sehr interessantes Vorkommen ist das östlich oberhalb Zodererkaser im Guttal nächst der neuen Glocknerstraße (Abb. 53). Starke Verschieferung und Chloritanreicherung führt hier bis zu Gesteinen, die man i. H. als Granat-Klinochlorschiefer bezeichnen muß. Weiters sieht man hier sehr deutlich, wie die umliegenden Phyllite am Rand gegen den Prasinit allmählich durch Aufsprossen von Granat zu Granatglimmerschiefern werden.

Ein kleines Vorkommen in der Trasse der neuen Straße am Felseck oberhalb Zlamitzbalfen (chloritreicher, granatführender Prasinit) wurde beim Straßenbau fast vollkommen abgebaut.

In den Chloritprasiniten im Südhang des Lacknerberges (Kasereck NO) kommen auch granatführende Lagen vor, die auf der Karte nicht ausgeschieden sind.

Kleine Linsen solcher Gesteine finden sich schließlich noch an folgenden Punkten: An der Zöhrwand (Kasereck SW), eingeklemmt an einem Bruch; in dem Wandl südlich Golmitzer an der alten Glocknerstraße in Begleitung von grobem phyllitischem Granatglimmerschiefer; und in dem kleinen Wandzug östlich Golmitzer in Kalkglimmerschiefer Gesteine vom Aussehen eines Granatamphibolites.

Schließlich sei noch angeführt, daß die kleine, als Kalksilikatschiefer ausgeschiedene Scholle knapp nördlich Bärensteiner am Haritzersteig nach näherer Untersuchung ebenfalls hierher gehört.

Den Vorkommen eklogitähnlicher, granatführender Prasinite ist also gemeinsam, daß sie durchwegs im Liegend des großen Prasinitzuges Großglockner—Heiligenblut auftreten und da besonders in dem verschuppten

<sup>89)</sup> Der äußerste, als Kalkglimmerschiefer gezeichnete Vorsprung, den der Kartenrand schneidet, ist in Granatprasinit zu ändern!

Grenzbereiche zwischen Oberer und Unterer Schieferhülle. Nur der große Zug der Gamsgrube steigt etwas hinauf. Sie erreichen nie so große Mächtigkeit wie die anderen Prasinite, können aber mit solchen so enge verbunden sein (besonders Gamsgrube), daß die Herkunft nicht grundsätzlich verschieden sein kann. Fast noch regelmäßiger als bei den übrigen Prasiniten ist eine Begleitung durch helle oder phyllitische Granatglimmerschiefer zu beobachten.

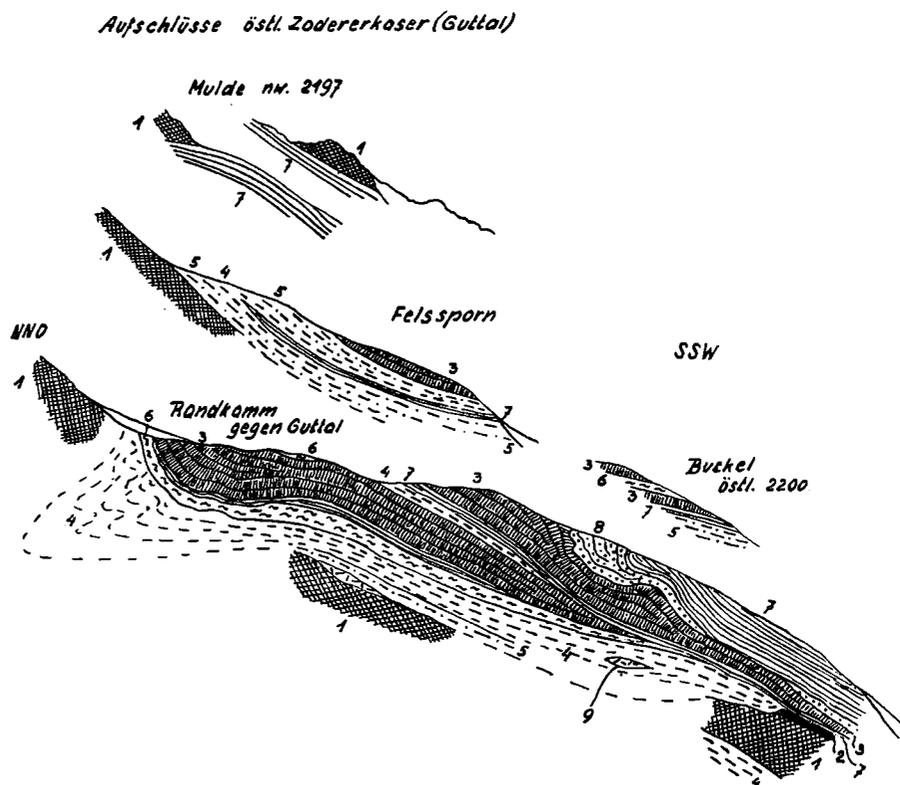
Auffallend ist, daß dem ganzen nördlichen Teil der Glocknergruppe alle derartigen Gesteine durchaus zu fehlen scheinen!

I. H.: Bei all diesen Gesteinen bemerkt man schon mit freiem Auge die roten Granaten in einer dunkelblaugrünen, lichter grau- oder sogar gelblichgrünen Masse. Die Granaten erreichen Größen von unter  $\frac{1}{2}$  bis (selten) über 3 mm und stehen bisweilen sehr dicht. Die Gesteine haben schieferige bis plattige Tracht (letzteres besonders die dunkleren); gegenüber den gewöhnlichen Prasiniten ist außerdem noch das auffallendere Hervortreten von Muskowitblättchen, bei lichten Typen auch in großer Menge, hervorzuheben.

Die dunkleren Abarten (Hornblende überwiegend) haben gern lagigen Bau mit Wechsel von dunklen hornblendereichen und helleren Lagen, reich an „Diablastik“; deren Färbung gleicht i. H. der in altkristallinen Eklogit amphiboliten. Außerdem ist noch öfters in lichtgelblichen bis bräunlichen Bändern Epidot, Muskowit, Quarz und auch Granat angereichert. Typisch für diese dunkleren Abarten sind die Vorkommen Gamsgrube, Freiwandleit, Kleiner Burgstall.

Abb. 53.  
Aufschlüsse im östlichen  
Guttalhang oberhalb Zoderer-  
kaser.

- 1 = Serpentin
- 2 = dessen Reaktionsrand-  
Gesteine (vorw. Kalk-  
Hornblendeschiefer)
- 3 = granatführende Prasinite
- 4 = dunkle Phyllite und  
phyllit. Glimmerschiefer
- 5 = daraus hervorgehend  
Granatphyllit u. dunkler  
Granatglimmerschiefer
- 6 = helle Glimmerschiefer  
(ohne Granat)
- 7 = Kalkglimmerschiefer
- 8 = heller Quarzit u. Quarzit-  
schiefer
- 9 = verquetschter Dolomit



Lichtere, ebenschieferige Abarten zeigen schon i. H. mehr Chlorit und sind weicher; daher gehören die meisten Vorkommen.

Schließlich kann lichtgrüner Chlorit gegen Hornblende überwiegen, so daß die Gesteine dünn-schieferig werden. Solche Typen sammelt man als Granat-Chloritschiefer mit erheblichem Muskowit- und meist auch Karbonatgehalt. Wesentlich beteiligt sind derartige Typen in den Vorkommen oberhalb Zlamitzbalfen, z. T. am Margrötzenkopf, die schönsten aber, mit vollkommen frischen rhombendodekaedrischen Granaten fanden sich östlich Zodererkaser (Guttal).

Demgegenüber sind in den dunklen Abarten die Granaten öfters in Umsetzung begriffen; so liefert besonders das Schuttmaterial im südlichen Abschnitt der Gamsgrube Übergangsreihen von frischen Granaten über grün umkränzte zu grünen Pseudomorphosen im Gestein.

Zunächst einige Typen im Schriff:

a) Augit- und granatführender Prasinit. Der Mineralbestand dieser Gesteine ist sehr mannigfaltig; es treten auf: Ein Augit von der Färbung des Omphazites, feindiablastische Massen, eine farblose Hornblende, eine lichtbläulichgrüne Hornblende, Granat, lichter Chlorit, Muskowit, einachsiger Zoisit, Klinozoisit, Karbonat, Albit, Quarz, etwas Biotit, Rutil, Titanit, Turmalin. Die Beschreibung folgt vor allem einem Gestein vom Hochtort, mitverarbeitet ist ein Schriff ähnlicher Art von den Albitzen (Racherin SW).

Der Augit liegt in isolierten Einzelkörnern vor; er hat lichtgrüne, typisch omphazitische Färbung und ist nicht pleochroitisch. An einem Basisschnitt wurde mit U-Tisch  $n\gamma/c = 36^\circ$  und  $2V = 60^\circ$  positiv gemessen. Als Einschlüsse führt er Rutil. Die Augitkörner sind immer von einem breiten Rand trüber Massen umgeben oder liegen als ausfasernde Reste in solchen; diese Massen lösen sich zumeist unter stärksten Vergrößerungen in eine Anhäufung nahezu parallel gerichteter farbloser bis lichtgrüner kurzer Nadeln auf, die mit ihrer Längserstreckung der C-Achse des Augites parallel liegen. Die Nadelmassen werden nach außen zu gröber und dann lassen sie z. T. eine aus unbestimmbarem Feldspat bestehende Basis zwischen sich erkennen; die eigentlichen dichteren Massen scheinen einer solchen Basismasse zu entbehren. Wir bezeichnen diese Massen wegen der vollständigen Übereinstimmung mit dem „diablastischen Gewebe“ um Omphazite typischer Eklogite als feine „Diablastik“. Nach dem Auslöschungswinkel sind diese Massen zum größten Teil aus Nadeln einer fast farblosen Hornblende aufgebaut, es gibt aber öfters in mittleren Teilen von ihnen auch unregelmäßig begrenzte Partien, die mit wesentlich größerem Winkel und gleich wie eingeschlossene Augitreste auslöschten. Die Massen bestehen demnach außen stets aus lichter Hornblende, innen z. T. auch aus feinstem Augit. Die ohne Zweifel vorliegende Umwandlung Augit zu Hornblende geht also wenigstens z. T. erst in den diablastischen Massen vor sich, wobei es unsicher ist, ob die Augitdiablastik aus dem körnigen Augit hervorgeht oder etwa mit ihm gleichzeitig ist.

Die Augite sind weiterhin z. T. von einem parallel dazu orientierten Hornblendemineral durchsetzt, es bleibt jedoch offen, ob es sich um eine beginnende Uralitisierung oder um ursprüngliche Verwachsung handelt. Diese Hornblende ist heller als der Augit und zwischen vollkommen farblos und ganz schwach grünlich gefärbt. Solche Hornblende sitzt auch in gleicher Stellung wie Augit als Kern in Diablastik; ihre Auslöschungsschiefe scheint nur wenige Grade zu betragen. Ein schwach gefärbtes Korn am Rand einer Diablastikmasse ergab  $n\gamma/c = 13^\circ$ ,  $2V = 77^\circ$  negativ.

Mit der Vergrößerung der Diablastik nach außen nimmt die Hornblende allmählich eine deutlich bläulichgrüne Färbung an und solche Hornblende bildet dann in feinnadeligem s-Gewebe den verbreitetsten Gemengteil des Gesteins. Ihre Nadeln können auch unmittelbar aus der Diablastik hervorsprossen. Ihr Pleochroismus ist  $n\alpha =$  farblos bis gelblich,  $n\beta =$  lichtgrün,  $n\gamma =$  hellbläulichgrün, am Rand gegen Granat auch ohne sonstige Änderung leuchtend blaugrün.  $n\gamma/c$  mit U-Tisch  $= 15-17^\circ$ ,  $2V = 72-74^\circ$  negativ. Mit zunehmender Färbung wächst die Auslöschungsschiefe der Hornblende und scheint noch über den angegebenen Wert bis  $20^\circ$  zu steigen. Körner mit schwacher Zonarfarbe (außen dunkler) zeigen aber keine Orientierungsunterschiede; nur in zwei Fällen, wo farblose Hornblende an einem Riß plötzlich gefärbt weiterwächst, waren solche beobachtbar.

Granat ist reichlich vorhanden und erreicht bis 1 mm Durchmesser in rundlichen, aber auch idiomorph rhombendodekaedrischen Körnern; einige sind zerbrochen. Der Granat ist recht einschlußreich; grobe Einschlüsse, öfters in Form „negativer Kristalle“ begrenzt, bilden Klinozoisit und blätteriger Muskowit, vereinzelt Aggregate von Klinozoisit mit feinschuppigem Muskowit. In den meisten Körnern ist außerdem ein feines si, meist unverlegt, sehr deutlich; es besteht wesentlich aus feinen lichten Blättchen, die z. T. violett erscheinen und selten von dieser Farbe gegen farblos-gelblich pleochroitisch sind. In einem anderen Schliff konnte ein solcher pleochroitischer Einschluß des si mit Sicherheit als Basisschnitt einer glaukophanähnlichen Hornblende erkannt werden. mit Farbwechsel  $n\alpha =$  farblos-gelblich,  $n\beta =$  zart violett. Vielleicht gehören alle die violetten Einschlüsse zu dieser Hornblende, sicher ist das jedoch nicht. Außerdem wurde hier in Granat beobachtet: Rutil, Titanitzüge wie außen, etwas Karbonat, Quarz, in einem Fall auch ein Augitkorn mit Diablastik. Ein einziges Granatkorn umschloß netzartig zahlreiche Quarzkörner.

Die Granaten sind überwiegend in schwacher Umwandlung begriffen, indem sich an sie meist ein schmaler Hof von lichtgefärbtem Klinochlor ansetzt und sie an Klüften durchzieht. In gleicher Weise, aber spärlich, setzt sich auch Biotit an, oder es entwickelt sich ein innerer Kranz von Biotit und ein äußerer von Klinochlor, wobei auch noch Albit in diese Grenzbildung eintreten kann (siehe unten).

Der gleiche Klinochlor ist auch im Grundgewebe in wechselnder Menge vertreten und gehört ebenso wie der sehr spärliche Biotit anscheinend derselben Wachstums-generation an wie die bläuliche Hornblende. Muskowitblätter sind häufig eingestreut. In großer Menge und auch großen Körnern kann, meist begleitet von körnigem Karbonat, der auch an anderer Stelle (S. 105 u. a.) erwähnte einachsige Zoisit in typischer Ausbildung erscheinen, während Klinozoisit im Grundgewebe fehlt oder äußerst selten ist. In den Granateinschlüssen war allein Klinozoisit vertreten, Zoisit nie echter Einschluß. Bei der Zerstörung der Granaten scheint sich der Klinozoisit hier rasch in Zoisit umzusetzen. Der Zoisit enthält gerne Rutilmikrolithen als si. Ebenso wie der Granat können auch die Zoisite als Anwachszentrum für Biotit dienen, der übrigens besonders im Schliff von den Albitzen auch in den diablastischen Massen erscheint. Albitischer Plagioklas ist verhältnismäßig selten und tritt in rundlichen Holoblasten mit Hornblende-si auf oder bildet wenigstens in den größten Teilen der Diablastik die Unterlage. Quarz ist (Albitzen) außer in wenigen ursprünglichen Körnern auch in reinen gangähnlichen Anhäufungen vorhanden. Zu erwähnen sind ferner: Titanitzüge, z. T. mit Ilmenitkernen und ganz spärlich Turmalin.

Hier schließt sich auch das Gestein von der Führerscharte an. Glimmer- und Zoisitminerale fehlen ihm; dagegen tritt hier Quarz lokal als Füllmasse auf, gegen welche Granat, Calcit und anscheinend auch Pyroxen (soweit die diablastischen Ränder ein Urteil erlauben) idiomorphe Umrisse entwickeln. Als Nebengemengteil neben reichlichem Titanit auch Magnetkies in größeren Putzen.

β) Augitfreie granatführende Prasinite.

α<sub>1</sub>) Mit reichlicher „Diablastik“. Die weiteren Schiffe von den Vorkommen Golmitzerwand, Margrötzenkopf, Zöhrwand, Zlamitzbalfen und z. T. W Zlapp—Pohererwand haben viel Gemeinsames, wenn auch die relativen Mengen der Gemengteile stark schwanken.

Immer ist feine Diablastik reichlich vorhanden und kann sogar die Hauptmasse bilden; in ihr fehlen jedoch Kerne von Hornblende oder Augit, nur etwas gröbere blaugrüne Hornblende kann sie durchsetzen oder es kann (Golmitzerwände) in Flecken Biotit erscheinen (Biotitisierung?) Der Granat ist in wechselndem Maße einschlußreich, so daß die größten auch relativ am meisten davon enthalten; im Schriff von der Zöhrerwand werden sie durch die Einschlußmassen netzartig; oft formen die Einschlüsse ein überaus deutliches ebenes si mit oder ohne Verlegung gegen das äußere s. Die Einschlüsse sind wieder überwiegend Muskowit und Klinozoisit, ersterer auch feinschuppig, seltener Quarz, weiters diablastisches Gewebe mit Albitbasis, Rutilkörner, Züge von Titanit (dazu vielleicht auch feiner stark lichtbrechender Staub in einem Schriff von Zlapp), Karbonat, Plagioklas (Albit?); neben den gröberen Einschlüssen ist das si noch durch feine, violett erscheinende Schüppchen betont, die in dichten Zügen auftreten können und die im Schriff von der Zöhrwand z. T. als glaukophanähnliche Hornblende bestimmbar waren.

Stets zeigen die Granaten eine geringe Umsetzung, die sich vor allem in einem Chlorithof äußert; Biotitsaum ist selten. An den Einschlüssen greift die Umsetzung leichter ins Innere vor, ebenso wie an chloriterfüllten Klüften; dabei werden die Klinozoisite anscheinend rasch umgebaut und durch Zoisit vertreten, obwohl Klinozoisit auch noch im Grundgewebe (seltener) vorkommt.

In wechselnder bis reichlicher Menge sind ferner zugegen: Klinochlor, Muskowit (z. T. fuchsitisch), einachsiger Zoisit, seltener Klinozoisit, dieser aber nicht nur als Rest aus einem älteren Bestand (Umwachsung von Zoisit). Karbonat kann fast völlig fehlen oder auch sehr reichlich vorhanden sein, Albit (mit Hornblendenädelchen) ist in sehr wechselnder Menge enthalten, außerdem: Quarz, Titanit, dagegen Rutil nur in Granat und Zoisit, opakes Erz, etwas Turmalin. Einige Querklüfte sind von Karbonat und Chlorit erfüllt.

Eine weitere Stufe der Entfaltung bezeichnet ein lichtgrüner granatführender Chloritprasinit vom Großen Margrötzenkopf. Die Reste der Diablastik sind spärlich und klein geworden, die lichtgrüne Hornblende findet sich fast nur mehr in diesen und als si innerhalb der reichlich vorhandenen kleinen Albite. Dagegen ist Klinochlor Hauptgemengteil, ebenso feinkörniges Karbonat, Zoisit, während Klinozoisit spärlich ist; weiters opakes Erz, Rutil mit Titanitsaum. Bemerkenswert sind aber vor allem die Granaten, die stärker als in den früheren Schriffen umgesetzt sind. Neben den gleichen Biotit-Chloritsäumen wie bisher erscheinen auch breite Ränder davon oder vollständiger Ersatz; man beobachtet dann folgende, nicht ganz scharf gegeneinander abgesetzte Zonen: 1. Zackiger Granatrest, um ihn 2. Biotitsaum, auch bei vorgeschrittener Umsetzung immer schmal, dann 3. Chloritmasse mit kleinen Klinozoisitkörnern und manchmal etwas Biotit und 4. ein äußerster Rand von einem Albitpflaster mit etwas Klinozoisit und Hornblendesäulchen. Der Klinozoisit ist z. T. als Einschluß aus dem Granat unverändert übernommen und ordnet sich dann auch in der Pseudomorphose als si an, z. T. ist er sicher neu gebildet, da er sich auch in Säumen befindet, deren Granatrest keinen Klinozoisit enthält. Wenn Muskowit sich als Einschluß im Granat findet, wird er wenigstens zum Großteil unverändert übernommen. An einigen Körnern wird bei der Umsetzung Erz ausgeschieden.

Die stärkere Chloritführung dieses Gesteins steht z. T. sicher im Zusammenhang mit der vorgeschritteneren Umwandlung, die durch die Granatpseudomorphosen bezeugt wird, andererseits aber leitet dieses Gestein über zu albitisierten Chloritschiefern, die als begleitende Bänder erscheinen und für die man wohl ursprüngliche stoffliche Verschiedenheit annehmen kann.

In einer Randzone des Gesteins W Zlapp endlich sind die Granaten vollständig durch Chlorit ersetzt; die Umrisse sind noch kennbar, ebenso die Muskowiteinschlüsse. Auch die Diablastik ist verschwunden; es überwiegt statt dessen Klinochlor neben Muskowit; dazu formloser Albituntergrund, Quarzpflaster an einzelnen Stellen und Fetzen von Calcit — alles recht unregelmäßig und ungeordnet.

β<sub>1</sub>) Gastalditführend. Durch das Vorwalten diablastischer Massen um Zentralkörner ist ein Schriff vom SW-Kamm des Margrötzenkopfes mit den vorigen verbunden. In lagigen und fleckigen Resten von schwachbläulicher feiner Hornblendediablastik sitzen regelmäßig Kerne von schuppigem Biotit und in diesen wiederum ist seltener ein Kern von heller Hornblende angeschnitten. Diese ist ganz schwach gefärbt, n<sub>α</sub> = gelblich-farblos, n<sub>β</sub> = farblos bis violettgrau, n<sub>γ</sub> = zartes reines Violett, die Auslöschungsschiefe wurde im Maximum zwischen 7 und 9° gemessen; die meisten Längsschnitte löschen annähernd gerade aus. Durch ihre blasse Färbung und die verhältnismäßig geringe Auslöschungsschiefe steht diese Hornblende der in den vorigen Schriffen im Kern von Diablastik angetroffenen blassen Hornblende nahe; sie ist andererseits vergleichbar den „glaukophanähnlichen“, gastalditischen Hornblenden der Venediger-Eklogite (*Angel* 83, *Weinschenk* 214), den in ähnlicher Stellung auftretenden Hornblenden der Glaukophanreihe aus Walliser Eklogiten (*Cornelius* 114) und Prasiniten (*Val de Bagnes*, *Tschopp* 206 u. a.).

Wie in den vorigen Schriffen sprießt wieder aus der Diablastik eine bläuliche (bzw. lichtblaugrüne) Hornblende, nun vergleichbar dem „Barroisit“ der von *Angel* untersuchten Eklogite und Prasinite der Tauern.

Mit der Vergrößerung des Kornes erscheint wieder Albit als Grundgewebe dieser Hornblendefilze. Zwischen diesen Massen besteht das Gesteinsgewebe außerdem aus blätterigem lichtem Klinochlor, wenig Muskowit, Klinozoisit, etwas Apatit, Pyrit, Ilmenit, Titanit. Relativ wenige, bis 2 mm große Granaten umschließen wieder reichlich Muskowitblätter, Klinozoisit, etwas Biotit und Rutilkornnester. Auch ein violetter Einschluss, der wahrscheinlich der ersterwähnten Hornblende zugehört, wurde gefunden. Die Granaten umgeben sich mit einem schmalen Hof von blätterigem Klinochlor, in dem innen mehrfach auch etwas Biotit auftritt.

Hier sind auch weitere Schiffe von dem Vorkommen W Zlapp anzuschließen. Der eine kann geradezu als Gastalditschiefer bezeichnet werden, so sehr bildet das genannte Mineral in parallelstengeligem Aggregat die Hauptmasse; randlich ist es z. T. von lichtbläulichgrüner Hornblende umwachsen, die auch ganz an seine Stelle treten kann. Diablastik liegt in Resten dazwischen. Albit als formlose Zwischenmasse tritt sehr zurück, ebenso Muskowit; Zoisitminerale fehlen ganz. Die zahlreichen Granaten erreichen bis 5 mm Durchmesser; sie sind wieder z. T. sehr reich an Einschlüssen, u. zw. vor allem von Gastaldit, in Gestalt mehr oder minder verlegter Relikttextur. Höfe großer Chloritblätter umgeben die Granaten, die aber selbst tadellos frisch sind; so daß man hier eher an Ansiedelung in den durch die Wälzung geschaffenen Hohlräumen als an eigentliche Diaphthorese des Granats denken möchte. Auch große Ankeritporphyroblasten kommen vor. Magnetit reichlich, auch Pyrit mit Magnetitkranz.

Ein letzter Schliff von dort zeigt noch größere Reste von Diablastik, aus welchen hier (selten) ein schön gefärbter echter Glaukophan aufsprößt. Häufiger findet sich das gleiche Mineral als Einschluss im Granat! Etwas aus der Reihe aber fällt dies Gestein durch die ganz abnorm starke Beteiligung von hellem Glimmer, der schätzungsweise 30% davon zusammensetzt. Seine bis millimeterlangen Blätter bilden teils wirre Aggregate, anderwärts sind sie parallel ausgerichtet. Gewöhnlich liegt der Granat in sie eingebettet; dann umgibt er sich mit scharf abgegrenzten — quer über die einheitlichen Glimmerblätter hinweg! — Höfen, in welchen der Glimmer chloritähnliche Farben:  $n_{\alpha}$ ' gelblichgrün,  $n_{\gamma}$ ' blaugrün, annimmt, seine hohe Doppelbrechung aber behält (es liegt beileibe nicht etwa Chlorit vor!). Die Breite dieser Höfe schwankt zwischen 0,03 und 0,1 mm; ohne erkennbare Beziehung zur Größe des umschlossenen Granats. Auch hier Ankeritporphyroblasten, unregelmäßig, mit schmaler Calcithülle; vereinzelt auch sonst Calcit. Albit (?) wieder sehr spärlich. Etwas Titanit, Magnetit.

#### γ) Granatführende Prasinite ohne eklogitischen Verband.

Die folgenden Gesteine stehen in Gefüge und Aufbau bereits der Hauptmasse der granatfreien Amphibolprasinite sehr nahe.

Das im Vorbericht 1930 als erstes eklogitähnliches Gestein der Glocknergruppe angeführte Vorkommen nächst Schöneben im Dorfertal ist u. d. M. vorwiegend aus kleinen säuligen Hornblenden in scharfem s-Gefüge aufgebaut; Pleochroismus  $n_{\alpha}$  = gelblich,  $n_{\beta}$  = lichtgrün,  $n_{\gamma}$  = himmelblau bis blaugrün, recht satt gefärbt,  $n_{\gamma}/c$  etwa 16°. Örtlich wird das Gewebe sehr feinschligig auf albitischer Basis und erinnert dadurch an die Eklogit-Diablastik. Hellere Lagen führen einachsigen Zoisit, Albit (fast rein) mit Hornblende-si, Calcit, Muskowitblätter, etwas Klinochlor und Biotit. Die Granaten sind zahlreich, bis etwa  $\frac{1}{2}$  mm groß, und haben stets ein deutliches feines si von unbestimmbaren Nadelchen, ohne erkennbare Eigenfärbung und von geringer Auslöschungsschiefe (farblose Hornblende?). Das si ist im Kern dicht, der Rand kann einschlussfrei sein. Bestimmbare Einschlüsse sind ferner: eine der Hornblende des äußeren Gewebes fast gleiche Hornblende; sie ist etwas mehr graugrün, die Auslöschungsschiefe wurde zu 12–15° gemessen; dann Rutilkörner, Muskowitblätter, etwas Biotit (braun), Quarz.

Akzessorisch erscheint viel Titanit in Feinkornhaufen mit Rutilkernen, Magnetit, Pyrit. Die Granaten sind nur selten angegriffen (Chlorit-Biotitansatz), meist stoßen sie vollständig frisch an die Hornblende. An mechanischen Störungen wurde nur eine schwache Stauchung einzelner Muskowitblätter beobachtet.

Stärkere Granatumsetzung zeigen die vorliegenden Schiffe granatführender Prasinite von der Freiwandspitze (Rollstück unter den SO-Wänden) und aus der Gamsgrube.

Das feinkörnige lagige Gewebe besteht überwiegend aus Hornblende, nur in einzelnen Flecken erscheinen noch feinere „diablastische“ Massen auf Albitgrund. Die Hornblende hat nach  $n_{\gamma}$  recht satte, immer deutlich blaugrüne Tönung. Feinkörniger Epidot-Klinozoisit ist reichlich über das ganze Gewebe verteilt, in helleren, hornblendeärmeren Lagen trifft man mehr Chlorit mit Albitpflaster, Calcit und etwas Quarz. Die Granaten sind zahlreich und immer umrindet von einer Biotit- und Chloritzone mit etwas Epidot, selten auch noch von einem helleren albitführenden Saum. Auch hier führen sie besonders in den Kernen ein si, in dem neben farblosen Mikrolithen Klinozoisit-Epidot, Muskowit, Calcit und Rutil erkennbar waren. Ferner erscheint etwas Titanit und opakes Erz (Magnetit). Der Schliff von der Gamsgrube zeigte auch noch lappige Körner von braungrauem Turmalin; wo er sich an Granatkörner ansetzt, zeigt er einen Pleochroismus kupferbraun-schwarz.

Wieder etwas abweichend, aber wieder im Gefüge gewissen Typen der gewöhnlichen Amphibolprasinite ähnlich ist ein granatführender Epidotprasinat vom Blauen Knopf nächst der Zollspitze (Dorfertal). Das Gefüge ist etwas gröber als vorher; auch hier überwiegt Hornblende, aber von wechselnder Farbtiefe. Größere Körner sind fleckig oder zonar mit einem lichten Kern und einer dunkler blaugrünen Hülle, einzelne Säulen in albitreichen Lagen sogar nach  $n_{\gamma}$  fast rein blau. Die Auslöschung ist auch bei zonaren Körnern einheitlich etwa 20°. Das Hornblendegewebe liegt z. T. in einem Pflaster von fast reinem Albit. Zweiter Hauptgemengteil

ist farbloser Epidot, entweder in groben Einzelkörnern mit trübem Kern oder in Feinkornzügen. Die Granaten sind relativ selten und enthalten als Einschlüsse besonders Epidot, z. T. als unmittelbare Fortsetzung des äußeren, sowie etwas blaugrüne Hornblende; sie gehören demnach der Hauptkristallisation des äußeren Gewebes an. Biotit-Chloritsäume um Granat sind selten. Kleine Biotit-Chloritballen im übrigen Gewebe können unter diesen Umständen kaum als Granatpseudomorphosen aufgefaßt werden.

Den Bestand des Gesteins ergänzen etwas Chlorit und Biotit, Muskowitblätter, ankeritisches Karbonat, reichlich kleine Titanite.

Eine geringe Faltung des Gesteins ist vorkristallin.

δ) Granatführender Prasinit mit Epidotknolle (Rollstück in der Pasterzenmoräne unter der Hofmannshütte).

Auch dieses eklogitähnliche Gestein ist für die genetische Deutung der Prasinite von einigem Belang.

Die Hauptmasse des Gesteins ist ein typischer, sehr feinkörniger, bänderiger Amphibolprasinit, wie in der Glocknermasse (siehe oben) mit relativ hohem Epidot-, geringem Albitgehalt und spärlichem Chlorit. Es unterscheidet sich i. H. von diesen nur durch das Auftreten von vollständig frischen, bis 2 mm großen, z. T. idiomorphen, dunkelroten Granaten, die im Gestein verteilt oder in einzelnen Lagen dicht gehäuft stehen.

Das aufgesammelte Handstück führt außerdem eine linsige, gröber körnige Knolle, in der man mit freiem Auge eine strahlige dunkle Hornblende, Epidot, etwas Granat und Quarz erkennt.

Interessant in diesem Zusammenhange ist der Schlibbfund in einer granatreichen Lage und in der epidotreichen Knolle.

Die granatreiche Lage hat im wesentlichen den gleichen Bestand wie die Gesteinsmasse selbst; außer Granat lichtgrüne Hornblende, Epidot, etwas Quarz (Albit scheint zu fehlen), aber alle von größerem Korn als dort. Die Hornblende zeigt zumeist einen lichterem, fast farblosen Kern und eine dunklere blaugrüne Hülle. Die Granaten stehen eng und sind sehr einschlußreich; sie führen Muskowit, Klinozoisit-Epidot, Rutil, Titanit (Fein-si), ankeritisches Karbonat und Hornblende als Einschlüsse. Diese Hornblende ist von derselben Art wie außen: licht- oder dunkler blaugrün und oft zonar. Die Anordnung der Einschlüsse ist mehrfach die eines verlegten si. Es ist ohne weiteres erkennbar, daß diese Granaten keineswegs der Rest eines alten Bestandes sind, sondern daß sie der durch die bläulichgrünen Hornblendens gekennzeichneten Kristallisation zugehören und wohl unter dem Einfluß von Stoffzufuhr in dieser ausnahmsweise quarzreichen Lage besonders günstige Bildungsbedingungen gefunden haben.

Gleichwohl sind sie nicht ganz unversehrt geblieben, sie sind z. T. von etwas Chlorit umgeben, an Rissen von ihm durchzogen und diese Umsetzung greift von solchen Rissen auch auf die Grenzen der Einschlüsse über. Abseits dieser granatreichen Lage in der eigentlichen Gesteinsmasse und an den Grenzen der granatreichen Lage geht die Umsetzung der Granaten noch weiter und führt in der schon früher beschriebenen, von den granatführenden Prasiniten bekannten Weise zu zonarer Umhüllung von stark angegriffenen Granatkernen durch einen Biotitrind, einen breiteren Chlorit-Epidotsaum und eine albitreiche Außenzone. Ein gerade an der Grenze liegender Granat ist demgemäß nur einseitig von dieser Art der Umsetzung ergriffen. Grundsätzlich bestehen jedenfalls keine wesentlichen Unterschiede in der Umsetzung der Granaten, sie scheint lediglich im Gestein selbst weiter vorgeschritten zu sein als in der untersuchten granatreichen Lage.

Aus den Beobachtungen an diesem Gestein kann man also wohl mit Sicherheit erkennen, daß diese Granaten erstens im Gleichgewicht mit der prasinitischen Mineralgesellschaft gewachsen sind und daß sie zweitens später durch eine relativ geringfügige Änderung der Bedingungen instabil geworden sind. Diese Änderung der Bedingungen hat das übrige Gewebe nicht merkbar beeinflussen können, da dieses keinerlei in diesem Sinne diaphthoritische Merkmale erkennen läßt. Die Änderung der Kristallisationsbedingungen muß also wohl in dem relativ engen Bereich erfolgt sein, in dem wohl die Überschreitung der Stabilitätsgrenze des Granates, nicht aber die der übrigen Gemengteile möglich ist. Man muß sowohl die Bildung wie die Zerstörung des Granates in eine Kristallisation von Prasinitfazies verlegen.

Die erwähnte epidotreiche Knolle dieses Gesteins zeigt u. d. M. einen breiten Rand von feinkörnigem Epidot mit wenig blaugrüner Hornblende, Ankerit und zahlreichen kleinen, vollkommen frischen Granaten, dann eine Zone größeren Kornes mit Epidot, Hornblende und Quarz etwa im gleichen Verhältnis, außerdem Titanit und einige Körner Apatit. Der innere Kern führt daneben noch trübe diablastische Massen, in denen sattblaugrüne Hornblende in größeren Körnern aufsprößt; außerdem finden sich auch hier große Körner und Stengel von Epidot und vereinzelt kleine, aber wieder vollkommen frische Granaten. Albit ist wohl in den diablastischen Massen vertreten. Die Diablastik gleicht mit Ausnahme vielleicht etwas satterer Färbung vollkommen der, die bei den augitführenden Prasiniten beschrieben worden ist, Augitreste fanden sich aber nicht, so daß es fraglich ist, ob auch hier der Diablastik Augit zugrunde liegt; sonst noch; Titanit, Erz.

Die beschriebene Knolle ist in Analogie mit sonst sehr ähnlichen, epidotreichen Randbildungen der Prasinite gegen Kalkgesteine (siehe *Angel* 47) vermutlich durch Aufarbeitung einer kalkreichen Einschaltung entstanden; jedenfalls aber ist sie nicht ein alter Rest, sondern Produkt nachtektonischer Kristallisation. Wichtig für die Deutung der Prasinite ist hier wieder vor allem das Vorkommen vollkommen frischer Granaten in der

prasinitischen Mineralgesellschaft und das Auftreten von Diablastik, obwohl es sich gewiß nicht um einen umgeprägten Eklogitbestand, sondern höchstens um umgesetzte, durch eine Stoffwechselreaktion entstandene Diopside handeln kann.

ε) Amphibolprasinite mit vollendeten, aber noch deutlich erkennbaren Granatpseudomorphosen liegen in zwei Schliffen aus der Gamsgrube vor. In diesen Prasiniten bildet Albit ein fast zusammenhängendes körniges Grundgewebepflaster, in dem die anderen Gemengteile enthalten sind. Darin und zwischen den Albiten liegt feine Hornblende und etwas Klinochlor, sowie reichlich feinkörniger Epidot, ferner Calcit, Erz (Pyrit, Magnetit), Titanit. In Holoblastenstellung treten zahlreiche runde Knäuel auf; sie bestehen aus wirrgestelltem Chlorit und Körnchen von Epidot, und um diese Masse legt sich ein heller Hof von Albit mit weniger Epidot herum. Nach den früher geschilderten Übergangsstadien und nach der Form des Auftretens sind diese Bildungen mit Sicherheit als Granatpseudomorphosen zu erkennen; ebenso wie die Granaten der früher beschriebenen Schliffe enthalten auch diese Pseudomorphosen ein deutliches, hier unverlegtes si, das in diesem Falle vorwiegend aus feinen Titanitkörnchen besteht. Die ausgezeichnete Erhaltung der alten Granatform läßt damit zusammen Bewegungen während der Umbildung ausschließen.

Diablastisches Gewebe ist in diesen Gesteinen nicht mehr in typischer Form vorhanden. Eine gröbere Lage des einen Schliffes, die offenbar besseren Lösungsurlaub bezeichnet, führt gröber körnigen Epidot mit Chlorit, Kalkspat, Albit und Quarz, sowie die Erze und die relativ spärliche Hornblende wird in dieser Lage tief-tintenblau.

Mit Ausnahme der Granatpseudomorphosen sind diese Schliffe vollkommen vergleichbar den epidotreichen und chloritführenden Amphibolprasiniten der Hauptmasse der Grüngesteine selbst (Glocknermasse).

ζ) Albitisierter granatführender Amphibol-Chloritprasinit (Eisbichl, Käfertal). Dieses Gestein gehört nach der Art des Verbandes in jeder Weise den gewöhnlichen knotigen Amphibol-Chloritprasiniten an und ist aus ihnen nur durch die Führung von Granat hervorgehoben; es liegt nur als untergeordnete Lage in granatfreien Prasiniten und ist nicht getrennt ausgeschieden.

I. H. ist es ein relativ dunkler Prasinit mit Albitknoten bis zu 1 mm Durchmesser; Granat ist vereinzelt schon mit freiem Auge zu erkennen.

U. d. M.: Züge von großen Chlorit- (Klinochlor-) Flecken und feinkörnige, bläulichgrüne, kräftig gefärbte Hornblende trennen reichliche helle Albitknoten und albitreiche Partien; die Albite haben üppiges si von bläulicher Hornblende. Klinozoisit, Titanit, ferner Biotit erscheinen in den Albiten und den dunklen Lagen, der Biotit gegenüber dem Chlorit spärlich, aber in gleicher kristalloblastischer Stellung. Einige Karbonatkörner gehören anscheinend zum ursprünglichen Gesteinsbestand und sind nicht zugeführt. Granat ist nicht selten in und an den Albiten und entbehrt jeglicher Zeichen einer Umsetzung; er kann dabei auch Albit und dessen Einschlüsse selbst umschließen (negative Kristalle). Wo Granat an Chlorit grenzt, schiebt sich zwischen beide ein Biotitrand, aber anscheinend auch ohne den Granat anzugreifen. Außerdem Apatit.

Man erkennt an diesem Gestein nur eine einzige Kristallisation, der ebenso Hornblende wie Chlorit und mit dem Albit auch der Granat zugehört. Die Deutung des Granats als alter Rest ist auch hier ausgeschlossen und damit die Möglichkeit seiner Bildung in prasinitischer Kristallisation erwiesen.

#### Anhang: Verwandte Kalksilikatschiefer.

Es folgt nun noch die Besprechung von drei Gesteinen, die nach dem Schliffbilde untereinander gewiß zusammengehören und die auch in Mineralbestand und strukturellen Eigenschaften mit den beschriebenen eklogitischen Prasiniten enge verwandt sind. Gegen eine Vereinigung mit diesen mag man aber vielleicht deswegen Bedenken haben, weil zwei von ihnen mit einiger Sicherheit genetisch als Reaktionsprodukte an Serpentinrändern aufzufassen sind. Doch wirft gerade das auf die Problematik in der Entstehung der eklogitischen Prasinite ein bezeichnendes Licht und wir wollen nicht zugunsten einer noch nicht abgeschlossenen genetischen Deutung Gesteine auseinanderreißen, bei denen die reine Beobachtung so weitgehende Ähnlichkeiten aufzeigt.

##### Kalksilikatschiefer im Serpentin der Brennkogelmasse.

Südlich der Brennkogelscharte (2637) liegt in Serpentin, wohl als das ausspitzende Ende eines mannigfaltigeren Zuges verschiedener Nachbargesteine eine Einschaltung von etwas Kalkglimmerschiefer, von Granatglimmerschiefer und von normalen Randbegleitern des Serpentin (Kalksilikatschiefer, siehe S. 182 f.). Das ganze Band hat nur wenige Meter Mächtigkeit. In Begleitung dieser Gesteine trifft man als schmale Lage am Serpentin selbst auch ein eigenartiges, dunkelsmaragdgrünes, lagig-schieferiges Gestein mit lichtgrün glänzenden Glimmerblättchen und spärlicherem Granat. Es wurde wegen seiner ganz eindeutigen geologischen Stellung als Reaktionsgestein des Serpentinrandes gesammelt.

U. d. M. besteht es überwiegend aus unregelmäßig abwechselnden Lagen von einem leuchtend grünen Diopsid und von Karbonat, beide reichlich begleitet von einem Epidot und weniger Fuchsit. Vom Schliff wurde nur ein Granatkorn geschnitten.

Der Augit bildet geschlossene Züge aus länglichen Körnern und ist durch Basisschnitte sichergestellt. Er zeigt einen merkbaren Pleochroismus,  $n_{\alpha}$  = leuchtend smaragdgrün,  $n_{\beta}$  = gegen gelblichgrün,  $n_{\gamma}$  = etwa wie  $n_{\alpha}$ .

Die Ausmessung im U-Tisch ergab  $n\gamma/c = 46$  bis  $50^\circ$ ,  $2V = 74^\circ$ ; der Achsenaustritt auf (001) zeigte geringe, der auf (100) kräftige Dispersion. Ausgesuchte Körner ergaben deutliche positive Chromreaktion nach der Methode *Leitmeier-Feigl* (155) in der von *Meixner* (159) verwendeten Abänderung. Es handelt sich demnach mit Sicherheit um einen Chromdiopsid. Interessanterweise findet sich dieser Diopsid auch in grobdiablastischem Gefüge inmitten eingeschalteter Karbonatkörner.

Das Karbonat selbst ist körniger Calcit wie im benachbarten Kalkglimmerschieferbändchen.

Der grobkörnige Epidot liegt innerhalb der Karbonatbänder oder an der Grenze dieser gegen die einheitlichen Diopsidzüge in geschlosseneren Korngruppen. Er zeigt einen deutlichen Pleochroismus, parallel der Säulenrichtung entweder lichtgelblich bis farblos oder deutlich grünlich, normal zu den Säulen ist er braungelb oder lichtgelb. Die Achsenebene steht normal zur Säulenrichtung. Die ausgesprochene und ungewöhnliche Färbung läßt auf irgend eine abnorme Beimengung schließen (vielleicht auch hier Chrom?).

Neben Epidot und im Karbonat erscheint in Blättern auch der helle Glimmer, der auch im Schliff eine deutliche, fleckig-grüne Färbung zeigt und gut merkbar zwischen rein grünlich und mehr blaugrün pleochroitisch ist. Man wird diesen Glimmer als Fuchsit bezeichnen dürfen.

An den Rändern der Augitzüge, in quer zu s in ihnen verlaufenden umgesetzten Zonen und im Karbonat tritt auch Hornblende auf. Sie hat einen Pleochroismus  $n\alpha =$  gelblich,  $n\beta =$  graugrün,  $n\gamma =$  graublau bis sattgrünblau, nur an einigen Stellen neben Augit ist sie wesentlich lichter und nach  $n\gamma$  rein violett. Von den Augiten ist sie getrennt durch eine trübe, kaum auflösbare Zone, die in ihrer Stellung also durchaus ein Äquivalent der trüben diablastischen Ränder zwischen Augit und Hornblende in den früher besprochenen eklogitischen Prasiniten darstellt. Die vorliegende Hornblende ist in ihrem Pleochroismus und ihrer Stellung genau gleich der Hornblende, die sich z. B. in einem Glaukophaneklogit der Venedigergruppe (Türmeljoch, Schliff freundlichst überlassen von Herrn Prof. *Angel*, siehe *Angel* 83) oder z. B. in einem Eklogit-Glaukophanit vom Susatal in Piemont (*Hezner*-Sammlung von Voigt und Hochgesang, Nr. 44) zwischen den Omphazit und den Glaukophan einschleibt und letzteren umrandet. Wir treffen sie in gleicher Stellung im zweitnächsten Gestein wieder. Hornblende und trübe diablastische Massen bezeichnen ohne Frage eine Umsetzung des Diopsides.

Das aufgefundene Granatkorn zeigt nichts Bemerkenswertes; außerdem wurden gefunden: etwas Quarz, Pyrit und Magnetit.

Es ist bei diesem Gestein nicht zweifelhaft, daß es sich nicht um einen echten (tiefenstufentypomorphen) Eklogit handelt, sondern eben um einen Kalksilikatschiefer aus der Reaktion zwischen dem Serpentin und dem begleitenden Kalkgestein. Dafür spricht der nicht omphazitische Chromdiopsid, der Verband mit dem Calcit, der nicht später einfach tektonisch beigemischt sein kann und auch die geologische Verbindung mit sicherem Kalksilikatschiefer dieser Entstehung, für die in unserem Gebiete die Führung von Diopsid eine recht verbreitete Eigentümlichkeit ist (siehe S. 186 f.).

Zunächst ist besonders festzuhalten, daß auch dieses Gestein eine Umsetzung der Augite auf dem Wege trüber Diablastik zu einer bestimmten Hornblende zeigt.

Die folgenden vergleichbaren Gesteine sind leider nicht im Anstehenden, sondern nur als Rollstücke gefunden worden.

Kalksilikatschiefer, Rollstück im Laperwitzkar (wohl vom Serpentinzug der Romariswand stammend).

I. H.: Bänderiger Wechsel von dichten, lichtgrünen Lagen mit solchen von spätigem Calcit mit Epidot. Außerdem Quarzlagen. Kleine rote Granaten sind reichlich eingestreut und auch in Zügen gehäuft.

U. d. M. wechseln wieder calcitreiche und daran arme Bänder. Letztere bestehen vorwiegend aus lichtgrünem Diopsid in dichtem, kleinlinsigem Gefüge, daneben Epidot und Granat. Trotz weitgehender optischer Ähnlichkeit (auch im Gefüge) mit den Diopsidzügen des vorigen Gesteins war die Chromreaktion bei diesen Bändern negativ.

In den hellen Bändern herrscht der grobkörnige Calcit bei weitem vor. Daneben führen sie feinkörnigen Diopsid und nur örtlich wieder die gleiche, tieftönig-graublaue Hornblende, die den Diopsid umhüllt. Reichlich zugegen sind auch idiomorphe deutlich rote Granaten, die als Einschluß häufig Karbonat (sogar netzartig umschlossen), seltener Diopsid und Hornblende führen. Die Granaten sind deutlich optisch anomal mit Felderteilung. Quarz ist in allen Lagen nicht selten und liegt im Karbonat gern in Tropfenform. Ferner etwas ankeritisches Karbonat, Pyrit.

Kalksilikatschiefer (bänderiger Glaukophaneklogit?), Gamsgrube, Rollstück.

Dieses Gestein wurde zusammen mit anderen granatführenden eklogitischen Prasiniten in den südöstlichen Schutthalden der Gamsgrube aufgesammelt und stammt ohne Zweifel aus dem in der Karte verzeichneten großen Zug eklogitischer Prasinite, die auch von granatfreien Prasiniten und von Prasinit mit Gabbrostruktur begleitet sind. Ein Zusammenhang mit Serpentin ist hier auszuschließen.

I. H. hat dieses Gestein mehr eklogitisches Aussehen; es wechseln enge braune karbonatführende Bänder mit dichten, dunkler bläulichgrünen, die auch Granaten enthalten. Muskowitblätter sind auf den Schichtflächen verbreitet.

U. d. M. sehen wir zunächst wieder genau die gleichen, kennzeichnenden lichtgrünen Diopsid-Epidotzüge wie in den vorherigen Gesteinen, nur noch etwas feinkörniger. Die Auslöschungsschiefe der Diopside wurde mit etwas über  $40^\circ$  gemessen,  $2V$  an einem in Granat eingeschlossenen Korn mit  $74$  bis  $80^\circ$ . Pleochroismus fehlt.

Diese dichten Diopsid-Epidotzüge sind durchzogen und umhüllt von einem unterbrochenen Netz von trüber, ihrem Bestande nach nicht auflösbarer Diablastik; aus ihr wächst an freieren Stellen die schon bekannte, sattgefärbte graublaue Hornblende, und diese wieder geht über in eine lichtgefärbte Hornblende der Glaukophangruppe, die nur in einzelnen Säulen auftritt. Der Pleochroismus dieser ist:  $n_\alpha$  = hellgelblich,  $n_\beta$  = rötlichviolett,  $n_\gamma$  = violettblau; alle Töne sehr hell. Die Messung der Auslöschungsschiefe ergab nur Werte bis  $4^\circ$ . Es scheint demnach echter Glaukophan vorzuliegen.

Die Granaten sind im Schliff spärlich, nahezu idiomorph, gerade noch erkennbar optisch anomal und treten meist in den grünen Partien auf. Aber auch in einer Karbonatlage wurde ein Granat vom Schliff erreicht und dieses Korn umschließt auch Karbonat; die anderen Granaten enthalten Diopsid und Epidot als Einschlüsse.

Die hellen Lagen führen ankeritisches Karbonat, Hornblende, etwas Diopsid, Epidot, große Muskowitblätter, Quarz; ganz selten etwas Biotit, weiters auch Rutil, Titanit, Pyrit.

Dieses Gestein schließt sich durch die weitgehende Übereinstimmung in Einzelheiten der Struktur und des Bestandes vollkommen zwanglos an den vorher besprochenen, unzweideutigen Kalksilikatschiefer an und unterscheidet sich von ihm offensichtlich nur durch eine vorgeschrittenere Hornblendebildung, die erst das Auftreten einzelner Glaukophansäulen ermöglicht hat. Andererseits weist es der geologische Verband, weitgehende Analogien im Mineralbestande und gewisse Ähnlichkeiten in der Struktur in die Gesellschaft der „eklogitischen“ Prasinite, bzw. Glaukophaneklogite, so daß in ihm die problematische Stellung dieser Gesteinsgruppe, die im folgenden Abschnitt noch ausführlicher behandelt werden soll, besonders scharf zum Ausdruck kommt.

$\eta$ ) Zur Deutung der granatführenden, insbesondere eklogitischen Prasinite. Hier sei zunächst abgesehen von den drei am Schluß beschriebenen Kalksilikatschiefern, auf die erst später eingegangen werden soll; ebenso kann der beschriebene, granatführende Prasinit vom Käfertal abgetrennt werden, weil bei ihm der Granat lediglich als weitere, gleichzeitige Komponente zu dem Mineralbestand der gewöhnlichen granatfreien Prasinite hinzutritt; damit sind keine strukturellen Besonderheiten (wie Diablastik) oder andere Hinweise auf eine besondere Entstehungsart verbunden und er wird daher auch genetisch durchaus der Hauptmasse der Prasinite folgen. Der Granat ist hier auch ein Erzeugnis der letzten, nachtektonischen Kristallisation des Gesteins.

Bei der verbleibenden Mehrzahl dieser Gesteine ist das wichtigste gemeinsame Merkmal das, daß sich ihr Mineralbestand offensichtlich nicht im Gleichgewicht befindet, sondern in einer Umbildung stehen geblieben ist. Die wichtigsten Umsetzungen sind: Die Chloritisierung oder zonare Pseudomorphosierung von Granat, die in den verschiedensten Stadien, stets aber wenigstens in ihren ersten Anfängen beobachtbar ist. Das zweite ist die Zerstörung der Augite, die in den beiden ersten Schliffen zweifellos vorhanden ist. Es ist dabei nicht wesentlich, ob die „Diablastik“ bereits aus Augit sich gebildet hat oder ihm genetisch gleichgeordnet ist. Jedenfalls stellen die Augite nur Reste dar, die ebenso wie die Diablastik oder auf dem Wege über diese von der sprossenden Hornblende überwältigt werden. Das in den anderen Schliffen schrittweise verfolgbare Verschwinden der Diablastik bei Fehlen des Augites ist wahrscheinlich im wesentlichen nur ein vorgeschrittenes Stadium, jedenfalls aber ein gleichgerichteter Vorgang der Umbildung. Daß in diesen Gesteinen mit Diablastik früher Augit vorhanden war, ist nicht beweisbar, aber als nächstliegende Möglichkeit im Auge zu behalten. Von geringerer Bedeutung zu sein scheint die Abwandlung innerhalb der Hornblenden von den hell gefärbten mit geringer, zu den dunkler gefärbten mit größerer Auslöschungsschiefe, ferner die Titanitsäume um Rutil und Ilmenit oder die in einigen Schliffen wahrscheinliche Umsetzung von Klinozoisit in Zoisit.

Während die Veränderungen in der Hornblende- und der Zoisitgruppe auch als Abwandlungen in einer größeren Kristallisation verständlich sind, beweisen die beiden ersteren Umsetzungen, daß diese Gesteine wenigstens zwei trennbare Kristallisationen hinter sich haben.

Die bei diesen Umsetzungen angestrebte und z. T. nahezu erreichte Mineralgesellschaft ist die der gewöhnlichen Prasinite, nämlich: helle, meist blaugrüne Hornblende (Barroisit nach *Angel*), Chlorit (meist licht gefärbter Klinochlor), Epidot-Klinozoisit (bei Gegenwart von reichlich Calcit und Klinochlor der einachsige Zoisit), Albit, Calcit, Titanit; der Biotit scheint geringere Beständigkeit zu haben und in den Granatpseudomorphosen, wo er sicher dieser jüngeren Gesellschaft angehört, nur eine vorübergehende Bildung zu sein.

Als Angehörige des älteren Bestandes sind noch unmittelbar zu beobachten: Augit vom Aussehen des Omphazites, Granat, Rutil, bzw. Ilmenit und die Diablastik, die wenigstens strukturell noch einen Überrest darstellt; sei es, daß sie unmittelbar auf ehemaligen Augit schließen läßt oder daß sie schon ursprünglich aus einer Hornblende bestand. Das ist also eine Gesellschaft, die scheinbar zwingend zu dem Schlusse führt, daß diese Gesteine früher Eklogite, bzw. z. T. diablastische Granatamphibolite waren, also typomorph drittstufiges, bzw. z. T. vielleicht zweistufiges Kristallin (also „Altkristallin“) gewesen sind. Sie lägen jetzt in einer mehr oder weniger vollkommenen, die Umprägung zur Prasinitfazies anstrebenden Diaphthoresis vor.

Zweifellos stark gestützt wird dieser Schluß dadurch, daß bei ähnlichen Gesteinen des nahen Venedigergebietes (*Angel* 83), wie auch der penninischen Westalpen (*Cornelius* 114) die zitierten neueren Untersuchungen zum grundsätzlich gleichen Ergebnis geführt haben, oder wenigstens dieser Deutung nicht unmittelbar wider-

sprachen. Bei den Gesteinen des Venediggebietes — von Herrn Prof. *Angel* freundlichst zum Vergleich überlassen — hat die vergleichende Durchsicht zwar die weitgehende Analogie bestätigt, aber nicht ähnliche Schwierigkeiten für die genannte Deutung gezeitigt, wie sie nun für die „Eklogite des Glocknergebietes“ aufgezeigt werden müssen und wie sie auch bei manchen westalpinen Vorkommen (*Cornelius* 119) nicht zu übersehen sind.

Diese Schwierigkeiten für die Deutung unserer Gesteine als Eklogit gehen aus von den Einschlüssen in den Granaten; solche sind — wie beschrieben — in den meisten Proben, oft sogar reichlich, vorhanden, wurden aber in den obigen Überlegungen noch nicht berücksichtigt. Da die Granaten dem älteren, nun diaphthoritisch umgestalteten Bestand angehören, müssen diese Einschlüsse ebenfalls dieser älteren oder einer noch früher erfolgten Kristallisation angehören. Aus ihnen ist der ältere Mineralbestand wie folgt zu ergänzen: Klinozoisit muß wegen der beträchtlichen Menge, in der er umschlossen ist, beim Wachstum des Granats wesentlicher Gesteinsgemengteil gewesen sein; ferner waren vorhanden blätteriger, vielleicht auch schuppiger Muskowit, diablastische Massen mit Feldspathbasis (schon Albit?), Kalkspat, Quarz, Rutil, aber auch schon Titanit, glaukophanähnliche Hornblende, blaugrüne Hornblende und etwas Biotit. Alle diese Gemengteile sind als sichere Einschlüsse (nicht etwa an Rissen oder ähnlichem mit der Möglichkeit späterer Bildung!) beobachtet.

Weiterhin sind diese Einschlüsse in vielen Granaten in einem sehr deutlichen Parallelgefüge angeordnet, das gegen die heutige äußere Schieferung verdreht oder unverlegt sein kann. Daraus ist also der Schluß zu ziehen, daß diese Gesteine bei dem Wachstum der Granaten bereits scharf geschiefert oder geschichtet waren.

Die Mineralgesellschaft der Einschlüsse ist in keiner Weise grundsätzlich von der heutigen Mineralgesellschaft dieser Gesteine verschieden und weist also auf eine Kristallisation des Granates in Prasinitfazies hin. Neben den indifferenten Mineralien, wie Quarz und Muskowit, zeigt das die Hornblende: Wir sahen in den Schliffen eine Abwandlung der Hornblende von schwach gefärbten, selten violetten Abarten mit geringer Auslöschungsschiefe zu satter gefärbten, blaugrünen mit größerer Auslöschungsschiefe. Die letzteren, auch wenn im Gestein sehr häufig, sind in Granat nur vereinzelt gefunden worden; daraus könnte man schließen, daß der Granat während einer frühen Phase der Hornblendeabwandlung kristallisierte. Ebenfalls für ein Wachstum in relativ seichter Tiefenstufe spricht die Umschließung von Titanit durch Granat.

Nicht weniger interessant in dieser Hinsicht ist das Karbonat. Es wurden oben Gesteine beschrieben, die einen sehr beträchtlichen Gehalt an Karbonat aufweisen, das nicht nur in Lagen, sondern allgemein beigemengt ist. Wenn diese Gesteine richtige Eklogite waren, dann muß man wohl dieses reichliche Karbonat als eine spätere, etwa mit der jüngeren Kristallisation gehende Beimengung — tektonisch oder durch Stoffzufuhr aus der Nachbarschaft — betrachten. Man sieht aber nun in diesen Gesteinen den Kalkspat bereits in Granat eingeschlossen und weiterhin die massenhaften Einschlüsse von Klinozoisit, die ebenfalls einen beträchtlichen Ca-Gehalt schon bei der Bildung des Granats voraussetzen. Eine spätere Beimengung des Karbonates ist also in den Beobachtungen nicht recht begründbar, sondern man muß annehmen, daß diese Gesteine schon beim Wachstum der Granaten einen hohen Karbonat-, bzw. wenigstens Ca-Gehalt besessen haben und außerdem — das muß hier angefügt werden — deutlich geschiefert oder geschichtet waren.

Diese Beobachtungen lassen also in Betracht ziehen, daß die Granaten in einer von der heutigen Mineralgesellschaft nicht weitgehend verschiedenen Umgebung, also nicht in dritter Tiefenstufe gewachsen sind. Weitere Beobachtungen weisen in dieselbe Richtung: So z. B. das beschriebene Gestein von Schöneben im Dorfertal; das zeigt nur an einzelnen Granaten eine gerade erst beginnende Umsetzung, während das übrige Gewebe den Eindruck völliger Stabilität erweckt und offensichtlich unter etwa gleichbleibenden Bedingungen gut durchkristallisiert ist. Blaugrüne Hornblende, Albit, Zoisit mit etwas Klinochlor und Biotit setzen diese Kristallisation in die Prasinitfazies. Wenn hier der Granat wirklich aus einer Kristallisation in dritter oder auch tiefer zweiter Tiefenstufe stammen würde und der prasinitischen Kristallisation fremd wäre, so wäre es unverständlich, daß er allein von dieser Umprägung praktisch unberührt geblieben ist. Er muß dabei stabil gewesen sein; die vereinzelt Spuren von Umsetzung an ihm können nicht der vollständigen Neukristallisation des anderen Gewebes korrelat sein, sondern nur etwa einer Art Schlußphase angehören. Diese Überlegungen werden dadurch bestätigt, daß der Granat eine Hornblende umschließt, die der des äußeren Gewebes fast gleicht.

Der gleiche Schluß, daß sich ein Granat im Gleichgewicht mit der typisch prasinitischen Mineralgesellschaft nicht nur erhalten, sondern bilden konnte, mußte schon oben an zwei Stellen gezogen werden; beim hier außer acht gelassenen Prasinit aus dem Käfertal und bei der Beschreibung des granatführenden Prasinites mit einer Epidotknolle aus der Gamsgrube (S. 165). Bei letzterem sind die Einschlüsse von lichtbläulicher Hornblende unmittelbar dafür beweisend.

Da auch solche, sicher in prasinitischer Kristallisation gebildete Granaten von den Umsetzungen ergriffen werden können, sind diese letzteren nicht der prasinitischen Kristallisation schlechthin — in der die Granaten ja gewachsen sind —, sondern einer noch jüngeren Phase zuzuordnen, die die übrige Mineralgesellschaft nicht merklich geändert hat. Man muß sich das wohl so vorstellen, daß unter „tieferen“ Bedingungen innerhalb der Prasinitfazies sich der Granat in den betreffenden Gesteinen bilden konnte, daß er aber dann unter etwas „höheren“ Bedingungen noch innerhalb der Prasinitfazies (wie das ja sein soll) instabil wurde und sich umzusetzen begann. Es scheint dies die einzige Deutung zu sein, die den Beobachtungen gerecht wird.

Zur näheren Kennzeichnung dieser jüngeren Phase liegen nur wenige Anhaltspunkte vor. Einmal, daß die granatführenden Prasinite, die gut erhaltene Granaten enthalten, weniger Albit zu enthalten pflegen als gewöhnlich die granatfreien Prasinite der großen Massen und daß ihnen besonders die so kennzeichnende knotige Albitführung fast mangelt. Zweitens beobachtet man, daß innerhalb der granatführenden Prasinite die am weitesten vorgeschrittenen Granatpseudomorphosen in den Typen auftreten, die den relativ größten Albit- und auch Chloritgehalt haben. Die Bildung der Albite ist bei den Prasiniten unseres Gebietes — mit Ausnahme der tiefstliegenden, wo Oligoklas diese Rolle übernehmen kann — eine sehr späte, oft rein nachtektonische Phase der Kristallisation (nach dem Zeugnis der Einschlüsse und des *si*). Die Umsetzung der Granaten ist also wahrscheinlich nur dieser letzten Kristallisationsphase der Prasinite als Begleiterscheinung der Albitisation zuzuordnen.

Die Granaten haben in der ganzen hier besprochenen Gesteinsgruppe die grundsätzlich gleiche Stellung in bezug auf Einschlüsse und Umsetzung. Es ist daher das Natürlichste, den hier ausgeführten Schluß auf die Granaten der ganzen Gruppe anzuwenden.

Zu dieser Auffassung, daß sich die Granaten unserer Gruppe nur in einer „tieferen“ Zone der Prasinitfazies bilden und dann sich in späterer Phase wieder zersetzen, wird bei einer anderen Gesteinsgruppe unseres Gebietes eine wichtige Parallele gegeben. Bei den phyllitischen Granatglimmerschiefern (siehe S. 109 ff.) der Brennkogeldecke ist nachweisbar, daß sowohl die Bildung von Granat<sup>90)</sup> neben Chloritoid, und im Verband mit granatfreien Chloritoidschiefern (nahe der ersten Tiefenstufe) wie auch die Diaphthorese von Granat bei Erhaltung des Chloritoides unter dem Einfluß nachtriadischer, alpidischer Metamorphosen erfolgt. Beides geschieht im Existenzbereich des Chloritoides, also bei relativ geringer Veränderung der „Tiefenstufe“, die etwa dem Bereich der Prasinitfazies analog bleibt. Auch bei diesen Gesteinen lassen sich nähere Beziehungen zwischen der Albitisation und der Zerstörung der Granaten ableiten. Eine gleiche Beziehung war ebenso bei den phyllitischen Granatglimmerschiefern der Riffdecke (S. 93) festzustellen.

Damit kann man also zusammenfassen, daß die Auswertung der Einschlüsse in Granat es nahelegt, diese nicht als Erzeugnisse einer alten, drittstufigen Kristallisation aufzufassen, sondern nur als Erzeugnisse einer wenig älteren Phase der Kristallisation in einer tieferen Abteilung der Prasinitfazies. Die Bedingungen der Metamorphose würden gleichsam pendeln um eine obere Grenze im Stabilitätsfeld dieses Granates.

Wenn man so wirklich den Granat aus dem eingangs vermuteten „altkristallinen“ Bestand des Gesteins herausheben kann, so bliebe für diesen nur der Augit und die Diablastik, und damit kein Eklogit übrig.

Es ist unter diesen Umständen vielmehr zu überlegen, ob nicht auch dieser diopsidische Augit in die jüngere, höherstufige Umprägung heraufgenommen werden kann. Eine Möglichkeit dazu bieten die in der Beschreibung angeschlossenen Kalksilikatschiefer vom gleichen Bestand und das Auftreten von optisch nicht unterscheidbarem Diopsid in den Randbildungen der Serpentine (S. 186). Es bestehen gewiß einzelne Unterschiede zwischen diesen Kalksilikatschiefern und den eklogitischen Prasiniten z. B. in der Struktur, im Auftreten von Chromdiopsid im erstbeschriebenen oder von optisch anomalem Granat im zweiten Gestein. Als Übereinstimmung ist aber besonders wichtig, daß auch hier die Diablastik und die Umsetzung in Hornblende auftritt. Sind nicht vielleicht gerade die eklogitischen Gesteine, für die oben ein hoher ursprünglicher Karbonatgehalt erschlossen werden mußte, im Grunde etwas Ähnliches wie solche Kalksilikatschiefer? Jedenfalls böte eine solche Auffassung noch einen Ausweg aus dem Dilemma, in das die nähere Untersuchung der Granateinschlüsse geführt hat. Als Ausgangsgesteine hätte man sich dafür etwa kalkhältige, geschichtete basische Tuffe vorzustellen.

Ganz ähnliche Schwierigkeiten begegneten *Wieseneder* (215 a, 216) bei der Untersuchung der eklogitartigen Gesteine von Schaffern und verwandten Vorkommen im Altkristallin des Alpenostrandes. Auch hier veranlaßte es insbesondere die Auswertung der Tatsache, daß die durch die Bildung des Granats ausgezeichnete Kristallisation bereits erheblichen Gehalt an Mineralien der Epidot- und Zoisitgruppe sowie Karbonat angetroffen hat, daß *Wieseneder* diese Gesteine nicht als typomorphe drittstufige Eklogite betrachten konnte. Er hat sie zuerst als Skarngesteine (215 a), dann als „Karbonateklogite“ (216) den Eklogiten in engerem Sinne gegenübergestellt. In diesem Sinne können auch die eklogitischen Gesteine des Glocknergebietes zu einem Teile als Karbonateklogite bezeichnet werden. *Wieseneder* findet dann nahe Beziehungen solcher Gesteine zu gewissen ostalpinen Eklogiten (besonders „Amphiboleklogiten“) und betrachtet auch letztere nicht mehr als typomorphe drittstufige Gesteine, sondern als Erzeugnisse lokaler magmatischer Beeinflussung auch in höherer Tiefenstufe. Diese mit den Erörterungen von *Backlund* (90) verwandte Auffassung eröffnet auch für die Glockner-„eklogite“ einen Weg zu einer befriedigenderen Deutung. Wir können aber — wenigstens derzeit — für unsere eklogitischen Gesteine nicht so extrem von der Umgebung abweichende Bedingungen, sei es in der Durchbewegung oder in der magmatischen Beeinflussung, namhaft machen, daß ihre Neubildung in einer sonst in Prasinitfazies kristallisierten Nachbarschaft bereits verständlich wäre. Daß sie sich in einem großen Bewegungshorizonte häufen (siehe S. 160/61) ist dafür wohl noch nicht mehr als vielleicht ein Fingerzeig.

So bleibt die Klärung der Genese dieser Gesteinsgruppe noch Untersuchungen in größerem Rahmen vorbehalten.

<sup>90)</sup> Daß der dortige Granat (vermutlich Almandin) und der unserer „eklogitischen“ Gesteine identisch wären, soll damit natürlich nicht behauptet sein!

## e) Prasinite mit hellen Pseudomorphosen.

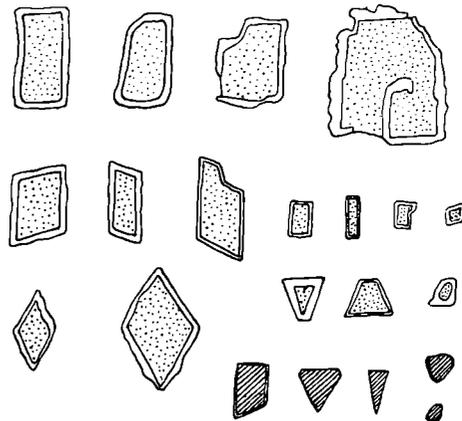
In zwei Prasinitbereichen unseres Kartenblattes, nämlich in der Glocknermasse selbst und weit im Norden, im Bereich der Schmalzgrube, finden sich Prasinite, die weißliche, einsprenglingsartige Gebilde von rhombischem, rechteckigem oder dreieckigem Querschnitt und einer Größe von einigen Millimetern bis über 1 cm enthalten.

Solche Gesteine hat unter Hinweis auf eine ältere Beobachtung von Löwl (32) M. Stark (52) vom Grat zwischen den Blauen Köpfen und der Adlersruhe, vom Glockner selbst und aus den Geschieben der Möll eingehend beschrieben und kommt dabei zum Schluß, daß es sich bei den einsprenglingsartigen Gebilden um ehemalige, nun pseudomorphosierte Primäreinsprenglinge von Feldspat handelt. Schon früher sind anderseits von Angel (47) dieselben Gesteine unter der Bezeichnung „Prasinite mit umgewandelten Porphyroblasten“ (Nr. 13 und 14) vom Mürztaler Steig unter den Blauen Köpfen und von der „Kanzel“ im Stüdlgrat beschrieben worden. Angel, auf dessen Beschreibung Stark noch nicht Bezug nehmen konnte, kam im Gegensatz dazu unter Anführung von Vergleichen zum Schluß, daß diese Pseudomorphosen auf ehemalige Granaten zurückgehen.

In der Prasinitmasse des Glockners sind diese Lagen nicht eingehender verfolgbar und demgemäß nicht kartenmäßig ausscheidbar gewesen, im Nordabschnitt wurden sie aber durch den Aufdruck blauer Punkte über die Prasinitfarbe besonders bezeichnet.

α) In der Prasinitmasse des Großglockners sind die uns bekannt gewordenen Fundpunkte: 1. Kanzel im Stüdlgrat (Angel) und in den Felsen des Kleinglockners (wohl das gleiche Band); 2. an der Unteren Glocknerscharte; 3. auf der Glocknerwand (Abb. 47, S. 153); 4. im unteren Teil des Salmkamp (Stark?); 5. und 6. im oberen und unteren Teil des Kellersberg-NO-Kammes (Abb. 48, S. 153); 7. vor der mittleren Zunge des Schwertkeekeses (die Vorkommen 4, 5 und 7 liegen ungefähr im selben Horizont); 8. am Mürztaler Steig unter den Blauen Köpfen (Angel, Stark?); 9. in den Moränen des Leiterkeeses; 10. in der rechten Seitenmoräne der

Abb. 54. Querschnittsbilder von hellen Porphyroblasten.  
 weiß = Albitkränze  
 punktiert = grüne Kernmassen (vorw. Chlorit und Epidot-  
 Klinozoisit)  
 schraffiert = weißliche Kernmassen (vorw. Zoisitminerale)  
 Natürliche Größe.



Pasterze (Löwl, Stark); 11. in der Moräne am First (oberhalb Gößnitzfall); 12. in den Möllschottern (Löwl, Stark). Diese Liste ließe sich jedenfalls durch weitere Suche noch vermehren. Die Prasinite mit den hellen Pseudomorphosen bilden demnach in der großen Prasinitmasse des Großglockners mehrere, wahrscheinlich weiter durchstreichende Bänder. Die zahlreichen übrigen Prasinitvorkommen des Südtiles scheinen frei davon zu sein.

Mit Rücksicht auf die beiden, nur in der Deutung abweichenden Beschreibungen können wir uns kürzer fassen. Die Grundmasse, in der die „Einsprenglinge“ meist mit einem Abstand von mehr als 1 cm, nur fleckweise dichter, liegen, entspricht in der Regel einem gut geschieferten, lichtgrünen Amphibol-Chloritprasininit mit kleinknotiger Albitisierung. Über die verbreitetsten Querschnittsformen und ihre Größe geben die nebenstehenden Zeichnungen (Abb. 54) Aufschluß; hier bestehen diese Gebilde meist aus einem deutlich sichtbaren, äußeren körnigen Albitsaum, der eine innere, sehr feinkörnige, von Chlorit grün gefärbte Masse umschließt; seltener fehlt diese Zweiteilung bei kleineren Pseudomorphosen und diese sind dann stumpfweiß bis gelblichgrün gefärbt. Die von Stark beschriebene zonare Dreigliederung scheint sehr selten zu sein. Besonders bei den auf der Pasterzenmoräne gesammelten Stücken ist die Grundmasse dunkler, entspricht den dunklen, dichten Amphibolprasiniten der Glocknermasse und die stets nur unter 1 cm großen „Einsprenglinge“ sind unzonar weißlich und weniger scharf geradlinig begrenzt (ähnlicher der Stücken vom Nordabschnitt).

Die erstbeschriebenen Stücke zeigen auch u. d. M. einen typischen Amphibol-Chloritprasininit, wie oben beschrieben, mit kleinen, reich von bläulichen Hornblendebüscheln durchsetzten Albitballen (bis etwa 0,5 mm). Die Schieferung ist durch lagigen Bau und die Stellung gestreckter Gemengteile sehr scharf bezeichnet.

In den in zwei Zonen gegliederten „Einsprenglingen“ besteht die größere innere Masse in wechselndem Mengenverhältnis aus grünem, stark pleochroischem Chlorit, reichlich kleinkörnigem Klinozoisit-Epidot, daneben auch oft noch etwas Muskowit, Calcit, feinkörnigen Titanitzügen und Quarz. Auch innerhalb der Pseudomorphosen ist durch die Stellung der Klinozoisitsäulchen, durch die Anordnung der Titanitkörnchen, hin und wieder auch durch ganz undeutlichen Lagenbau ein Parallelgefüge bezeichnet. Dieses interne Parallelgefüge ist gleichgerichtet mit der äußeren Schieferung, die scharf an der Grenze der Pseudomorphosen ansetzt. Als eindeutige Fortsetzung

des äußeren  $s$  wurde das interne Parallelgefüge nur einmal beobachtet: da setzt eine besonders feinkörnige Lage, wesentlich aus filzigen Hornblendenadeln aufgebaut, schwach verbogen durch den Randteil einer Pseudomorphose ohne Unterbrechung hindurch (Abb. 54). Dieses Bild kann nicht gut anders, denn als eine Umschließung des vorbestehenden Lagengefüge des Gesteins durch einen wachsenden Holoblasten, der nun als Pseudomorphose vorliegt, gedeutet werden.

Der äußere, helle Saum der zonaren Pseudomorphosen besteht aus rundlich oder unregelmäßig begrenzten Albitkörnern (mit etwa 7% An gleich wie im Grundgewebe bestimmt); auch dieser Saum zeigt noch wenige dichte Einschlüsse von Klinozoisit und spärlicher Hornblende, die ebenfalls in ihrer Stellung das Parallelgefüge andeuten.

Die Grenze der Pseudomorphosen gegen das äußere Gewebe ist, wie schon Stark hervorhebt, oft im Schliff noch weit schärfer geradlinig als i. H. Denn die Albitkörner der Randzone bilden zwar nach außen eine mehr buchtige Grenze, das Außengewebe (insbesondere Hornblende) ragt aber noch als si ein Stück in sie hinein und schneidet erst innerhalb der Albite, unabhängig von deren Orientierung oder Grenzen vollkommen geradlinig und quer oder schräg zum eigenen Parallelgefüge ab. Hier, eben oft noch innerhalb des Albitkranzes, liegt die eigentliche Grenze der ehemaligen „Einsprenglinge“, über deren Rand die Albite bei der Umsetzung noch weiter hinaus gewachsen sind (siehe Abb. 54).

Die von Stark beobachtete Gliederung in drei Zonen, einen epidotreichen Kern, eine chloritreiche Mittelzone und einen Albitsaum, ist auch in den vorliegenden Schliffen nicht oder nur ganz grob angedeutet.

Die einheitlicher stumpfweißen Pseudomorphosen (besonders in den erwähnten dunklen Handstücken von der Pasterzenmoräne) bestehen gleich den im folgenden beschriebenen aus der Gegend der Schmalzgrube aus einem Gemenge von Albit und Klinozoisit (-Epidot) mit nur spärlicher Chloritführung. Da das Grundgewebe in diesen beiden Fällen ein praktisch chloritfreier Hornblendeprasinit ist, scheint es, daß eine wesentliche Chloritführung der Pseudomorphosen an wesentliche Chloritführung des Gesteins gebunden ist (Amphibol-Chlorit-*prasinite*) und demgemäß die stoffliche Zusammensetzung der Pseudomorphose auf schon geringfügige Unterschiede der stofflichen Zusammensetzung des Muttergesteins antwortet.

Von einem Block der Pasterzenmoräne wurden auch solche weiße Pseudomorphosen im Schliff untersucht, die in einem enge gefalteten Amphibolprasinit liegen. Die Faltung des äußeren Gewebes setzt sich nicht in die Parallelstellung der Klinozoisite in den Pseudomorphosen fort, sondern in dieser ist das nur schwach ausgeprägte Parallelgefüge entweder eben oder nur sehr schwach gewellt. Stellenweise ist auch die äußere Schieferung an der Grenze der Pseudomorphosen geschleppt. Die Faltung des Gesteins ist daher sicher jünger als die Ausbildung der „Einsprenglinge“; ihre Grenzen sind nicht so schön geradlinig wie in den früheren Beispielen, sie sind also wohl bei der Faltung deformiert worden. Da die Faltung noch von der Kristallisation des Gesteins überdauert wird, gehört wohl auch die Pseudomorphosierung der „Einsprenglinge“, deren Neubildungen der gleichen Mineralgesellschaft angehören, zu dieser Kristallisation.

β) Im Nordabschnitt der Karte finden sich solche weiße Gebilde von stumpfrhombischem Querschnitt lagenweise in einem feinschieferigen Prasinit im Lahnganggraben (auf der Ostseite des Fuscher Tales unter der Schmalzgrube) und ebenso in der streichenden Fortsetzung gegen WNW an dem Steig, der das Gehänge der Schmalzgrube gegen den Hochetzkopf quert. Sie erinnern auf den ersten Blick an Feldspateinsprenglinge; Kantenlänge einige Millimeter bis etwa 1 cm. Ihre Verteilung im Gestein ist ungleichmäßig, doch überwiegt im allgemeinen die Zwischenmasse um ein Bedeutendes.

Im Dünnschliff erkennt man als wichtigsten Bestandteil dieser Gebilde den Albit (Auslöschungsschiefe  $\perp a$   $75^\circ$ ), in nur schwach gebuchteten Individuen um 0,5 mm Durchmesser, mit nur selten einzelnen Zwillingslamellen. Sie werden gegen die umgebende Gesteinsmasse meist ganz scharf und geradlinig abgeschnitten, ohne Rücksicht auf die eigene Orientierung; nur selten finden sich diffuse Fortwachsungen in jene hinein. Durchwachsen sind diese Albitaggregate von sehr zahlreichen (Mengenverhältnis gegenüber dem Albit ca. 1:2 bis 1:1), meist wohl ausgebildeten Nadeln von Klinozoisit. Sie liegen bemerkenswerterweise zumeist in der  $s$ -Fläche, welche somit im Inneren der fraglichen Gebilde fast ebenso ausgeprägt ist wie außerhalb. Das gleiche ist der Fall mit feinen Hornblendenädelchen, die untergeordnet darin eingeschlossen sind; etwas eisenreicherer Epidot, der ebenfalls gelegentlich vorkommt, hält sich weniger daran. Diese beiden Mineralien stimmen in ihrer Ausbildung überein mit der im Grundgewebe des Gesteins. Dieses entspricht wieder einem normalen Hornblendeprasinit: feinstengelige lichtbläulichgrüne Hornblende steht an erster Stelle, daneben eisenarmer Epidot (z. T. mit bräunlichem Kern — nur Trübung, nicht Orthis! — mit etwas höherer Doppelbrechung), sowie Albit in unscharf begrenzten Flecken, reihenweise geordnet und erfüllt mit Einschlüssen der anderen Mineralien. Pennin findet sich gelegentlich als Einschluß in den „Einsprenglingen“, außerdem in mehreren Fällen an ihren Rändern in schmalen Streifen; wogegen er als Bestandteil des Grundgewebes überhaupt nicht vorkommt. Zu erwähnen ist noch, daß die Schieferung des Grundgewebes an den „Einsprenglingen“ — die im Schliff sämtlich schief liegen — abgelenkt wird und vermutlich um ihre Ecken deutlich „fluidal“ ausweicht.

Ein zweiter Schliff — vom gleichen Handstück! — sieht allerdings ganz anders aus: die „Einsprenglinge“ fehlen, statt ihrer finden sich zahlreiche unscharf begrenzte Albitflecken, von größeren Säulen eisenarmen Epidots ohne auffällige Bevorzugung einer Richtung durchwachsen. Chlorit ist sehr reichlich vorhanden, nicht nur in

der Nachbarschaft dieser meist reihenweise angeordneten Albitflecken, sondern auch sonst in Zügen parallel der Schieferung, in dem (sonst dem des vorigen Schliffs entsprechenden) Grundgewebe. Ganz vereinzelt kleine Blättchen von Biotit.

Nachzutragen sind die Nebengemengteile (beiden Schliffen gemeinsam): Titanit in kleinen Körnchen ziemlich häufig; etwas Magnetit und Pyrit. Im zweiten Schliff sind diese beiden gewöhnlich miteinander verwachsen: in der Regel Magnetit als schmale Randzone um Pyrit.

γ) Zur Deutung. — Die Erklärung dieser eigenartigen einsprenglingsartigen Gebilde ist derzeit noch nicht eindeutig möglich. Daß überhaupt Pseudomorphosen vorliegen, ist allerdings wohl außer jedem Zweifel; das beweist die aus dem inneren Aufbau der mehrmineralischen Aggregate keineswegs erklärbare äußere Begrenzung und die Stellung dieser Gebilde gegenüber dem Grundgewebe.

Für die Art des ursprünglichen Minerals sind bereits, wie erwähnt, zwei abweichende Deutungen gegeben worden: als ursprüngliche primäre Feldspateinsprenglinge nach *Stark* und als ehemalige Amphibolitgranaten nach *Angel*.

Die scharf geradlinig abgegrenzte, parallelepipedische Form, die schon aus den wenigen, in Abb. 53 wiedergegebenen Schnitten erschlossen werden kann und von *Stark* durch allmähliches Abschleifen solcher Gebilde räumlich rekonstruiert worden ist, legt ohne Zweifel als erste Deutungsmöglichkeit die als nur wenig deformierte Feldspate nahe. Der Bestand der trübweißen, nicht deutlich zonaren Gebilde (Schmalzgrube, Pasterzenmoräne), nämlich wesentlich Albit und Klinozoisit, steht mit einer solchen Annahme noch mehr im Einklang als der Bestand der von *Stark* beschriebenen, zonar gebauten und als Feldspateinsprenglinge gedeuteten Pseudomorphosen. Das Wenige, was von Hornblende oder Grundmasse-Epidot darin eingeschlossen ist, sowie die etwas bedeutenderen Chloriteinschlüsse mögen hier ohne weiteres auf primäre Einschlüsse dunkler Gemengteile oder von Grundmasse zurückgehen. Die Parallelstellung der Klinozoisite innerhalb auch scharf begrenzter, wenig deformierter Pseudomorphosen kann gut — wie *Stark* dies tut — auch nur auf den regelnden Einfluß von Scherflächen ohne wesentliche Verschiebungsbeträge zurückgeführt werden. Denn nach den neueren Befunden von *Andreatta* (1933, 1934) ist das auch bei gefüllten Feldspaten im engeren Sinne — zu denen unsere Gebilde ja nicht mehr gezählt werden können<sup>91)</sup> — eine weit verbreitete Erscheinung. Daß die „Einsprenglinge“ schon bestanden haben — und zwar ungefähr in ihrer heutigen Form, als das Gestein durchbewegt wurde, ergibt sich aus dem beschriebenen Verhalten der Grundgewebsschieferung an ihren Rändern in den Schliffen vom Lahnganggraben und in dem Faltenstück von der Pasterzenmoräne. Die gelegentliche Häufung von Chlorit an diesen Rändern mag auf die mechanische Inhomogenität zwischen Einsprengling und Grundmasse zurückgehen, die der Ansammlung von Gesteinsfeuchtigkeit — Wassergehalt der Chlorite — förderlich war. Inwieweit das andersartige Auftreten des Albites im zweiten Schliff vom Lahnganggraben auf eine Deformation der Einsprenglinge (mit überdauernder Kristallisation selbstverständlich!) zurückgeführt werden kann, entzieht sich vorläufig der Beurteilung. Feststehen dagegen dürfte, daß die im Grundgewebe verteilten Albitflecken mit unscharfer Begrenzung nichts mit Einsprenglingen zu tun haben, sie dürften bei dieser Deutung der großen Pseudomorphosen wesentlich von einem einstigen Feldspatanteil der Grundmasse, vielleicht auch von alkalihaltigen dunklen Gemengteilen, vielleicht auch von Glas ihr Alkali bezogen haben. An Na-Zufuhr braucht man dabei wohl noch nicht zu denken.

In den beschriebenen Gesteinen mit den nicht zonar gebauten Pseudomorphosen vom Lahnganggraben und von der Pasterzenmoräne scheinen also wirklich die durch Relikte bezeugten Umwandlungsprodukte eines Diabasporyrites vorzuliegen; jedenfalls stehen alle Beobachtungen damit im Einklang und wesentliche Schwierigkeiten für diese Deutung sind nicht erkennbar.

Diese treten erst auf, wenn man die zonaren Einsprenglinge mit chloritreichen Kernen aus der Prasinitmasse des Großglockners miteinbezieht. Daß es nicht möglich ist, die beiden Arten von Pseudomorphosen ihrer Herkunft nach grundsätzlich verschieden zu deuten, ergibt sich aus der geologischen Verbindung, den gleichen Formen, den gleichartigen Grenzen gegenüber dem Nebengestein und aus belegbaren Übergängen in der stofflichen Zusammensetzung durch allmähliche Zunahme von Chlorit in den Innenzonen.

Hier stößt die Rückführung der Pseudomorphosen auf ehemalige Feldspate zunächst auf das Hindernis der stofflichen Zusammensetzung. Wir kennen nämlich (siehe S. 163 f.) ebenfalls aus den Prasinitzügen südlich des Hauptkammes — also unter weitestgehend vergleichbaren Bedingungen entstanden — Pseudomorphosen, die den hier besprochenen im stofflichen Bestand und in dessen zonarer Gliederung in einen Epidot-Chloritkern und eine Albit-hülle vollkommen gleichen. Der Unterschied besteht lediglich in der mehr rundlichen Form und in der weniger scharfen, nicht geradlinigen Abgrenzung. Diese Pseudomorphosen waren in schrittweise zu verfolgender Entwicklung aus Granat ableitbar und haben trotz damals noch nicht so vollständig vorliegenden Materiales die von *Angel* angegebene Deutung auch unserer Pseudomorphosen als umgewandelte Granaten<sup>92)</sup> begründet. Bei höherer Einschätzung des stofflichen Bestandes der Pseudomorphosen ist diese Deutung nicht weniger schlüssig als die vorhergehende, ja scheint zunächst zwingend. Ein weiteres Moment in dieser Richtung ist die Beobachtung

<sup>91)</sup> Darin, daß hier keine „gefüllten Feldspate“ vorliegen, könnte man eine Schwierigkeit für die in Rede stehende Deutung sehen. Es ist aber zu bemerken, daß Ausscheidung gröberkristalliner Klinozoisits auf Kosten ursprünglich kalkreicher Plagioklase auch sonst keineswegs selten ist (z. B. 116, S. 24; 117, S. 9, u. a.).

<sup>92)</sup> Vgl. dazu auch das gleichartige Vorkommen in Eklogitprasinit der Val Tournanche in Piemont (119).

(siehe S. 172), daß in einem Falle eine Lage des geschieferten Grundgewebes vom Rand der Pseudomorphose umschlossen wird, daß ihr also nicht ein primärer Einsprengling, sondern ein im Gestein gewachsener Holoblast zugrunde liegen müßte. Man kann in diesem Sinne natürlich auch das Parallelgefüge der Klinozoisite in den Pseudomorphosen als umschlossenes *si* deuten.

Gegen diese Deutung der Pseudomorphosen ist nur geltend zu machen 1. die äußere Form, die, besonders nach ihrer eingehenden Ermittlung durch *Stark*, nicht gut mit der üblichen Entwicklung von Granat in Einklang gebracht werden kann, und 2. die sichere Zusammengehörigkeit mit den gleich gestalteten Albit-Klinozoisitpseudomorphosen ohne wesentlichen Chloritgehalt (die *Angel* noch nicht vorlagen), deren stofflicher Bestand keineswegs auf Granat, sondern auf Feldspat ausgeht.

Je nach dem vorliegenden Vergleichsmaterial und je nach der verschiedenen Bewertung der einzelnen Gründe wird man auf eine der zwei Deutungen geführt, so daß eine sichere Entscheidung erst mit der Klärung der gesamten Prasinitfrage erreicht werden wird.

Eine Möglichkeit, auch diese chloritreichen Pseudomorphosen auf Feldspat zu beziehen, hat *Stark* aufgezeigt, indem er annimmt, daß ursprünglich zonare Feldspate vorlagen, deren basischer Kern die zentrale Anhäufung von Epidot, deren saurer Rand die Ausbildung des Albitkranzes bedingte (anscheinend ohne wesentliche stoffliche Verschiebungen). Die chloritreiche Zone wird dabei auf eine durch rasches Wachstum entstandene, an Grundmasseeinschlüsse (bzw. Glas) reiche Zone im Inneren der primären Feldspate zurückgeführt. Es scheint uns jedoch fraglich, ob man berechtigt ist, hier aus der beobachteten Zonarität der Pseudomorphosen eine gleichartige Zonarität des ursprünglichen Mineralen zu erschließen. Denn die erwähnten sicheren Granatpseudomorphosen haben bei gleichem stofflichem Bestande die gleiche und nicht weniger scharfe Zonarität, obwohl für sie in den Granaten, wie die Beobachtung zeigt, keinerlei ursprüngliche Grundlage vorhanden war und auch nicht zu erwarten ist. Hier erzeugen die Zonarität radiale Stoffverschiebungen, an denen auch das äußere Gewebe (Albitkranz um Granat!), vielleicht sogar zugeführte Stoffe beteiligt sind, und es ist durchaus möglich, daß dabei nach Art metasomatischer Umsetzung der Einfluß des ursprünglichen Bestandes weitgehend zurückgedrängt wird und dieser nur mehr indirekt erschließbar ist. Eine solche Nichtübereinstimmung im stofflichen Bestand zwischen Ausgangsmineral und Pseudomorphose ist jedenfalls auch schon in den mit breiten Albitkränzen ausgestatteten Granatpseudomorphosen verwirklicht. Solche regen Stoffwechsel beweisende Beobachtungen erschweren und entwerfen zweifellos einen Rückschluß aus der Zusammensetzung der Pseudomorphose auf das ursprüngliche Mineral, insbesondere aber auf Einzelheiten in diesem, wie Zonarität oder Einschlußkränze. Andererseits aber erleichtern sie die Vorstellung, daß ursprüngliche Feldspate ähnliche Pseudomorphosen entwickeln konnten wie der Granat. In beiden Fällen wäre Stoffaustausch mit der umgebenden Gesteinsmasse wirksam und würde in beiden Fällen entsprechend dem allgemeinen, den Stoffwechsel zwischen und in Gesteinen beherrschenden, auf den Ausgleich der stofflichen Gegensätze gerichteten Bestreben (*Becke* 93) dahin wirken, daß sich der Mineralbestand von Pseudomorphose und Muttergestein möglichst angleicht und daß aus verschiedenen Ausgangsmineralien ähnliche Pseudomorphosen gebildet werden. Der innere Aufbau der Pseudomorphosen wäre mehr bestimmt von den Verdrängungsvorgängen als vom inneren Aufbau des Mutterminerals, der stoffliche Bestand bei genügend regem Austausch mehr vom Gesamtchemismus des Gesteins, der in unserem Falle für die Prasinite mit Granat und die mit den fraglichen Pseudomorphosen sicher ähnlich ist.

Bei Bestehen solcher Zusammenhänge werden also unsere zonaren Pseudomorphosen trotz ihrer stofflichen und strukturellen Gleichheit mit solchen von Granat auch ohne besondere Einschränkungen bezüglich der Natur des ursprünglichen Minerals (wie Einschlußzonen oder Grundmassekerne) von primären Feldspatporphyroblasten ableitbar. Die Abhängigkeit der Pseudomorphosenart vom Nebengestein (siehe oben) bleibt verständlich und die Verwandtschaft mit den sichereren Feldspateinsprenglingen der reinen Hornblendeprasinite (wie Lahnganggraben) gewahrt. Unsicher macht nur wieder die eine Beobachtung, die auf Holoblastennatur der „Einsprenglinge“ hinweist.

Anhangsweise sei noch auf eine andere Möglichkeit hingewiesen, die Hinweise auf Feldspatnatur mit den Parallelen zu den Granatpseudomorphosen zu vereinen. Gebilde mit solchen Eigenschaften könnten nämlich auch z. B. dann entstehen, wenn als Ursprungsmineral ein Feldspateinsprengling mit umschlossenem Granatkern vorliegt, wie sie in der Gruppe der Rieserferner Tonalite und anschließenden Tonalitporphyrite verbreitet sind (siehe etwa die Abbildung bei *Schwimmer* 187). Beweise für diese etwas gesuchte Annahme liegen nicht vor.

Zusammenfassend ist also festzustellen, daß ein strenger Beweis für die eine oder die andere Abkunft noch nicht zu erbringen war und daß jeder der bis jetzt erörterten Deutungen Schwierigkeiten entgegenstehen. Bei beiden Deutungen werden die Beobachtungen nicht ganz befriedigend erklärt. Wir selbst neigen nach Durcharbeitung unseres Materials mehr zur Auffassung, daß ehemalige echte Feldspateinsprenglinge vorliegen.

Nach Abschluß dieses Abschnittes wird die Angelegenheit durch einen neuen Fund noch weiter kompliziert: in der streichenden Fortsetzung der Glocknerprasinite fanden sich auf der W-Seite des Dorfertales, N vom Singerbach bei 2000–2100 m, im Schutt wiederum Prasinite mit ähnlichen Gebilden. Sie zeigen im Schliff — allerdings weniger scharf als oben — wieder Querschnitte von deutlicher Rhombenform (soweit sie nicht so gedrängt liegen, daß sie ineinander verfließen). In der Zusammensetzung ähneln sie am meisten den Pseudomorphosen vom Lahnganggraben: Albituntergrund — oft nur wenige große Individuen! — durchwachsen von zahlreichen nicht orientierten Klinozoisiten (bis Fe-armer Epidot!), außerdem aber von massenhaften, z. T. über millimeterlangen Nadeln lichtblaugrüner Hornblende. In den — oft sehr breiten — Randzonen sind diese gewöhnlich wieder // s weitergewachsen, im Kern liegen sie regellos, meist zu Büscheln gruppiert. Das

Grundgewebe ist sehr feldspatarmer Hornblendechloritprasinit; als Einschluß in den Pseudomorphosen aber findet sich Chlorit nur ausnahmsweise. — Man hat hier ganz entschieden den Eindruck, daß es sich um Holoblasten handelt — wie käme sonst die weitgehende Durchwachsung mit Hornblende zustande! Was aber deren ursprüngliche Substanz gewesen sein mag — das zu ermitteln liefern sie auch keinen neuen Anhaltspunkt.

### 6. Gabbroamphibolit.

Ein im Bereiche der Oberen Schieferhülle nur ganz vereinzelt auftretendes Gestein: S oberhalb der Beilwiesalpe tritt es in ansehnlichen Felsbildungen zutage, im Liegenden des Epidotamphibolits und der ihn begleitenden Chloritschiefer etc., während darunter die gewöhnlichen Prasinite folgen. Gegen SO verschwinden die Aufschlüsse unter der Schuttfüllung des Nebelkars; an dem Kamm östlich P. 2109 aber erscheint das Gestein wieder in ganz gleichen Lagerungsbeziehungen und läßt sich über den Sattel am Ostfuß des Königstuhls hinweg verfolgen, um schließlich unter die Schuttmassen auf der SO-Seite dieses Berges zu versinken. — Die maximale Mächtigkeit mag etwa 20—25 m betragen.

Der Gabbroamphibolit zeigt dem unbewaffneten Auge zwei Gemengteile: eine ziemlich lichtbläulichgrüne Hornblende, die einerseits in großen (bis etwa  $2 \times 3$  cm) Kristallen von meist gedrungenen Umrissen auftritt, andererseits in feinstengeligen Massen; und zweitens feinkörnige graulich- bis gelblichweiße Aggregate. Beide wechseln miteinander zumeist in Gestalt von unregelmäßigen Flasern und Bändern, die bis etwa zentimeterbreit werden können. Seltener ist eine unregelmäßige Durchdringung beider Anteile, die ein gleichmäßig kleinfleckiges Gestein ohne ausgesprochene Paralleltextur ergibt; solche kommen nur als untergeordnete Einlagerungen innerhalb der grobflaserigen Hauptmasse vor.

Im Dünnschliff erscheint die Hornblende strahlsteinartig, sehr blaß gefärbt:<sup>93)</sup> a blaßgelblich bis farblos, b blaßgrün, c blaßgrün, z. T. mit bläulichem Ton; Doppelbrechung stark.<sup>94)</sup> Als zweiten Hauptgemengteil erkennt man den Zoisit  $\alpha$  ( $a = b$ ; normale Interferenzfarben, nur in Schnitten, welche a und b zeigen, anomal tiefblau). Feldspat nur untergeordnet; der Mangel an Zwillinglamellen und deutlichen Spaltrissen macht eine genaue Bestimmung unmöglich, nach der niederen Lichtbrechung dürfte Albit vorliegen. — Kleine Körner oder Haufwerke von Titanit nicht sehr häufig; Erz ganz spärlich. — Die räumliche Sonderung der Gemengteile bleibt auch im Schliff im großen und ganzen sehr ausgeprägt; dabei ist die Struktur der Zoisitaggregate fast rein granoblastisch, die Anordnung richtungslos, und auch in den Hornblendeaggregaten macht sich Parallelorientierung nur schwach bemerklich. Auffällig ist die Beschränkung des Albits auf schmale Grenzstreifen zwischen Zoisit- und Hornblendefeldern, welche diablastisch von Strahlsteinnadeln durchspießt werden. — Auch in diesem Gestein fehlen alle postkristallinen Gefügeverletzungen; doch wurde eine ausgeheilte Durchscherung einer Hornblendesäule beobachtet.

Wir haben es hier wohl mit einem ursprünglichen, z. T. recht grobkörnigen Gabbro zu tun, der in ähnlicher Weise umgewandelt wurde wie oben (S. 72) bei den Gabbroamphiboliten vom Karlingerkees beschrieben. Daß von der primären Struktur so gar nichts mehr zu sehen ist, trotz der noch sehr deutlichen Sonderung der beiden Hauptgemengteile, ist wohl so zu verstehen, daß zuerst eine sehr kräftige mechanische Bearbeitung die Struktur verwischte, während die Ummineralisation — oder doch die Neukristallisation des Mineralbestandes in der heute sichtbaren Form — erst nachher folgte. Auffällig ist dabei das Verschwinden des Albits — ist er bei der Umformung entfernt worden oder war der ursprüngliche Gabbroplagioklas — im Gegensatz zu seinem gewöhnlichen Verhalten — so Na-arm?

Dieses Zurücktreten des Albits unterscheidet unser Gestein wohl am wesentlichsten von den gleichnamigen sowohl der Unteren Schieferhülle (S. 72) als auch des paläozoischen Rahmens (S. 216). Es unterscheidet sie aber auch von den (in anderer Metamorphose vorliegenden!) Saussuritgabbros des Engadins und Oberhalbsteins und von der Hauptmasse der Gabbrogesteine von Val Malenco; wiewohl dort immerhin untergeordnet auch Typen vorkommen, deren Feldspat bei der Metamorphose ausschließlich Zoisit geliefert hat (110, S. 34).

Die obige Handstückbeschreibung trifft Stück für Stück auch zu für einige wenige Vorkommen im südlichen Abschnitt der Oberen Schieferhülle. Solche Gesteine bilden eine ansehnliche Linse am Nordwestende der Elewitschwand bei Heiligenblut, dort, wo der Steig von Norden her heraufkommt; ferner eine kleine Linse oberhalb einer größeren Prasinitmasse am Oberen Pfandlboden, etwa über dem Apel-Gedenkstein am Pfandlschartenweg und den mit Marmor verbundenen kleinen Prasinitzug am Unteren Pfandlboden, südöstlich der Trauneralm. Schließlich fanden sich Rollstücke solcher Art in der Gamsgrube unter dem im übrigen durch eklogitische Typen gekennzeichneten Prasinitzug und in der Westseite des Lacknerberges.

Auch im Schliff ist die Übereinstimmung groß, sowohl im Bestand, wie in der fleckartigen Sonderung der Gemengteile, so daß nur wenig noch anzumerken ist: In einem Schliff von der Elewitschwand sind die großen Hornblendeflecken uralitartig feinfaserig gebaut, also sicher pseudomorph nach primären Grobkörnern (Augit?) und sind von Titanitkörnchen durchtränkt; in einem Schliff vom zweiten Fundpunkt enthalten die größeren Hornblenden im Kern einen sagenitartigen Filz von Rutilnadelchen und Titanitkörnchen, was vielleicht wieder als ein Hinweis auf eine Entstehung nach titanhaltigem Augit gelten kann. Zonare Färbung mit kräfti-

<sup>93)</sup> Sogar in den ausnahmslos übernormal dicken vorliegenden Schliffen!

<sup>94)</sup> Für Messung der Auslöschungsschiefe brauchbare Schnitte wurden nicht getroffen.

gerem Blau des Randes ist verbreitet. Neben Zoisit  $\alpha$  tritt in diesen Schliften wieder ein praktisch einachsiger Zoisit auf. Albit (nach etwas unsicherer Bestimmung fast An-frei) ist reichlicher als im erstbeschriebenen Gestein; er enthält den Zoisit nicht als „Fülle“, sondern ist mit diesem lediglich verwachsen. Wenn er also nicht neugebildet, sondern mit Zoisit aus dem Zerfall basischer Plagioklase entstanden ist, so ist dieser Zerfall schon von einer durchgreifenden Neukristallisation überdeckt. Untergeordnet sind Blättchengruppen von Klinochlor vorhanden, in einem Schliff Ilmenit mit Titaniträndern.

Eine Schieferung ist auch bei diesen Gesteinen im Schliff nicht erkennbar; wo in den Albiten ein deutliches  $\sigma$  von Hornblendenadeln auftritt, liegt es in verschiedenen Körnern verschieden und ist durch die Orientierung der anschließenden größeren Hornblenden bestimmt.

### 7. Epidotamphibolit.

Von den eigentlichen Prasiniten abzutrennen — wegen anscheinender Übergänge siehe unten! — ist ein sehr auffallendes Gestein, beschränkt auf die nördliche Schieferhülle und hier wieder — mit einer Ausnahme, vgl. unter f — auf die Basis des Prasinitzuges III, dort aber an einer ganzen Reihe von Punkten aufgeschlossen. Der östlichste befindet sich

a) im L a k a r, dort, wo es in den gegen W zur Schaumbergalm<sup>95)</sup> hinabziehenden Graben ausmündet. Auf dem S-Ufer des Baches findet sich dort eine kleine Felspartie aus feingebändertem Epidotamphibolit, ein paar Meter mächtig, in steiler Stellung. Südlich folgt gewöhnlicher Prasinit, weiter die Kalkglimmerschiefer des Tristingers.

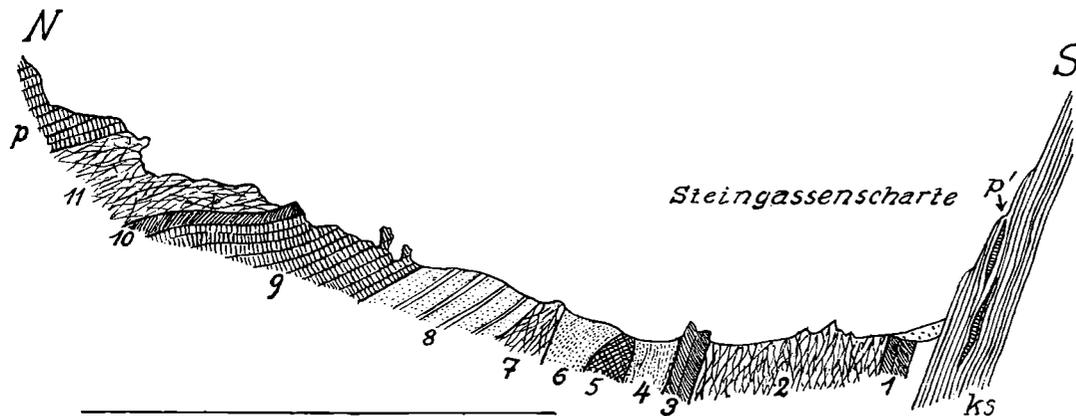


Abb. 55.  
Profil der Steingassenscharte.  
Erklärung im Text.

b) Östlich der Schermitteralm folgen die wohl mannigfaltigsten Aufschlüsse; dieselben sind auch sehr bequem zugänglich, da an dem Steig gelegen, der auf den obersten Talboden am Ende des Mühlbachtals leitet, gleich N des Wortes „Judener“ der AVK. Auch längs des Bacheinschnitts, welcher den Steig quert, ziehen sich die Aufschlüsse noch eine Strecke weit hinab. Die Gesamtmächtigkeit des Epidotamphibolits mag hier 12–15 m betragen. Liegendes unsichtbar; das Hangende bildet stark verflaserter Serpentin.

c) Auf dem Sattel der „Steingasse“ (zwischen Planitzer und Königstuhl) nimmt der Epidotamphibolit teil an einem Profil, das hier vollständig wiedergegeben sei (Abb. 55):

Hangendes: Prasinit P der Planitzer-S-Wand; darunter

a) Serpentin ganz verschiefert, z. T. mit Talk durchsetzt und mit Magnetit führendem Chloritschiefer in untrennbarer Weise verknetet; nur gegen oben wird er etwas kompakter. 20 m ca. Darunter

10. Grobgefleckter Epidotamphibolit, 2–3 m;

9. Feinkörniger Prasinit, 16–18 m;

8. Chloritschiefer, magnetitführend, sehr feinschieferig, mit einzelnen mehr kompakten Carbonat führenden Lagen; im ganzen 12–15 m;

7. Serpentin, stark verflasert; 3–4 m. Liegt mit Scherfläche über

6. Chloritschiefer wie (8); 4–5 m;

5. Dichter grüner talkiger Schiefer mit massenhaft Strahlstein, z. T. übergehend in fast reines Strahlsteinaggregat; z. T. auch Magnetit führend. Bildet wohl nur einen Knödel. Es folgt wieder

4. Chloritschiefer wie (8); 3–4 m;

3. Epidotamphibolit, dunkel mit gelben Flecken; 2–3 m;

2. Serpentin, einzelne noch mehr kompakte (aber auch bereits verflaserte) Kerne in gänzlich verschieferter und in Chloritschiefer übergehender Zwischenmasse; im ganzen ca. 20 m;

1. Epidotamphibolit wie (3), nur in losen Stücken, aber sicher anstehend; höchstens 3–4 m.

Liegendes: Kalkglimmerschiefer Ks des Königstuhls; darin 8–10 m vom Kontakt noch Linsen von grobkörnigem albitreichem Prasinit (p').

In diesem Profil wiederholt sich der Epidotamphibolit also dreimal, was wohl auf Verschuppung zurückzuführen ist.

<sup>95)</sup> Auf der AVK. ausgelassen; hart an deren N-Rand im Mühlbachtal, etwa 9 mm NNO der Schermitteralm.

d) Die Beilwiesalm steht auf einem Felsbuckel aus ziemlich stark geschiefertem Epidotamphibolit; ebenso sieht man ihn, aber mehr massig, den Gipfel des Hügels W der Alm bilden. Hier steckt er mitten in stark verschiefertem, mit Chlorit- und Talkschiefer untrennbar verknetetem Serpentin.

e) Beim Sattel am Königstuhl-W-Fuß findet sich ebenfalls Epidotamphibolit, und zwar — infolge der Überfaltung der Königstuhl-Kalkglimmerschiefer — nahe der Hangendgrenze der überkippten Grüngesteine. Der erste Aufschluß befindet sich bei der Einsattelung O P. 2109, S unter einem riesigen (wohl von O herabgestürzten) Kalkglimmerschieferblock; von dort ist er gegen SO weiter zu verfolgen. An der Hangendgrenze sieht man ihn übergehen in ein Chloritgestein, durchwachsen mit großen dunklen Hornblendeprismen (vgl. S. 178); unterlagert wird er von Talk- und Chloritschiefer, unter denen der S. 175 erwähnte Gabbroamphibolit folgt.

f) Unter der Fersbach-Hochalm (schon außerhalb der AVK.; N vom Beilwiesack) tritt der Epidotamphibolit noch ein letztes Mal auf. Er bildet dort ein steiles Felsriff wenig unterhalb der Almhütte (der Weg quert es), etwa 8—10 m mächtig; ein zweiter paralleler, weniger mächtiger Zug begleitet es am Rande der übernächsten Furche im SW. Beide werden umhüllt von sehr mächtigem, meist ganz zerblättertem Serpentin und Chloritschiefer.

Der Epidotamphibolit läßt stets schon mit freiem Auge die beiden aus dem Namen erkennbaren Hauptgemengteile unterscheiden: den grünlichgelben Epidot in feinkörnigen bis dichten, formlosen Massen, die grün-schwarze Hornblende in meist deutlichen Stengeln oder Nadeln. Aber im übrigen herrscht starker Wechsel, der sich — bei Fundort (b) deutlich zu sehen — auf wenige Meter Abstand vollziehen kann: das Mengenverhältnis schwankt von etwa 1 : 1 bis zu starkem Überwiegen, ja fast alleiniger Anwesenheit der Hornblende; die Korngröße der letzteren von einigen Millimetern bis zu 1 cm Länge, ja ein lose im Mühlbachtal gefundener Block zeigt eine riesenkörnige Ausbildung mit bis 4 cm langen Hornblendesäulen, zu Garben und Büscheln gruppiert. Letzteres ist gewöhnlich der Fall; dann erscheint das Gestein ziemlich richtungslos, mehr oder minder unregelmäßig gefleckt; von dieser Ausbildung aber finden sich Übergänge bis zu recht regelmäßiger, feiner Bänderung. — Seltener und stark zurücktretend sind noch andere Gemengteile schon makroskopisch erkennbar: weißer Feldspat — der lokal den Epidot fast verdrängen kann, so daß Gesteine vom Ansehen gewöhnlicher Hornblendeprasinite mit rundlichen Feldspatknotten zustande kommen; Calcit; in dem Gestein vom Sattel W Königstuhl auch einzelne dunkelrote Granaten; gelegentlich auch winzige Magnetitoktaederchen und derbe schwarze Erzanhäufungen; auch der durch seine epidotähnliche Farbe „getarnte“ Titanit verrät sich mitunter durch den starken Glanz seiner Flächen.

Im Dünnschliff erscheint die vorwiegend nach (110), untergeordnet (010), entwickelte Hornblende ganz ungewöhnlich tief gefärbt: a lichtgrüngelb, b tiefgrün, c blaugrün;  $c : c = 20^\circ$  ca.; Doppelbrechung verhältnismäßig schwach, ca. 0,015. — Der Epidot ist stets eisenreich: deutlich gelb gefärbt und stark doppelbrechend; er bildet stets auffallend kleine und schlecht begrenzte, rundliche Körner, mag es sich nun um geschlossene Anhäufungen solcher handeln oder um Einschlüsse in Hornblende oder Feldspat. Letzterer fehlt selten ganz (wenngleich auch das vorkommt); er ist stets tadellos frisch und klar, mit ganz seltenen Ausnahmen frei von Zwillingslamellen. Auslöschungsschiefe in nicht ganz genau senkrecht c getroffenen Schnitten  $22^\circ$ ;  $23^\circ$ . Dies spricht — im Verein mit der geringen Lichtbrechung — für fast reinen Albit. Er bildet rundliche oder zerlappte Körner, öfters in Gruppen; sie sind meist reich an Einschlüssen der Nachbarmineralien, doch fehlt „echte Fülle“ ganz. — Von Nebengemengteilen überrascht vor allem der Titanit durch die ganz ungewöhnlichen Mengen seines Auftretens in allen untersuchten Schliffen. Seine Individuen sind zwar meist nur klein und schlecht ausgebildet. Doch häufen sie sich zu oft millimeterdicken Linsen und Streifen zusammen — unter vollkommenem Ausschluß der anderen silikatischen Gemengteile — derart, daß das Gesichtsfeld bei Verwendung eines mittleren Objektivs ausschließlich von Titanit eingenommen sein kann. Nicht selten enthalten diese Titanitstreifen auch Kerne von Erz, das man demgemäß wohl als Ilmenit ansprechen möchte. Doch kommen z. T. im gleichen Schliff daneben die oben bereits erwähnten, idiomorphen Magnetite reichlich vor; auch Pyrit vereinzelt. Endlich findet sich ausnahmsweise (Steingasse; vgl. oben unter c, 3) Apatit in solchen Mengen, daß er zum wesentlichen Gemengteil wird, in auffallend großen, unregelmäßig gerundeten Individuen; wogegen er in den anderen Schliffen nur höchst spärlich oder gar nicht auftritt. — Granat ist nur einmal als Übergemengteil beobachtet; er ist blaßrötlich, isotrop, unregelmäßig umgrenzt; Epidot berührt ihn, doch fehlen Anzeichen dafür, daß er aus jenem hervorginge. Ebenso ist der Pennin, der in einzelnen Teilen des Schliffes vom Lakar an die Stelle der Hornblende tritt, keineswegs als deren Umwandlungsprodukt gekennzeichnet.

Paralleltextur ist in den meisten Schliffen deutlich, wenn auch von den hemmungslos in allen Richtungen wuchernden Hornblendesäulen und -büscheln oftmals überdeckt; darin eingeschlossene kleine Titanite und Epidote lassen sie jedoch vielfach noch erkennen, dank ihrer Anordnung in parallelen Zügen. Hiervon abgesehen, wird sie hauptsächlich zum Ausdruck gebracht durch die mehr oder minder ausgeprägte Verteilung der Komponenten in parallelen Schlieren. Dabei scheint der häufig stark gekrümmte Verlauf der Titanitzüge sowie deren An- und Abswellen Fältelungen anzudeuten — selbstverständlich vorkristalline; wie denn überhaupt fast jegliches Anzeichen nachkristalliner Durchbewegung fehlt.

Bevor auf die Genese eingegangen wird, seien noch kurz betrachtet

### Übergangsformen zu anderen Grüngesteinen.

Solche zu Amphibolprasiniten finden sich an den oben unter d, e, f aufgeführten Lokalitäten; sie machen sich makroskopisch bemerklich durch das stärkere Hervortreten von Feldspat, womit stets ein Zurücktreten des Epidots verbunden ist; dementsprechend ändert sich die Farbkombination von Gelb + Schwarzgrün nach Weiß + Schwarzgrün, die Erscheinungsweise wird mehr prasinitisch.

Tatsächlich zeigt auch im Dünnschliff ein solches Gestein von der Beilwiesalm schon ziemlich den Charakter eines Amphibolprasinitis. Die Hornblende herrscht zwar noch immer vor, ist aber in den Farben etwas lichter, dabei stärker doppelbrechend, in der Ausbildung spießiger geworden; der Menge nach an zweiter Stelle folgt der Albit, in größeren rundlichen Individuen, stets durchwachsen von Hornblendenadeln und Anhäufungen von Epidot. Diese sind das einzige Refugium des genannten Minerals, das hier auch größer und kristallographisch weit besser ausgebildet auftritt als in den typischen Epidotamphiboliten. Etwas Biotit erscheint als Übergengenteil, inmitten der Hornblendeaggregate; und der Titanit verliert wesentlich an Bedeutung.

Im obersten Mühlbachtal (oben b) finden sich dagegen in schlierigem Wechsel mit normalem Epidotamphibolit Lagen, die wesentlich aus Chlorit, Epidot, Albit und (sehr reichlich!) Calcit bestehen, mit z. T. fast diablischer Struktur.

Endlich ist von sehr großem Interesse der oben unter e bereits erwähnte Übergang in ein Chloritgestein. Der Epidotamphibolit wird hier zunächst zum fast reinen wirrstengeligen Hornblendefels; nur untergeordnet finden sich darin auffallend große Epidote und kleine Albitknoten, dazu die unvermeidlichen Titanitbänder. All dies bleibt auch dort, wo an die Stelle der Hornblende ein vorwaltendes richtungsloses Penninaggregat tritt. Aber dieses wird durchwachsen von einzelnen großen Hornblendesäulen mit gut entwickelten Prismenflächen; in den meisten Fällen sind sie hohl: die an Amphibolmineralien öfters zu beobachtenden Wachstumsformen, bei welchen in der Richtung der e-Achse die Kristallränder im Wachstum voraneilen.<sup>96)</sup> Das Innere derselben ist teils mit Chlorit in feineren Aggregaten als das umgebende, teils mit Albit gefüllt. Dagegen fehlt jedes Anzeichen dafür, daß die Hornblende hier ein instabiles Relikt wäre: sie ist in keiner Weise, weder chemisch noch mechanisch, beschädigt (Fig. 15 auf Taf. II).

Zur Genese der Epidotamphibolite: Diese zeigen, so wie sie heute vorliegen, so ausschließlich die Wirkungen des letzten Aktes ihrer Geschichte, daß es schwer fällt, diese zu schreiben. Das einzige Relikt aus einem früheren Zustand scheinen die von Titanit umhüllten Erzkerne zu sein; sie können ganz gut unmittelbar magmatischen Ursprungs sein. Wir können hier also ohne weiteres mit einer einmaligen Metamorphose auskommen. Die Besonderheiten des Gesteins dürften wesentlich auf solche des Ausgangsmaterials zurückgehen: darauf deutet die ungewöhnliche Konzentration von Ti und Fe, z. T. auch von  $P_2O_5$ , wie sie sich in dem außerordentlichen Reichtum an Titanit, Eisenerzen, z. T. auch Apatit offenbart. Nimmt man hinzu die enge geologische Verknüpfung mit Serpentin, sowie die Armut an Feldspat, so kommt man zu dem Ergebnis, daß das Ausgangsmaterial ein sehr Fe- und Ti-reicher Pyroxenit gewesen sein dürfte.<sup>97)</sup> Tatsächlich ist wohl der Albit hier wie so oft das Ergebnis einer Na-Zufuhr im Zusammenhang mit der Metamorphose; darauf deutet schon seine sehr wechselnde Menge, darauf deutet weiter der Umstand, daß seine Menge vielfach in umgekehrtem Verhältnis zu der des Epidots steht — es sind also nicht beide aus einem ursprünglichen Gesteinsplagioklas hervorgegangen, sondern der Epidot ist vom Albit aufgezehrt worden, er hat zu seiner Bildung  $Al_2O_3$ , wohl auch  $SiO_2$  geliefert, während das Ca vielleicht im Titanit Verwendung gefunden hat. Man mag demnach in diesen Fällen die Metamorphose immerhin in zwei (nahe zusammengehörige!) Phasen zerlegen: voralbitisch war der ursprüngliche Pyroxenit bereits in ein Gemenge von Hornblende und Epidot (sowie Ilmenit) übergegangen — beide Hauptgemengteile finden sich im Albit eingeschlossen. Die Ankunft des Albits fällt wie überall in die letzte Phase, wie seine Ansiedelung in den hohlen Kristallenden der Hornblende (vgl. oben) zeigt; doch hat auch die Kristallisation der letzteren vielfach sicher gleichzeitig noch andauert — dies zeigt schon die gewaltige Größe, die sie vielfach außerhalb erreicht im Vergleich zu den kleinen Einschlüssen im Albit. Und sicher ist sie hier ein vollkommen stabiles Ergebnis der gleichen Vorgänge, welche anderwärts in basischen Gesteinen oft nur Strahlstein oder Chlorit haben entstehen lassen.

### 8. Serpentin.

#### a) Der Heiligenbluter Serpentinzug.

Abgesehen von der größten Masse unseres Gebietes — in der Granatpitzhülle des Stubachtales — häufen sich die Serpentine im Südosten des Kartenblattes, zwischen dem Hauptkamm und Heiligenblut. Sie sind hier schon 1906 Gegenstand einer petrographischen Untersuchung durch *Granigg* (35) gewesen, durch die auch ihre geologische Stellung im großen — zwischen Oberer Schieferhülle und Brennkogeldecke unserer Bezeichnungswiese — schon bekannt geworden ist. Auch die Zahl der Vorkommen vermehrte sich durch die Neuaufnahme nicht wesentlich.

<sup>96)</sup> Vgl. dazu z. B. 116, S. 112.

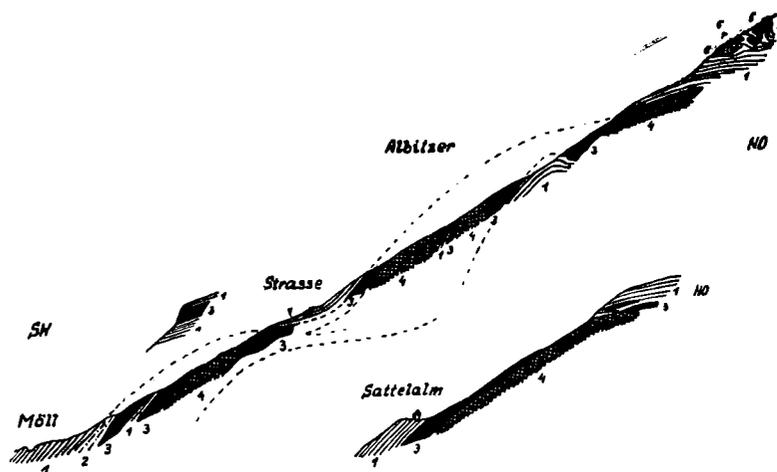
<sup>97)</sup> Es darf hier zum Vergleich verwiesen werden, einmal auf gewisse Walliser Gesteine, welche den unseren in allen Hauptpunkten gleichen (114); und ferner auf die ebenfalls z. T. durch ganz ungewöhnlichen Titanitgehalt ausgezeichneten „albitfreien Epidot-Chloritschiefer“ des Oberengadins, die auch auf Pyroxenitabkömmlinge gedeutet werden konnten; allerdings liegen sie in anderer Mineralfazies vor, wie schon aus dem Namen hervorgeht. Von Hornblendemineralien enthalten sie nur Strahlstein, bzw. Uralit. Vgl. 116, S. 276.

Den nördlichen Vorposten der Heiligenbluter Serpentinegruppe bildet der Brennkogel, in dessen Ostwand dieses Gestein eine Mächtigkeit von nahezu 300 m erreicht. Im Nordwestabfall dieses Berges endet die dicke Serpentinplatte in einer runden, etwa N—S-streichenden Biegung gegen West, während sie nach Ost und Südost heraushebt. Die Verbindung zu dem aus Serpentin bestehenden Faltenkern des Horns ist nur durch Moränen-schutt unterbrochen. Der Serpentin im SW-Abfall des Gipfels ist eine abgelöste Hangendschuppe, die schon unmittelbar an Kalkglimmerschiefer anstößt.

Eine sehr geschlossene Gruppe bilden die Vorkommen auf der gegenüberliegenden Westseite des Guttals und um den Wasserradkopf. Die Masse des Rieplkamps, die ebenfalls wieder etwa 300 m Mächtigkeit erreicht, schiebt sich scharf in die Grenzfläche zwischen den Phylliten und Quarziten der Brennkogeldecke im Liegend und den Kalkglimmerschiefern der Oberen Schieferhülle im Hangend. Der Serpentin, der unter dem NW-Absturz der Racherin vor und in der Moräne des südlichen Pfandlschartenkeeses zum Vorschein kommt, gehört wahrscheinlich zur selben Masse, die unter der Racherin durchziehen dürfte. Das Liegend ist nicht erschlossen. Dieses Vorkommen lieferte die unzähligen Serpentinblöcke, die die Trögeralm bis gegen das Glocknerhaus überstreuen. Der Serpentin der Albitzer oberhalb der Glocknerstraße und das kleinere Vorkommen am Michlbach unterhalb dieser sind fensterartige Aufbrüche in den bedeckenden Kalkglimmerschiefern und hängen jedenfalls unter diesen zusammen (Abb. 56). Ebenso bedeutet der Zug der Schinewand nur ein Wiederauftauchen derselben Masse, die nun durch einen Bruch etwas tiefer versetzt wird und von der Bricciuskapelle über den Palik und die Knappenwand in die Strögitzer weiterstreicht. Dieser letztere ist nur die durch den Schinewandbruch und durch oberflächliche Felsbewegung tiefergerückte Fortsetzung des Serpentin vom Rieplkamp. Es bilden also die Vorkommen rund um den Wasserradkopf eine einzige, jedenfalls im Untergrund zusammenhängende Tafel, deren Unterlage nur im Osten ausstreicht, die aber auch im Westen noch beträchtliche Mächtigkeit zu haben scheint.

Abb. 56. Schnitte durch die Serpentinvorkommen zwischen Wasserradkopf und Möll.

- 1 = Kalkglimmerschiefer
- 2 = Granatglimmerschiefer
- 3 = Reaktionsränder der Serpentine
- 4 = Serpentin
- 5 = granatführende Prasinite



Zur selben Masse zu zählen ist ferner noch der Serpentin zwischen Kreiterwand und Möllschlucht, der nur durch den Bruch des Palik neuerlich gegen SO abgesenkt ist, und schließlich könnte auch noch das kleine Serpentinfenster der Hölle im Unteren Guttal hierhergehören. Die einigermaßen sicher zu erschließende Ausdehnung dieser Serpentinmasse ist also im Bereich unserer Karte etwa viermal 2 km, sie ist aber in großen Teilen von Kalkglimmerschiefer bedeckt. Außerhalb des Kartenbereiches setzt sie auf der SW-Seite der Möll in der Pohererwand fort, wo sie 300—400 m Mächtigkeit erreicht; der „Jungfernsprung“ stürzt über die Wand des Serpentin herab, der S von dort unter Schutt versinkt, um dann wieder auf der NO-Seite des Tales weiterzuziehen (vgl. die Kartenskizze bei *Granigg* 35, S. 384).

Kleine Begleitschuppen zu dieser Masse fanden sich im Hangend und Liegend am Rieplkamp, während die kleine Linse südlich der Racherin tektonisch selbständig ist.

Die übrigen zahlreichen Vorkommen der Heiligenbluter Serpentine erreichen nicht annähernd so bedeutende Größen und entfernen sich öfter von der angegebenen Grenzfläche, indem manche von ihnen ganz in die Obere Schieferhülle hinauf- oder in die Brennkogeldecke hinabsteigen.

Innerhalb von Kalkglimmerschiefern der Oberen Schieferhülle liegt der Zug der Serpentinmassen vom Gößnitzfall über Kachl zum Redschitzbach, der noch — vielleicht unterbrochen — bis in den Fuß der Elewitschwand weiterstreicht.

Die kleine, stark verquetschte Serpentinlinse in den Abbrüchen nördlich der Koglwand hat wohl eine grundsätzlich andere Stellung, da sie mit dem großen Prasinitzug verbunden ist und schon mitten in der Oberen Schieferhülle liegt (ähnlich Teufelskamp, Rote Wand, siehe unten).

In der Grenzfläche der beiden Schieferhüll-Einheiten (das Liegende ist nicht aufgeschlossen) scheinen wieder die Serpentinmassen bei Heiligenblut selbst zu liegen, in deren Fortsetzung wohl die in Blöcke aufgelockerten Felsen des Geierbichls zu stellen sind. Ähnliche Stellung haben die Serpentinrollen von Golmitzen,

während die Serpentinaufschlüsse unter Lischgen etwas tiefer zu liegen scheinen. Die kleine Linse von Serpentin am Beginn des Haritzersteiges ist dagegen nur von Kalkglimmerschiefer umhüllt. Ungefähr die gewöhnliche Lage hat die kleine Knolle bei Lischen unter der alten Straße.

Eine größere Serpentinlinse stellt sich wieder am Kasereck ein, wo die Serpentinfelsen am Fuß des Lacknerberges vermutlich mit denen des Zlamitzbalfen zu einer einzigen Masse zusammengehören. Südöstlich von ihr abgetrennt sind die Knollen von Blötschen und Grau-Ösen. Die Vorkommen vom Kasereck liegen noch innerhalb der Brennkogeldecke, aber in ihren hangendsten Teilen. Der markante Serpentin-knoten der Malikscharte (Ostrand des Blattes) samt einem hangend eingeschalteten Band liegt bereits mitten in den Schiefeln der Brennkogeldecke.

Möglicherweise setzt sich der Serpentin von Kasereck—Zlamitzbalfen durch eine schmale Verbindung unmittelbar in die große Serpentinmasse fort, die von den Türnböden in die ruinenartigen Felsen des Kleinen Margrötzenkopfes aufsteigt; die Stellung ist ähnlich. Diese Masse wird durch ein von West her spitz eingefaltetes Glimmerschieferband fast vollständig geteilt, setzt sich aber von hier nach einer wahrscheinlich nur unbedeuteten Unterbrechung noch bis zum Guttalbach (gegenüber den Lehnengewölben der Straße) fort. Mit der Erwähnung einiger kleiner Serpentinlinsen, die diese Masse im Westhang des Großen und Kleinen Margrötzenkopfes begleiten, kann die Aufzählung geschlossen werden.

Gemeinsam ist der Stellung dieser Serpentine die Nähe der Grenze zwischen den Phylliten im Liegend und den Kalkglimmerschiefeln im Hangend, gegen welche Regel nur zwei stärkere Abweichungen anzuführen sind (Malikscharte einerseits und Kachl—Redschitzbach andererseits). Auffallend ist ferner, daß diese Serpentine nicht mit Prasiniten verbunden sind, obwohl die granatführenden Prasinite die gleiche tektonische Zone bevorzugen. Auf die Ausbildung der Grenzen und die Beziehungen zum Nebengestein wird in einem folgenden Abschnitt eingegangen.

Der überwiegende Teil der Serpentine ist noch ausgesprochen massig, sowohl in dem Anblick der von ihm gebildeten Felsformen, wie in den einzelnen Stücken. Allgemein ist jedoch ein Zerfall nach Klüften, die meist als glänzende Rutschflächen ausgebildet sind. Die in sich ungestörten Kluffkörper können dabei die Größe von Blöcken behalten (z. B. Bergsturz mit Steinbruch an der Straßenabzweigung im Guttal); stehen aber die Rutschflächen enger, so erhalten die Kluffkörper gerne mehr die Form von Linsen und Scherben und die Gesteinsmasse erscheint etwas geschiefert, ohne daß dadurch das Feingefüge noch wesentlich betroffen sein muß. Eigentliche verschieferte Serpentine sind nicht sehr verbreitet und in ihrem Auftreten ist eine klare Gesetzmäßigkeit nicht zu erkennen; sie erscheinen einerseits manchmal in schmaler Zone am Rand massiger Serpentine oder aber es sind ohne erkennbare Ursache größere Massen stärker von der Durchbewegung ergriffen, wie z. B. der Serpentin der Schinewand an der „Gletscherstraße“ oder des Bretterkopfes SO vom Brennkogel.

Die Serpentine sind überwiegend dunkelgrün und dicht, ohne erkennbare Besonderheiten im Mineralbestande. Örtlich kommen heller grüne Partien vor, die auch den dunkleren Serpentin durchsetzen und ihn fleckig färben können, ohne daß damit genauer faßbare andere Unterschiede verknüpft wären. Hinweise auf ehemalige primäre Augite habe ich (E. C.) nur in sehr bescheidenem Maße i. H. bei gewissen fleckig gefärbten oder fleckig verwitternden Typen finden können. Denn gut erkennbare Strukturreste, wie etwa die unter Erhaltung der Spaltbarkeit gebildeten Pseudomorphosen im Serpentin des benachbarten Ganoz bei Kals (*Angel* 82), habe ich ganz vermißt. Mit freiem Auge ist hin und wieder etwas Tremolit erkennbar, der jedoch nur an Klüften etwas reichlicher werden kann, wo er nicht so selten als Längsfaser den Rutschflächen aufsitzt. Etwas reichlicher wird er als derartige Klufffüllung — zusammen mit Chrysotilasbestklüften — nur im stark gequetschten Serpentin der Schinewand. Ein sehr geringer Gehalt an Magnetit, bzw. Chromit ist manchmal zu bemerken, es kommt jedoch nicht zu schlieriger Konzentration.

Die Untersuchung neuen Schliffmaterials hat wieder bestätigt, daß die Heiligenbluter Serpentine durchwegs Antigoritserpentine sind. Die Reste von Strukturen, die eine befriedigende Klarstellung der Abkunft und Entstehungsgeschichte ermöglichen würden, sind sehr spärlich, so daß hier noch manches offen bleiben muß.

Sehr verbreitet scheinen Serpentine zu sein, die so gut wie ausschließlich aus sehr feinschuppigem Antigorit mit Körnchen oder einem feinkörnigen Schleier von Erz bestehen. Solche Typen, wie sie z. B. der Steinbruch (i. Bergsturz) bei der Straßenabzweigung im Guttal zeigt, sind schon i. H. auffallend dicht, auch oft überraschend hart und, abgesehen von den Rutschflächen, durchaus massig.

Auch u. d. M. ist diese verbreitete Abart sehr eintönig und arm an genetisch bezeichnenden Strukturen. Im Extrem besteht der ganze Schliff nur aus feinschuppigem Antigorit mit etwas schlierenförmig oder als Bestäubung angeordnetem Erz, das sekundär ausgeschieden zu sein scheint. Die Blättchengröße des Antigorites schwankt nur wenig und liegt zwischen etwa 0,01 und 0,05 mm, so daß man schon das ganze Gewebe als „Feinantigorit“ bezeichnen könnte. Eine strukturelle Sonderung ist nur insofern vorhanden, als innerhalb der angegebenen Grenzen verhältnismäßig gröber blätterige und verhältnismäßig feiner blätterige Bereiche in unregelmäßigen Flecken oder in undeutlichen Bändern miteinander wechseln können. Fast nur in diesen etwas gröberen Bereichen kann dabei eine Regelung der Blättchen in zwei, sich ungefähr unter rechtem Winkel kreuzende Systeme schwach angedeutet sein.

Eine Masse dieser Art bildet auch in allen weiteren untersuchten Schliffen aus der Heiligenbluter Serpentin-gruppe das Grundgewebe, in dem die übrigen Reste eingebettet liegen.

Von diesen sind als erstes zu erwähnen die schon von *Granigg* (36) ausführlicher als Diopsid beschriebenen Reste von monoklinem Augit; allerdings zeigen sie die vorliegenden Schiffe nicht in so schöner großkörniger Ausbildung, wie sie *Granigg* in Stücken von der „Neuradwand“ ober dem Palig auffand, aber sie sind doch nicht gerade selten (in Schliffen vom Palig, Guttaleingang und der Brennkogelmasse, aber wohl auch in anderen Linsen noch aufzufinden). Meist sind es nur Haufen, Züge oder Linsen von feinen, durch Antigorit getrennten Körnchen, die wegen ihrer Kleinheit keine sichere Bestimmung zulassen, aber doch oft durch fleckweise gleichzeitige Auslöschung ihre Entstehung aus größeren Körnern zu erkennen geben. Nur selten gestattet ein Korn auch die Beobachtung der Pyroxenspaltung, des Austrittes einer Achse in Basisschnitten, des positiven Charakters, und der Auslöschungsschiefe, die mit dem von *Granigg* angegebenen Wert von  $37^\circ$  gut übereinstimmt, aber auch etwas höher sein könnte. Nach diesen Daten könnte zwar die Bestimmung als Diopsid beibehalten werden, nach der Gesellschaft ist es aber wohl wahrscheinlicher, daß es sich um Diallag handelt.

Die Durchwachsung solcher Augite durch Antigoritblätter in zwei sich kreuzenden Systemen, wie sie von *Granigg* beschrieben und abgebildet wurde, kehrt auch hier wieder, aber mit zunehmender Auflösung zu Kornhaufen schalten sich immer mehr wirr gelagerte, feinere Antigoritblättchen ein. Ein Übergang in vollendete Pseudomorphosen dieser Art wurde nicht beobachtet und es scheint somit, daß die Diallage dieser Serpentine allgemein noch nicht vollständig umgewandelt worden sind.

In Schliffen mit Diallag, aber auch in solchen ohne ihn kann ferner eine andere Art von Pseudomorphosen vorkommen. Gerundete Flecken des Gewebes sind in der Hauptsache aus subparallel gelagerten, nahezu gleichzeitig auslöschenden kleinen Antigoritblättchen gebildet und darin liegt dann in wechselndem Ausmaße, aber meist untergeordnet, auch wirrschuppiger oder nach anderen Systemen schwach geregelter Feinantigorit. Selten kann man in der Anordnung solchen Feinantigorites eine Art von Absonderung oder Längsspaltung erkennen, wie sie unten viel schöner in einem Serpentin der Fruschnitzscharten erwähnt werden kann. Nach dem Gefügebild handelt es sich zweifellos um Pseudomorphosen, die am wahrscheinlichsten auch auf einen Pyroxen zurückgehen; da jedoch der Diallag eine etwas andere Umsetzung erleidet, dürfte es sich hier um die Zeugen rhombischer Pyroxene handeln, doch sind Reste davon in keinem Schiffe mehr aufzufinden. Demgegenüber ist nun zu vermuten, daß die übrige, eine charakteristische Struktur entbehrende Masse am ehesten auf Olivin zurückkehrt.

Die durch Diallag oder solche Pseudomorphosen ausgezeichneten Serpentine zeigen i. H., besonders im angewitterten Zustand, gerne eine fleckige Grünfärbung, doch ist dies auch kein sicheres Unterscheidungsmittel.

Als weitere Gemengteile aller Schiffe sei noch das opake Erz erwähnt, das meist als sekundäre, selten nur als primäre Ausscheidung anzusprechen ist. In einzelnen Schliffen findet sich in kleinen Flecken oder am Erz der Pennin mit entenblauen Polarisationsfarben oder sehr niederer Doppelbrechung. Ferner Karbonat; wo es mit Antigorit verwachsen ist, pflegt dieser in seiner Blättchengröße etwas zu steigen. Tremolit scheint nur auf die engeren Randpartien der Serpentine beschränkt zu sein. Talk konnten wir in Schliffen nicht mit Sicherheit erkennen, sein Vorkommen ist jedoch schon von *Granigg* nachgewiesen.

Analysen von Serpentina des Heiligenbluter Zuges sind bei *Granigg* und in der älteren Arbeit von *Drasche* (19) wiedergegeben.

Als Ursprungsgesteine für die Heiligenbluter Serpentine kommen nach Obigem nunmehr in der Hauptsache Lherzolithe in Betracht, da das Auftreten zweier Pyroxene neben Olivin wahrscheinlich geworden ist. Daß die Serpentinisierung zuerst den Olivin, dann die rhombischen und erst zum Schluß die monoklinen Pyroxene ergreift, scheint einer allgemeinen Regel zu entsprechen (siehe *Rosenbusch*, Physiographie).

Im Gegensatz etwa zu den Serpentina des Stubachtales oder der Matreier Zone (Ganoz) gelingt es hier nicht, mit einiger Sicherheit im Serpentinisierungsprozeß einzelne Phasen zu unterscheiden. Daraus läßt sich jedoch noch nicht der Schluß ziehen, daß er im Gegensatz zu vielen seiner Hüllgesteine einphasig sei, denn es kann ja hier auch eine junge Kristallisation frühere Entwicklungsstufen vollständiger überdeckt haben. Aus demselben Grunde kann aus diesen Beobachtungen auch noch kein Schluß über seine tiefenstufenmäßige Einordnung gezogen werden. Immerhin aber machen diese Beobachtungen darauf aufmerksam, daß anscheinend in verschiedenen Horizonten der Schieferhülle und in der Matreier Zone die Prozesse der Serpentinisierung nicht ganz gleichartig verlaufen.

#### Breuneritserpentin, Tremolitserpentin, Breunerit-Talkschiefer.

Solche Gesteine sind im Zusammenhang mit den Heiligenbluter Serpentina nicht häufig. Sie haben insofern in ihrer Stellung eine gewisse Vergleichbarkeit mit den unten zu behandelnden Gesteinen der Serpentinengenrenzen, als sie meist randlich an Serpentin liegen; aber man sieht sie nicht im Zusammenhang mit den erwähnten Gebilden, sie ummanteln den Serpentin nicht regelmäßig und können auch in ihm liegen. Mit Ausnahme der Breunerit-Talkschiefer oberhalb Kramserkaser an der Glocknerstraße, die auf der Karte wie die „Reaktionsränder“ bezeichnet wurden, sind es nur ganz untergeordnete, nicht ausscheidbare Vorkommen. Manche der breunerit-tremolit- oder auch talkreichen Serpentine erinnern zunächst in ihrer netzartigen Durchtrümmung an Ophicalcit, der Kalkspatgehalt bleibt aber stets nur verschwindend, wenn er überhaupt vorhanden (sekundär?). Weitere Fundpunkte sind unter anderem: am Serpentin nördlich der Racherin, auf und südöstlich von den Türnlböden, bei Golmitzer, Palig und Schinewand, als Ausläufer in den kleinen Linsen im Käfertal.

Ein Schliff von talkreichem Breuneritserpentin südlich der Türnlböden zeigt als eine Art Grundmasse feinblättrigen Talk, nach einem schwach ausgeprägten s geregelt. Er wird durchsetzt und in Schollen auch ganz vertreten von verhältnismäßig grobblättrigem Antigorit, der wirr gestellt ist. Große Teile des Schliffes beanspruchen gezähnelte Körner von (nicht kalkigem) Karbonat, die lappig ineinandergreifen und meist einige Antigoritblätter als Einschluß enthalten. An sie legt sich außen gerne Antigorit an oder scheint in sie hineinzuwachsen. Opakes Erz — und zwar wohl sekundär ausgeschieden — findet sich vor allem im Talk.

In einem äußerlich opicalcitähnlichen Tremolitserpentin vom Golmitzer an der alten Glocknerstraße ist in etwa gleicher Menge wie Serpentin ein Gemenge von Tremolitsäulen mit Karbonat (nicht Kalkspat) zugegen. In diesem liegt der Serpentin in ganz unregelmäßig geformten Schollen, die aus wirr gestelltem Antigorit bestehen. Nur stellenweise erinnern einheitlichere Partien an die Pyroxenpseudomorphosen, die oben beschrieben sind. Der Antigorit ist hier deutlich gefärbt und merkbar pleochroitisch. Das Verhältnis zwischen der Tremolit-Karbonatmasse und dem Serpentin kann sich auch umkehren, so daß nun letzterer Schollen, einzelne Körner oder Schollen von Tremolit und Karbonat umschließt.

Entscheidende Beobachtungen über die Genese dieser Gesteine wurden nicht gemacht, es mag sich daher entweder um metamorphe Primärbildungen oder auch um Bildungen des metamorphen Stoffwechsels der Serpentine handeln.

#### Die Grenzbildungen der Serpentine von Heiligenblut.

Die Serpentine von Heiligenblut — wie die übrigen unseres Gebietes und die der Tauern überhaupt — haben nicht mehr die ursprüngliche Form eines Intrusivs. Sie bilden überwiegend mehr oder weniger linsenförmig gestaltete Gesteinskörper verschiedenster Ausdehnung bis hinab zu untergeordneten Einschaltungen von weniger als 1 m Mächtigkeit oder auch rundliche Knollen (z. B. Malischarte oder einige kleine Vorkommen). Nur etwa die Vorkommen rund um den Wasserradkopf könnte man noch als Ausbisse eines großen Lagerganges auffassen. Das Nebengestein lagert ihnen immer konkordant zur Grenzfläche an und umfließt ihre bauchigen Formen mehrfach mit verquälten Falten.

Es sind zwar im Schrifttum echte „Gänge“ von Serpentin erwähnt worden, allerdings nicht diskordante, sondern Lagergänge. Heute lassen sich derartige schmale konkordante Serpentineinlagerungen im Nebengestein, die manchmal den größeren Massen benachbart sind, viel zwangloser als tektonisch abgelöste Schuppen deuten, so daß man auch bei den Serpentin den sonstigen tektonischen Stil der Schieferhülle gerecht bleiben kann. Keine Beobachtung hat dieser Auffassung ernstliche Schwierigkeiten bereitet.

An der Grenze von Serpentin entwickeln sich sehr häufig eigentümliche Gesteinsbänder, die als Kontakte der Serpentine bekannt geworden sind (von diesen Fundpunkten siehe *Granigg* 36), die sich aber in viel weiterer Verbreitung finden als bisher beschrieben worden ist; strahlsteinreiche Bänder oder Kalksilikatschiefer herrschen unter ihnen in diesem Bereiche. Über ihr Auftreten gilt etwa folgende Regel: Sie sind mächtiger entwickelt an der Grenze gegen kalkige Gesteine, insbesondere Kalkglimmerschiefer, als an der Grenze gegen kalkfreie Schiefer. Sie fehlen in der Regel — aber nicht ausnahmslos — dort, wo die Serpentine stark verschiefert sind, doch kann auch ungeschieferter Serpentin ohne die Entwicklung einer solchen „Kontaktzone“ an sein Nebengestein grenzen. Abseits von Serpentin wurden solche Gebilde nur selten und in sehr geringer Ausdehnung gefunden, derart, daß sie meist ohne Schwierigkeit als tektonische Abquetschung von Serpentin Grenzen gedeutet werden können. Es handelt sich also nach ihrem Auftreten mit großer Sicherheit um Gebilde, die aus irgend einer Art von Wechselwirkung zwischen dem Serpentin und seinem Nebengestein herzuleiten sind. Um die genetische Deutung nicht vorwegzunehmen, seien sie daher zunächst nur „Reaktionsränder“ der Serpentine genannt, eine Bezeichnung, die im Grunde ja auch für echte Intrusivkontakte zutrifft.

Das weitaus herrschende Gestein ist in den „Reaktionsrändern“ dieser Heiligenbluter Serpentinengruppe Silikatmarmor und Kalksilikatschiefer in enger Verbindung. Es sind deutlich schieferige bis plattige grüne Gesteine, in denen mit freiem Auge ein körniges Gemenge von Kalkspat und einer heller oder dunkler grünen Hornblende erkennbar ist. Daneben bemerkt man oft auch noch Chlorit oder fuchsitischen Glimmer, während Diopsid nur vermutet werden kann. Das Verhältnis zwischen Silikat- und Kalkanteil ist sehr ungleich, es können die Silikate den Marmor nur leicht grünlich färben oder dunkle Züge in ihm bilden oder auch gegenüber dem Kalkspat bis zu seiner völligen Verdrängung verwalten. Dabei ist die Verteilung sehr unregelmäßig, mehr knollig und linsig. Wo die Hornblende vorwaltet, wird sie meist nadelig, lichter und leuchtend grün und bildet Smaragditfelse und Smaragditschiefer. Solche Gesteine sind aber in diesem Bereiche nicht häufig, ebenso wie reinere Diopsidfelse oder Epidotfelse.

Wegen oft zu geringer Mächtigkeit waren nur die größeren Vorkommen dieser Gesteine auf der Karte ausscheidbar; es ist daher wieder eine Anführung der aufgefundenen Züge notwendig.

Die mächtigsten Vorkommen dieser Art finden sich an den Serpentin im Westen des Wasserradkopfkammes, im Hangenden gegen Kalkglimmerschiefer; ihre beträchtliche Ausdehnung auf der Karte ist allerdings dadurch bedingt, daß sie das Gelände spitzwinkelig schneiden und z. T. mit dem Hang verlaufen. Am Serpentin nordwestlich unter der Racherin beträgt die Mächtigkeit des Reaktionsrandes kaum 1 m, schwillt aber nach West, wo sie als geschlossene Umhüllung des Serpentin kuppelförmig untertaucht, stark an. Dieser Kuppel

ist ein wohl tektonisch abgesplitterter Span vorgelagert. Etwa in der Höhenlage dieses Spanes relativ zur Basis der Oberen Schieferhülle treten noch weiter nördlich, jenseits des Pfandlschartenkeeses, einige Schuppen solcher Gesteine ohne begleitenden Serpentin im Westabfall des Scharthenkopfes auf. Die wichtigste davon ist in Abb. 41c skizziert; ihre Begleitung durch Phyllit und Glimmerschiefer sei nochmals hervorgehoben.

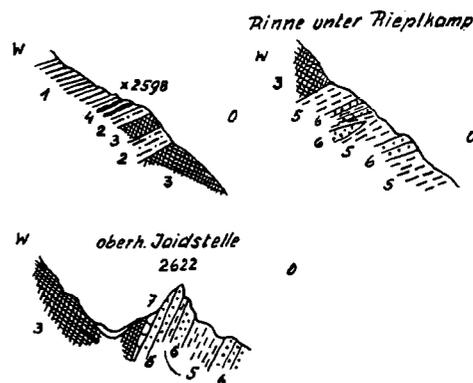
Einen Schnitt durch die Vorkommen von Albitzen und Michlbach gibt das Profil Abb. 56 (S. 179), das die flache Lagerung und die immerhin noch recht große Mächtigkeit dieser Reaktionsränder zeigt. Der tiefste Aufschluß dieses Profils bringt den Serpentinrand in Berührung mit Hellglimmerschiefer, während solche Gesteine an den übrigen Grenzen dieses Vorkommens fehlen. In der Mitte des Albitzen-Serpentins taucht fensterartig Kalkglimmerschiefer auf, der aber wahrscheinlich noch nicht die Basis, sondern nur einen eingeschuppten Span vorstellt. Ebenso wie Kalkglimmerschiefer mehrfach in den Serpentin eintreten, steigen auch Linsen von Reaktionsgesteinen an der Ostgrenze in die hangenden Kalkglimmerschiefer auf und eine solche Linse liegt auch an der Straße östlich Michlbach selbst zwischen den beiden größeren Massen.

Der stark verschieferte Serpentin der Schinewand entwickelt keine solche Randzone, obwohl er nur die Fortsetzung der früheren Masse darstellt. Tiefer unten, nordwestlich der **Bricciuskapelle**, schwimmen aber nächst der Grenze des Serpentins abgelöste Schollen solcher Gesteine in den Kalkglimmerschiefern.

Breite Entfaltung erreichen die Randbildungen des Serpentins wieder knapp südlich ober der Sattelalm, wo sie sich vom Haritzersteig aus in einer Zunge nach oben auf den Serpentin legen. Diese Gesteine bestehen vorwiegend aus Calcit und einer dunklen Hornblende. In gleicher Stellung, an der Hangendgrenze des Serpentins vom Palig, hat schon *Granigg* diese Grenzbildungen eingehend beschrieben. Sie sind neben Strahlsteinschiefern besonders durch ein epidotreiches Band und eine Zone der Anreicherung von goldführendem Pyrit, auf die ein Stollen vorgetrieben ist, gekennzeichnet. Heute ist der Aufschluß zwecks Sicherung des Stollenmundloches z. T.

Abb. 57. a) Hangendgrenze des Serpentins südöstlich unter Wasserradkopf, b) und c) Liegendgrenze des Serpentins östlich unter Wasserradkopf und Racherin.

- |  |  |
|--|--|
| 1 = Kalkglimmerschiefer                                | 4 = Smaragditschiefer und andere Reaktionsgesteine |
| 2 = dunkle Granatglimmerschiefer mit Chloritoidphyllit | 5 = dunkle Phyllite                                |
| 3 = Serpentin  | 6 = heller Quarzit                                 |
|  | 7 = 20 cm heller Marmor                            |



vermauert. Von hier nach Nord am Serpentinrand ist die Zone bald auf eine Strecke verquetscht, zieht aber dann durch die abgesunkene Masse Neurader — Strögitzer durch. Am P. 2598 SO Wasserradkopf sind davon nur mehr schmale Fetzen (z. T. prächtiger Smaragditschiefer) in den tiefsten Kalkglimmerschiefern zu finden (Abb. 57 a); dafür muß von hier die Einschaltung zweier Bänder von Granat-Chloritoidschiefer und Chloritoidphyllit hervorgehoben werden. Am weiteren Verlauf der Grenze ober Rieplkamp fanden sich neben abgelösten Serpentinlinsen — Zeugen tektonischer Bewegungen — nur ganz unscheinbare Schuppen davon in Kalkglimmerschiefer.

Die unter Rieplkamp und an der Jaidstelle aufgeschlossene Basis dieses Serpentins ist fast frei von solchen Grenzbildungen (siehe die Skizzen Abb. 57 b und c). An der Jaidstelle (P. 2622) grenzt eine nur etwa 20 cm mächtige Schuppe von Marmor unmittelbar an stark verschieferten Serpentin.

An der großen Serpentinmasse des Brennkogels fanden sich ebenfalls an einigen Punkten interessante Grenzgesteine; sie haben aber durchwegs nur ganz verschwindende Mächtigkeit, so daß sie nicht ausscheidbar sind. Das mag damit zusammenhängen, daß da überall nicht Kalkglimmerschiefer, sondern Phyllit und Quarzit die Grenzen bildet.

Für die Serpentinbasis am Nordgrat ist der in Abb. 58 skizzierte Aufschluß wenige Meter westlich der Gratschneide bezeichnend. Der wenig geschieferte Serpentin (1) ist da in seinen Randpartien von einigen Klüften mit längsgefaserter Tremolitasbest durchzogen (2); den eigentlichen Rand umsäumt ein Bändchen aus grauer talkiger Masse mit quergestellten weißen Tremolitfasern (3) und ein tremolitreicher Talkschiefer mit vielen braunen Knoten von Breunerit (4). Daran schließt sich noch oft ein Band von weißem, grobspätigem Kalkspat. Der anschließende schwarze Chloritoidphyllit (5) — in dem lagenweise auch Granat auftritt — ist zunächst hart, manchmal mit lichtgrünlichen Partien und besteht zum großen Teile aus Zoisit. Die ganze Randzone erreicht kaum  $\frac{1}{2}$  m Mächtigkeit.

An der Hangendgrenze im Nordgrat war als einziger Hinweis auf eine Serpentineinwirkung eine Chlorit- und Smaragditeführung des nächstfolgenden Kalkglimmerschieferbandes zu bemerken; die Basis des Gipfelserpentins ist von einem bänderigen Kalk-Hornblendegestein und von Fetzen von Smaragditschiefer und Talk-Breuneritschiefer begleitet.

Abb. 58. Von der Serpentinbasis im Brennkogel-Nordgrat.  
(Erklärung im Text.)

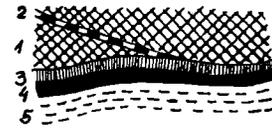


Abb. 59. Das Serpentinfenster in der Hölle am Haritzersteig.

- 1 = Serpentin
- 2 = Smaragditschiefer
- 3 = grüner Schiefer mit Albitknoten
- 4 = Kalkglimmerschiefer
- 5 = weißer Quarzit

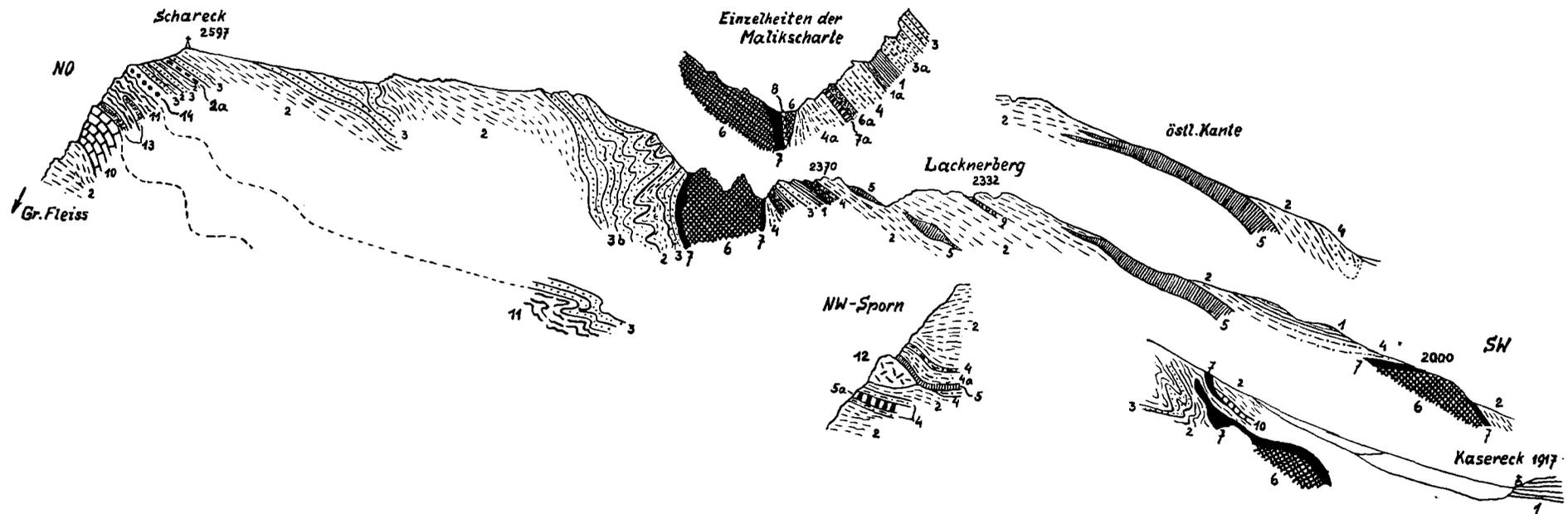
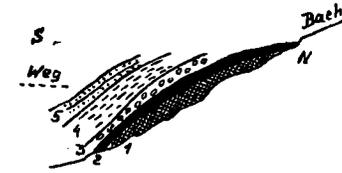


Abb. 60. Profil des Kammes Schareck-Kasereck.

- |   |   |                                    |
|---|---|------------------------------------|
| 1 = Kalkglimmerschiefer                             | 4 = Granatglimmerschiefer                     | 8 = Biotitschiefer                 |
| 1a = phyllitisch                                    | 4a = mit Phyllitlagen                         | 9 = Chlorit-Albitschiefer          |
| 2 = dunkler karbonatführender Phyllit, z. T. knotig | 5 = chloritreicher Prasinit, z. T. mit Granat | 10 = heller Marmor                 |
| 2a = schwarzer karbonatfreier Chloritoidphyllit     | 5a = Gabbroamphibolit                         | 11 = gelber verschieferter Dolomit |
| 3 = heller Quarzit                                  | 6 = Serpentin                                 | 12 = grauer zerhackter Dolomit     |
| 3a = mit Phyllitlagen                               | 6a = Breuneritserpentin                       | 13 = Rauhwaacke                    |
| 3b = karbonatreich                                  | 7 = Grenzbildungen des Serpentin              | 14 = quarzitischer Dolomitbreccie  |
|   | 7a = Smaragditschiefer                        | 15 = Schutt                        |
|   |   | 16 = Moräne                        |

Am Westkamm trifft man bei P. 2952 wieder ein Bändchen von hartem schwarzem Schiefer wie am Nordgrat, in der Scharte P. 2943 eine randliche Quetschzone mit verschiefertem, z. T. tremolitführendem Serpentin, Talkschiefer und Smaragditgesteinen. Solche Gesteine begleiten auch am Südkamm eine kleine Schuppe von Serpentin, während die Hangendgrenze der großen Masse hier auch Kalk-Hornblendegestein führt. Frei von solchen Bildungen war die Grenze um den Bretterkopf, nur westlich, in der Einsattelung 2663 liegt das bei den eklogitischen Gesteinen angeführte Granat-Diopsidgestein neben Granatglimmerschiefer und Kalkglimmerschiefer (nicht ausscheidbar).

Auch am Serpentin des Horns scheinen besondere Grenzbildungen zu fehlen, nur das schmale, nördlich davon folgende Band endet gegen West in Linsen solcher Gesteine.

Die Serpentinlinse im Westhang des Großen Margrötzenkopfes ist von einer schmalen, epidotreichen Reaktionszone begleitet und in ihrer ungefähren Fortsetzung findet sich im Nordkamm dieses Berges ein Fetzen Talkschiefer. Gleich unbedeutende Spuren von Smaragditschiefer (z. T. chloritführend) sind im SW- und O-Kamm in phyllitische Schiefer eingeschaltet.

An der Serpentinmasse des Kleinen Margrötzenkopfes sind Reaktionsränder sehr spärlich; am Nordende findet sich wenig, aber schön entwickelter Smaragditschiefer, die westliche Auflagerungsfläche auf Granatglimmerschiefer scheint dagegen frei von solchen Bildungen zu sein. Erst die abgelöste kleine Serpentin-scholle südlich Zodererkaser wird in ihrem Hangend von einem schmalen Karbonat-Hornblendeschiefer begleitet (Abb. 53). Von hier nach Ost finden sich solche Randgesteine wieder am W-Rand des kleinen Serpentin bei P. 2197; die Ausscheidung auf der Karte umfaßt jedoch hiermit auch einen breiten Saum von grobem Talk-Breuneritschiefer. Der östlichen Basis des Serpentin vom Kleinen Margrötzenkopf scheinen die eigentlichen Randgesteine ebenfalls zu fehlen, interessant ist jedoch das Vorkommen eines schmalen (übertrieben eingetragenen) Bandes von hellem Marmor. Er liegt in der streichenden Fortsetzung eines von Nord herankommenden Kalkglimmerschieferbandes und ist nach dem Feldebund jedenfalls aus diesem Gestein durch Umwandlung am Serpentin entstanden. Dafür kennzeichnende Mineralien fanden sich in ihm noch nicht, doch sei auf die tieferstehende Beschreibung eines offensichtlich analogen hellen Marmors von der Glocknerstraße oberhalb Michlbach verwiesen. Gleicher Entstehung ist vermutlich ferner noch ein silikatführendes Marmorbändchen nahe dem Hangend im Serpentin vom Zlamitzbalfen, der oben erwähnte kleine Marmor auf P. 2622 östlich unterhalb der Racherin, wohl auch das Band am Nordrand des Kachls im Winkel Heiligenblut und ein kleines Vorkommen südöstlich des Kaserecks.

Der Serpentin der Malikscharte (Lacknerberg NO) ist beidseitig von solchen Reaktionsrändern umgeben (Abb. 60). Neben reineren Strahlsteinschiefern und Kalk-Hornblendeschiefern ist am Südrand das Vorkommen von Biotitschiefer bemerkenswert; nahe dem Rand fand sich hier wieder breuneritreicher Serpentin. Eine Besonderheit des nördlichen Serpentinrandes ist ein heller Strahlsteinschiefer, der dicht von knotigen Albiten mit dunklem Kern und weicher Hülle durchsetzt ist (Größe ein bis mehrere Millimeter).

Auch die Hangendgrenzen der Serpentine um das Kasereck zeigen in aller Regel eine schmale Einschaltung von Kalk-Hornblendeschiefern. Von den kleinen Serpentin von hier gegen Heiligenblut zeigen schließlich noch Reaktionsränder ähnlicher Art der fensterartige Serpentin der „Hölle“ im unteren Guttal (Skizze Abb. 59, S. 184), der Serpentin beim Gößnitzwasserfall, der Serpentin unmittelbar oberhalb Heiligenblut, doch mögen sich vielleicht auch noch weitere Punkte anfügen lassen.

Mikroskopisches Bild der wichtigsten Typen:

#### Kalk-Hornblendeschiefer (Silikatmarmor).

Ein Kalkspatgrundgewebe von einer Korngröße bis etwa  $\frac{1}{2}$  mm ist von unregelmäßigen Zügen der Anhäufung säuliger Hornblende (ohne Endflächen) durchsetzt, die dadurch ein scharfes s erzeugt. Die Hornblende hat lebhaften Pleochroismus in etwas ungewöhnlichen Farben,  $n_{\alpha}$  = hellgelblich,  $n_{\beta}$  = grün, ähnlich gemeiner Hornblende,  $n_{\gamma}$  = leuchtend smaragdgrün; Auslöschungsschiefe  $20-24^{\circ}$ ,  $2V$   $66-67^{\circ}$ , negativ. Da Körnchen solcher Hornblende aus einem Handstück vom Albitzenkar eine sehr deutliche Chromreaktion gaben, ist es wahrscheinlich, daß die ungewohnte Färbung auf diese Verunreinigung zurückgeht.<sup>98)</sup> Die Hornblende umschließt häufig Karbonatkörner. Zu Kalkspat und Hornblende gesellt sich noch deutlich grün gefärbter Klinochlor in kleinen Nestern wechselnder Zahl; ferner erscheinen noch braune, von braungelb zu tiefbraun pleochroitische Körner von hoher Licht- und Doppelbrechung, die sich als eine etwas ungewöhnliche Ausbildung von Epidot erwiesen haben (siehe das zweitfolgende Gestein) und mehrfach von einem Chlorithof umgeben werden. Magnetit in kleinen idiomorphen Körnchen bis herab zu Staubfeinheit ist noch sehr verbreitet, Apatit vereinzelt.

Ein ähnliches Gestein vom Palig hat körnigen Kalkspat als Hauptmasse, darin unregelmäßig eingestreut in großer Zahl kleine Hornblenden von ähnlicher Art wie eben beschrieben. Ferner — meist von Hornblende-gruppen umgeben — der braune Epidot, wie oben, aber recht spärlich. Statt dem Chlorit erscheint hier jedoch eine große Menge von Biotitblättchen, die in aller Regel neben Hornblende liegen und vielleicht aus dieser entstanden sind. Untergeordnet sind kleine Albite und fein verteiltes Erz.

<sup>98)</sup> Vielleicht handelt es sich um eine gröbere Ausbildung des Minerals, das *Cornelius* im Errgebiet in Serpentinrandbildungen aufgefunden und als fraglichen Amphibol beschrieben hat (116, S. 293).

## Diopsid- und hornblendeführender Marmor (Silikatmarmor).

Das Handstück stammt aus einer kleinen, nicht ausgeschiedenen Einschaltung von Serpentin und Kalksilikatschiefer mit Kalkglimmerschiefer an der Glocknerstraße etwa oberhalb „Michlbach“, aus dem Hangend der oberhalb und unterhalb auftauchenden größeren Serpentinfenster. Es erscheint als deutlich grüner, schwach geschieferter Silikatmarmor.

Das Grundgewebe besteht wieder aus körnigem Kalkspat, von dem einzelne Körner Schlingen und Kränze von feinem, z. T. idiomorphem Magnetit enthalten. Die Silikate verteilen sich recht gleichmäßig über den Schliff, betonen aber doch in ihrer Anordnung und Lage die Schieferung; mengenmäßig bleiben die Silikate zusammen noch etwas hinter dem Karbonat zurück. Am stärksten vertreten ist unter ihnen ein lichtgrüner, oft schwach bestäubter Diopsid mit typischen optischen Eigenschaften. Er ist im allgemeinen sehr feinkörnig und nur wenige größere Körner erreichen bis etwa 1 mm Durchmesser. In zweiter Linie mengenmäßig noch bedeutsam ist der oben erwähnte braune Epidot (Orthepidot?), der in zahlreichen kleinen Einzelkörnern oder auch länglichen Kornhaufen vertreten ist; er gesellt sich vornehmlich zum Diopsid. Er zeigt in besser entwickelten Körnern eine gute, aber wenig auffallende Längsspaltung und Querrisse, hohe Lichtbrechung; die Doppelbrechung ist hoch und öfters zonar, mit Abnahme nach außen und gegen Risse, die Interferenzfarben fleckig. Der Pleochroismus ist abnormal kräftig mit orthitähnlicher Farbintensität:  $n\alpha$  = sehr lichtgelb bis grünlich,  $n\beta$  = kräftig braungelb,  $n\gamma$  = tiefleuchtendgelbbraun. Ein Querschnitt eines Zwillings nach (100) gab die kennzeichnende geringe Auslöschungsschiefe  $n\alpha/(100)$  von etwa  $6^\circ$  sehr deutlich. Die Achsenebene liegt parallel der Längsspaltung,  $2V$  ist sehr groß. Diese abnormal kräftige Färbung des Epidotes wurde in den Glocknergesteinen ausschließlich in den Serpentinrandgesteinen beobachtet. An anderen Silikaten tritt noch eine lichtblaugrün gefärbte Hornblende untergeordnet auf; Auslöschungsschiefe etwa  $16-20^\circ$ . Sie sitzt teils an Diopsid, teils ohne solchen in Karbonat und ist von ihm anscheinend genetisch unabhängig.

Bemerkenswert ist die Anwesenheit von etwas Biotit, der sich meist unmittelbar an Diopsid anschließt. Seine Färbung ist verhältnismäßig hell, lichtgelb bis braungrün. Ferner Magnetit.

Wie erwähnt, schaltet sich zwischen dieses Gestein und den anschließenden grauen Kalkglimmerschiefer etwa 10–20 cm weißer Marmor ein, der sich u. d. M. noch wenig von Kalkglimmerschiefer unterscheidet. Körniger Kalkspat mit etwas Quarz und Muskowitblättern sind dessen normaler Bestand. Hier kommt dazu nur noch untergeordnet ein Mineral der Zoisitgruppe, nämlich einachsiger Zoisit (siehe S. 105) oder schwach zweiachsiger Zoisit  $\beta$ . Seine einzeln stehenden Körner speichern etwas das Pigment und es dürfte seine Bildung hier wohl mit dem Pigmentverlust des Kalkglimmerschiefers am Kontakt zusammenhängen. Ferner Magnetkies, etwas Turmalin (!).

Ein weiterer heller, leicht grünlicher Marmor liegt vom Serpentinrand oberhalb Zlamitzbalfen im Schliff vor. Dieses Gestein besteht in der Hauptsache aus spätigem Kalkspat und nur untergeordnet gesellen sich dazu Säulen von farblosem Tremolit und Blättchenzüge von u. d. M. ebenfalls farblosem Klinochlor. Magnetit ist schließlich noch verhältnismäßig reichlich vorhanden.

Bemerkenswert ist dann noch ein Kalksilikatschiefer mit Diopsid, Hornblende und Chlorit nebeneinander, der auf der Sattelalm gesammelt wurde.

In diesem Gestein überwiegen die Silikate bereits mengenmäßig über das Karbonat, das nur in linsigen Kornzügen zwischen jenen erhalten ist. Das Gestein hat sehr deutliche linsige Schieferung. Dem Diopsid (wie oben) begegnet man in Körnern bis zu 1 mm, meist aber in Korngruppen. Er grenzt nur ganz selten unmittelbar an Kalkspat, in aller Regel ist er nur der Kern einer lebhafter grünen bis bläulichgrünen Masse, die überwiegend aus kleinsäuliger oder schilfiger Hornblende besteht. Die Lage ist vielfach so, daß man diese rings umhüllten, oft zackigen Diopsidkerne nicht anders, denn als Reste einer Umsetzung ansprechen kann; man sieht die Hornblendemasse an Korngrenzen und Spalten in den Diopsid eindringen und auch uralitischer Ersatz kommt vor. Diese Hornblendezüge bilden so den mengenmäßig wichtigsten Anteil des Gesteins. Ihnen beigemischt, mehr aber noch in den Randpartien, tritt dazu ein blätteriger Klinochlor mit Pleochroismus farblos bis lichtbläulichgrün und häufig braunen Interferenzfarben bei etwas übernormaler Schliffdicke. In Chloritzügen kommt es zu reichlicherer Ausscheidung von Magnetit, der jedoch auch schon in der Hornblende als feinere Bestäubung häufig ist. Schließlich kommt hier auch wieder der lebhaft gelbbraune Epidot (siehe oben) vor, und zwar in Körnern und Korngruppen, die stets entweder von Hornblende oder noch öfter von Chlorit umgeben sind.

Die hier beschriebene Umsetzung von Diopsid in Hornblende ist unmittelbar zu vergleichen den Vorgängen in den augitführenden eklogitischen Prasiniten (siehe S. 162f.), wo ein ähnlicher oder vielleicht gleichartiger Augit sich ebenfalls in feine Hornblendeaggregate umsetzt. Das Auftreten hier in den Kalksilikatgesteinen der Serpentinränder zeigt, daß solche spätere Zerstörung diopsidischer Augite nicht auf die „Eklogite“ unseres Gebietes beschränkt ist und dort nicht als ein Beweis für eine Diaphthorese aus dritter Tiefenstufe betrachtet werden muß. Andererseits ist danach auch bei den Gesteinen der Serpentinränder das Eingreifen einer jüngeren Kristallisationsphase belegt, die den ursprünglichen Bestand z. T. umbaut.

## Albitisierter Diopsid-Epidotfels (Kalksilikatschiefer).

Dieses Gestein ist gegenüber den früheren auffallend hell, weißlichgrün, und bildet NO Kasereck nur eine Lage in den normalen dunkleren Randgesteinen. Es läßt i. H. neben Albit grüne Hornblendenadeln und Epidot erkennen, Diopsid nur vermuten.

U. d. M. sind die Hauptgemengteile Diopsid, Albit und Epidot. Sie ordnen sich in Korngruppen, die scharf in s gestreckt sind. Karbonat fehlt bereits gänzlich. Die aus rundlichen oder kurzsäuligen Körnern aufgebauten Aggregate von farblosem Diopsid sind sehr häufig randlich von nadeliger bis schilfiger Hornblende in schmalem Saume umhüllt — wenigstens meist an der Grenze gegen Albit. Auch beobachtet man als Fortsetzung von Diopsid in Albite hinein einen feinen Schilf parallel orientierter, locker gestellter Hornblendenadelchen. Die Hornblende ist licht gefärbt, fast farblos-lichtgrün-hellblaugrün. Der Epidot, häufig zonar mit klinozoisitischem Kern, ist u. d. M. farblos; er durchzieht oft in Kornzügen nach s die Albite oder ist mit Diopsid verwachsen. Der Albit bildet — soweit der Raum es gestattet — ein allgemeines Grundgewebspflaster aus großen, in s gestreckten Körnern, reich an Einschlüssen, die überwiegend scharf in s stehen. Diese sind: wenig Diopsid, Epidot, Hornblende, Titanit, etwas Biotit (nur in Albit!), etwas Apatit. Die meisten der Albitkörner sind von Zonen feinkörnigen Zerfalles durchzogen. Im Grundgewebe ferner Titanit, Apatit.

Auch bei diesem Gestein ist eine Trennbarkeit in zwei Bildungsphasen äußerst wahrscheinlich, d. h., die Albitisation und die Bildung der lichten Hornblenden aus Diopsid unter geringer Alkalizufuhr ist vermutlich als ein zusammenziehender Vorgang und zweite Phase von der älteren Bildung des übrigen Bestandes abtrennbar.

#### Albitisierter Kalk-Strahlsteinschiefer (Kalksilikatschiefer).

Der oben vom nördlichen Rand des Serpentin von der Malikscharte erwähnte lichtgrüne Strahlsteinschiefer mit Albitknoten gibt u. d. M. folgendes: Karbonat ist nur mehr recht spärlich vorhanden und auf einzelne Nester beschränkt. Die Hornblende ist u. d. M. fast farblos und gibt nur //  $\gamma$  einen zart blaugrünen Ton. Sie setzt aus dünnen, aber bis 1 mm langen Nadeln gestreckte, besenartige Aggregate zusammen, die — etwa in s — das übrige Gewebe durchziehen; Auslöschungsschiefe etwa 20°. Epidot in farblosen Körnern ist recht reichlich vorhanden, schwach gefärbter Klinochlor spärlich. Einen großen Anteil haben die Albite, die — wie oben erwähnt — Knoten bis zu einigen Millimetern Größe bilden können, meist aber nur etwa 1 mm erreichen. Sie sind deutlich inverszonar, mit einem Kern von reinem Albit (etwa 6% An) und einer schmalen Hülle bis etwa 13% An. Eigentliche Lamellierung ist selten, es kommen aber wieder die eigenartigen einfachen, u. d. M. karlsbaderähnlichen Albitzwillinge vor. Die Albite sind frei von echter „Fülle“, aber reich an Einschlüssen: Einmal speichern sie vielfach in den Kernteilen dunkles Pigment, das mehrfach ein si bildet, und dann umschließen sie alle übrigen Gemengteile in wechselnder Menge; Hornblende sowohl in größeren Nadeln (die dann meist etwas deutlicher blaugrün gefärbt sind) und in parallel gestellten Mikrolithen, Epidot, Karbonat, etwas Chlorit. Dazu kommen noch — nur in den Albiten! — einige Blättchen von Biotit und Muskowit. Ferner umschließen sie noch Titanite mit pigmentiertem Kern, die aber auch im äußeren Gewebe stark vertreten sind. Spärlich Erz, Apatit.

Die Entwicklung der Albite strebt offensichtlich der Ausbildung eines Grundgewebspflasters, wie in vielen Prasiniten und Schiefen, zu. Alle Bewegungen sind voralbitisch.

Die oben erwähnte lichtgelbgrüne epidotreiche Lage aus den Serpentinrandbildungen am Palig zeigt u. d. M. eine mengenmäßig bei weitem überwiegende Hauptmasse von körnigem Klinozoisit-Epidot; darin schilfige Büschel von farbloser Hornblende, zahlreiche Körner von Pyrit und etwas Albit. *Granigg* führt daraus auch noch Titanit an.

Eine eigenartige Paragenese stellt ein Stück von den „Albiten“ westlich der Racherin dar, das i. H. neben gelbgrünem Epidot noch dunkle Körnchen und Nadeln erkennen ließ. Es ist als Epidot-Turmalinfels zu bezeichnen. U. d. M. ist die Hauptmasse farbloser bis schwach gelblich pleochroitischer Epidot, in einem Gefüge unregelmäßiger Körner, selten nur in größeren Säulen von über 1 mm Länge. Zweiter Hauptgemengteil, allerdings schon nicht mehr in gleicher Menge wie Epidot, ist Turmalin. Regelmäßigere Quer- oder Längsschnitte von Säulen sind nicht häufig, er ist vielmehr eher Ausfüllung zwischen den Epidoten; Pleochroismus von farblos oder ganz schwach bräunlich zu einem tiefen Grünbraun. Gegen diese beiden Mineralien sind die übrigen mengenmäßig unbedeutend: Hornblende, sehr licht gefärbt, nach  $\gamma$  zartblau,  $n\gamma/c$  16—18°; ihre recht breiten Säulen zeigen die Neigung, poikilitisch über das andere Gewebe hinwegzuwachsen, wobei vor allem Karbonat, dann Epidot, aber auch Turmalin umschlossen wird. Noch häufig ist Titanit, dessen rhombenförmige Schnitte auch über 1 mm Länge erreichen. Karbonat und opakes Erz sind schon selten, Apatit vereinzelt.

Die in der obigen Beschreibung der Randzone an der Serpentinbasis im N-Grat des Brennkogels erwähnte Lage 3, ein talkähnlicher Schiefer mit Tremolitfasern, ergab im Schlift: Die Grundmasse ist wirrblättriger feiner Klinochlor, farblos ohne Pleochroismus, mit schönem Lamellenbau. Auf der dem Serpentin zugekehrten Seite sproßt darin in wirrgestellten, farblosen, langen Säulen Tremolit;  $n\gamma/c = 10-12^\circ$ ,  $2V = 88^\circ$  negativ. Vereinzelt schon in dieser Lage, reichlich aber in einem folgenden Band, erscheinen Körner von höherer Lichtbrechung, ein vollkommen farbloser Diopsid. Eigenartigerweise setzt sich an diese Diopsidkörner Limonit an, so daß diese schmale Lage i. H. braun erscheint. Dann folgt mit scharfer Grenze ein Streifen fast ausschließlich aus Chlorit, mit nur wenigen Körnern von Titanit und einigen Apatitkörnern. Den Abschluß bildet — wieder scharf abgesetzt — ein Zoisitfels, in dem untergeordnet auch Diopsid, Tremolit, Klinochlor und etwas Albit auftritt. Der Zoisit ist dasselbe eigenartige Mittelglied der Gruppe, das schon bei den Phylliten beschrieben wurde: säulig bis körnig, mit feiner Längsspaltung und Querrissen, Lichtbrechung hoch, Doppelbrechung niedrig, deutlich

anomale Farben, aber viel weniger lebhaft als bei Klinozoisit, Achse normal zur Hauptzone, vollkommen oder fast einachsig, positiv; meist nur die Dispersion am Achsenaustritt zeigt die Zweiachsigkeit an.

Schon aus den dunklen phyllitischen Gesteinen, die anschließen, stammt der folgende Schliff; er schneidet eine der erwähnten dichten, lichtgrünen Lagen, die sich zwischen das harte, dunkle Gestein einschalten. Die Hauptmasse ist der eben gekennzeichnete, fast immer einachsige Zoisit in einem pflasterartigen Gewebe aus in s gestreckten Körnern. Er speichert Pigment in den meisten, aber nicht in allen Körnern, bis zur Undurchsichtigkeit, es bleibt aber immer wenigstens noch ein schmaler Saum um den schwarzen Kern frei. Wo die Pigmentierung fehlt, kommt ein mehr oder weniger scharfes si durch Körnchen von Titanit zum Vorschein, das wahrscheinlich aus den Rutil-„Tonschiefernadelchen“ des Phyllites weitergebildet ist. Selten erscheint in dieser Masse ein Korn Klinozoisit, weiters auch etwas licht gefärbte Hornblende, Albitkörner, ganz vereinzelt Quarz; reichlich zugegen ist Magnetkies und Pyrit.

In einzelnen schmalen Zügen überwiegen die hell gefärbten Nadeln der Hornblende ( $n_{\alpha}$  = gelblich,  $n_{\beta}$  = grünlichgelb,  $n_{\gamma}$  = bläulich,  $n_{\gamma}/c = 16^{\circ}$ ), und in solchen Zügen stellt sich auch etwas mehr Albit ein. Beide enthalten das erwähnte Titanit-si, der Albit auch mit feinen Nadelchen der Hornblende, ähnlich wie in Prasiniten. Ein Teil der Hornblende ist äußerst fein, ganz nach der Art der Diablastik in den eklogitischen Gesteinen.

Dieses Gestein ist zweifellos ein Erzeugnis der Wechselwirkung mit dem Serpentin auf der Unterlage eines phyllitischen Schiefers, wie sie im Aufschluß angrenzen. Dabei wurde der Kalkgehalt und der Quarz des Schiefers verarbeitet, von der Sedimentseite wohl auch weiterer Kalk herangebracht, während vom Serpentin her Mg zugeführt worden sein muß. Die Bildung des Albites verlangt aber andere Quellen.

Ein gleiches Gestein mit noch kräftigerer, phyllitisch angeordneter Pigmentierung liegt auch vom Westkamm des Brennkogels vor (gleiche Stellung).

Der nächste Schliff schließt auch räumlich an, er stammt aus einem knotigen phyllitischen Schiefer nahe dem Kontakt, i. H. ohne Besonderheiten. Der Schliff ist so dicht pigmentiert, daß nur einige etwas hellere Züge und kurzen Rissen ähnliche hellere Mineralpartien der Beobachtung zugänglich sind. Danach ist der überwiegende Teil feinschuppiger Muskowit und etwas Quarz. Hinein schieben sich sprunghaft größere Muskowitblätter, die Pigment speichern und selten mit einem stumpfbraunen Biotit verwachsen sind. Pigmentspeichernde, nachtektonisch gesproßte Holoblasten von einachsigem Zoisit sind noch reichlich vorhanden. An wenigen Rissen läßt sich ferner klarer Granat erkennen, der sich vermutlich in rundliche, holoblastenartige Pigmenthaufen als deren Träger fortsetzt. Auch er ist wie der Zoisit zweifellos nachtektonisch. Der Bestand dieses Gesteins ist also schon der des gewöhnlichen Schiefers, nur die Gegenwart von reichlicher Zoisit und die eigenartige Pigmentierung zeigen noch die Nähe des „Kontaktes“.

Schließlich kann hier anhangsweise noch ein Gestein beschrieben werden, das zwar nicht den normalen Reaktionsrändern der Serpentine angehört, aber doch genetisch mit diesen Bildungen zu tun haben dürfte. Am Südkamm des Brennkogels, am zweiten Höcker nördlich der Brennkogelscharte, liegt im Serpentin, ähnlich einer Schliere von nur wenigen Metern Ausdehnung, ein dunkleres Gestein. Bei feinem Korn ist es fleckig, aus einem schwarzen kurzadeligen und einem nicht näher erkennbaren zartgrünen Mineral, das in geringerer Menge Anteil nimmt. Das ganze ist deutlich gestreckt.

Erst der Schliff zeigte, daß es sich um einen Turmalin-Diopsidfels handelt, eine eigenartige und in dieser Stellung gewiß nicht zu erwartende Bildung. Hauptmasse ist ein kurzsäuliger Turmalin mit schöner Zonarität in der Farbtiefe und in der Tönung; der Kern ist mehr bläulich, die Hülle braungrün. Die Farben sind verhältnismäßig hell, in der Stellung geringer Absorption ist er fast farblos. An Einschlüssen beobachtet man Nadelchen von Rutil und kleine Körnchen, die wahrscheinlich zum Diopsid gehören. Zweiter Hauptgemengteil ist farbloser Augit mit einer Auslöschungsschiefe von etwa  $45^{\circ}$ . Er findet sich reichlich gewissermaßen in den Zwickeln des recht dichten Turmalingewebes. Als untergeordnete Gemengteile finden sich noch einige Titanite mit Kernen aus Rutil und einzelne Kristalle von Pyrit.

Dieses Gebilde kann kaum primär dem Serpentin angehören, sondern muß wohl als Erzeugnis der Wechselwirkung mit durchtretenden Abspaltungen von einem sauren Intrusiv gedeutet werden.<sup>99)</sup>

Zur Deutung der „Reaktionsränder“ an den Heiligenbluter Serpentin.

Die folgenden Bemerkungen beziehen sich nur auf den Heiligenbluter Serpentinzug und sind nicht unmittelbar auf die anderen Vorkommen mit teilweise abweichender Paragenese übertragbar. Obwohl diese Reaktionsränder auch ohne örtlichen Zusammenhang mit Serpentin stets gut kenntlich und von den übrigen Hüllgesteinen unterscheidbar sind, zeigt doch hier der Mineralbestand kaum diesen fremde Komponenten. Kalkspat, lichte Hornblenden, Klinochlor, Biotit, Epidot, der Zoisit, Albit usw. sind in den gewöhnlichen Hüllgesteinen in verschiedenen Paragenesen weit verbreitet, ein von den vorliegenden Diopsiden optisch nicht trennbarer Augit erscheint in den „Eklogiten“; lediglich die smaragdgrüne Hornblende und der braune Epidot fanden sich nur in diesen Gesteinen, sind aber genetisch anscheinend nicht weiter auswertbar.

In einzelnen der untersuchten Gesteine waren in Gang befindliche Umsetzungen erkennbar, so daß in ihnen also Bildungen verschiedener Kristallisationsphasen vorhanden sein können. So die Bildung von Hornblenden

<sup>99)</sup> Man vergleiche dazu die an Eklogit gebundenen Turmalinvorkommen, die *Frischknecht* (134) und *Kündig* (154) aus den Tessiner Alpen beschrieben haben.

auf Kosten diopsidischen Augites, die wahrscheinlich unter geringer Alkalizufuhr vor sich geht; es muß aber nicht alle Hornblende auf diesem Wege neugebildet sein (insbesondere nicht der Tremolit). Mit der Umsetzung von Diopsid in Hornblende scheint örtlich auch die Bildung von Albit zu gehen, bei dessen Gegenwart der Chlorit durch Biotit vertreten wird. Diese zweite Kristallisation ist also offenbar durch ein Mehr an Alkali gekennzeichnet, ohne daß damit auch eine durchgreifende Änderung der übrigen Bedingungen verbunden sein müßte. Sie hat — wie auch die Seltenheit stärkerer Albitisation in diesen Gebilden zeigt — keineswegs überall eingewirkt, und ist in ihrer Wirkung als Phase der Metamorphose mit der nachtektonischen Albitbildung in anderen Hüllgesteinen, insbesondere in den eklogitischen Prasiniten, vergleichbar. Der übrige Bestand ist dabei anscheinend aus einer älteren Kristallisation übernommen worden, ohne daß die äußeren Bedingungen eine Umsetzung notwendig gemacht hätten.

Aus der geologischen Stellung der „Reaktionsränder“ ergibt sich, daß sie — ganz unabhängig vom Bestande — eine Bildung der Grenzflächen der Serpentine sind; sie sind zweifellos das Erzeugnis einer Wechselwirkung in stofflicher Hinsicht zwischen dem basischen Massengestein und seiner Hülle und entwickeln sich überwiegend in letzterer nächst der Berührungsfläche. Der Serpentin selbst scheint darauf nur örtlich durch gesteigerte Tremolitführung zu reagieren. Die Ausgangsgesteine sind in der Mehrzahl Kalkglimmerschiefer (bzw. deren nichtmetamorphe Grundlage) und deren Marmore, seltener karbonatärmere phyllitische Gesteine (z. B. Brennkogelbasis). Der Unterschied im Ausgangsgesteine bedingt wohl Unterschiede in den Einzelheiten der Zusammensetzung und des Gefüges, nicht aber andere Mineralfazies.

In stofflicher Hinsicht war für die Bildung dieser Kalksilikatgesteine eine Einfuhr von Magnesia erforderlich (örtlich auch Fe), die unschwer aus dem Serpentin ableitbar ist; das örtlich nachweisbare Chrom hat wohl hier dieselbe Quelle. Für die verarbeitete Kieselsäure mag der gesteins eigene Quarz ausgereicht haben (er ist fast durchwegs verschwunden), und Kalk ist meist noch im Überschuß erhalten geblieben, obwohl von ihm anscheinend auch an den Serpentin etwas abgegeben worden ist (Tremolitreichtum). Für den Turmalin (auch den Apatit?) kommt man bei einer so intensiven Turmalinisierung, wie sie zwei der Proben zeigen, wohl kaum ohne die Annahme einer sauren pneumatolytischen Durchgasung dieses basischen Kontaktbereiches aus, die von einem dritten Gesteinskörper (bzw. unbekannter Tiefe) ausgegangen sein müßte. Dasselbe gilt für die unsere jüngere Kristallisationsphase begleitende Stoffzufuhr, doch liegt bei ihr der Anschluß an die großzügige Albitisierung anderer Teile der Schieferhülle auf der Hand.

Die Kristallisation überdauert auch bei den Gesteinen der „Reaktionsränder“ — so wie fast in der ganzen übrigen Hülle — die Durchbewegung. Das gilt nicht nur für die Mineralien unserer jüngeren Phase, sondern auch für die übrigen. Sofern also tektonische Bewegungen überhaupt nachweisbar sind — durch tektonisches Fehlen der Randbildungen, abgeschobene Fetzen davon oder im Gefüge — war der Mineralbestand in der die Bewegungen überdauernden Kristallisation entweder noch stabil und konnte verheilen oder ist dabei neu gebildet worden.

Bei den Reaktionsrändern der Heiligenbluter Serpentine ist also für eine genetische Deutung festzuhalten: 1. Sie sind Erzeugnisse eines Stoffwechsels zwischen dem Serpentin und seiner Hülle, wesentlich mit Stoffabgabe aus ihm. 2. An wenigen Stellen greift dazu noch eine pneumatolytische Durchtränkung ein, die am ehesten auf einen dritten Partner, ein saures Magma in der Tiefe, bezogen werden kann. 3. Örtlich werden diese Bildungen noch von einer jüngeren Kristallisationsphase mit Alkalizufuhr — analog der Albitisation vieler anderer Hüllgesteine — überdeckt. 4. Die Kristallisation aller Gemengteile überdauert die Durchbewegung. 5. Es fehlen Mineralien, die nach heutiger Kenntnis nur an Intrusivkontakten entstehen könnten.

Auf Grund dieser Eigenschaften, insbesondere Punkt 4 und 5, können die „Reaktionsränder“ der Serpentine hier wohl nicht echte unveränderte Intrusivkontakte sein. Es bleiben anscheinend nur die folgenden zwei Möglichkeiten: a) Ein ursprünglicher Intrusivkontakt ist mit und nach Bewegungen von einer „regionalen“ Metamorphose soweit überdeckt und umgearbeitet, daß von dem alten Bestande nur die auch unter den Bedingungen dieser Metamorphose stabilen Mineralien erhalten bleiben und neben Neubildungen nachtektonisch weiter kristallisieren konnten; weitergehend könnte man hier auch vermuten, daß es von der Metamorphose gänzlich umgearbeitete ehemalige Kontakte seien. b) Der Stoffwechsel zwischen den beiden sich berührenden Gesteinen hat mit dem Erstarrungsvorgang des beteiligten Intrusivs überhaupt keine Beziehung, sondern ist erst angeregt worden durch die Lösungszirkulation bei der „regionalen“ Metamorphose, die beide ergreift und dabei das basische Intrusiv wieder stofflich mobilisiert hätte. Auch in diesem Falle ist die Ausbildung charakteristischer Paragenesen, die sich in der übrigen Schieferhülle nicht wiederholen, aber keine ihr fremden Komponenten enthalten, verständlich; denn außerhalb der Serpentinränder werden sich gleiche stoffliche Bedingungen nicht wieder eingestellt haben.

Die geologische Beobachtung, daß die Serpentine im allgemeinen nicht intrusive, sondern tektonische Formen haben, spricht mehr zugunsten der letzteren Deutung; aber ob alle, und gerade die mit einem Reaktionsraum besetzten Grenzen tektonisch sind und nicht Reste des primären Randes, das läßt sich nicht erweisen. Und schließlich befriedigt diese Deutung noch nicht voll bei offensichtlich analogen Randbildungen an anderen Serpentin, wie schon denen des Nordabschnittes (S. 191 f.).

## b) Der Serpentin des Hackbrettlers und des Maurerkogel-SW-Abfalls.

Von den Vorkommen im nördlichen Teil der Oberen Schieferhülle ist dieses das bedeutendste und interessanteste; zugleich auch dank *Weinschenks* Untersuchungen (28, S. 669 f.) das bekannteste. Leider ist es uns auch hier nicht gelungen, alle Beobachtungen des Genannten zu bestätigen.<sup>100)</sup>

Unsere Beobachtungen bezüglich der Lagerung haben ergeben, daß es sich hier nicht, wie *Weinschenk* angibt, um einzelne Linsen handelt, sondern — wenn auch einzelne solche abgetrennt sind — um ein geschlossenes Band von Serpentin im Kalkglimmerschiefer, mit welchem dasselbe in komplizierte Falten gelegt ist (Umbiegungen in der Wand überm Maurerkees! Näheres im tektonischen Teil). Die Mächtigkeit dieses Bandes schwillt an und ab; und eine besonders starke Anschwellung — ca. 100—150 m — liegt im Hackbrettler, dem Kamm vorgelagert, wenn auch der unmittelbare Zusammenhang hier durch Schutt unterbrochen ist. Dieses Serpentinband ist nun tektonisch gar nichts weiter als die Fortsetzung des Prasinitzuges IV (vgl. S. 152) vom Jaggeskopf: S des Kleinen Schmiedingers sieht man den Serpentin sich auf den Prasinit legen, der dann bald auskeilt. Aber auch sonst ist öfters wieder Prasinit mit Serpentin verknüpft: so als schmale Randzone gegen den Kalkglimmerschiefer an der „Linse“ von Serpentin unter dem N-Ende der Schutt-Terrasse im unteren Wandabschnitt, S vom Schmiedinger (Abb. 61); ferner auf der Rippe N des Winterkarls. Ein Durchstieg durch die Wand ergab hier folgendes Profil, das vielleicht für einen größeren Abschnitt des Serpentinbandes<sup>101)</sup> typisch ist (Abb. 62):

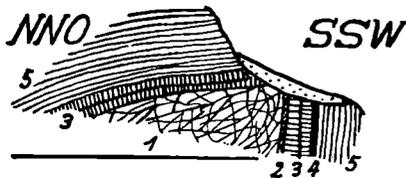


Abb. 61. Profil am Wandfuß unter Schmiedinger, 1:6250 ca.

- 1 = Serpentin
- 2 = Talkschiefer
- 3 = Prasinit
- 4 = Granatmuskowitschiefer
- 5 = Kalkglimmerschiefer

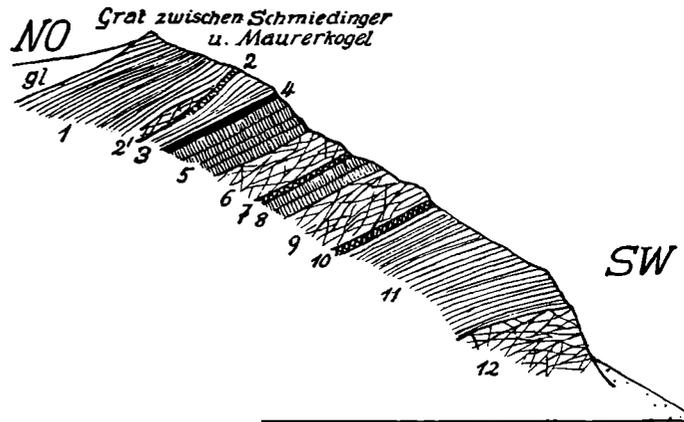


Abb. 62. Profil des Grates zwischen Schmiedinger und Maurerkogel, 1:6250 ca. Erklärung im Text.

1. Kalkglimmerschiefer des Grates Schmiedinger—Maurerkogel.
2. Talkschiefer, 3—4 m, mit ganz wenig stark verschiefertem Serpentin (2'), der in der Wand N unter der Durchstiegsrippe linsenförmig anschwillt.
3. Kalkglimmerschiefer.
4. Granatmuskowitschiefer, 1 m.
5. Prasinit, ca. 10—15 m.
6. Serpentin, stark verschiefert, ca. 15—20 m.
7. Talkschiefer mit Ankerit, 1—2 m.
8. Prasinit, 5—6 m.
9. Serpentin wie oben, ca. 10—15 m.
10. Talkschiefer mit Ankerit, 1—2 m.
11. Kalkglimmerschiefer.
12. Serpentin.

Leider gelang es nicht, die durch *Weinschenks* Beschreibung bekannten Kalksilikatgesteine in der Schmiedingerflanke wieder aufzufinden; nicht einmal im Schutt, geschweige denn anstehend. Die Zeichnung, welche *Weinschenk* (28, Abb. 1, S. 670) gibt, ist auch derart schematisch, daß man daraus gar nicht entnehmen kann, wo eigentlich sich die von Kalksilikatfels umgürtete Serpentinlinse befindet; außer, daß sie im unteren Teil der Wand stecken muß. Der Verdacht, daß der oben (Abb. 61) abgebildete Aufschluß gemeint sei, hat sich nicht bestätigt. Fast möchte man vermuten, daß das ganze Vorkommen seither abgestürzt und auch die Trümmer unter jüngerem Schutt begraben sein müsse. — Auf der W-Seite des Hackbrettlers dagegen konnten Kalksilikatgesteine im Schutt gefunden werden — allerdings auch nur ganz vereinzelt Stücke; Suchen nach dem Anstehenden blieb auch hier vergeblich.

Der Serpentin des Hackbrettlers ist z. T. ganz massig und dann häufig in unregelmäßiger Weise licht- und dunkelgrün gefleckt. Doch treten auch hier schon geschieferte Varietäten stärker hervor als man nach *Weinschenks* Beschreibung glauben möchte; und in den stark verwalzten und verfalteten Bändern der Schmiedinger—Maurerkogelflanken herrschen solche ausschließlich, soweit man den herabfallenden Proben entnehmen kann.

<sup>100)</sup> Allerdings war die Zeit, welche dieser abgelegenen Gegend — der Anmarsch von Schneiderau zum Fuße des Hackbrettlers erfordert schon gute vier Stunden — gewidmet werden konnte, zu knapp bemessen, um allen petrographischen Einzelheiten so nachzugehen, wie es wünschenswert gewesen wäre.

<sup>101)</sup> Die Darstellung auf der Karte mußte stark schematisiert werden. Zum größten Teil beruht sie nur auf Fernbeobachtung.

Die wenigen untersuchten Schriffe bestätigen die Angabe *Weinschenks*, daß „von den ursprünglichen Mineralien selten mehr als Spuren vorhanden“; es wurden nämlich nicht einmal Spuren von ihnen gefunden, die einzigen beobachteten Gemengteile sind Antigorit und opakes Erz. Speziell in den gefleckten Abarten hätte man — nach Erfahrungen anderwärts (116, S. 253) — allenfalls Andeutungen auf Herkunft von Pyroxen erwarten können; aber auch die hellen Flecken entpuppten sich als reine, recht scharf abgegrenzte Antigoritaggregate, die nur durch das Fehlen des in der dunklen Umgebung überall verteilten Erzes ausgezeichnet sind. Auch das farblose Hornblendemineral, das *Weinschenk* (28, S. 670) in den lichten Flecken beigemischt fand, fehlt den untersuchten Schriffen. Was dieser fleckigen Beschaffenheit primär zugrunde liegt, bleibt vollständig dunkel; am ehesten vielleicht doch nachträgliche Auswanderung des nicht silikatisch gebundenen Eisenanteils. Dafür spräche vielleicht die Beobachtung, daß in einem Schliff die schmalen, erzreichen Streifen zwischen den hellen Flecken viel feineren Antigorit zeigen als die letztgenannten; das Erz scheint demnach in Durchbewegungstreifen abgewandert zu sein. In einem anderen Falle freilich erscheinen parallelblättrige Streifen weitgehend geregelten Antigorits ebenso von Magnetit gereinigt, wie andere parallele Streifen mit grobblättrigem, nicht auffällig geregeltem Antigorit (Kluftfüllung?). Es ist also schwer, über die obige Arbeitshypothese zu einer Entscheidung zu kommen. — Reste von Gitterstruktur sind vielfach noch kenntlich; sonst aber kaum ein Anhaltspunkt für die weitere Entzifferung der Bildungsgeschichte.

Eine petrographische Untersuchung der Kalksilikatgesteine muß unvollständig bleiben, ohne Berücksichtigung des teils von *Weinschenk*, teils schon früher gesammelten Materials der Münchner Sammlungen. Leider blieb es uns zum größten Teile unzugänglich; gesehen habe ich nur die in der Minerallagerstättensammlung verwahrten Stücke, z. T. einem prachtvollen Typus, mit zentimetergroßen Granaten, angehörend; ohne daß eine Dünnschliffuntersuchung möglich gewesen wäre. So bleibt man vorläufig angewiesen auf *Weinschenks* kurze Mitteilungen (24, S. 671 f.) und das Wenige, was ich an Hand eigener Funde feststellen konnte.

Es ist dies einmal ein Silikatmarmor, ähnlich dem von *Weinschenk* beschriebenen: ein gleichmäßig schwärzlichgraues Gestein mit unregelmäßig warziger Anwitterung, während auf frischem Bruch in einer (s-) Ebene gestreckte, bis über zentimeterlange Mineralindividuen durch glänzende Spaltflächen sichtbar werden. Wie das Mikroskop lehrt, sind es Calcite mit nur feinen, wenig auffälligen Lamellen; sie greifen buchtig ineinander. Von Silikaten sind vorhanden Diopsid (Achsenaustritt auf 001; +; c : c gegen 38°) und Klinozoisit; beide in kleinen, unregelmäßig zackig ineinandergreifenden Körnern. Das kohlige Pigment — Schungit nach *Weinschenk* — durchzieht das Gestein in undeutlich parallelen, z. T. auch gewundenen Streifen.

Andere Stücke sind echte Kalksilikatfelse. Es findet sich darunter der Typus, welchen *Weinschenk* als karneolähnlich aussehend erwähnt: dicht, bräunlichrot, splitterig brechend, jedoch stets unregelmäßig verzahnt mit einem deutlich körnigen, der bereits dem freien Auge ein Gemenge des roten Bestandteils mit einem lichtgrünen zeigt. Adern sind ausgekleidet mit leuchtend roten, z. T. wohlentwickelten Granatkristallen, deren Zwischenräume anscheinend mit Calcit (im vorliegenden Stück bis auf geringe Reste weggelöst) erfüllt waren. — Im Schliff erscheint der Granat<sup>102)</sup> lichtbräunlich und vollkommen isotrop; das grüne Mineral ist Diopsid; außer einzelnen größeren Individuen auch ganz feinkörnige Massen, in unregelmäßiger Weise mit dem Granat gemengt. Dazu kommt noch ein farbloses, feinblättriges chloritähnliches Mineral (c = c) mit grauweißen Interferenzfarben; ferner einzelne größere unregelmäßige Calcite und ganz spärlich Magnetit. Irgend eine Regelmäßigkeit in der Anordnung ist nicht erkennbar.

Ein makroskopisch blaßgrünes feinkörniges Gestein besteht ganz aus einem richtungslosen Diopsidaggregat; dazu etwas Chlorit, sowie einzelne Körnchen von Magnetkies.

Hingewiesen sei hier noch auf den von *Weinschenk* beschriebenen Vesuvianfels, sowie auf die Beobachtung desselben Autors, nach welcher große, im Kalksilikatfels liegende Diallage von Rissen aus von Granat aufgezehrt werden.

<sup>102)</sup> Um bezüglich seiner Zusammensetzung Sicherheit zu erlangen, wurden einige der auf einer Kluft aufgewachsenen Kristalle durch Bergrat Dr. O. *Hackl* chemisch geprüft. Derselbe schreibt:

„Von dem uns überbrachten Granat . . . wurde ein Teil sorgfältig separiert und gepulvert. Diese Probe war frei von Kohlensäure, ein Beweis dafür, daß keine Verunreinigung von begleitendem kohlensaurem Kalk hineingelangt war.“

In Anbetracht der vorhandenen kleinen Menge, von welcher überdies ein großer Teil erhalten bleiben sollte, mußte die quantitative Analyse als Halb-Mikro-Analyse ausgeführt werden. Hierzu war es wieder notwendig, ein dazu geeignetes Kieselsäure-Bestimmungsverfahren auszubilden, da das Makro-Verfahren hierbei nicht in bloß verkleinertem Maßstab anwendbar ist und das Mikro-Verfahren aus verschiedenen Gründen gleichfalls nicht anwendbar war.

Die Analysen-Resultate sind:

Kieselsäure . . . . .	37,8%	6306
Aluminiumoxyd . . . . .	16,9%	1657
Gesamt-Eisen, als Oxyd . . . . .	10,4%	650
Calciumoxyd . . . . .	32,8%	5857
Magnesiumoxyd . . . . .	1,3%	325
	99,2%	

Es liegt also ein Kalk-Thon-(Eisen-)Granat vor.“ Wie zu erwarten war; gehören doch alle „Serpentinkontaktgranaten“ der Reihe Grossular-Andradit an (vgl. *Weinschenk* 24, S. 710; *Heritsch* 146, S. 77 f.).

Leider ist bezüglich der Genese auf Grund der vorliegenden Beobachtungen keine sichere Entscheidung möglich. Es ist anderwärts bezüglich ähnlicher, an Serpentin gebundener Kalksilikatfelse auseinandergesetzt worden (116, S. 305), warum ihre Deutung als Kontaktprodukte des peridotitischen Magmas am wahrscheinlichsten ist. Das dort Gesagte läßt sich größtenteils auf den vorliegenden Fall anwenden; insbesondere ist der mineralfazielle Gegensatz gegenüber der ganzen Umgebung, in der nirgends  $\text{CaCO}_3$  und  $\text{SiO}_2$  unter Bildung von Kalksilikaten — außer allenfalls Tremolit oder Zoisit — miteinander reagieren, in der auch nirgends Mineralien wie Vesuvian und Granaten der Reihe Grossular-Andradit überhaupt vorkommen. Dieser mineralfazielle Gegensatz ist eine Hauptstütze für die angedeutete Auffassung, die übrigens für unser Vorkommen wie für die der Tauern überhaupt auf *Weinschenk* a. a. O. zurückgeht.<sup>103)</sup> Allerdings mußte sie derselbe für gewisse gangförmig im Serpentin auftretende Vorkommen dahin komplizieren, daß hier pneumatohydatogene Nachschübe des Peridotitmagmas auf den Serpentin selbst eingewirkt hätten.

A. a. O. (116) wurde auch auf die Schwierigkeit hingewiesen, welche für die Auffassung als Kontaktprodukte darin besteht, daß diese Kalksilikatfelse so wenig von tektonischen Einwirkungen erkennen lassen, während der Serpentin von solchen vielfach aufs stärkste betroffen ist. Das trifft auch in unserem Falle zu; und wenn *Weinschenks* Abb. 1 a. a. O. halbwegs mit der Wirklichkeit übereinstimmt — was sich ja leider nicht überprüfen ließ, vgl. oben —, so ist die Schwierigkeit hier noch wesentlich vergrößert; denn nach Analogie der übrigen Vorkommen wäre auch die von *Weinschenk* gezeichnete Serpentinlinse tektonisch entstanden zu denken, der rings um sie gezeichnete Kalksilikatsaum könnte mithin wirklich nur nachtektonisch entstanden sein. Eine Beziehung zur Intrusion des Peridotitmagmas wäre damit ausgeschlossen. Aber was dann? Aus der Tiefe (nicht so sehr vom Zentralgneis als aus unbekannter Quelle) aufdringende Lösungen können zwar heute nicht mehr als reiner „deus ex machina“ gelten, nachdem wir ihre Wirksamkeit vielfältig nachweisen können; aber daß sie hier so anders gewirkt haben sollten als in anderen Fällen, ist schwer einzusehen. Daß die sonst nachweisbare Zufuhr von Na (vor allem) hier ausbleibt, wäre noch die kleinere Schwierigkeit; sie könnte mit dem Hinweis darauf entkräftet werden, daß der Chemismus des Gesteins das Abfangen von Alkalien nicht gestattete (obwohl es Albitisierung in Karbonatgesteinen gibt; S. 99, 134 u. a.!) und ebenso in Kalksilikatfelsen der Heiligenbluter Gegend; S. 187!). Schwerer wiegen dürfte der Umstand, daß hier eine von dem sonst im Glocknergebiet gewohnten so weit abweichende Mineralfazies — mit Ca-Granat, Vesuvian, Diopsid<sup>104)</sup> — entstanden ist und nicht Tremolit oder Aktinolit und Zoisit-Epidotmineralien, die man eigentlich hätte erwarten müssen. Dieser Gegensatz wiegt um so schwerer als auch anderwärts an Serpentinrändern die gleiche Mineralfazies vorkommt, bis hinauf in Zonen, wo die progressive Umwandlung der Umgebung z. T. nur noch phyllitische Bildungen hervorbringt (116, S. 305).

Aus diesem Dilemma ist zunächst kein Ausweg zu sehen. Hoffen wir, daß künftige Funde einen solchen weisen werden!

Andere Argumente, welche für eine Entstehung solcher Mineralbildungen an den Serpentin unter Einwirkung von Zentralgneis-Restlösungen geltend gemacht wurden (z. B. 158), sind ebenfalls anfechtbar. Vor allem ist der Zentralgneis selbst auf keinen Fall so jung, daß man als nachtektonisch betrachtete Kristallisationen ohne Schwierigkeit auf ihn zurückführen könnte. (Eine Gebundenheit gar an aplitische Durchäderung [100] ist in unseren Vorkommen — in der Oberen Schieferhülle! — ganz und gar nicht vorhanden!) Die Berufung darauf, daß Mineralklüfte der „alpinen Titanformation“ noch in gleicher Entfernung vom Zentralgneis auftreten wie die Serpentinmineralien, ist abzulehnen; *Königsberger* hat ja schon längst gezeigt, daß jene Mineralklüfte durch reine Lateralsekretion erklärt werden können (151 a)! Auch daß den Serpentin des ostalpinen Altkristallins gleichartige Kontakte fehlen, besagt nicht viel; stecken diese doch zumeist in ganz anderer (kalkfreier!) Umgebung, die nicht geeignet war, Kalksilikatfelse zu liefern.

### c) Weitere Vorkommen.

Das nächstbedeutende Serpentinvorkommen ist das vom Hochtengipfel. Er bildet eine stark in liegende Falten gelegte Lage in Kalkglimmerschiefer, welche W unterhalb des nördlichen (Schnee-) Gipfels scharf gegen N hinabgebogen ist. S unter dem Hauptgipfel greift der Kalkglimmerschiefer als Faltenkern in den Serpentin ein. Trotz der starken tektonischen Beanspruchung ist dieser größtenteils nicht geschiefert, wohl aber von zahlreichen Rutschflächen durchsetzt, nach denen er in flache Linsen zerfällt. — Am Grat N unter dem Hauptgipfel steht am Kontakt mit dem Kalkglimmerschiefer ein lichtgrüner Marmor an, einige Dezimeter mächtig, der bereits dem unbewaffneten Auge Gehalt an zahlreichen silberweiß glänzenden Nadelchen verrät; u. d. M. geben sich diese als Tremolit zu erkennen, der in allen Richtungen die umgebende Calcitmasse durchsetzt; auch auf eingelagerte Chloritputzen nimmt er keine Rücksicht. Dies Gestein ist selbstverständlich in keiner Weise mit den oben erwähnten Kalksilikatfelsen usw. zu vergleichen; hier liegt die Deutung als simpler Reaktionsaum (für den hier nicht einmal die Mitwirkung von anderwärts herkommenden Lösungen benötigt wird) zweifellos am nächsten.

An den anderen Kontakten — soweit begangen! — fehlen ähnliche Bildungen. Wohl aber tritt S unterm Gipfel Talkfels auf, von Strahlsteinprismen durchwachsen, durch deren Überhandnehmen geht er über in reinen, grobstengeligen Strahlsteinfels. Auch unterhalb des Schneegipfels liegen ähnliche Gesteine in Stücken reichlich umher. Sie gehören einer sehr verbreiteten Gruppe von Serpentinrandbildungen an; vgl. darüber unten.

<sup>103)</sup> Sie wurde neuerdings für die Tauern — z. T. gestützt auf Material aus unserem Untersuchungsgebiet — von *Hottinger* (67, S. 280 f.) vertreten, der allerdings Gesteine als Kontaktprodukte anspricht, deren Mineralbestand keinen ausreichenden Anhaltspunkt bietet: das vom Boggeneikes (a. a. O., S. 283) gehört zu unseren Epidositen (S. 157), während am Pfandschartenweg (ca. 2000 m) gar einer unserer Granatmuskowitschiefer (S. 146) sich eine solche Mißdeutung gefallen lassen mußte!

<sup>104)</sup> Ca-Granat kommt allerdings ausnahmsweise in Kalkglimmerschiefern vor (S. 135).

Eine weitere Gruppe von Serpentinorkommen, zwar vielfach durch Schuttbedeckung, vielleicht auch gelegentlich tektonisch unterbrochen, aber zweifellos zusammengehörig, begleitet am N-Rand der AVK. den Prasinitzug III von der Gegend S des Beilwiesecks über die Steingasse ins Mühlbachtal und weiter zur Lakarscharte, wo er im Prasinit auskeilt (d. h. wohl als Antiklinale von ihm umhüllt wird). Er wird begleitet von dem S. 176 f. behandelten Epidotamphibolit; außerdem mehrfach, z. B. im Profil der Steingasse, von einem dunkelgrünen, feinschuppigen Chloritschiefer<sup>105)</sup> mit Magnetitporphyroblasten. — Der Serpentin selbst ist nur zum kleinen Teil massig; im Schlift erscheint er als reines, nur wenig geregeltes Antigoritblätterschicht, mit übergebreitetem Erzschiefer. Größtenteils aber ist er vollkommen verschiefert und meist so mürb und weich, daß es nicht mehr möglich ist, ein Handstück davon zuschlagen.

Auch am Fersbach ist dem Prasinitzug III mächtiger Serpentin eingelagert, ebenfalls meist stärkst verdrückt und verschiefert. Auch hier treten an seinen Rändern, in der Gegend um die Fersbach-Hochalm, vielfach Chloritschiefer mit Magnetitporphyroblasten (besonders schön, bis 4 mm Kantenlänge), sowie Talk-Strahlsteinschiefer auf. Auch hier ist Epidotamphibolit in zwei Zügen eingeschaltet.

Auch der Serpentin an der Ringscharte (S Gamskragenhöhe; Prasinitzug V) ist von Chloritschiefer mit Magnetitporphyroblasten begleitet; die größten — bis 5 mm Kantenlänge — sind nach einer Oktaederfläche tafelig entwickelt und in s eingeregelt. Daneben aber finden sich viele kleinere Oktaeder von durchaus regelmäßiger Ausbildung. Die mitgenommenen Proben lassen nicht erkennen, worauf die Verzerrung, bzw. das Ausbleiben derselben zurückzuführen sein könnte außer auf das stärkere Wachstum; denn auch von den nicht verzerrten (kleinen) Kristallen haben einzelne eine (111)-Fläche // s.

Es gibt dann noch eine große Zahl von Serpentinorkommen im Bereiche der Oberen Schieferhülle, auf die nicht im einzelnen eingegangen werden kann; die wichtigsten sind aus der Karte zu ersehen. Betont sei nur, daß auch sie vielfach von Chloritschiefer mit Magnetit begleitet werden; noch häufiger von Talkfels bis -schiefer, ebenfalls mit Magnetit oder mit braunem Ankerit, auch beiden nebeneinander, oder endlich mit Strahlstein als Porphyroblasten; letztere leiten schließlich über zu reinen Strahlstein- (Smaragdit-) Felsen bis -Schiefern, als dem letzten Glied dieser Serpentinrandbildungen.

Oft genug aber treten solche Gesteine auch ohne begleitenden Serpentin auf. So lassen sich z. B. auf dem Rücken SO vom Beilwieseck Talkschiefer bis zu dem Torfmoor bei P. 2004 zwischen Prasinit verfolgen, weit weg von dem Serpentin im S. Im Schlift erscheint er als nur wenig geregeltes Haufwerk von Talkblättern verschiedenster Größe (bis fast 1 mm); dazwischen einzeln oder in feinblättrigen Aggregaten ein sehr blasser und kaum doppelbrechender Chlorit. Auch im Kalkglimmerschiefer trifft man öfters kleine Linsen solcher Gesteine ganz isoliert, selten bis zu 1 m mächtig; z. B. den Strahlsteinfels bei der Keilscharte oder den 4 m mächtigen Talkschiefer mit Ankeritporphyroblasten und Hülle von Strahlsteinschiefer am S-Grat der Klockerin. Bemerkenswert ist eine solche Linse am Kleinen Bärenkopf dadurch, daß hier inmitten von Talkschiefer ein dunkelgrünes, von braunen Ankeritputzen durchsetztes Gestein auftritt, das man zunächst für Serpentin hält; im Schlift gibt es sich jedoch als Chloritgestein (ganz blaß gefärbter Klinochlor in aggregatpolarisierenden Büscheln, gewöhnlich den Ankerit umwachsend) zu erkennen; außerdem enthält es noch Talk, sowie einzelne auffallend große Magnetit- und Apatitindividuen.

Noch schöner ist eine ähnliche Folge verschiedenartiger Zonen bei dem in Prasinit eingeschalteten Vorkommen südlich der Fruschnitzscharte (Lange Wand 2960).

Im südlichen Abschnitt ist das bedeutendste der kleineren Serpentinorkommen jenes an den Fruschnitzscharten zwischen Zollspitz und Gamskopf. Es ist eine längliche Masse von etwa  $\frac{1}{2}$  km Länge, die an ihren Enden in mehreren schlanken Lappen auskeilt; dabei hat es besonders am Ostende den Anschein, als ob diese Lappen nicht nur durch Schuppung, sondern wesentlich auch durch Faltung entstanden wären. Der Serpentin selbst ist durchwegs deutlich geschiefert, z. T. zu ausgesprochenem Antigoritschiefer umgeformt, und bildet im Gelände nur gerundete, schuttreiche Gratbuckel.

Ein Schlift zeigt als Gemengteile nur Antigorit und recht reichlich Erz, dessen Züge die Schieferung stark belonen. Der Antigorit läßt sich nach der Blättchengröße ungezwungen in zwei Generationen trennen; die einen liegen in ihrer Größe etwa bei 0,05—0,1 mm (Grobantigorit), die anderen meist unter 0,02 mm (Feinantigorit). Letzterer bildet nur wirre Haufwerke, die höchstens in ihrer Gesamtform in die Schieferung eingeregelt sind, im übrigen aber allenthalben den gröberen Antigorit durchsetzen. Der Grobantigorit ist zum größeren Teil scharf in das s eingeschichtet und läßt damit keine älteren Strukturen mehr erkennen; östlich aber sieht man noch zwei sich kreuzende Systeme von der Anordnung des Fächerantigorites in den Stubachiten. Aber es sind keine schönen Fächer entwickelt, sondern die Blättchen sind rundum gezähnt, als wenn sie von dem zwischengelagerten Feinantigorit angefressen wären. Im Sinne der von Angel gegebenen Deutung des Feinantigorites als Erzeugnis der Diaphthorese wäre eine solche Entwicklung im Zuge der Durchbewegung auch vollkommen verständlich. Eine andere Form des Auftretens von Grobantigorit ist die in Form von Flecken, die verdrückten Porphyroblasten ähnlich sehen. Sie bestehen in der Hauptsache aus subparallel gestellten Antigoritblättchen, zwischen die — einer engen Lamellierung ähnlich — parallel der Spaltung feine Schnüre von wirrem Feinantigorit eingelagert

<sup>105)</sup> Dieses Gestein ist gänzlich verschieden von den zu Unrecht „Chloritschiefer“ geheißenen Prasiniten! Den Unterschied von zweierlei „Chloritschiefern“ kannte übrigens schon Peters (14, S. 774).

sind. Die Abkunft dieser Gebilde ist nicht mehr sicher anzugeben, vermuten läßt sich aber, daß sich hier auf diese Weise die diallagartige Absonderung eines Pyroxens — wohl auf dem Umweg über Bastit — abbildet.

Nach ähnlichen Beobachtungen aus den Heiligenbluter Serpentin dürfte es sich aber doch eher um einen rhombischen Pyroxen handeln.

Mit gewisser Wahrscheinlichkeit ist also hier ein primärer Bestand Olivin + Pyroxen + Erz nach tiefenhydrogener Umwandlung (?) der Stubachitmetamorphose unterworfen (Grobantigorit) und dann unter Durchbewegung von einer diaphthoritischen Umprägung (Feinantigorit) umgearbeitet worden.

Eine recht reiche Entwicklung nehmen am Serpentin der Fruschnitzscharten die Gesteine der Randzonen. Trotz der unmittelbaren Nähe mächtiger überlagernder Prasinitmassen kommt es nirgends zu einer unmittelbaren Berührung mit diesen, sondern es schaltet sich überall ein schmales Band von Kalkglimmerschiefer zwischen die beiden Gesteine ein. Nur an dem nordwestlichen Lappen kommt etwas Prasinit mit Serpentin in Berührung, ohne daß dort ein primärer Zusammenhang erweislich wäre. Am Ostende, wo sich der Serpentin in einer Schuppenzone unter Prasinit auflöst, schalten sich auffallend biotitreiche Glimmerschiefer ein. Als Angehörige der „Reaktionsränder“ trifft man hier und insbesondere am weiteren Verlauf der Hangendgrenze: Smaragditfels und -schiefer, mit wechselnder Beteiligung von Chlorit, mit Übergängen in Talkschiefer und Talk-Breuneritschiefer, ganz untergeordnet grüne Silikatmarmore und Kalksilikatschiefer; nächst der Unteren Fruschnitzscharte kommen dazu noch hellgelbgrüne Diopsidfelse, die aus einem feinen Gewirr von Augitnadeln mit untergeordneter Beteiligung von Karbonat und Tremolit bestehen. An Fugen kommt es in dieser Randzone auch zur Ausscheidung von grobkörnigen Kalkspatlagen. Auffallend ist in diesen Randzonen im Vergleich mit denen der Heiligenbluter Serpentine das völlige Zurücktreten der dort so verbreiteten karbonatreichen Kalksilikatgesteine.

Eine kleine Schuppe von Antigoritschiefer in Begleitung von Smaragdit- und Talkschiefer ist in der Scharte zwischen Gamskopf und P. 3091 in Prasinit eingequetscht (auf der Karte fälschlich als Kalkglimmerschiefer bezeichnet).

Am Grat S der Zollspitze liegt an der Grenze von Prasinit zu einem Kalkglimmerschieferband ein ansehnlicher Knoten von Smaragditfels und dunkelgrünem Hornblendefels, umgeben von einer Hülle aus Talk-Breuneritschiefer und Chloritschiefer mit Magnetitkristallen. Es könnte sich natürlich auch hier um eine von Serpentin tektonisch getrennte Randzone handeln; doch ist hier aus der Stellung ein primärer Zusammenhang mit den Prasiniten sehr wahrscheinlich, so daß die Deutung dieser Knolle als metamorphes, extrem basisches Differentiat dieser viel für sich hätte.

Ein weiteres, sehr interessantes Stück wurde leider nicht im Anstehenden, sondern nur im Serpentinblockwerk am Schwemmkegel des Fruschnitzbaches gesammelt. Nach der Ortslage kann es aber nur von diesem Serpentin oder von einer allfälligen streichenden Fortsetzung unter dem Kees stammen. In einem Serpentinblock von gewohnter Art war da eine kluftähnliche Schliere aus groben (bis über 1 cm) Körnern vom Aussehen eines grünlichbraunen Bronzites zu sehen.

Der Schliff zeigt jedoch, daß es sich um einen monoklinen Pyroxen handelt. Durch die fast dünnfaserige Absonderung erscheinen die Körner mit Ausnahme kleiner Partien trüb, Färbung ist u. d. M. keine beobachtbar. Die Auslöschungsschiefe wurde an einigen Körnern übereinstimmend mit 36–38° gemessen. Diese Diallage zeigen erst den Anfang von Umsetzungen, indem sich im Sinne der Absonderung ganz schmale, niedrig doppelbrechende Fasern einschalten, die wohl als Bastit anzusprechen sind. Diese geringe Veränderung der Diallage spricht ebenfalls dafür, daß die Pseudomorphosen des vorhergehenden Schliffes rhombische Pyroxene abbilden. Prächtig sind aber die mechanischen Störungen dieser Körner; man sieht sie vielfach unter Biegung der Absonderungslamellen gestaucht oder von Zerbrechungstreifen gequert; dabei können sie auch nach der Absonderung aufspalten. Diese Risse und die gelockerten Kornwickel füllt Blätterserpentin, zumeist „Feinantigorit“ (vgl. *Angel*, 82, 86), ohne den Pyroxen merkbar aufzuzehren. An weiteren Gemengteilen ist noch spärlicher Tremolit zu erwähnen, der sich manchmal als kurzer Bart an ausfasernde Diallagen ansetzt, und ferner Erz; dieses findet sich nur spärlich in Blättchenform im Diallag, verbreitet ist es hingegen als Ausscheidung in den von Serpentin erfüllten Rissen und Kornwickeln.

Diallag scheint demnach ein seltener Gemengteil dieses Serpentin zu sein, aber hier den Angriffen der Serpentinisierung weitgehend und am längsten zu widerstehen — wie dies ja auch aus anderen Serpentin-vorkommen der Alpen bekannt ist.

Der langgestreckte Serpentin der Romariswand war leider in seinem Hauptteile wegen der Bedrohung durch darüberliegende Eisabbrüche nicht begehbar, sondern nur an seinem schmalen Westende. Hier ist dieser dunkle, dichte Serpentin randlich verschiefert, ohne eine eigene Randzone zu entwickeln. In der Scharte zwischen den beiden Gipfeln — ebenso auch im Osten — wird er unmittelbar von Prasinit überlagert. Die Grenze ist scharf, ohne Entwicklung von besonderen Zwischenbildungen, die seine genetische Beziehung zum Prasinit klarstellen könnten.

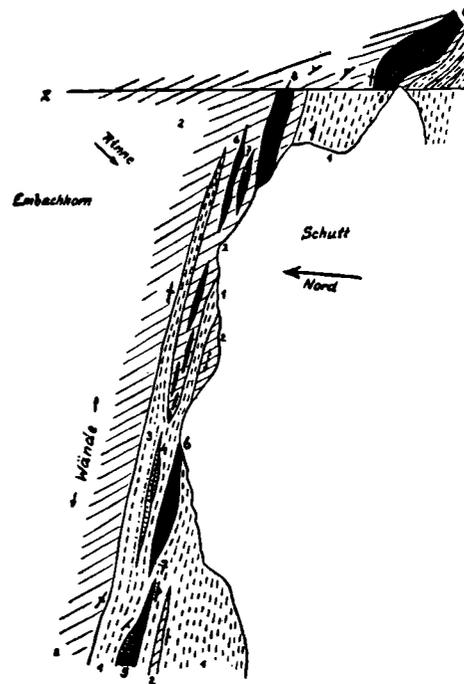
Interessant ist der Schliff durch ein Stück, das die Pasterze jedenfalls von dieser Masse herabgebracht hat. Das Stück läßt durch das Auftreten von heller grünen Flecken in dunkler Grundmasse die Anwesenheit von Pyroxenen vermuten.

Auch u. d. M. sind die hellen Flecken noch als **Porphyroblasten** zu erkennen; sie bestehen entweder aus subparallelen **Antigoritblättchen**, die von wirrem **Feinantigorit** unregelmäßig durchsetzt werden, oder aus einer Masse gedrängener **Antigoritblättchen**, die nur undeutlich eine Regelung in zwei sich kreuzende Systeme erkennen lassen. Den Rand einer solchen **Pseudomorphose** kennzeichnet ein Kranz von **Karbonat**, durchsetzt von grobem **Antigorit**; die anderen aber sind rings eingefasst von **Körnerreihen** desselben **diopsidischen Augites** (oder **Diallag?**), der auch in den **Heiligenbluter Serpentin** verbreitet ist. Auch hier ist er von **Antigorit** durchspießt. Solcher **Augit** kommt auch in kleinen **Körnern** abseits vor. Es ist nicht wahrscheinlich, daß sich der **monokline Augit** im Kern vollständig, am Rande aber erst wenig umgesetzt hat, sondern es ist — in Analogie mit den **Heiligenbluter Schliften** — eher anzunehmen, daß diese vollständig **pseudomorphosierten Körner** einst **rhombische Augite** waren. Sie wären vom **monoklinen Augit** zonar umwachsen gewesen, ja in einem Falle ist eine **Andeutung** ehemals **lamellarer Verwachsung** vorhanden.

Das übrige Gewebe zeigt stellenweise noch eine **Andeutung** von **Maschenbau** von der Art der **tiefenhydatogenen Olivinserpentine** oder der **Gitter** nach **Pyroxen** am **Ganz** (*Angel* 82). Das meiste ist aber offensichtlich **zerbrochen** und nur **kurze Stücke** der **Maschenrahmen** schwimmen zwischen **Antigoritblättern** und **wirrem Feinantigorit**. Der **Serpentin** dieser **Rahmenstücke** ist z. T. „**gemeine Rahmenfaser**“, z. T. „**Rahmen-**

Abb. 63. Skizze der Serpentinlinsen unter Embachhorn und Gamsburg.

- |   |   |
|---|---|
| 1 = dunkle Phyllite                     | 6 = Grenzbildung des Serpentin i. Allg. |
| 2 = Kalkglimmerschiefer                 | 7 = Kalkschiefer mit Breunerit u. a.    |
| 3 = phyllitischer Granatglimmerschiefer | 8 = verschiefter Serpentin              |
| 4 = heller Quarzitschiefer              |   |
| 5 = Prasinit                            |   |



**chrysotil**“ im Sinne von *Angel* (l. c.). **Ausscheidungen** von **Erz** sind in diesem **Gestein** außerhalb der **Pseudomorphosen** sehr **reichlich** und sie betonen auch den **Maschenbau** noch dort **scharf**, wo er schon in **Antigorit** übergeht. **Selten** ist **Karbonat**.

In diesem **Gestein** ist damit recht **deutlich** eine **ältere tiefenhydatogene Serpentinisierung** und eine **jüngere dynamometamorphe Antigoritbildung** trennbar.

Von irgend einem nicht zugänglichen, bzw. unbegangenen Punkte am Rand des **Serpentins** der westlichen **Romarishand** stammt jedenfalls auch der als **Rollstück** im **Laperwitzkar** aufgefundene **Kalksilikatschiefer**; seine wesentlichen **Gemengteile**: **Kalkspat**, **Diopsid**, **optisch anormaler roter Granat**, **Epidot**, **lichtblaue Hornblende**.

Östlich des **Ferleitner Tales** erscheint in der **verschuppten Grenze** zwischen **Oberer** und **Unterer Schieferhülle** nochmals **Serpentin** unter der **Hohen Gamsburg** in drei **Linsen** (Abb. 63); zwei liegen in **Kalkglimmerschiefer**, eine in **Phyllit**. Der **durchaus verschiefter Serpentin** wird in allen **Linsen** rundum von **geschieferten Silikatemarmoren** und **Kalksilikatschiefern**, genau wie an den **Heiligenbluter Serpentin**, **umgeben**. Dazu treten noch **Linsen** von **Talkschiefer** und **einzelne Knollen** von **spätigem Karbonat**. **Derartige Gesteine** finden sich hier auch **abseits** von **Serpentin** als **Schuppen** im **Kalkglimmerschiefer**.

Schließlich seien noch zwei kleine **Vorkommen** von **Serpentin**, bzw. **Randgesteinen** aus dem **Südabschnitt** erwähnt, die **innerhalb** der **großen Prasinitzüge** liegen, während sonst hier die **Serpentine** mit wenigen **Ausnahmen** (wie **Fruschnitzcharten**) eine gewisse **Unabhängigkeit** von den **Prasiniten** zeigen.

Das erste **Vorkommen** ist die **kleine**, auf der **Karte übertrieben** dargestellte **Linse** von **stark verschiefterm Serpentin** knapp **südöstlich** von der **Kuppe** des **Teufelskamps**; sie liegt **ohne** eine **eigene Randzone** in einem den dortigen **mächtigen Prasiniten** eingeschalteten **Kalkglimmerschieferband**.

Das zweite Vorkommen, nur aus Randgesteinen bestehend, liegt auf der Roten Wand, wenig südlich der Stüdlhütte (Abb. 50, S. 157): Ein Fetzen grüner Chloritschiefer wird umhüllt von Talk-Breuneritschiefer, Talk-schiefer mit Magnetitkriställchen und schließlich von prächtigem Smaragditschiefer, der innen von Tremolitasbest (bis zu einigen Zentimetern Faserlänge) gesäumt ist. Die ganze Einschaltung ist nur wenige Meter mächtig und keilt bald aus, der zugehörige Serpentin ist entweder schon abgetragen oder aus dieser gleitfähigen Hülle tektonisch ausgequetscht.

### 9. Zur geologischen Einordnung der Grüngesteine.

Bekanntlich gelten dieselben heute im allgemeinen als mesozoische Intrusionen, während gerade in den Tauern *Angel* sie für diaphthoritisches Altkristallin hält. Unser Gebiet liefert leider sehr wenig Positives zu dieser Angelegenheit. *Angels* Hauptargument: die Anwesenheit rückschreitend metamorpher Eklogitabkömmlinge ist nicht mehr stichhältig, nachdem wir Eklogite nicht mehr notwendig als Altkristallin betrachten müssen (S. 168 f.; dabei ist ganz abgesehen von der Unsicherheit der Deutung jener hellen Flecken in Prasiniten, S. 171 f., die *Angel* auf umgewandelte Eklogitgranaten bezieht). Von den Stubachitserpentinien gilt ähnliches; und speziell die Entwicklung ähnlicher Randzonen an Serpentinien der Schieferhülle und des Altkristallins besagt gar nichts, wenn wir darin ein Ergebnis der Metamorphose erblicken (S. 186) — die Ähnlichkeit ist dann reine Konvergenzerscheinung. Wenn wir selbst auf Grund der Entdeckung der begleitenden Granatmuskowitschiefer zeitweise der *Angel'schen* Deutung zuneigten, so müssen wir das nunmehr entschieden widerrufen, seitdem sich die alpidische Metamorphose der Granatmuskowitschiefer herausgestellt hat — damit aber die Unmöglichkeit sie mit altkristallinen Gesteinen zu parallelisieren. Damit erhebt aber von neuem der schwere Einwand gegen *Angels* Auffassung: warum sind von der ganzen reichen Serie des Altkristallins nur gerade die basischen Gesteine in die Obere Schieferhülle eingeschuppt — wo sind die begleitenden (und mindestens im benachbarten Altkristallin des S-Rahmens) weit überwiegenden Glimmerschiefer (und Orthogneise) geblieben?<sup>106</sup> Selbst wenn man den Serpentinien eine gewisse Eigenwilligkeit der Bewegung zubilligen will — für die Amphibolite ist auch das kaum möglich; und so bleibt die Ausschließlichkeit ihres Auftretens ohne sonstiges Altkristallin unerklärlich, wenn wir sie von solchem herleiten wollen.

Andererseits haben wir auch kaum sichere Anhaltspunkte für ein mesozoisches Alter. Von den Strukturrelikten sind die gabbroiden der Gabbroamphibolite sicher; die Deutung der „hellen Flecken“, S. 171, als Einsprenglinge bleibt nach wie vor umstritten, und auch die Beziehung gewisser feinkörniger Prasinite auf Tuffmaterial (S. 156) bedeutet kaum mehr als die Andeutung einer Möglichkeit. Zudem ist mit solchen Relikten primärer Erstarrungsstrukturen zunächst nur gesagt, daß unveränderte Eruptiva das Ausgangsmaterial waren, aber gar nichts über das Alter. Auch lithologische Übergänge von Prasinit in Kalkglimmerschiefer, wie man sie ab und zu trifft, bezeugen noch keineswegs eine stratigraphische Verknüpfung — können solche doch auch durch tektonische Vermischung (bzw. durch Stoffwanderungen) entstehen. Das sicherste Anzeichen wären Kontaktmetamorphosen; allein auch gegen die Deutung der Kalksilikatfelse als Serpentinkontaktprodukte bestehen mancherlei Bedenken (vgl. S. 188 f.).

So bleiben nur die Analogien mit den penninischen Westalpen sowie mit den Dinariden der Balkanhalbinsel, woselbst die Grüngesteine nachweislich<sup>106a</sup> mesozoisch sind. In den Westalpen hat sich mehrfach die Vorstellung gut bewährt, daß die Grüngesteine vortektonisch einen (im wesentlichen einheitlichen) Horizont an der Stelle der Trias bildeten; daß also die heute vorliegende vielfache Wiederholung mit basischen usw. Schiefen auf tektonische Bewegungen zurückgeht. Damit ist ja noch keineswegs gesagt, daß die Grüngesteine triadischen Alters sein müssen; im Gegenteil wurde (116) für das Oberhalbstein gezeigt, daß sie mindestens z. T. nach Lias intrudiert sind. Das ist mit der angedeuteten Lagerung ohne weiteres vereinbar, wenn die Intrusion in Form eines gewaltigen Lagerganges in einheitlichem Niveau (Schwächezone, infolge diskordanter Auflagerung auf variszisch gefaltetem Untergrund?) erfolgte. Ebenfalls damit vereinbar sind aber auch alle möglichen Unregelmäßigkeiten: gelegentliches Eindringen in höhere Schichten, ja selbst Erreichung der Oberfläche und Extrusion einzelner Gesteinsmassen.

Eine solche Arbeitshypothese läßt sich nun wohl auch auf die Tauern übertragen. Eine gewisse Stütze findet sie vielleicht in den gelegentlich — wenn auch selten! — mit Grüngesteinen enge vergesellten Linsen von Triasdolomit (S. 139). Die Konsequenz wäre, daß eine normale Zwischenschaltung synchroner Eruptivdecken zwischen die Kalkglimmerschiefer im allgemeinen — Ausnahmen wären, wie gesagt, durchaus zulässig! — nicht bestünde, sondern eine mehrfache tektonische Wiederholung der Folge Grüngesteine—Kalkglimmerschiefer; im wesentlichen könnte man sich sogar mit einer zweimaligen Folge begnügen: die großen Grüngesteinsmassen der Glocknergegend wie des Nordens wären eine höhere, sekundär wieder vielfach gefaltete Decke (diese sekundäre Faltung ist Tatsache; davon später im tektonischen Teil!).

Natürlich wäre die Hypothese auch zulässig mit der Abwandlung — da ja positive Anhaltspunkte für nach-triadische Intrusion im Glocknergebiet nur dann gegeben sind, wenn man die Kalksilikatfelse an den Ser-

<sup>106</sup>) Für die Serpentine der Matreier Zone, die mehrfach von anderen Altkristallingesteinen begleitet sind, ist *Angels* Auffassung ohne Einschränkung annehmbar; vgl. S. 246.

<sup>106a</sup>) Damit soll nicht behauptet sein, daß es nicht beiderorts auch ältere Grüngesteine gäbe.

pentinrändern auf Kontaktmetamorphose zurückführt, was nicht ganz zweifelsfrei feststeht. —, daß die tektonische Wiederholung normal an der Basis der Kalkglimmerschiefer eingeschaltete, also etwa triadische oder frühliassische Ergüsse und Tuffe betroffen hätte.

Für eine Beziehung der Grüngesteine zur alpinen Gebirgsbildung (in engerem Sinne, mit Ausschluß frühmesozoischer Phasen!) hat sich dagegen nicht der leiseste Anhaltspunkt ergeben. Auch eine Zunahme gegen S, wie am Tauernwestende, ist ja im Glocknergebiet kaum verwirklicht (wenn man den Abschnitt außerhalb der AVK. einbezieht). Es ist ja diese von *E. Suess* stammende Vorstellung auch in anderen Alpengebieten heute zu meist<sup>107)</sup> aufgegeben.

Ganz kurz gestreift sei noch die Frage genetischer Beziehungen zu den Grüngesteinen tieferer tektonischer Elemente, also der Riffdecken und der Granatspitzhülle: liegen auch da gleichalterige Intrusionen — tiefere Lagergangstockwerke — vor, oder sind sie älter und ganz unabhängig gegenüber den mesozoischen Ophiolithen? Es kann dazu auch nur wieder gesagt werden: positive Anhaltspunkte für eine Entscheidung liegen nicht vor, weder im einen noch im anderen Sinne; immerhin ist die Einschaltung basischer Gesteine schon in alt- noch mehr in vorpaläozoischen Serien etwas so Gewöhnliches, daß wir an dieser Konvergenz wirklich nichts Anstößiges finden können.<sup>108)</sup> Ein Gleiches gilt auch bezüglich der basischen Gesteine im Nordrahmen.

Durchbrüche der Grüngesteine von der Tiefe her fehlen durchaus — genau so wie bisher in allen Verbreitungsgebieten mesozoischer Ophiolithe (*Steinmann*).

## V. Gesteine des Nordrahmens.

### 1. Altkristalline Schiefer.

Es ist ein wichtiges Ergebnis der Neuaufnahme, daß in dem nördlichen Rahmen der Glocknergruppe neben höchst wahrscheinlich paläozoischen auch Gesteine vorkommen, die wohl nur älter sein können als Paläozoikum. Auf die AV.-Karte reichen dieselben nicht; vielmehr gehören sie ausschließlich dem N-Streifen von Blatt Großglockner, z. T. auch dem S-Rand von Blatt Kitzbühel—Zell am See<sup>109)</sup> an. In der Hauptsache bilden sie einen<sup>110)</sup> Zug. Er beginnt im O auf dem Kamm SO des Roßkopfs (westlich Imbachhorn) und verbreitert sich rasch keilförmig gegen W, so daß längs der Sohle des Kapruner Tales, beiderseits der Wüstelau, seine Breite bereits 2 km beträgt. W des Kapruner Tals umfaßt er das Niedere und die N-Seite des Hohen Kampecks und den ganzen Kamm der Stanger Höhe. Doch beginnt hier bereits eine intensive Zerschlitung durch Einschaltungen jüngerer Schichten; davon mehr im tektonischen Teil. Für jetzt genügt es, eine solche zu erwähnen, welche am Großen Mittagkogel unser Altkristallin in zwei Äste teilt. Der südliche zieht über die Große Arche genau nach W zum N-Abfall der Gamskragenhöhe, weiter über den N-Grat der Lerchwand und die Wallersbach-Grundalm zum Stubachtal, wobei seine Mächtigkeit andauernd, zuletzt auf weniger als 100 m, abnimmt. Der nördliche Ast streicht zunächst WNW, über die Pieswand und den Kleinen Mittagkogel zum N-Gehänge des Plattkogels und zum Radensbachtal. Bis hierher ist seine Mächtigkeit recht konstant, etwas über 1 km. Aber am Rücken W des Radensbachtals ist er bereits fast über seine ganze Breite im Streichen abgelöst durch „Fuscher Phyllite“. Wie das zugeht, läßt sich leider wegen der starken Schutt- und Vegetationsbedeckung jener Gegend nicht auch nur einigermaßen ermitteln; die Darstellung auf Blatt Kitzbühel—Zell am See beruht auf weitgehend hypothetischer Verbindung der wenigen Anhaltspunkte, welche besonders das Kammprofil P. 1600 bis P. 2004 (Lesesteine!) und das Profil des Hauptmannsbaches gewährten. Sicher ist nur, daß die Gesteine des Altkristallins hier gegen W zu Ende gehen. — Während dieser N-Zug im O vom Mesozoikum des Fräglerskopfes und weiterhin noch vom Ostende des Dolomitzuges der Grünalpe durch Fuscher Phyllit getrennt ist, tritt er weiterhin ganz an letzteren Dolomit heran; ja noch mehr, es finden sich auch auf dessen N-Seite (am Schattberg) noch wenig ausgedehnte Vorkommen gleichartiger kristalliner Schiefer. Davon mehr im tektonischen Teil; hier genügt die Bemerkung, daß aus dem genannten Verhalten eine diskordante Auflagerung der Trias abgelesen werden kann — vorausgesetzt natürlich, daß der Verband überhaupt normal ist.

Auch weiter W finden sich noch analoge Vorkommen auf der N-Seite des genannten Triaszuges: auf der O-Seite des Mühlbachtals, hier N-seitig wiederum von Dolomitreccie und Quarzit eingefabt; im Zillerbach bei ca. 1200 m, bereits im Fuscher Phyllit steckend; ferner in den Gräben S Schwarzenbach bei 1000—1150 m, ebenfalls

<sup>107)</sup> Neuestens wird sie von *E. Diehl* (124 a, S. 344) für die Walliser Alpen wieder vertreten, jedoch auch nicht mit überzeugender Begründung.

<sup>108)</sup> Sie wiederholt sich übrigens genau so in den Westalpen: Grüngesteine in den sogenannten „Casannaschiefern“, z. B. der Bernharddecke in den Walliser Alpen, als anscheinend normale Einlagerung!

<sup>109)</sup> Ihre Verschiedenheit von den paläozoischen Schiefen war hier *Ohnesorge* sehr wohl aufgefallen, wie seine Manuskriptkarte zeigt. Doch hat er sich offenbar durch diese Verschiedenheit verführen lassen, die Trennung gegen W im Streichen zu verlängern, wo längst kein Anlaß zu einer solchen besteht, da das Altkristallin auskeilt. So kam er dazu, gerade dieses mit dem Paläozoikum N des Pinzgaus zusammenzuwerfen; vgl. auch die verunglückte Darstellung auf der Übersichtskarte 1:500.000, die auf *Ohnesorges* Aufnahmen basiert.

<sup>110)</sup> Abgesehen von den Amphiboliten usw. des Scheibelberges, die sich erst vom Rande unseres Gebiets gegen W voll entfalten; sie gehören einem zweiten, südlicheren Zuge an. Vgl. S. 204.

mit Fuscher Phyllit und Mesozoikum verschuppt. Weiter W erscheint ein ähnliches Gestein wieder S des gegen das Stubachtal auslaufenden Triaszuges, sichtbar z. B. an dem von Uttendorf zu der Alm am Seetalkogel führenden Weg. — Auch auf der Ostseite des Kapruner Tals findet sich noch ein Zug, von der Hauptmasse der altkristallinen Schiefer durch mehrere 100 m Fuscher Phyllite getrennt, auf dem W-Gehänge des Wildecks und zu dem Rücken S desselben emporziehend. — Endlich kann hier noch der phyllitische Schiefer angeschlossen werden, der am P. 2457 (Imbachhorn, südlicher Vorgipfel) mit Dolomit und Rauhwacke verfaltet ist.<sup>111)</sup>

Ebenfalls zu den altkristallinen Schiefen zählen die eigenartigen Grüngesteine von Widrechtshausen im Stubachtal; doch weichen dieselben von den anderen Vorkommen stark ab und sind daher gesondert zu behandeln (S. 203 f.).

Die Gesteine des Hauptzuges — die kleineren Vorkommen werden anhangsweise kurz besprochen — lassen sich bis auf wenige Ausnahmen in drei Hauptgruppen unterbringen, die als phyllitische Glimmerschiefer, Chloritfleckschiefer und Grünschiefer bezeichnet seien. Dazu ist aber zu bemerken, daß die Abgrenzung dieser Gruppen gegeneinander zwar klar und selbstverständlich scheint, solange man nur ein paar typische Handstücke vor sich hat; im Gelände aber verschwimmen — ein Fall, der ja in Gebieten kristalliner Schiefer überhaupt häufig ist — alle Grenzen, so daß sich solche oft nur mehr gefühlsmäßig ziehen lassen. Glücklicherweise sind wenigstens teilweise — Dietersbachkar und Umrahmung — die Aufschlußverhältnisse recht gut. Unsere Gesteine bilden hier, wo sie in höhere Regionen aufragen, scharfe, zerrissene Grate und pyramidale Gipfel — wie dies ja bei steilstehenden kristallinen Schiefen überhaupt die Regel ist; besonders auf den trotzigen Felsbau der Großen Arche sei hingewiesen.<sup>112)</sup> Aber auch sonst ist die Neigung Felsen zu bilden größer als bei den meisten vortriasischen Gesteinen des Nordrahmens.

#### a) Phyllitische Glimmerschiefer.

Das verbreitetste Gestein im Nordast — im Südast mehr untergeordnet — sind graue bis grünlichgraue muskowitzische Phyllite, deren Hauptbruch ganz beherrscht wird von Glimmerhäuten, z. T. mit ausgesprochen mattem, „diaphthoritischem“ Glanz, während auf dem Querbruch dünne weiße Quarzlagen und -linsen dazwischen sichtbar werden. Meist bleiben sie untergeordnet und fallen wenig auf; doch gibt es Übergänge zu einem Typus der aus regelmäßig alternierenden, bis einige Millimeter mächtigen weißen quarzigen Lagen und viel dünneren dunkelgrauen Glimmerhäuten besteht. Wenn, wie öfters der Fall, in diesen Biotitblätter, in den weißen Lagen einzelne glänzende Feldspatpaltflächen sichtbar werden, so macht das Gestein entschieden einen gneisartigen Eindruck. Solche Typen finden sich besonders in einem Streifen Stangerhöhe Ölach-Hochalm—Pieswand—Kleiner Mittagkogel; sie sind z. T. auffällig durch die helle Farbe ihrer Felsen. Aber auch in rein phyllitischen Typen kommt es vor, daß einzelne Glimmerblättchen deutlich hervortreten, und zwar ebenfalls Biotit sowohl wie Muskowit, so daß sich Übergänge zu echten Glimmerschiefern ergeben. Endlich können sich noch deutlich sichtbare Feldspatporphyroblasten einstellen, einzeln verstreut oder zu Schnüren gereiht. Es ist das nicht sehr häufig; Kleiner Mittagkogel und Umgebung; Gamskragenhöhe u. a. Während im allgemeinen die Größe der Feldspate nicht über 1—2 mm hinausgeht und ihre Gestalt rundlich („knotenförmig“) bleibt, finden sich am Gipfel des Roßkopfs (Kapruner Tal, O-Seite) Lagen mit bis zentimetergroßen, z. T. verhältnismäßig gut ausgebildeten Feldspaten. Sie wechsellagern hier mit Grünschiefern. Dasselbe Gestein mit den Feldspatporphyroblasten tritt, anscheinend an einer Verwerfung nach N verschoben, auf dem NO-Gehänge des Roßkopfs wieder aus der Vegetationsbedeckung hervor (Felsen bei etwas über 1900 m, knapp über dem von der Falkenbachalm heraufkommenden Steig); nach weiterer Unterbrechung der Aufschlüsse setzt es in den Wasserrissen NW unter dem Falkenbachkar nochmals fort. Die Mächtigkeit ist hier ziemlich bedeutend, Unter- und Überlagerung durch Grünschiefer wiederum sichtbar (vgl. Abb. 78 c auf S. 234).

Im Schriff bietet ein Gestein des erstgenannten, wohl verbreitetsten Typus Lagen von Muskowit (0,1 bis 0,2 mm Blättchengröße) und Pennin von gleicher Größenordnung; dazwischen eckig-rundliches Pflaster aus Quarz und Albit, beide von flecken- und streifenweise sehr wechselnder Korngröße, Albit auch vereinzelt noch größere zerlappte Individuen mit etwas Muskowitfülle. Auch die Muskowitlagen sind von Albitkörnern durchsiebt. Karbonat bildet millimetergroße unregelmäßig zerfetzte, z. T. sehr einschlußreiche Individuen, z. T. von Kränzen besonders großer Quarze und Albite umgeben. — Erz ziemlich reichlich; etwas Apatit. — Sehr schöne Fältelung mit stetig wandernder Auslöschung der Glimmer, vorkristallin gegenüber den anderen Mineralien.

Eine Lage vom Kleinen Mittagkogel (bei P. 2115), die sich makroskopisch durch das Auftreten mattweißer Flecken auf dem Querbruch auszeichnet, läßt im Schriff einsprenglingsartige Plagioklase, bis 1½ mm lang, erkennen. Sie zeigen Kerne mit lockerer Muskowitfülle, gewöhnlich mit Randzonen von ungefülltem Albit, die aber oft nur //s oder auch sonst unregelmäßig entwickelt sind und häufig Einschlüsse von Quarz und Muskowit des Grundgewebes enthalten. Manchmal sind verheilte Trümmerzonen daran sichtbar; kurz, es handelt sich hier um Relikte aus einer gröber kristallinen Vergangenheit des Gesteins. Im übrigen besteht das Gestein

<sup>111)</sup> Wegen der wohl z. T. hier anschließenden Quarzmuskowitschiefer siehe S. 206.

<sup>112)</sup> Dessen Zerrissenheit allerdings z. T. tektonischen Einschaltungen anderer Gesteine — Fuscher Phyllite, Quarzite, Kalkschiefer — zu verdanken ist.

aus flaserig-gewellten Muskowitlagen und Linsen von Quarzpflaster dazwischen; Karbonat und Pennin fehlen, dagegen tritt etwas tiefbrauner Biotit auf. Etwas Magnetit, Pyrit, Zirkon (als Einschluß in Feldspat), Apatit.

In weiß gebänderten Gesteinen tritt, wie zu erwarten, der Muskowit mehr zurück, das Quarz-Albitgemenge in den Vordergrund. Das Mengenverhältnis dieser beiden ist schätzungsweise etwa 2:1, ihre Korngrößen liegen innerhalb der gleichen Grenzen (ca. 0,05—0,5 mm); Feldspatporphyroblasten (und -relikte) fehlen den untersuchten Schriffen. Doch finden sich noch weitere Abweichungen gegenüber dem erstbeschriebenen Typus: vor allem tritt fast regelmäßig tiefbrauner Biotit als Bestandteil der Glimmerlagen auf, in wechselnder Menge, bis zur Vorherrschaft über den Muskowit. Umwandlung in Chlorit wurde nicht beobachtet; dies Mineral fehlt entweder ganz oder bildet einzelne Flecken, wie sie für die bald (S. 200) zu beschreibenden Chloritfleckenschiefer bezeichnend sind (zu welchen dieser Typus überhaupt überleitet). Nur in einem Schriff fehlt der Biotit, dafür tritt Chlorit in großer Menge lagenbildend auf. Auch Züge von feinkörnigem Epidot sind vorhanden. Gelegentlich etwas Karbonat; Nebengemengteile wie oben (besonders reichlich z. T. Magnetit). — Ausgesprochener Lagenbau und durchwegs vorkristalline Fältelung herrschen allgemein. — Ganz ähnliche Gesteine werden später (S. 242) aus der Matreier Zone beschrieben werden.

Ein besonders biotitreicher Schiefer (als nur untergeordnete Lage N P. 2115 am Kleinen Mittagkogel) zeigt das genannte Mineral, tiefbraun wie oben, in bis über millimeterlangen Flatschen und Linsen — teils einheitlich, teils aus mehreren Individuen zusammengesetzt; in diesem Fall kann (001) auch quer zu s liegen. Dazwischen fein und regelmäßig geschieferte Aggregate von Muskowit (um 0,05 mm lang) mit untergeordnetem Chlorit und eingestreuten Körnern von Quarz (0,05—0,2 mm), teils einzeln, teils in kleinen Linsen, oft in s gestreckt. Außerdem wechseln auch zusammenhängende Quarzlagen mit den Glimmerlagen. Und endlich findet sich das gleiche Mineral auch gelegentlich in entsprechender Form wie in den „Augenwinkeln“ der Augengneise im „Scherungsschatten“ der Biotitlinsen; hier ist sein Korn größer (0,2—0,4 mm). Albit in unregelmäßig geformten Körnern von 0,1—0,5 mm tritt gegen den Quarz zurück; stellenweise jedoch Gruppen und Linsen von Körnern mit Muskowitfüllung (= Abkömmlinge ehemals größerer Kristalle?). — Ankerit vereinzelt, z. T. ebenfalls in s eingeschichtete Linsen; Calcit bildet an einer Stelle eine ganze Lage. Etwas Apatit, Magnetit, Titanit. — Dies Gestein hat sehr ausgeprägte lamellare Durchbewegung erlitten; und zwar hat diese den Biotit bereits vorgefunden, wie seine Linsenformen und die Scherungshöfe zeigen. Trotzdem ist ihm nicht die geringste Diaphthorese widerfahren; ja man muß wohl annehmen, daß er rekristallisationsfähig war, denn Spuren von Raumgitterstörungen sind kaum zu bemerken.

Und nun die Gesteine mit Feldspatporphyroblasten! In der Regel handelt es sich auch da wieder um die rundlichen Albite, wie wir sie in so vielen Fällen der tieferen Serien schon getroffen haben und weiterhin wieder finden werden. Zunächst liegen sie einzeln im Gestein, dessen Schieferung sie abschneiden wie ein Bohrloch die Holzfaser; wobei sie aber auch innerhalb des Porphyroblasten an parallelen Zügen von Quarz- oder Epidoteinschlüssen kenntlich bleibt. Dann schließen sie sich zu Gruppen zusammen; und schließlich ergibt sich ein zusammenhängendes Albitpflaster, aus welchem nur einzelne Zwickel von verschont gebliebenem älterem Gesteinsgefüge ausgespart bleiben. Es sind die typischen Bilder von Albitisierung unter Stoffzufuhr; und zwar ist sie hier — wie in fast allen Fällen aus dem Glocknergebiete — ungefähr der letzte nachweisbare Vorgang, der die Gesteine betroffen hat, wie die vollkommene Unversehrtheit der Albite, die unverlegte Richtung der von ihnen umschlossenen Relikttextur zeigen.

Es erübrigt sich, die verschiedenen Schriffe dieser Art, die von Mittagkogel und Großer Arche, von der Gamskragenhöhe und Lerchwand sowie vom Aufstieg zur Wallersbach-Grundalm im Stubachtal vorliegen, einzeln zu beschreiben. Bemerkt sei nur, daß es sich meist um biotitreiche, sehr gut geschieferte Gesteine handelt (dadurch und durch die Albitknoten erinnern sie meist makroskopisch an Typen der „Unteren Schieferhülle“!); ferner, daß sie gewöhnlich auch einen gewissen Reichtum an Karbonaten (Calcit oder Ankerit, auch beide nebeneinander; einmal Calcit mit Ankeritkern!) zeigen. Diese sind oft, ähnlich den Albiten, von Einschlüssen in der s-Fläche durchwachsen, gelegentlich aber auch selbst, z. T. bis zum Zehn- bis Zwanzigfachen ihrer Breite in s gestreckt (was in diesem Falle wohl eher auf Wachstum in der Richtung bester Wegsamkeit als auf Auswalzung deutbar ist).

Ein paar Worte sind noch zu sagen über einen dunklen Glimmerschiefer NW unter der Harleitenalm (Kapruner Tal, O-Seite), der durch seinen Mineralbestand etwas aus den bisher betrachteten herausfällt. Einerseits enthält er nämlich neben Muskowit und Biotit auch Klinochlor als selbständigen Gemengteil; seine sehr blaßgrün gefärbten, kaum pleochroitischen Blätter erreichen wesentlich bedeutendere Größe — bis 2 mm — als der Biotit; sie sind keinesfalls dessen Umwandlungsprodukt, wenn sie auch häufig in unmittelbarer Berührung mit ihm liegen. Dann aber tritt in einzelnen quarzreichen Lagen auch Granat auf, als untergeordneter Gemengteil, meist unter 0,1 mm groß. Er macht mehr den Eindruck einer Neubildung als eines Relikts. Das dunkle Pigment ist wesentlich — nicht ausschließlich! — an die Glimmerlagen des gut lagentexturierten Gesteins gebunden. Die Albitisierung beschränkt sich hier auf einzelne Lagen.

Das oben erwähnte Gestein vom Roßkopf mit den großen Feldspaten endlich zeigt zwischen Lagen aus Muskowit (bis 1 mm und darüber), Biotit (etwas kleiner, oft mit ersterem parallel verwachsen) und — ebenfalls selbständigem — Chlorit (mit Neigung zur Bildung von „Chloritflecken“), solche aus Quarz (meist

eckige Körner von 0,1—0,5 mm) und ebenfalls reichlich Albit von gleicher Größenordnung. Die großen Feldspate aber sind Schachbrettalbit — ein bisher einzig dastehender Fall im nördlichen Tauernrahmen! Sie umschließen außer Quarz häufig kleine Albite, die sich durch stärkere Trübung und abweichende Orientierung unterscheiden, dagegen gar nicht in der Lichtbrechung. Karbonat ziemlich reichlich. Auch hier ganz vereinzelte kleine Körner eines farblosen isotropen Minerals von hoher Lichtbrechung, das am wahrscheinlichsten Granat ist; etwas Epidot, endlich Titanit, Apatit. — In diesem Fall ist die Albitisierung also wesentlich auf Kosten ursprünglich vorhandenen Mikroklin vor sich gegangen. Aber auch dessen ehemalige Anwesenheit bedeutet schon ein Problem in einem Gestein, das allem Anscheine nach sedimentogener Herkunft und weit abseits von jedem Kontakt- und Injektionsbereich gelegen ist. Auch die Annahme, daß die Mikrokline bereits aus der tektonischen Heimat des Gesteins mitgebracht sind — älter als die letzte Phase der Umwandlung sind sie ja sicher — hilft nicht weiter. Sollten sie — wie in dem S. 225 erwähnten Quarzit — auf klastische Relikte zurückgehen?

#### b) Chloritfleckenschiefer.

So sei das zweite Hauptglied unserer Altkristallinserie genannt. Es sind im ganzen helle Gesteine: eine weiße feinkörnige Masse mit oft silberglänzenden, gröberen oder feineren Muskowit-, bzw. Serizithäuten, die meist eng geschart, selten ebenflächig hindurchsetzen, öfter flaserig gewellt oder kraus gewunden. Darin liegen die namengebenden dunkelgrünen Chloritflecken verstreut, meist etwa millimeterlang (aber auch größer); in wechselnder Menge, die sich so anreichern kann, daß man mitunter versucht ist, das Gestein bereits als Chloritschiefer zu klassifizieren.

Solche Chloritfleckenschiefer sind in dem ganzen Altkristallinbereich auf Blatt Großglockner verbreitet; besonders im Südast bilden sie von der Stangerhöhe bis zum Lerchwandkamm geradezu das beherrschende Gestein. Zugleich sind sie dasjenige, das in der Landschaft am meisten hervortritt — nicht nur vermöge ihrer meist lichten Farbe, sondern auch als Felsbildner: z. B. die kühnen, teilweise unersteiglichen Gipfelzacken der großen Arche bestehen daraus.

Im Dünnschliff: Ein Hauptcharakterzug ist das Überwiegen von Albit über Quarz. Ein Mengenverhältnis (geschätzt) von 2:1 scheint ungefähr normal zu sein; selten bleibt es darunter, andererseits jedoch kann der Albit über 50% des Gesteins ausmachen, Quarz überhaupt fast verschwinden (von den stets reichlichen Einschlüssen im Albit abgesehen!). Manchmal bilden beide gemeinsam ein Pflaster etwas in s verlängerter Körner (0,03—0,1 mm); häufiger überwuchert der Albit auch in bezug auf Größe. Außer dem reinen Albit kommen aber in einzelnen Schliffen auch größere (bis über 2 mm lange) Plagioklase mit Muskowitfülle vor, die merkwürdigerweise wohlausgebildete Ankerit rhomboeder umschließen können. Von Quarzeinschlüssen sind sie dagegen frei — abgesehen von der jüngeren ungefüllten albitischen Anwachszone, die sie umgibt. — Der Chlorit ist typischer, scheinbar einachsiger Pennin. Die „Flecken“ sind meist aus 3—4 Blättern, 0,3 bis über 1 mm lang, zusammengesetzt, z. T. zu Fächern geordnet; auch stetig wandernde Auslöschung findet sich. In mehreren Schliffen aber treten auch noch viel mehr Chloritblätter zusammen, die Flecken werden dann mehrere Millimeter lang, auch Muskowit kann sich (untergeordnet) daran beteiligen. Als Ganzes sind sie meist in s eingeregelt; was aber nicht immer auch für die Einzelblätter gilt, aus denen sie bestehen. Ausnahmsweise haben die Flecken auch mehr quadratischen Umriß. — Glimmer: vor allem Muskowit, fast immer reichlich; neben größeren Blättern, z. T. im selben Schliff, auch feiner serizitischer Filz. Biotit fehlt vielfach ganz, kann aber auch sehr reichlich vorhanden sein; Ausbildung wie in den phyllitischen Glimmerschiefern (S. 199). Wie dort, scheint er auch hier in der Regel stabil neben Chlorit zu sein; es kommt sogar vor, daß er solchen als Einschluß führt! In einem Schliff (Mittagskogel) allerdings zeigt er unverkennbare Umwandlung zu Chlorit. Ein weiterer Übergemengteil ist Epidot, meist blaßgelblich,  $\gamma$ - $\alpha$  um 0,020; kleine Körner (0,02—0,05 mm) und Haufwerke solcher. Er wechselt von völliger Bedeutungslosigkeit bis zu einem Anteil am Gestein von 10—20%. Er ist dann überall verstreut, nur den Chloritflecken pflegt er hartnäckig aus dem Wege zu gehen. Ein fast immer reichlich vorhandener Übergemengteil ist Karbonat: Ankerit oder Calcit — manchmal dieser als Randzone um jenen. Es sind große zerlappte und oft sehr einschlußreiche Individuen, mit Vorliebe in der unmittelbaren Nachbarschaft der Chloritflecken angesiedelt. — Nebengemengteile: Magnetit manchmal als Porphyroblast — Oktaeder bis  $\frac{1}{2}$  mm Durchmesser; oder unregelmäßig, von Einschlüssen durchsiebt; in anderen Schliffen fast fehlend. Apatit spielt meist eine gewisse Rolle, z. T. auch Titanit; Zirkon ganz vereinzelt.

Bezüglich des Gefüges ist noch nachzutragen: Paralleltexur ist gewöhnlich sehr ausgeprägt, verbunden mit lagenweiser Ordnung: Quarz + Albit einerseits — Glimmer andererseits; wo sie gestört erscheint, ist dies meist auf Rechnung späterer Eindringlinge (insbesondere Albit, z. T. auch Karbonat) zu setzen. Wegen des Verhaltens der Chloritflecken vgl. oben. Auch streifenweise wechselnde Lagen verschiedener Korngrößen in den Quarz-Albitaggregaten gehen der Schieferung parallel. Wo Fältelung zu beobachten, da ist sie entweder ganz vorkristallin oder doch in bezug auf alle Gemengteile außer Muskowit, der manchmal stetige Verbiegung mit wandernder Auslöschung zeigt.

Schwierige Probleme bietet die Genese. Blastomylonitische Spuren (die eben genannten Streifen verschiedener Korngröße; wohl auch die Fragmente reliktscher Plagioklase!) sind zweifellos vorhanden. Auch Anzeichen

von Diaphthorese kann man wenigstens in der Füllung der Plagioklase erkennen; der Biotit ist jedoch (normalerweise; vgl. oben) so wenig von ihr betroffen wie in den Glimmerschiefern (S. 199); und wie die Chloritflecken aufzufassen sind, ist fraglich. Der erste Gedanke war, sie auf diaphthorisierten Granat zu beziehen; doch blieb alles Suchen nach erhaltenen Relikten vergeblich, nicht einmal Umrisse, die mehr als eine vage Vergleichsmöglichkeit böten, waren zu finden. Außerdem mahnt das Auftreten ähnlicher Chloritflecken in den Hellglimmerschiefern der Unteren und Oberen Schieferhülle — im gleichen Schriff neben intakten, z. T. ganz sicher neugebildeten Granaten, S. 52, 148, zur Vorsicht. — Auch das regelmäßige, fast immer reichliche Auftreten der Karbonate ist nicht einfach zu deuten; mindestens widerstrebt es, ihre Gesamtmenge einfach als zugeführt zu betrachten (Verwitterungsprodukt sind sie sicherlich nicht). Die häufige räumliche Verbundenheit mit den Chloritflecken läßt auch eine genetische ins Auge fassen: sollten etwa beide auf ein Ca-Mg-Silikat zurückgehen? Pyroxen? Hornblende? Aber wie kämen diese in solchen Mengen in ein Gestein, das im übrigen eher den Charakter sedimentogener (sandig-toniger), allenfalls z. T. granitischer (im weitesten Sinne) Abkömmlinge trägt? Etwa durch Injektion eines basischen Magmas (dessen Abkömmlinge ja im Verband mit den Chloritfleckenschiefern vorkommen, vgl. unten — freilich oft genug weit entfernt bleiben)? Wir können vorläufig nichts tun, als diese Fragen stellen.

### c) Grünschiefer.

Unter diesem — etwas in Mißkredit stehenden — Namen sei eine Gruppe von Gesteinen zusammengefaßt, deren gemeinsames äußeres Kennzeichen zunächst in der grünen — meist ziemlich dunkelgrünen — Farbe besteht. Sie einfach als Prasinite zu bezeichnen, geht nicht an, wenn schon es Typen darunter gibt, auf welche dieser Name ganz gut passen würde. Aber das gilt nicht von der Gesamtheit; und ein verlässliches makroskopisches Merkmal zu einer Einteilung wüßte ich nicht.

Meist handelt es sich um gleichmäßig feinkörnige, mehr oder minder gut geschieferte Gesteine; Lagen verschiedenartiger Zusammensetzung lassen sich häufig unterscheiden — z. B. mehr weißliche, zwischen den vorherrschenden dunkelgrünen —, jedoch ebenfalls meist in großer Feinheit. Kleine weiße Albitknötchen sind auch hier mitunter erkennbar; gelegentlich erfüllen sie das ganze Gestein. Anderwärts (Gamskragenhöhe, N-Seite) wieder sieht man dunkelgrüne Hornblenden von 1—3 mm Länge. Daran schließt sich eine sehr auffällige Varietät mit 4—5, ausnahmsweise sogar bis 8 mm langen dunkelgrünen Flecken in feinkörniger, lichter grüner Zwischenmasse; die Flecken sind nicht Hornblende, wie man bei flüchtiger Betrachtung glauben möchte, überhaupt nicht homogen, sondern aus feinen Schüppchen zusammengesetzt. Ein solches Gestein zieht S, wenig unter den Gipfelzacken der Großen Arche durch; ein ähnliches unter der Vögerl-Hochalm. Endlich gibt es auch ausnahmsweise (Scharte S Pieswand) ein Gestein, dessen gelblichgrüne Farbe auf sehr reichlichen Epidot schließen läßt, mit zahlreichen größeren (1—2 mm) Hornblenden sowie Biotitblättern, die darin verteilt sind.

Die Mächtigkeit der einzelnen Grünschieferzüge ist meist nicht groß: 10—20 m werden nur selten überschritten. Eine Ausnahme macht vor allem ein Zug, welcher entlang der N-Seite des Harleitengrabens zu verfolgen ist, hier schon 100 m oder mehr erreicht, auf der W-Seite des Kapruner Tals aber, im Niederen Kampeck, auf über 200 m anschwillt (allerdings unter tektonischen Komplikationen).

Im Dünnschliff erkennt man zunächst eine Gruppe schwach streifig dunkelgrüner Gesteine, welche durch Abwesenheit von Epidot und die — wenn auch nicht übermäßig reichliche — Gegenwart von Quarz charakterisiert sind. Der färbende Gemengteil ist ausschließlich Pennin in Blättchen von 0,2—0,6 mm Länge und etwa halber Dicke. An Menge und Größe zurücktretend, aber stets mit jenem verknüpft, ist Muskowit. Albit ist in wechselnder Menge vorhanden, bis zur absoluten Vorherrschaft. Neben kleine, dem Quarz gleichgeordnet beigemengte Körner (um 0,05 mm) treten rundliche Porphyroblasten (bis millimetergroß). Teilweise sind sie erfüllt mit Einschlüssen: Quarz, Muskowit, Calcit, Titanit; selten und mehr nur andeutungsweise scheint sich auch echte Fülle (feine Muskowitschüppchen) zu finden — ein Hinweis darauf, daß die Albite nicht einheitlicher Herkunft sind! — Auch Calcit kommt z. T. als Porphyroblast vor, mit Einschlüssen von Albit; diese wechselseitige Umschließung zeigt, daß beide gleichgeordnete und in der Hauptsache wohl gleichzeitige Bildungen darstellen — daß mithin der Calcit — wie in so vielen Fällen unseres Gebietes! — keineswegs ein bloßes Verwitterungsprodukt ist. Nebengemengteile: Titanit in feinkörnigen Haufwerken im Chlorit ziemlich reichlich; etwas Apatit. — Gefüge: Lagenbau mit Wechsel fast rein chloritischer, mit quarz- und z. T. albitreichen Lagen; Parallelordnung der Elemente der ersteren mehr oder minder ausgeprägt. Die Albitporphyroblasten überall verstreut; sie schneiden die Schieferung glatt ab. Ihre Einschlüsse zeigen aber keine Parallelordnung mehr. Postkristalline Deformationsspuren fehlen. — Gesteine dieses Typus trifft man vor allem beiderseits des Kapruner Tals bei Wüstelau.

Andre makroskopisch ganz ähnliche Typen (N-Seite des Harleitengrabens; Plattkogel-N-Seite) unterscheiden sich durch das Auftreten von massenhaftem Epidot (blaßgelblich,  $\gamma$ — $\alpha$  um 0,030) in kleinen isometrischen Körnern; auch Biotit und feine Strahlsteinnädelchen können untergeordnet hinzutreten, während Muskowit und Quarz verschwinden, bis auf Einschlüsse des letzteren im Albit. Dieser kann in sehr großer Menge (bis über 50% des Gesteins) Porphyroblasten der bekannten Form bilden, in welchen sich die abgeschnittene Schieferung in Reihen von Einschlüssen fortsetzt. Auch Calcit kann einschlußreiche Porphyroblasten bilden, z. T. stark in s gestreckt. Nebengemengteile im ganzen spärlich: Magnetit, Titanit, Apatit.

An diese als Prasinite zu bezeichnenden Gesteine schließt sich ein solches vom Aufstieg zur Wallersbach-Grundalm (Stubachtal), in welchem die Hornblende in ziemlich lebhaft gefärbten (a gelblich, b grün, c blaugrün); z. T. gut nach (110), (010) ausgebildeten Säulen zum wesentlichen Gemengteil wird.

Ein Schriff vom N-Grat der Gamskragenhöhe (ca. 2200 m) zeigt gewissermaßen einen Übergang zwischen dem ersten und zweiten Typus: in der einen Hälfte desselben herrscht nämlich ein feinkörniges Gemenge von in s geregelten Penninblättern (0,2—0,3 mm lang; 40%) mit ganz wenig Muskowit, eckigen Quarzkörnern (ca. 30%) von 0,1—0,2 mm Durchmesser, ganz wenig Albit, reichlich Epidot, etwas Magnetit. Besonders interessant wird der Schriff aber durch den Kontrast mit der anderen Hälfte: hier treten massenhaft Albitporphyroblasten (bis einige Millimeter Durchmesser) hinzu, welche das obige Gemenge bis auf einige Zwickel verdrängen; die Paralleltexur wird dabei wieder abgeschnitten, nicht gestört. Dabei gehen folgende Veränderungen vor sich: der Quarz verschwindet bis auf geringe Reste; Muskowit reichert sich relativ an, vor allem aber Magnetit, der hier Tafeln (wohl verzerrte Oktaeder) von 0,3—0,5 mm Länge und 0,01—0,1 mm Dicke bildet. Die Korngröße hat allgemein zugenommen. Bemerkenswert ist der Unterschied in der Größe der Epidotkristalle außerhalb (0,2—0,4 mm Länge) der Albite und als Einschuß (0,05—0,1 mm) in diesen, wo sie sich massenhaft finden, neben etwas Quarz, Chlorit, Magnetit. — Hier läßt sich also deutlich verfolgen, was für Veränderungen die Entstehung des Albits begleiten: er hat vor allem Quarz aufgezehrt, daneben offenbar Chlorit und Muskowit, die sich wenig oder nicht als Einschlüsse finden, wohl auch Epidot, dessen Dimensionen als Einschuß gesunken sind. Allen diesen Silikaten wurde in erster Linie Al entzogen. Freiwerdendes K dürfte in der Umgebung aus Chlorit (und Quarz) neuen Muskowit gebildet haben; das „unverdauliche“ Eisen wurde als Magnetit ausgeschieden. Daraus ist zu entnehmen, daß Na offenbar nicht als Silikat zugeführt wurde; vielleicht als Karbonat?

Weiter abwärts am N-Grat der Gamskragenhöhe, bei ca. 2090 m, tritt ein ganz andersartiger Grünschiefer auf, ausgezeichnet durch reliktsche Hornblend en (siehe oben) uralitischen Charakters: b = c blaßgrün, a farblos, Randzone zuweilen stärker gefärbt, mit bläulichem Ton // c; c:c um 15°;  $\gamma - \alpha = 0,025 - 0,030$ . Die kurzsäuligen, schlecht „begrenzten „Einsprenglinge“ z. T. mit Zwillingbildung nach (100). Außerdem kleinere, spießige Individuen. Die Zwischenmasse besteht in einem Schriff größtenteils aus sehr feinen (0,005—0,01 mm) dichten Strömen von Epidot mit etwas Muskowit; sie lockern sich auf, wo sich neugebildete Albite darin angesiedelt haben, ohne daß ihre Richtung abgelenkt wurde. Sollten sie aus Plagioklasfüllung hervorgegangen sein? Außerdem finden sich hier Chloritblättchen von 0,2—0,5 mm; daneben ohne Übergang lichtrötlichbrauner Biotit von gleicher Größenordnung. Quarz sehr spärlich, nur im „Druckschatten“ von Hornblendeeinsprenglingen angesiedelt, mit Biotit und Chlorit zusammen. In einem zweiten Schriff fehlt Biotit fast ganz, dagegen ist Muskowit wesentlich reichlicher und größer (0,1—0,2 mm), mit dem Chlorit verknüpft; auch der Epidot ist größer geworden (0,02—0,05 mm); Quarz tritt hier nesterweise zwischen verspreizten Chlorit- und Glimmerblättern auf. — Titanit, Erz spärlich; vereinzelt Zirkon. — Dies Gestein scheint auf ein gabbroides (oder porphyritisches?) Ausgangsmaterial beziehbar, wobei die großen Uralite als Relikte zu deuten wären. Starke Auswalzung mit überdauernder Kristallisation (im zweiten Schriff weiter vorgeschritten als im ersten). Ob freilich die Umwandlung einphasig erfolgt ist oder über ein amphibolitisches Zwischenstadium, läßt sich nicht erkennen.

Das gefleckte Gestein vom S-Grat der Großen Arche zeigt als wichtigsten Gemengteil Albit in z. T. zu Pflaster zusammenschließenden Individuen von 0,2—0,3 mm, durch welchen die parallelen Züge von Epidot ungehindert hindurchsetzen, wogegen der ihn begleitende Chlorit mehr außerhalb des Albits bleibt. Quarz in einzelnen Zwickeln, untergeordnet; auch ein wenig blaugrüne Hornblende. Die dunklen Flecken bestehen aus Aggregaten von Chlorit und tiefbraunem Biotit; vielleicht Pseudomorphosen nach Hornblende?? In ihrer Nähe haben sich z. T. sehr große unregelmäßige Calcitporphyroblasten angesiedelt; vgl. dazu ähnliche Erscheinungen in den Chloritfleckenschiefern (S. 200)! Calcit und Albit umschließen sich wechselseitig, wie oben! Akzessorien auffallend spärlich; nur Spuren von Titanit.

Das epidotreiche Gestein von der Scharte S Pieswand zeigt ein Grundgewebe aus lebhaft gelbem und stark doppelbrechendem (0,030—0,035) Epidot in Körnern von 0,03—0,1 mm, gemischt mit Albit von gleicher Größenordnung; beide je ca. 30% des Gesteins. Darin liegen große uralitische Hornblend en, blaßgrün mit bläulicher Randzone; kleine neugebildete Säulchen sind auch im Grundgewebe verteilt. Ferner große (0,5—1 mm) dunkelbraune Biotittafeln, oft mit Chloriten von ähnlicher Größe vergesellt. Endlich sehr große, ganz unregelmäßige und von zahlreichen Einschlüssen (Epidot, Albit, Chlorit, Muskowit) durchwachsene Calcite; manche — nicht alle! — umgeben von ca. 0,3 mm dicker Kruste von Epidot. Endlich können aber auch der Albit sowohl wie der Epidot selbst gelegentlich zu Porphyroblasten heranwachsen: ersterer zu ganz unscharf umgrenzten Tafeln von Millimeterlänge, stets mit Epidot durchwachsen; letzterer zu Körnern von  $\frac{1}{2}$  mm Durchmesser. — Paralleltexur ist in diesem Gestein wesentlich durch die Lage der verschiedenen Porphyroblasten ausgedrückt, während sich das Grundgewebe nur in geringem Ausmaß — durch gelegentlichen Wechsel albit-, bzw. epidotreicherer Schlieren — daran beteiligt. — Auch hier sind die Hornblend en wohl als Relikte auf ein gabbroides oder porphyritisches Ausgangsmaterial beziehbar (im gleichen Sinne wie oben).

Endlich ist noch ein Gestein vom N-Grat der Lerchwand zu erwähnen, das sich an die vorigen ebenfalls anschließt durch das Auftreten mehrere Millimeter langer, mangelhaft ausgebildeter Säulen uralitischer Hornblende, dazu auch hier kleinere, neugebildete Spieße gleicher Beschaffenheit (untergeordnet). Das eigent-

liche Charakteristikum aber ist der massenhafte tiefbraune Biotit (Blätter von  $\frac{1}{2}$  mm und darüber). Chlorit fehlt dagegen ganz, mit Ausnahme einiger Flecken, wo er scharf abgegrenzt neben dem Biotit liegt. Muskowit ist untergeordnet mit dem Biotit verknüpft; Epidot (farblos,  $\gamma$ - $\alpha$  kaum über 0,020) in kleinen unregelmäßigen Körnern mäßig reichlich. Albit wieder in gerundeten Körnern bis  $\frac{1}{2}$  mm Durchmesser, reich an Einschlüssen, besonders von Epidot. Titanit spärlich. — Ziemlich vollkommene, vor allem durch die Glimmer bedingte Schieferung ohne Lagentextur; die Albitporphyroblasten unterbrechen sie, doch erscheint sie auch hier durch Einschlußreihen fortgesetzt. — Dies Gestein bietet somit eine Erscheinung, welcher wir wohl in der Schieferhülle (S. 44, 146 u. a.), aber noch nicht unter den Gesteinen des N-Rahmens begegnet sind: neben Albitisierung auch Biotitisierung. Sie hat hier anscheinend den Chlorit fast restlos ersetzt, die Hornblende aber verschont — leicht begreiflich, da das Raumgitter des Chlorits der Umwandlung zu Biotit weitgehend entgegenkommen dürfte. Interessanterweise werden wir ähnliche Erscheinungen weiterhin ebenfalls im Bereiche des unteren Stubachtals wieder antreffen.

#### d) Die Gesteine der kleineren Vorkommen

vom Schattberg bis zum Stubachtal schließen sich größtenteils eng an die unter a) besprochenen phyllitischen Glimmerschiefer an, insbesondere an den dort zuerst erwähnten mehr phyllitischen Typus, von dem sie mit freiem Auge meist nicht zu unterscheiden sind. Doch fanden sich am Schattberg im Schutt auch Stücke, die an den oben beschriebenen Typus mit quarzigen Lagen erinnern; ebenso auch an der Ostseite des Stubachtals, wo sie überdies noch einige Millimeter lange Feldspateinsprenglinge enthalten können.

Ein Dünnschliff des Gesteins von der O-Seite des Mühlbachtals zeigt weitgehende Ähnlichkeit mit dem S. 199 erwähnten feldspatführenden Glimmerschiefer vom Kleinen Mittagkogel: auch hier finden sich relativ große Plagioklase mit etwas Muskowitfülle, deren Grundplagioklas als Oligoklasalbit bestimmt werden konnte ( $\underline{1}$  a Auslöschung  $83^\circ$ ). Das Grundgewebe besteht wieder aus Quarz-Albitpflaster stark wechselnder Korngröße, in lagenweisem Wechsel mit Lagen von Muskowit (bis  $\frac{1}{2}$  mm lang, doch auch feiner Filz) und — fast noch reichlicher — Chlorit. Auch Epidot in gelben Körnern und Korngruppen, bis über 0,5 mm Durchmesser. — Titanit ziemlich reichlich; Magnetit, Apatit nicht selten.

In einem Schliff von der Ostseite des Stubachtals dominieren noch stärker die großen Feldspate, auch hier sind sie schwach gefüllt und scheinen etwas basischer als Albit, doch gelang keine genaue Messung. Das Grundgewebe gleicht hier sehr den Chloritfleckschiefern: einmal durch das Auftreten einzelner typischer Chloritflecken neben Muskowitlagen, andererseits durch die Vorherrschaft von Albit über Quarz in den hellen Zwischenlagen; die Körner der letzteren sind in dem stark durchbewegten Gestein stellenweise nicht unbedeutend in s verlängert.

Die Gesteine auf dem W-Gehänge des Wildecks gleichen ebenfalls teilweise den unter a) zuerst besprochenen phyllitischen Glimmerschiefern, doch finden sich auch reichlich Übergänge zu Chloritfleckschiefern. Dünnschliffe liegen von dort nicht vor; abgesehen von einem auffallenden feingebänderten Gestein, das ganz mit etwa millimetergroßen gelben Ankeritporphyroblasten durchsetzt ist. Leider wurde dasselbe anstehend nicht gefunden. — Es zeigt u. d. M. Lagen von feinblättrigem Muskowit und — meist überwiegend — damit verknüpftem, ganz blaß gefärbtem Klinochlor, wechselnd mit solchen von Quarz-Albitpflaster (diese beiden in ungefähr gleicher Menge; Korngröße 0,1—0,2 mm). Ganz vereinzelt auch etwas größere Albite. Die sehr zahlreichen Ankeritporphyroblasten zeigen deutliche Tendenz zu Kristallform (111); Einschlüsse sind im ganzen selten, doch manche Individuen ganz von Quarzkörnern durchspickt. Zwillingslamellierung fehlt fast nie. — Verrostetes Erz ziemlich reichlich; etwas Apatit und feine Rutilnadelchen. — Fältelung, verbunden mit diskordanten Scherflächen, vorkristallin. Insbesondere sind die Ankeritporphyroblasten ganz ungestört; ihre Zuwanderung ist zweifellos posttektonisch erfolgt.

Endlich bleibt noch das Gestein von P. 2457, S des Imbachhorns. Es ist blaßgrünlich, feinschieferig mit weißen Quarzlagen, bzw. Linsen auf dem Querbruch und am besten als Quarzphyllit zu bezeichnen. Einzelne feine Knötchen fehlen ebensowenig wie — an der Oberfläche meist nur als Löcher erhaltene — Karbonateinschlüsse. — Im Schliff sieht man bereits parallelblättrige Lagen aus 0,2—0,4 mm langen Muskowitblättchen und mehr untergeordnet Pennin, die auffallenderweise ein — makroskopisch gar nicht bemerkliches — dunkles Pigment enthalten. Damit wechselt — immer noch durch einzelne dünne Glimmerhäute gegliedert — Pflaster aus eckigen Quarzkörnern (0,1—0,3 mm) und zurücktretend mehr rundlichen Albiten. Dies Mineral tritt auch als Porphyroblast auf, in rundlichen, die Glimmerlagen unterbrechenden Körnern, in welchen das dunkle Pigment die Fortsetzung der Schieferung zeichnet. Auch Ankerit kommt als Porphyroblast vor, wesentlich in Quarzpflaster, von dem er zahlreiche Individuen umschließt. — Vereinzelt Epidot, Turmalin. Etwas Rutil in feinen Nadeln; Zirkon (?); Pyrit, relativ häufig. — Starke Fältelung, post-, bzw. parakristallin in bezug auf Glimmer, sonst vorkristallin; insbesondere ist die Albitisierung wie gewöhnlich nachtektonisch.

#### e) Die Grüngesteine von Widrechtshausen im unteren Stubachtal

geben große Rätsel auf solange man nur die östliche Talseite ins Auge faßt. Ihre Lösung ist auf der Westseite, im Gebiete des Scheibelbergs, zu finden, wo die genannten Gesteine zu einer mehrere Kilometer breiten (wenn auch verschiedentlich unterteilten) Masse anschwellen, die bis über den Blattrand nach N reicht (die Gabbro-

amphibolite des Sturmannsecks — vgl. Blatt Kitzbühel und 73, S. 106 — gehören auch dazu). Im Zusammenhang mit dieser größeren räumlichen Entwicklung haben dort die betreffenden Gesteine auch ihren Charakter viel besser bewahrt. Es wurde bereits (118) kurz erwähnt, daß dort typische Amphibolite vorliegen; besonders im Zusammenhang mit der oft reichlichen aplitischen Durchhäderung werden sie oft granatführend oder nehmen ein fast oder ganz massiges Gefüge an; an Bewegungszonen gehen Chloritschiefer daraus hervor. Mehr zurücktretend sind damit verknüpft grobblättrige Muskowitgneise, granatführend, mit bis über 2 cm langen Plagioklasen (locker gefüllt), sowie gleichfalls granatführende Muskowitschiefer. Alles sind ganz unverkennbare altkristalline Typen, zu denen sich speziell in der Schobergruppe z. T. Gegenstücke finden.

Die nähere Beschreibung der Gesteine von der Stubach-W-Seite muß auf spätere Gelegenheit verschoben werden, um den geographischen Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht zu überschreiten. Die Beschreibung der Gesteine von der östlichen Talseite folgt hier in der Hauptsache so wie sie niedergeschrieben wurde noch ohne Kenntnis der westlichen Fortsetzung; nur soweit letztere für die Deutung maßgebend ist, wurde sie herangezogen.

Auf der Ostseite des Stubachtales bilden die fraglichen Gesteine eine — allerdings nicht ganz geschlossene — Masse von über  $\frac{1}{2}$  km Breite und fast  $1\frac{1}{2}$  km Länge, auf der N-Seite des Gaßnerbachs, der nahe seinem Austritt ins Stubachtal selbst ungefähr auf der Grenze läuft. Gegen O reichen sie bis in die Felswand O der Gaßneralm,<sup>113)</sup> mit der sie auszuweichen scheinen. Gegen N tauchen sie auf dem Gehänge S bis SO Widrechtshausen unter die paläozoischen Schiefer; gegen W streichen sie gegen das Stubachtal aus. Leider sind die Aufschlüsse größtenteils sehr mangelhaft, am unteren steilen Gehänge mit undurchdringlichem Gestrüpp überwachsen und kaum zugänglich, darüber verrutscht, in Blockwerk aufgelöst, mit Schutt und Rasen bedeckt. Soviel kann indessen mit Sicherheit gesagt werden, daß auch diese Grüngesteine in die dunklen paläozoischen Schiefer eingeschaltet sind; W des Stubachtales ist der Kontakt mit ihnen mindestens im S (Schiederscharte) zweifellos tektonisch.

Im ganzen sind diese Gesteine in ihrem Aussehen außerordentlich wechsellagernd. In der Umgebung der Mooseralm herrschen  $\alpha$ ) dunkelgrüne, nur wenig geschieferte Typen mit vorherrschender Hornblende von z. T. ziemlich grobem Korn (bis  $> \frac{1}{2}$  cm), mit weißer Zwischenmasse. Helle aplitische Adern, welche nicht selten hindurchsetzen, steigern noch den — trügerischen! (siehe später!) — Eindruck, daß man es hier mit einem nur wenig veränderten Eruptivgestein zu tun habe. Ganz ähnliche, fast massige Hornblendegesteine stehen aber z. T. auch anderwärts an, z. B. am Gehänge N vom Austritt des Gaßnerbachs. Dann gibt es aber  $\beta$ ) andere Typen, die trotz ebenfalls noch mehr oder minder massiger Beschaffenheit durchaus nicht mehr an normale Erstarrungsgesteine erinnern. So — allerdings nur in Blöcken sichtbar — am Wege, der von der Mooseralm nach SO führt: hier ist es ein feinkörniges Gestein, lichtgrün und weiß gesprenkelt, mit zahlreichen 1—2 mm großen, dunkelglänzenden Biotittafeln; und vielfach bilden solche dunkle Putzen, von bis 1 cm Längsdurchmesser, mit so scharfer Begrenzung gegen außen, daß man unwillkürlich an Pseudomorphosen nach irgend welchen Einsprenglingen — am ehesten Hornblende, worauf die Gestalten z. T. hinzuweisen scheinen — denkt.  $\gamma$ ) Wohl am häufigsten aber sind geschieferte Varietäten, von stumpfem Graugrün und recht feiner Beschaffenheit, die kaum mehr gesonderte Mineralien mit freiem Auge erkennen läßt; ausgenommen sind dabei die Biotittafeln, die meist als Porphyroblasten von 1—2 und mehr Millimetern Durchmesser darin verstreut liegen. Doch finden sich auch — z. B. am Kontakt gegen S im Gaßnerbach —  $\delta$ ) ausgesprochene dunkelgrüne Schiefer (ohne Biotitporphyroblasten), die sich (makroskopisch; vgl. aber S. 205!) von manchen Prasiniten kaum unterscheiden. — Endlich sei noch auf Schlieren von offenbar primär abweichender Zusammensetzung hingewiesen: so fand ich  $\epsilon$ ) im Schutt N vom Gaßnerbachaustritt grobkörnige Stücke, in denen die Hornblende weitaus überhandnimmt; und umgekehrt  $\zeta$ ) unter der Felswand N vom Gaßnerbach bei rund 1500 m, ebenfalls im Schutt, verhältnismäßig helle Gesteine, in denen nur noch einzelne Biotittafeln und grüne Streifen auffallen.

Im Dünnschliff zeigt das unter  $\alpha$ ) erwähnte, wenig geschieferte Gestein von der Mooseralm eine normale grüne Hornblende als wichtigsten Gemengteil (50% des Gesteins oder darüber): a lichtgelb, b tiefgrün, c bläulichgrün; c : c = 18°;  $\gamma - \alpha = 0,020$  ca. Sie bildet kurzsäulige Individuen von schlechter Ausbildung, aber nicht übermäßig reich an Einschlüssen (Quarz, Epidot). Randlich und an Spaltrissen ist Umwandlung in Chlorit häufig. Der zweite Hauptgemengteil — auch der Menge nach — ist Plagioklas, mit vielfach sehr dichter Füllung — vorwiegend Muskowit (bis 0,02—0,03 mm), selten auch Epidot (nicht Zoisit!) in Nadelchen bis 0,1 mm Länge — und albitischer Grundsubstanz. Seine Individuen zeigen keine eigene Form. Wo die Füllung zurücktritt, findet meist Zerfall in Haufwerke kleiner Albitkörner statt (rekristallisiertes Zerreibsel!). Ein der Menge nach untergeordneter, aber charakteristischer Gemengteil ist Quarz in kleinen rundlichen Körnern. Soweit wäre alles mit einem normalen dioritischen Erstarrungsgestein in Einklang; doch widerspricht dem das Auftreten des reichlich vorhandenen (wohl 10—15%) Epidots. Er ist farblos, aber ziemlich stark doppelbrechend (0,025 bis 0,030); in einer sehr schmalen Randzone pflegt die Doppelbrechung noch etwas zuzunehmen. Seine länglich-rundlichen Individuen (bis  $0,2 \times 0,5$  mm) liegen fast ausnahmslos in Hornblende, und zwar öfters in einer Weise von ihr umschlossen, daß man ganz den Eindruck eines älteren Gemengteiles hat! Auch da, wo sich Epidotindividuen ausnahmsweise im Feldspatbereich angesiedelt haben, sind sie fast durchgehends noch von einer schmalen Hornblendehülle umgeben. — Nebengemengteile: Pyrit ziemlich reichlich, mit schmalen Magnetit-

<sup>113)</sup> Der Name steht nicht auf den Karten; etwa 300—400 m SO der Mooseralm. Letztere nicht zu verwechseln mit der Mooseralm auf dem Bergsporn SO Uttendorf!

säumen; Titanithaufwerke ebenfalls reichlich, öfters mit dunkelgelben Rutilkernen; etwas Apatit. — Strukturell erinnert das Gestein zunächst wieder an einen panxenomorphen Diorit, mit nachträglichen Deformations Spuren (siehe oben) — abgesehen wieder vom Auftreten des Epidots. Ein primärer Gemengteil ist dieser schwerlich; dann kann aber auch die Hornblende, die ihn umschließt, kein solcher sein! Vermutlich ist das Gestein vielmehr als Amphibolit aufzufassen, der unter der Einwirkung der aplitischen Durchhäderung nochmals — und zwar fast massig — kristallisiert ist, und schließlich noch Diaphthorese (Feldspatfüllung!) erfahren hat.

β) Ein Schliff des Gesteins mit den Biotitputzen zeigt keine Hornblende mehr, dagegen sehr reichlich Pennin in Blättchen von 0,1—0,2 mm Durchmesser und 0,02—0,1 mm Dicke; ebenfalls reichlich den ziemlich lichtbraun gefärbten Biotit, von der gleichen Größenordnung an bis zu millimetergroßen Porphyroblasten. Beide Mineralien sind allem Anschein nach voneinander unabhängige Neubildungen. Eisenarmer Epidot ist dagegen spärlich. — Der weiße Gesteinsanteil ist überwiegend Albit in zerlappten Individuen (0,2—0,5 mm); häufig enthalten in ziemlich scharf begrenzten Flecken mit wenig dichter Muskowitfülle. Das sind wohl — wie so oft — Relikte eines primären Mineralbestandes, um welche der ungefüllte Teil weitergewachsen ist. Rundliche Einschlüsse von Quarz sind verbreitet; im ganzen tritt dies Mineral (Körner von 0,05—0,3 mm) mehr zurück. Auch Calcit ist recht verbreitet, in unregelmäßigen Körnern von ähnlicher Größenordnung wie der Albit. Nebengemengteile: Titanit reichlich, Apatit nicht selten; Erze scheinen zu fehlen! — Die Struktur ist rein kristalloblastisch; das Durcheinander von grünen und weißen Anteilen läßt keine gesetzmäßige Ordnung erkennen, auch nicht Anzeichen von Durchbewegung. — Wie sich dies Gestein zu dem vorigen verhält, ist unklar; vermutlich war es schon primär verschieden (feldspatreicher; porphyrisch?). Jedenfalls aber ist sein heutiger Zustand ganz auf Rechnung der Metamorphose zu setzen (darüber noch unten!); bemerkenswerterweise ohne Durchbewegung!

γ) Auch in den Grünschiefern mit Biotitporphyroblasten überwiegt unter den farbigen Gemengteilen der Pennin (Durchmesser 0,1—0,3 mm); Hornblende (strahlsteinartig, blaßgrünlich) in sehr dünnen, bis 0,2 mm langen Nadeln, tritt mehr zurück oder fehlt ganz. Der Biotit, meist sehr unregelmäßig gestaltet, ist viel tiefer braun gefärbt als im vorigen Gestein und fast einachsigt. Stellenweise zeigt er Anfänge von Chloritisierung (was natürlich auf die Herkunft des Chlorits im Grundgewebe keinerlei Rückschluß erlaubt; dafür, daß auch er aus Biotit entstünde, existiert im Gegenteil kein Anhaltspunkt!). Epidot ist hier wieder etwas reichlicher: isometrische Körner (bis 0,2 mm), optisch wie oben. Der Feldspat ist wiederum Albit, in feinen Haufwerken (0,03—0,1 mm) und größeren unregelmäßigen Bruchstücken, z. T. mit Muskowitfülle; was auch hier wohl auf Relikte eines ursprünglichen Mineralbestandes schließen läßt. Quarz tritt dagegen wieder mehr zurück. Ein Schliff führt auch reichlich große zerlappte Calcite. — Nebengemengteile: in einem Schliff viel Magnetit, z. T. tadellose Oktaeder; in einem andern fehlt er, dafür dort viel Titanit. Ferner etwas Apatit. — In diesen Gesteinen herrscht z. T. ausgesprochener Lagenbau: einerseits Chlorit (mit dem der Epidot geht), andererseits Albit (mit Quarz) vorwaltend. Auch die Biotitporphyroblasten sind vorwiegend an die grünen Lagen gebunden. Z. T. liegen sie quer zu der (vor allem durch den Chlorit ausgedrückten) Schieferung; doch ist diese auch im Inneren der Porphyroblasten öfters angedeutet (Reihen von Quarz, Titanit), und zwar unverlegt: jene sind also erst nach der Durchbewegung gewachsen! Blastomylonitische Spuren treten in der Umhüllung der Feldspatbruchstücke durch die feinen Haufwerke auf.

δ) Der dunkelgrüne Schiefer im Gaßnerbach zeigt im auffallenden Gegensatz zu den vorigen wieder Hornblende als herrschenden farbigen Gemengteil von den gleichen Eigenschaften wie oben; teils in gut ausgebildeten, 0,1—0,2 mm langen, Prismen mit (110), (010), teils in verschmierten Flatschen. Chlorit und tiefbrauner Biotit finden sich daneben nur sehr untergeordnet. Vorherrschendes Mineral im ganzen Schliff aber ist Albit; er bildet ein Pflaster etwas in s verlängelter Körner, reich an Einschlüssen: Quarztröpfchen, Hornblende, Titanit, Epidot. Letzterer findet sich auch sonst in einzelnen Lagen. Calcit tritt nesterweise auf. Magnetit und Pyrit häufig miteinander vergesellt. — Das Gestein zeigt ausgesprochene vorkristalline Fältelung sowohl der dünnen Hornblendefasern als auch — parallel dazu — der Einschlußreihen im Albitpflaster. Es liegt also hier wieder ein Fall posttektonischer Albitisierung vor.

ε) Die basische Schliere von N des Gaßnerbachs zeigt im Schliff geradezu hornblenditischen Charakter: eine grüne Hornblende (etwas lichter gefärbt als die obige, aber sonst ähnlich) ist weit vorwaltender und wohl einzig primärer Gemengteil. Blaßgrünliche Randzonen und selbständige Individuen gleicher Farbe sind sekundär; letztere finden sich mit Muskowit und Albit zusammen auch auf Rissen und Trümmerzonen in der primären Hornblende angesiedelt. Auf schmale Zwischenräumen zwischen ihren Individuen — z. T. ausgesprochene Gleitfasern! — beschränkt sind Chlorit, lichtrötlichbrauner Biotit, daneben auch hier Muskowit und Albit. Auch einzelne große Calcite finden sich, sowie ein wenig Klinozoisit und Haufwerke von Titanit. — Am Rande des Schliffs findet Übergang statt in ein schieferiges Gemenge von sekundärer Hornblende, Muskowit, Chlorit und fleckenweise Albit, worin von der primären Hornblende noch einzelne zerscherte Relikte liegen. Das scheint darauf zu deuten, daß dieser Übergang auf Rechnung gesteigerter Durchbewegung und Metamorphose zu setzen; doch möchte man aus dem stärkeren Hervortreten des Albits — der hier nicht eingewandert zu sein scheint — wohl auch auf einen Wechsel der primären Zusammensetzung schließen. Die Unkenntnis des Verbandes im Anstehenden verbietet eine sichere Entscheidung.

ζ) Die feldspatreiche Schliere N der Gaßneralm endlich zeigt wieder ein ähnliches Verhältnis zwischen großen, fleckenweise muskowitzgefüllten Feldspatbruchstücken und feinen Haufwerken ohne Füllung, wie wir es oben gefunden; bestimmbar ist nur Albit. Er bildet gut zwei Drittel des Schliffs. Gelblicher, eisenreicher Epidot bildet unregelmäßige Haufen. Tiefbrauner Biotit in großen, unregelmäßig zerfetzten Blättern tritt mehr zurück; er ist hier stark in Chloritisierung begriffen. — Magnetit ziemlich reichlich; einzelne größere Apatite. — Strukturell bietet der Schriff ein sehr buntes Bild; irgend eine gesetzmäßige Anordnung ist zum mindesten nicht augenfällig.

Fragen wir nach den erlittenen Schicksalen dieser verschiedenen Gesteinsvarietäten, so muß die Antwort sich zunächst auf die — hier nicht genauer beschriebenen — Gesteine der Stubach-W-Seite stützen (vgl. S. 203): Voralpin müssen Amphibolite etwa von gabbrodioritischer Abstammung vorgelegen haben, mit reichlicher aplitischen Durchhäderung. Der unter α) erwähnte Typus läßt deren Beschaffenheit noch ungefähr erkennen. Primär stark schlierige Beschaffenheit ist anzunehmen (vgl. β, ε, ζ). Durchbewegung machte daraus „Grünschiefer“ (γ), wobei der ursprüngliche Plagioklas entmischt und z. T. zertrümmert wurde; der Anorthitanteil lieferte Epidot, die Hornblende Chlorit (und z. T. Strahlstein). Neben der hierfür benötigten Zufuhr von Wasser erfolgte aber auch eine solche von  $K_2O$ , die zur Neubildung von Biotit führte — ebenfalls auf Kosten der ursprünglichen Hornblende, vielleicht mit Chlorit als Zwischenprodukt. Wie wir sahen, fand dieselbe erst nach der Durchbewegung statt — der Biotit fand die Schieferung bereits vor; und darin ist vielleicht der Grund zu suchen, weshalb die sonst so gemeine Muskowitbildung auf Kosten des Anorthitmoleküls fast ganz ausblieb —, solches war eben nicht mehr vorhanden! Daß aber alle diese Umwandlungerscheinungen an sich nicht viel mit der Durchbewegung zu tun haben können, zeigt der sehr stark durchbewegte Schiefer (δ), in dem die Hornblende intakt geblieben ist! Er ist zugleich das einzige untersuchte Beispiel unter diesen Gesteinen, das auch von postkristalliner Na-Zufuhr (Albitisierung!) erreicht wurde.

Irgend eine Beziehung zu den Gabbroamphiboliten (vgl. S. 216) ist nicht ersichtlich und wohl auch nicht wahrscheinlich.

η) Aplit im Amphibolit der Mooseralm.

Das Auftreten aplitischer Adern dortselbst wurde oben (S. 204) bereits erwähnt; sie sind ganz massig, weiß mit einzelnen — von aus dem Nebengestein aufgenommenen Hornblende herrührenden? — dunkelgrünen Flecken.<sup>114)</sup> — Im Dünnschliff erkennt man ein panxenomorphes Gemenge von Quarz und Plagioklas. Ersterer tritt auf in 0,2–0,6 mm messenden, meist rundlichen Körnern; der Plagioklas hingegen ist meist größer und oft sehr unregelmäßig ausgebildet, enthält auch häufig Quarz als Einschluß. Er zeigt oft Lamellen nach Albit- und Periklingesetz, die durch die mäßig reichlich, aber allgemein vorhandene, sehr schön entwickelte Muskowitfülle (bis 0,2 mm lange Blättchen, z. T. gesetzmäßig angeordnet in zwei unter nahe 60° sich schneidenden Richtungen) hindurchschimmern; ein zoisitische Füllungsmineral findet sich nur ganz untergeordnet daneben. Grundplagioklas ist reiner Albit; eine füllungsfreie schmale Randzone ist öfters vorhanden. — Nebengemengteile: etwas Zirkon, Apatit; sekundäre Bildungen: Epidot, Goethit.

Zweifellos liegen hier echte Plagioklasaplite vor, in fast — vom Zerfall der Feldspate abgesehen — unverändertem Zustande.

## 2. Quarzmuskowitschiefer.

Unter dieser Bezeichnung wurden im NO-Eck der AVK. ausgeschieden einige Züge von Gesteinen, bei denen man schwankt, ob man sie als Quarzit oder als Glimmerschiefer, bzw. Phyllit ansehen möchte. Durch den grünlichen Glimmer, die helleren Farben und mehr massigen Felsen heben sie sich deutlich von den Fuscher Phylliten ab. Dahin gehört das Gestein, das die Straße nach Bad Fusch beiderseits des Kronbichlergrabens anschneidet, sowie einige kleinere Vorkommen auf der gegenüberliegenden Talseite. Das bedeutendste freilich liegt knapp jenseits des Randes der AVK.: Ein Zug, der S der Hirzbach-Mündung vom Weg zur Gleiwitzer Hütte gequert wird, dann auf die N-Seite des Hirzbachs übertritt und längs dieser bis auf das S-Gehänge des Roßkopfes zu verfolgen ist — stets im Hangenden einer Kalkeinschaltung; wie denn Verknüpfung mit Kalken auch für manche andere Vorkommen gilt; ja gelegentlich, z. B. Raffel S Fusch, ist die Verbindung mit diesen so innig, daß die Quarzmuskowitschiefer selbst  $CaCO_3$  in größeren Mengen aufnehmen und mit verdünntem HCl recht stark brausen. — Weiter sei hierher gerechnet ein wenig mächtiger, aber mehrere Kilometer weit: von gleich S der Gleiwitzer Hütte quer über das Hirzbach- und Brechtkar bis gegen den Lahnganggraben verfolgbare Zug; ferner — wieder außerhalb der AVK. — eine Reihe von solchen, in der Grenzzone gegen die „Obere Schieferhülle“, wie der eben genannte, zwischen dem Schoppachhorn und N-Grat des Bodenbachkopfes in der Kette zwischen Kapruner und Mühlbachtal. Die Gesteine dieser südlichen Vorkommen zeigen allerdings makroskopisch schon gewisse Abweichungen gegenüber den vorigen: sie sind meist glimmerreicher, stärker geschiefert und überdies oft ganz erfüllt mit Albitknoten, so daß sie manchmal im Bereiche des Bodenbachkopfes einen geradezu gneisartigen Eindruck machen.

Ein Dünnschliff vom Gehänge N der Hirzbachalm zeigt Lagen aus dünnen Muskowitblättchen (0,1 bis 0,3 mm lang), oft parallel verwachsen mit Chlorit, der sich ungefähr gleich reichlich daran beteiligt. Lagen

<sup>114)</sup> Sie wurden im Schliff leider nicht getroffen.

von eckigen Quarzkörnern (0,2—0,5 mm) wechseln damit; auch ihnen sind einzelne Glimmer-, bzw. Chloritblätter beigemischt. Albit ist nur untergeordnet und klein; außer gelegentlichen Quarzeinschlüssen enthält er stets reichlich dunkles staubförmiges Pigment, in Zügen parallel der Schieferung. Das ist insofern bemerkenswert, als solches dem Gestein sonst gänzlich fehlt. In den Albiten konzentriert worden ist es nicht — das beweist die erwähnte Anordnung; es bleibt also nur die Annahme übrig, daß es außerhalb der Albite nachträglich — durch Oxydation? — zerstört worden ist. Titanit untergeordnet. — Der Schriff zeigt schöne Scherfältelung, vorkristallin gegenüber Quarz und Albit, während ein Teil der Glimmer in den Biegungen wandernde Auslöschung zeigt.

Ein Schriff vom Eingang ins Kar NW Bodenbachkopf zeigt ebenfalls eckiges Quarzmosaik gleicher Größenordnung, von Lagen aus Muskowit- und Chloritblättern (bis 0,5 mm und darüber) unterbrochen. Dagegen tritt hier Albit viel mehr hervor, in bis 2 mm langen, stark in s gestreckten Porphyroblasten, meist reich an Einschlüssen von Quarz; Glimmer fehlt dagegen unter ihnen, selbst da, wo der Albit Glimmerlagen abschneidet: er wurde bei der Albitisierung aufgezehrt! Diese ist wieder posttektonisch, wie die reliktsche Schieferung samt Verbiegungen innerhalb der mechanisch unbeschädigten Porphyroblasten anzeigt. Apatit mäßig reichlich, etwas Magnetit, Titanit; ein Individuum von Zirkon. — Ein anderer Schriff aus der gleichen Gegend (SW Schoppachhorn) unterscheidet sich durch die alles überwuchernde Albitisierung, die nur kleine Reste des ursprünglichen Gefüges verschont hat; allerdings scheint hier der Albit großenteils an Reste älterer Feldspate anzusetzen, wenigstens ist vielfach etwas Muskowitfülle vorhanden, wogegen die reliktsche Schieferung durch Einschlüsse (Quarz, Titanit treten auf) fehlt.

Ein Schriff aus dem Schneelahngraben zeigt ebenfalls das ganze Bild beherrscht von den neugebildeten Albiten, die vielfach zu Pflaster zusammenschließen und nur in untergeordneten Zwickeln Reste des ursprünglichen Gefüges erkennen lassen: ein fein parallelfaseriges Gewebe aus vorwiegend blaß gefärbtem Chlorit, daneben Muskowit, stark zurücktretend Quarzlagen. Einschlußreihen (Chlorit, Erz, Titanit, Apatit, Calcit) lassen die reliktsche Schieferung innerhalb der Albite vielfach erkennen, ohne Richtungsänderung. Auch Calcit kommt in großen Individuen als Neubildung vor. Einzelne große Pyrite.

Die stratigraphische (und genetische) Deutung dieser Gesteine bietet mancherlei Schwierigkeiten. Es ist aber möglich, daß sie gar nicht gemeinsamen Ursprungs sind: vor allem der letzterwähnte Schriff zeigt einen so geringen Quarzgehalt, daß man da fast an ein sehr quarzarmes, durch die extreme Albitisierung vor allem aus seiner Umgebung herausfallendes Glied der Fuscher Phyllite denken möchte. Aber auch bei den anderen kann man im Zweifel sein, ob man aus der Verknüpfung mit mesozoischen Kalken (und z. T. — N Hirzbachalm — Quarziten) auf ein Glied des eingeschuppten Mesozoikums (verhältnismäßig glimmerreicher Quarzit) schließen will; oder im Gegenteil auf einen vorpaläozoischen Phyllit, der nur tektonisch — da sich ja an Schuppungsflächen häufig gerade Ältestes und Jüngstes berühren — mit dem Mesozoikum in nachbarliche Beziehungen getreten wäre. Für die Lamellen der Gegend Bodenbachkopf—Schoppachhorn scheint mir diese letztere Deutung vorzuziehen; insbesondere legen sie die erwähnten reliktschen Feldspate nahe. Für die Vorkommen der Fuscher Gegend aber möchte ich die Frage vorläufig offen lassen.

### 3. Dunkle paläozoische Schiefer (Fuscher Phyllite).

Sozusagen die Grundmasse der ganzen nördlichen Rahmenzone, von der sich all die verschiedenen primären und tektonischen Einschaltungen abheben wie die Einsprenglinge eines porphyrischen Gesteins (*mutatis mutandis*), bildet eine einförmige Serie dunkler Schiefer und Phyllite. Im N, längs dem Pinzgau, erscheinen sie dem unbewaffneten Auge großenteils noch gar nicht oder kaum metamorph: dunkelgrau bis tiefschwarz von Farbe, mitunter schwarz abfärbend, mit nur mattem Glanz auf den zwar enggescharten, aber nicht immer durch ausgesprochene Spaltbarkeit ausgezeichneten Schieferungsflächen, dabei von ganz feinem Korn — kaum als sandig zu bezeichnen —, so tragen unsere Gesteine den berühmten „paläozoischen Habitus“ zur Schau. Sie sind z. T. nicht unterscheidbar von den paläozoischen Schiefen, wie sie auf der N-Seite des Pinzgaus am Fuß des Gehänges, etwa in der Gegend Uttendorf—Niedernsill, vielfach anstehen.

Gegen S ändert sich das Bild etwas: ohne daß sich irgendwo eine scharfe Grenze ziehen ließe, nimmt die Metamorphose zu. Die Schieferigkeit wird sehr vollkommen, die Spaltflächen nehmen den silberigen Glanz serizitischer Häute an; die Färbung verliert im allgemeinen an Intensität und geht in ein stumpfes Grau über — jedoch nicht ausnahmslos: treten doch immer wieder Gesteinspartien auf, die sogar graphitisch abfärben. Der Habitus des ganzen Gesteins wird ausgesprochen phyllitisch, ohne daß es indessen normalerweise zu einem Wechsel makroskopisch unterscheidbarer Lagen von verschiedener Zusammensetzung käme. Auch bleibt die Korngröße stets merklich hinter jener der S. 198 f. besprochenen altkristallinen Phyllite zurück, von denen sich unsere Gesteine überhaupt durchgehends gut unterscheiden lassen. Nur wo jene tektonisch stark zerquetscht sind, können sie sehr ähnlich werden.

Die Abtrennung von den Kalkglimmerschiefen der Oberen Schieferhülle ist im allgemeinen gut durchführbar, trotz gelegentlicher Übergänge. Daß dieselben nur vorgetäuscht sind: durch innige Verschuppung, eventuell auch durch Lösungstransport von CaCO<sub>3</sub>, wird ganz klar an jenen Stellen, wo sich im Gegenteil fremdartige

Schichtglieder trennend einschieben: Altkristallin (z. B. N Bodenbachkopf; oder zwischen Radensbach- und Mühlbachtal), bzw. Triasgesteine (Lahnganggraben; verschiedentlich in der Schuppenzone des Hohen Kampecks am Aufstieg zur Salzburger Hütte, u. a.). Die Trennung wurde ja auch bereits von den alten Aufnahmsgeologen z. T. vollzogen („Radstädter Schiefer“, *Peters'* und *Sturs*); daß ihr in weiterem Umkreis der Tauern Bedeutung zukommt, glauben wir aus gelegentlichen eigenen Beobachtungen<sup>115)</sup> wie aus manchen Angaben der Literatur schließen zu können: *Starks* „Arler Kalkphyllite“<sup>116)</sup> (196, S. 209), *Schwinnners* „Gmünder Phyllite“ (186, S. 336) sind offenbar dasselbe! Deren unmittelbaren Zusammenhang mit den Phyllitmassen des Kleinen und Großen Arl- und Gasteiner Tals, welche unsere Schiefer gegen O fortsetzen, hat auch der letztgenannte Autor bereits vermutet.

Den Namen „Pinzgauer Phyllite“ möchten wir für diese Schiefer nicht verwenden. Denn im Pinzgau gibt es auch Phyllite sehr anderer Art. Wir bezeichnen sie lieber präziser als *Fuscher Phyllite*: sind sie doch um Dorf und Bad Fusch das herrschende Gestein. Diese Gegend ist zugleich die einzige, wo sie in den Bereich der AVK. eintreten; am Scheidegrat über der Gleiwitzer Hütte verlassen sie denselben und sind im übrigen ganz auf das nördliche Anschlußstück beschränkt.

Einige besondere Ausbildungen sind noch zu erwähnen. Da die *Fuscher Phyllite* wie alle ähnlich feinschieferigen Gesteine zur Abbildung von Gleitflächen besonders geeignet sind, wird es nicht wundernehmen, daß sie an Stellen starker Zerknitterung häufig die Spuren von zwei sich kreuzenden Systemen zeigen; d. h. als typische *Griffelschiefer* ausgebildet sind. Solche beobachtet man sehr schön an der Straße nach Bad Fusch, nahe dem östlichen Kartenrand; aber auch sonst, z. B. in den zum Pinzgau ziehenden Waldgräben, findet man sie nicht allzu selten. Scheiter und Späne bis 20–30 cm Länge bei 2–3 cm Dicke sind dort die charakteristischen Zeugen der genannten Ausbildungsweise.

Eine andere häufige Ausbildungsform ist die der *Knötchenschiefer*, welche sich sporadisch an vielen Stellen des Verbreitungsgebiets der *Fuscher Phyllite* ohne erkennbare Gesetzmäßigkeit einstellt; insbesondere z. T. bereits dort, wo noch kein auffällig phyllitischer Habitus herrscht. Die Oberfläche dieser Schiefer erscheint übersät mit schwarzen Knötchen, von der Größe eben wahrnehmbarer Pünktchen bis etwa zu der eines Hirsekorns. Im letzteren Fall können bereits die glänzenden Spaltflächen eines Feldspats daran zu beobachten sein (wegen Chloritoidknötchenschiefer siehe später, S. 212). Vorkommen solcher Knötchenschiefer habe ich mir notiert vom Raucherberg SW Bruck, bei ca. 1200 m; vom Gehänge östlich Dorf Fusch; von der Umgebung der Gleiwitzer Hütte; vom Weg Kesselfall—Salzburger Hütte; vom Sattel 2034 S Scheibenhöhe, usw.

Ebenfalls eine öfters wiederkehrende Varietät sind Schiefer, meist ziemlich reich an Serizit, die nur in einem Punkt von den normalen Typen abweichen: sie sind nämlich mit *rostigen Flecken* von einigen Millimetern bis 1 cm Durchmesser bedeckt. Das bezieht sich auf den verwitterten Zustand, in dem sie zumeist zur Beobachtung kommen; primär dürfte ein Gehalt an Pyritkriställchen, vielleicht auch Ankerit zugrunde liegen; doch fehlen nähere Beobachtungen darüber. Solche „Rostfleckenschiefer“ fanden sich z. B. in dem Graben S Schaumberg (O Niedernsill, Blatt Kitzbühel) um 1000 m Höhe.

Wegen der auf Blatt Kitzbühel noch mit den *Fuscher Phylliten* vereinigten Sandsteine usw. vgl. S. 236.

Wegen weiterer Einschaltungen vgl. S. 210 f.

Die *Fuscher Phyllite* sind vollständig wasserundurchlässige Gesteine. Sie geben deshalb häufig Anlaß zum Austritt von Quellen. Aufschlußarme, vielfach nasse Wiesen und Wälder von mäßigem Neigungswinkel bezeichnen gewöhnlich ihr Auftreten in der Landschaft: die S-Gehänge des Pinzgaus, der untere Teil des *Fuscher Tals* sind dafür besonders bezeichnend. Entsprechend der Wasserundurchlässigkeit und der feinschieferigen Beschaffenheit ist die *Neigung zu Rutschungen* groß: in den eben genannten Gebietsteilen beobachtet man ihre Spuren sozusagen auf Schritt und Tritt. Und nicht minder das Auftreten verheerender *Wildbäche* (manche, wie der Imbach bei Kaprun, beziehen freilich ihr Geschiebmaterial vorwiegend aus den auflagernden Moränen).

Es scheint zwar paradox angesichts der geringen Standfestigkeit, die aus dem eben Angeführten hervorgeht, aber es gibt tatsächlich auch Stellen, wo die *Fuscher Phyllite* nicht unansehnliche *Felswände* bilden. Das bezieht sich freilich vor allem auf die stärker metamorphen südlicheren Partien. Das schönste Beispiel ist die mächtige Wand unter dem Seetalkogel im unteren Stubachtal (das gleichfalls beträchtliche Steilgehänge im Kapruner Tal über der Siegmund-Thun-Klamm ist wesentlich durch die hier durchziehenden Kalke bedingt; vgl. S. 236); aber kleinere Steilstufen sind im Bereich der glazialen Tröge gar nicht selten. Die Felsoberflächen erscheinen namentlich aus der Ferne oft auffallend hell — so daß man an alles andere eher denkt als an die dunklen *Phyllite*. Das ist aber die Folge von Sinterkrusten und verschiedenen Ausblühungen, die sich mit Vorliebe darauf ansiedeln.

Wo die *Fuscher Phyllite* Gipfel bilden, da sind es sanfte rasenbedeckte Kuppen (Scheidegg—P. 2004, SO Uttendorf; Plattenkogel—Scheibenhöhe). In das eigentliche Hochgebirge steigen sie freilich nicht in geschlossener Masse hinauf. Am Imbachhorn usw. kommen ihre schmalen Züge zwischen den Kalkglimmerschiefern meist als Scharten zur Geltung; ähnlich um die Große Arche zwischen altkristallinen Schiefen (gegen den Bodenbachkopf zu bilden sie allerdings ausnahmsweise auch recht scharfe und zackige Gratstrecken).

<sup>115)</sup> Z. B. im Brennergebiet.

<sup>116)</sup> Dies auch nach dem Zeugnis von Dr. *E. Braumüller* (persönliche Mitteilung). Da indessen das Gestein normalerweise — in unserem Gebiet! — kalkfrei ist, erscheint der obige Name nicht passend.

Im Dünnschliff zeigt ein verhältnismäßig wenig metamorpher, schwarzer Schiefer wesentlich Quarzkörner von sehr feinem Korn (0,01—0,02 mm und darunter); einzelne etwas größere Körner sind selten eingestreut. Das Vorhandensein von Feldspat ist sehr fraglich. Muskowit in ähnlicher Größenordnung wie Quarz; auch hier vereinzelt größere — bis 0,1 mm lange — Blättchen sowie Pakete von solchen. Alles ist imprägniert mit dem reichlich vorhandenen, sehr feinen graphitischen Pigment, das sich in einzelnen Streifen bis zur Undurchsichtigkeit anhäuft. Parallelordnung der z. T. länglich gestalteten Quarze und vor allem der Glimmerblätter ist ausgeprägt; nur die Einzelblätter jener größeren Muskowitpakete stehen z. T. quer. Sollten in den verschiedenen größeren Mineralindividuen Relikte aus der klastischen Vergangenheit des Gesteins vorliegen? Denn daß es heute bereits als metamorph bezeichnet werden muß lehrt der Schliff im Gegensatz zum makroskopischen Eindruck.

Unter den makroskopisch mehr phyllitisch erscheinenden Typen gibt es solche, die überhaupt fast nur<sup>117)</sup> aus lichtem Glimmer bestehen, mit untergeordnetem Chlorit (Straße nach Bad Fusch). In anderen wechseln parallele Lagen dieser beiden Mineralien mehr oder minder regelmäßig mit solchen, in denen der Quarz die Hauptrolle spielt. Seine Korngröße hat zugenommen (0,05—0,3 mm); einzelne Muskowit-, bzw. Chloritblättchen sind seinem vorwiegend eckigen Pflaster beigemischt. Vereinzelt Albitporphyroblasten beobachtet man des öfteren auch dort, wo sie makroskopisch noch nicht auffallen; gern sind sie — soweit solche vorhanden (siehe unten) — in Faltenbiegungen, u. zw. in den stark verdickten Glimmerlagen, angesiedelt. Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Eisenerze — in dem erwähnten fast reinen Glimmergestein ziemlich reichlich regelmäßige dünne Täfelchen (Ilmenit?). Ebendort vereinzelt? Turmalin. Endlich gewöhnlich das unvermeidliche staubfeine, wohl graphitische Pigment, die Glimmerlagen imprägnierend.

In den oben erwähnten „Knötchenschiefen“ wird nun der Albit zum wichtigen Gemengteil; überall — soweit Untersuchungen vorliegen — bildet er die Knötchen. Teils sind es einzelne Individuen in der Regel von 0,3—0,5 mm Durchmesser, teils Gruppen von mehreren; gewöhnlich schneiden sie scharfrandig, rundlich oder eckig begrenzt die Schieferung ab, doch kommt auch der Fall vor, daß sie, der Richtung bester Wegsamkeit folgend, in s gewachsen sind; dann sind sie //s in die Länge gezogen und meist ausgefranst. Stets aber enthalten sie reichlich Einschlüsse: Züge von dunklem Pigment sowie meist Reihen von rundlichen Quarzkörnchen, welche die Lage von s markieren — fast allgemein unverlegt; doch wurden auch mehrfach schöne, im Albit eingeschlossene Fältchen festgestellt (vgl. unten). — Daß der Albit hier ebenso wie in vielen anderen Fällen (vgl. S. 21, 104, 134, 149 u. a.) dem Gestein nicht primär eigen, sondern eine spätere Zutat ist, dürfte nach dem Gesagten klar sein.

Ein besonders weit gediehenes Stadium von Albitisierung zeigt nun merkwürdigerweise ein Gestein einer weit nördlich vom „Fensterrand“ entfernten Lokalität: östlich der Weißensteinalpe (N Imbachhorn; S-Rand von Blatt Kitzbühel). Ein Gestein, das es sonst in der Metamorphose noch nicht weit gebracht hat; die Einzelblättchen seiner Serizitaggregate bleiben in der Hauptsache unter 0,01 mm, nur einzeln oder fleckenweise entwickeln sich daraus Muskowite bis zu 0,1 mm Länge; mit ihnen ist öfters ganz blasser Chlorit vergesellt. Graphitisches Pigment ist reichlich mit dem Serizit verknüpft; Lagen von Quarzpflaster treten verhältnismäßig zurück (Korndurchmesser um 0,1 mm oder wenig darüber). Aber Gesteinspartien dieser „normalen“ Beschaffenheit sind im ganzen spärlich; denn mindestens zwei Drittel des ganzen Schliffs (nach vorsichtiger Schätzung) bestehen aus Albit. Sein Auftreten unterscheidet sich von dem oben geschilderten einzig dadurch, daß hier die Porphyroblasten vielfach zu einem eckigen Pflaster zusammenschließen, das vom Grundgewebe nur unregelmäßige, meist diskordant abgeschnittene Fetzen übrig läßt; wegen Einschlüssen im Albit und reliktscher Schieferung gilt das oben Gesagte. Zu bemerken ist noch das Auftreten von Übergemengteilen, die sonst in den Fuscher Phylliten nicht beobachtet wurden: vor allem Klinozoisit in 0,1—0,2 mm langen Säulchen, oft auch im Albit eingeschlossen; ferner besteht eine Lage wesentlich aus Calcit.

Zum Schluß noch einige Worte über die Beziehungen von Kristallisation und Deformation in den Fuscher Phylliten. Fast in allen Schliffen dieser Gesteine sind Kleinfalten zu beobachten; einzelne sind ganz von Fältelung beherrscht (z. T. Gleitbrettfaltung mit unzeitig verteilten Gleitflächen). Sie ist in vielen Fällen wenigstens z. T. nachkristallin in bezug auf Glimmer, aber ausnahmslos vorkristallin in bezug auf Quarz und meist auch — wie die schon erwähnte Ansiedlung in Faltenbiegungen und ebenso die von ihm umschlossenen „Faltenpräparate“ zeigen — vorkristallin in bezug auf Albit. Nur in einzelnen Schliffen — z. B. gerade im zuletzt erwähnten — lassen sich neben solchen voralbitischen Falten untergeordnet auch Erscheinungen feststellen, die auf eine nachalbitische Fortdauer der Bewegung hindeuten: postkristalline Glimmerbogen, die sich von außen an die Albite anschmiegen und sie z. T. etwas aus ihrer Lage gedreht zu haben scheinen. Doch bedeutet dies nur eine unbedeutende Einschränkung der Regel, daß die Ankunft des Albits im wesentlichen nachtektonisch erfolgt ist.

Anhangsweise erwähnt seien noch ein paar untergeordnete Einschaltungen, die sich meist schon makroskopisch herausheben, ohne irgendwie kartographisch ausscheidbar zu sein.

Dahin gehört ein grünlicher serizitischer Schiefer, der mit seinen bis etwa millimetergroßen grauen Feldspateinsprenglingen im Felde den Verdacht auf Porphyroid aufkommen ließ. Er wurde nur in einzelnen losen Stücken am Rücken N P. 2004 (N Lerchwand), etwa an der Grenze der Blätter Kitzbühel und Großglockner gefunden. — Im Schliff zeigt er nun nichts mehr von Porphyroidähnlichkeit; er besteht aus wesentlich Quarz, an zweiter Stelle Albit in lagenweise sehr wech-

<sup>117)</sup> Vgl. dazu manche ebenfalls sehr quarzarme Typen unter den dunklen Phylliten der Brennkogeldecke (S. 102 f.)!

selndem Mengenverhältnis und wechselnder Korngröße: feine Lagen aus stark in s verlängerten Körnern ( $0,02 \times 0,01$  bis  $0,05 \times 0,2$  mm), ohne deutlich verlängerte Korngestalt. Dazwischen sehr dünne Häute aus Chlorit, nur untergeordnet Muskowit. Die großen Feldspate sind Albite von meist recht guter Formentwicklung, die Schieferung diskordant abschneidend; daß sie nicht Relikte sind, sondern umgebildete Porphyroblasten, ergibt sich mit Sicherheit auch daraus, daß sie große Mengen dunklen Pigments in sich aufgenommen haben (merkwürdigerweise ist solches im umgebenden Gestein gar nicht nachweisbar und wohl sekundär verlorengegangen — ein auch sonst gelegentlich vorkommender Fall; vgl. S. 294 f.). — Im ganzen macht das Gestein den Eindruck eines Blastomylonits; was ihm aber ursprünglich zugrunde liegt, entzieht sich jeder Vermutung.

Andere an der gleichen Stelle gesammelte, ebenfalls lose Stücke sind grünliche serizitische Schiefer mit einzelnen größeren Quarzkörnern — ebenfalls porphyroidverdächtig. — Ein Schliff zeigt eine feine kraus gefaltete Serizitmasse mit untergeordnetem Chlorit; darin Streifen und Inseln von feinen Quarzaggregaten und etwas Albit. Größere eckige Quarzsplinter liegen in diesen; mit einigem guten Willen kann man daran Reste von Resorptionsbuchten und Grundmasseneinschlüssen erkennen. Auch (viel kleinere und seltenere) „Einsprenglinge“ von Feldspat: Albit mit etwas Muskowitfüllung kommen vor. — Dies Gestein kann ein Porphyroid sein; aber beweisen läßt es sich wirklich nicht.

SW der Seetalalm (SO Uttendorf) findet sich eine Ausbildung des dunklen Phyllits mit hellen, scharf begrenzten flachen Linsen, bis zentimeterlang und 0,3—1 mm dick, die fast den Eindruck plattgewalzter Gerölle machen; sie liegen eng aufeinandergepackt, aber durch dunkle Serizitlagen voneinander geschieden. — Im Schliff verschwindet jener Eindruck jedoch ganz; die Lagen von Glimmer- und Chloritblättern, welche Züge von dunklem Pigment begleiten (ohne sich genau mit ihnen zu decken), enthalten immer noch viel Quarz, die mit ihnen wechselnden feinkörnigen ( $0,02$ — $0,05$  mm) Quarz-Albitlagen etwas Glimmer, so daß die gegenseitige Abgrenzung keineswegs besonders scharf erscheint. Albitporphyroblasten (bis 1 mm lang), unregelmäßig eckig umgrenzt, enthalten keine anderen Einschlüsse als dunklen Staub, ohne Relikttextur. Vor und hinter ihnen ist relativ grobkörniges Quarzpflaster (mit untergeordnetem Albit) wie in den „Augenwinkeln“ der Augengneise auskristallisiert — im „Scherungsschatten“; in diesem Fall ist also die Kristallisation der Albitporphyroblasten ausnahmsweise nicht posttektonisch erfolgt! Eine andere Besonderheit sind vereinzelt linsenförmige Albite mit Muskowitfüllung — tektonisch geformte Relikte aus einem früheren Zustande des Gesteins; der sich im übrigen nur schwer deuten läßt — sofern es sich nicht etwa einfach um klastische Einstreulinge handelt.

Untergeordnete Einlagerungen:

#### a) Konglomerat.

Im allgemeinen sind die Fuscher Phyllite ganz frei von gröber klastischen Einschaltungen. Bekannt geworden ist mir lediglich eine Ausnahme; und da ließ sich leider nichts Näheres über die Art und Weise des Vorkommens ermitteln. In dem großen Graben, der, aus der Mulde zwischen Großer Arche und Mittagkogel kommend, N der Seppl-alm ins Mühlbachtal mündet, liegen Blöcke von z. T. recht grobem Konglomerat. Seine „Grundmasse“ — der Ausdruck ist gerechtfertigt, da sie an Menge meist vorherrscht — bildet schwarzer Schiefer, wie er ringsum ansteht. Darin liegen Gerölle von weißem Gangquarz bemerkenswert selten; häufiger sind grünliche, sehr feinkörnige Quarzite (ausgesprochener gefärbt als die unten — S. 224 — zu erwähnenden), ganz besonders aber feinschieferige Gesteine von verschiedener Farbe: grau, grünlich, bräunlich, schwarz. Das Geröllematerial ist also — da dies zweifellos ganz leicht zerstörbare, primär tonige Gesteine sind — ganz auffallend wenig ausgelesen. Teilweise ist Rundung der Gerölle deutlich; gewöhnlich aber sind sie so stark mechanisch deformiert — auf ein Vielfaches ihrer Dicke ausgewalzt —, daß die ursprüngliche Gestalt nicht mehr zu beurteilen ist. Manche erreichen Längsdurchmesser von 20—30 cm und darüber. All das ist an den glatten Oberflächen der Blöcke in dem genannten Graben (besonders wenn sie vom Wasser benetzt sind) vorzüglich zu sehen; aber leider ist es im allgemeinen unmöglich, ein Stück davon abzuschlagen.

Solche Blöcke liegen auf dem Auswurfskegel des Grabens in einiger Anzahl; aber auch dort, wo er sich in den anstehenden Fels einschneidet, findet man sie ab und zu. Bei etwa 1500—1600 m verlieren sich jedoch die Spuren ganz, so daß es mir nicht gelang, das Anstehende zu ermitteln. Daß sich dieses im Bereiche der Fuscher Phyllite finden muß, unterliegt indessen keinem Zweifel.

Das vorliegende Konglomerat unterscheidet sich von allen, die bisher aus dem ostalpinen Paläozoikum bekannt geworden sind, durch die mangelhafte Auslese seines Materials (am stärksten von denen des Karbons, die ja fast nur aus Quarz bestehen).

#### b) Grauwacke? der Moseralm.

Am Wege gleich N der Moseralm,<sup>118)</sup> SO Uttendorf, am S-Rande von Blatt Kitzbühel, ist in die Fuscher Phyllite ein unscheinbares grünlichgraues Gestein eingeschaltet, feinkörnig und wenig geschiefert. Auffällige Gemengteile treten darin makroskopisch nicht hervor. Gegen W läßt es sich bis auf den Kamm oberhalb P. 1911 verfolgen.

Im Schliff beobachtet man eine bräunlichgrüne, auffallend wenig pleochroitische Hornblende in z. T. nach (110) idiomorphen Säulchen (Länge etwa 0,3—0,4, Dicke 0,1—0,2 mm); auch größere parallel der c-Achse aufgeblätterte Kristalle finden sich (selten). Sehr schmale Randzonen von blaßgrünlichem Strahlstein sind daran häufig. — Muskowit in größeren zerfetzten Blättern ist selten, dagegen reichlich als feiner serizitischer Filz. — Quarz ist ziemlich häufig: rundliche bis eckige Körner von 0,1—0,3 mm, meist in Gruppen von 3 bis 6 Individuen, mit Pflasterstruktur. Diese Gruppen sind gegen außen meist auffallend scharf, oftmals rundlich umgrenzt; sie machen ganz den Eindruck von Geröllen! Außerdem auch ganz feines ( $0,02$ — $0,03$  mm) Quarzkrümelwerk. —

<sup>118)</sup> Die obere Hütte der Karte, bei P. 1829; die untere, bei der der Name steht, ist vollständig zerstört!

Albit begleitet den Quarz in ähnlicher Ausbildung und Größe; insbesondere beteiligt er sich z. T. auch am Aufbau der „Gerölle“. Neben überwiegenden ganz klaren Körnern gibt es auch gelegentlich solche mit wenig Muskowitfülle; viel seltener stark gefüllte (mit Muskowit und Klinozoisit), die wohl von basischeren Plagioklasen abstammen! Endlich auch gänzlich serizitisierte Felder von dunkler Herkunft. — Vereinzelt Epidot in kleinen Körnern, sowie lichtbrauner Turmalin. Titanit in größeren unregelmäßigen Körnern ebenfalls spärlich, dagegen reichlich als feines Krümelwerk. — Das Gestein zeigt eine feine, aber wenig deutliche Lagen- bis Linsentextur, bietet aber von Ort zu Ort sehr wechselnden Anblick — je nach dem Vorherrschen dieses oder jenes Gemengteils.

Was für die Deutung dieses Gesteins als Grauwacke am meisten ins Gewicht fällt, sind die erwähnten Gerölleformen der — übrigens ziemlich spärlich eingestreuten — Quarz- ( $\pm$  Albit-) Aggregate. Sie legen es nahe, auch in einem Teil der Feldspate klastische Relikte zu sehen; um so mehr als diese ja offensichtlich von verschiedener Art sind! Auch auf die Hornblenden — die ja sicher aus einem vormetamorphen Zustande des Gesteins übernommen sind — möchte man die genannte Deutung allenfalls ausdehnen; wenn nicht ihre z. T. idiomorphen Formen dagegen zu sprechen scheinen würden. Sollten sie vielleicht auf eine Beimischung von Tuffmaterial hinweisen? — Die Metamorphose hat wesentlich nur eine Umkristallisation des vorhandenen Bestandes unter Neubildung der Hornblende-Randzonen sowie von Serizit hervorgebracht; von Durchbewegung ist wenig zu bemerken, insbesondere scheinen die Gerölle ganz undeformiert.

Noch unsicherer als die genetische ist die Altersdeutung des Gesteins. Wenn es auf Blatt Kitzbühel-Zell am See mit der gleichen Farbe eingetragen ist wie die „verrukanoähnlichen“ Schiefer im Brucker Wald (vgl. S. 223), so bedeutet dies nur eine Verlegenheitslösung; wissen wir doch nicht einmal, ob es in die Fuscher Phyllite primär oder tektonisch eingeschaltet ist.

### c) Graphitquarzite.

Zu den bezeichnendsten Einlagerungen der Fuscher Phyllite gehören schwarze, dünn-schichtige — Schichtdicke normalerweise 2–3 cm — Quarzite, z. T. mit ebenfalls schwarzen schieferigen Zwischenlagen. Sie sind von feinem Korn; irgend welche gröber klastische Ausbildungen konnten nie beobachtet werden.

Die Verbreitung dieser Quarzite ist auf einen südlichen Streifen des Fuscher Phyllitareals beschränkt; und zwar finden sie sich vor allem im W, zwischen Stubach- und Radensbachtal, wo am Kamm der Scheidegg und auf seinen beiderseitigen Abhängen eine ganze Reihe von Vorkommen z. T. kilometerweit zu verfolgen sind; z. B. Graben N der Wallersbach-Hochalm; oder gleich S unter der Raineralm. Auch über den vom Scheibenberg zum Sattel P. 2034 abfallenden Rücken zieht ein mächtiges Lager. Weiter östlich werden sie spärlicher; doch findet sich noch ein Vorkommen in dem kleinen Kar auf der Ostseite des Großen Mittagkogels, und das vorläufig östlichste auf dem Gehänge SO über der Krapf-Hochalm (Kapruner Tal, Ostseite), unter P. 2390. Aus dem Bereich des Fuscher Tals kenne ich keine Spur mehr davon.<sup>119)</sup>

Die Mächtigkeit dieser Quarzitlagen geht in der Regel nicht über wenige Meter hinaus. An dem schwarzen eckigen Schutt, welchen sie liefern, sind sie meist leicht kenntlich, auch wo sie nicht in anstehenden Klippen und Wandln aus dem weichen Schieferboden aufragen.

Das mikroskopische Bild dieser Gesteine ist sehr einfach. Hauptbestandteil ist natürlich Quarz, in eckigen Körnern von 0,01–0,02 mm, pflasterbildend; z. T. sind sie in s etwas verlängert. Streifen- oder nesterweise findet sich gröberes Korn. Farbloser Glimmer findet sich sehr spärlich dazwischengestreut, ganz ausnahmsweise auch Chlorit; Feldspate wurden nicht beobachtet. Alles ist durchzogen von opaker Substanz; nicht nur sind einzelne Lagen ganz davon erfüllt, auch in den helleren Zwischenpartien findet sie sich, z. T. als Imprägnation der Intergranularen. Teilweise handelt es sich dabei zweifellos um Graphit; jedoch kaum ausschließlich: ein stellenweise im reflektierten Licht sichtbarer rotbrauner Schimmer deutet vielmehr auf die Anwesenheit von Ferriten. Ein in einem Schliff auftretendes rötlich-braunes, anscheinend isotropes Mineral ist wohl auch Fe-Hydroxyd. — Paralleltexur wird mehr oder minder ausgesprochen durch die Verteilung des Pigments, sowie der Quarzkorngrößen hervorgebracht.

Diese Quarzite erwecken hinsichtlich ihrer Natur einen ganz bestimmten Verdacht: daß sie nämlich aus Lyditen<sup>120)</sup> hervorgegangen wären. Sicher bestätigen ließ er sich allerdings nicht; denn eine unmittelbare Vergleichung ist durch die Umkristallisation doch ausgeschlossen; und Radiolarien oder gar Graptolithen wurden natürlich erst recht nicht gefunden. Wohl dafür spricht das z. T. ferritische Pigment.

Hingewiesen sei auch auf die trotz etwelcher Unterschiede zweifellos vorhandene Ähnlichkeit mit den schwarzen Quarziten der tiefsten Schieferhülle; vgl. S. 45.

<sup>119)</sup> Dagegen setzen sie W des Stubachtals über die Schiederscharte und bis auf die W-Seite des Felbertales fort.

<sup>120)</sup> Gegenüber den von Trauth (204, S. 127) aus den „Pinzgauer Phylliten“ im Pongau usw. erwähnten schwarzen Kiesel-schiefern scheinen allerdings gewisse Unterschiede zu bestehen; schieferig sind unsere Vorkommen in der Regel nicht, dagegen viel mächtiger als jene, die meist nur nach Zentimetern messen. Doch sind das Unterschiede, wie sie unter den sicheren silurischen Lyditen der Grauwackenzone auch vorkommen können.

## d) Chloritoidschiefer

finden sich hin und wieder im Bereich der Fuscher Phyllite; indessen war es nur in den seltensten Fällen möglich, ihr Anstehendes zu sehen oder einigermaßen im Gelände festzulegen.<sup>121)</sup> Vertreten sind zwei Typen:

α) Ein lichtgrünlicher, sehr feinblättriger serizitreicher Schiefer, übersät mit glänzenden schwarzen Pünktchen. So steht er O Kaprun an, in dem Graben, der W der Bärenreitalm<sup>122)</sup> herabzieht. Man beobachtet dort bei rund 1050 m, wo der zuvor breite, aufschlußlose Graben sich vorübergehend verengt, das folgende Profil (Abb. 64) in ungefähr horizontal gelagerten Schichten:

1. Dunkle phyllitische Schiefer.
2. Gabbroamphibolit (vgl. S. 218).
3. Dunkle phyllitische Schiefer wie oben, einige Meter aufgeschlossen; an der Untergrenze.
4. Chloritoidschiefer der vorbezeichneten Art, ca. 1 m; darunter
5. dunkle quarzreiche Kalkbänke, 3—4 m.

Ein weiteres Vorkommen, in dem Graben, der von W gegen den Rettenbachkogel zwischen Kaprun und dem Fuscher Tal hinaufzieht, bietet das folgende Profil (Abb. 65):

1. Grünlichweißer Quarzit.
2. Gelbe Rauhwacke; 1—2 m aufgeschlossen.
3. Chloritoidschiefer wie oben, 3—4 m.
4. Dunkler Fuscher Phyllit.

Ein drittes Vorkommen — makroskopisch von den vorigen unterschieden durch das Hinzutreten leuchtend blaugrüner Chloritputzen — fand sich am Gehänge NW der Falkenbachalm (Kapruner Tal, O-Seite) in Gestalt von losen Stücken. — Auf die da und dort noch ganz vereinzelt (als Lesesteine unbekannter Herkunft!) gefundenen ähnlichen Gesteine erübrigt es sich näher einzugehen, zumal ohne Dünnschliff nicht zu sagen ist, ob Chloritoid- oder die ganz ähnlichen Biotitpünktchenschiefer vorliegen (vgl. S. 300).

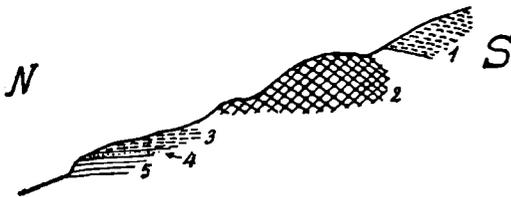


Abb. 64. Profil auf der W-Seite des Grabens W Bärenreitalm. Erklärung im Text.



Abb. 65. Profil im Graben auf der W-Seite des Rettenbachkogels. Erklärung im Text.

Jedenfalls unterscheiden sich alle bekannt gewordenen Chloritoidschiefer von den „Knötchenschiefern“, wie sie oben beschrieben wurden, durch die lichte Farbe; wo bei dunkel gefärbten Gesteinen im Felde der Verdacht auf Chloritoid bestand, hat ihn die mikroskopische Untersuchung stets entkräftet. (Das ist ein Unterschied gegenüber der sonst so ähnlich zusammengesetzten Serie der Brennkogeldecke, wo es auch dunkle Chloritoidknötchenschiefer gibt; vgl. S. 104 f.)

Im Dünnschliff zeigt sich das erste Vorkommen besonders feinkörnig: Quarz, eckige Körner, 0,02—0,05 mm, Serizit, 0,02—0,03 mm, bilden das Grundgewebe, in dem man ein engmaschiges Netz zweier sich unter spitzem Winkel kreuzender Scherflächenscharen zu erkennen glaubt. Die Porphyroblasten des Chloritoids, verhältnismäßig gut (z. T. sogar schiefe Randflächen) ausgebildete Tafeln von 0,3—0,5 mm Länge und 0,05—0,06 mm Dicke, sind infolge einer opaken Trübung schlecht durchsichtig; manchmal kann man sehen, daß diese auf einen bikonkaven Kernteil beschränkt ist, nächst (001) schmale Segmente frei läßt. Optische Eigenschaften — soweit feststellbar — wie unten. Andere Gemengteile sehr unbedeutend: Albit (Lichtbrechung!), Pennin — dieser u. a. ein großes Pyritkorn umrahmend.

Im Vorkommen von der Falkenbachalm erreichen alle Bestandteile größere Ausmaße; am wenigsten der Serizit, soweit er nicht in den Schieferungsflächen so streng eingeregelt ist, daß diese Züge durch das ganze Gesichtsfeld hindurch im vollsten Sinn des Wortes einheitlich auslöschen und somit als je ein Individuum erscheinen. Aber dazwischen liegen sehr feinblättrige, wirre Aggregate. Quarz bildet Zwischenlagen und Linsen: eckiges Pflaster von 0,1—0,2 mm. Chloritoid tritt hier in Form von Rosetten und blättrigen Aggregaten auf, die  $\frac{1}{2}$ —1 mm größten Durchmesser erreichen können. Die einzelnen Blätter sind darin sehr unvollkommen entwickelt, oft quer gestellt, während das gesamte Gebilde — soweit nicht allseitig strahlig, was seltener vorkommt — nach seiner äußeren Form eingeregelt ist. Optik: a gelb, b grünblau, c schmutziggrün, kleine Auslöschungsschiefe a : c; Doppelbrechung etwas unter der des Quarzes. — Pennin bildet seltene große Blätter, schräg zur Schieferung, welche unabgelenkt hindurchsetzt. Außerdem reichlich leukoxenbestäubte dunkle Flecken.

Diese Gesteine schließen sich nahe an die Chloritoidschiefer an, wie sie da und dort aus der Grauwackenzone bekannt sind; vgl. die älteren Beschreibungen von Foullon (129), ferner Trauth (204); mir selbst sind solche Gesteine aus dem Veitscher Gebiet bekannt, wo ihr silurisches Alter ziemlich sicher ist.<sup>123)</sup> Allzuviel

<sup>121)</sup> Eine Ausscheidung auf der Karte war überhaupt nicht möglich.

<sup>122)</sup> Heute nur noch Ruine.

<sup>123)</sup> Doch gibt es dort auch ein Vorkommen im Oberkarbon!

geben möchte ich freilich nicht auf diese Vergleichsmöglichkeit; nicht etwa wegen der Chloritoidvorkommen in Granatglimmerschiefern usw. (S. 53, 108 u. a.), mit denen eine Verwechslung nicht in Frage kommt. Aber in der westalpinen Trias (und zwar in der oberen: „Quartenschiefer“ = Äquivalente des bunten Keupers) treten vielfach mit beginnender Metamorphose Chloritoidschiefer auf (Niggli 163), die den unseren z. T. ähnlich sind. Auch in der Unteren Schieferhülle des Fuscher Tales kam ja *Clar* zu dem Ergebnis, daß die lichten Chloritoidschiefer wohl triadisch sein können (vgl. S. 127). Im Falle Bärenreitalm mag man die Nachbarschaft zu dem Kalk (3) als Argument für eine solche Deutung ins Feld führen. Doch möchte ich mich einer endgültigen Stellungnahme bis auf weiteres enthalten.

β) Der zweite Typus der Chloritoidschiefer ist mit dem vorigen in keiner Weise zu verwechseln, zumal alle vermittelnden Übergänge fehlen. Es sind grobflaserige Serizitgesteine, mit reichlich eingeflochtenen Linsen von weißem Quarz (die auch Ankerit enthalten können); und darin liegen massenhaft verstreut dunkelgrüne, glänzende Tafeln von Chloritoid, 2–5 mm lang und  $\frac{1}{2}$ –1 mm dick, z. T. sehr gut ausgebildet (mit Randflächen!), z. T. auch zu Gruppen miteinander verwachsen.

Leider sind Gesteine dieses Typus anstehend bisher nicht bekannt geworden; und überhaupt nur an einer Stelle so, daß das Anstehende einigermaßen lokalisiert werden kann: im Mühlbachtal, N der Untersteineralm (Blatt Kitzbühel) bringt seine Rollstücke ein Graben der Westseite herab. In diesem aufsteigend, kann man sie bis etwa 1180 m verfolgen; dort — unter der Gabelung des Grabens — scheinen sie von W aus dem Schutt zu kommen. — Während hier reichlich Material zu finden, lieferten einige Gräben weiter W: Hauptmannsbach, Zillerbach, sowie im „Tannwald“ (SO Uttendorf) nur ganz vereinzelt Lesesteine, aus welchen nichts Näheres über die Zone geschlossen werden kann, wo das Gestein auftritt.

Untersucht wurden zwei Dünnschliffe, die mehrfach abweichende Beobachtungen lieferten. Im einen (Zillerbach) herrscht eckiges Quarzpflaster (Korndurchmesser 0,2–0,3 mm), wechselnd mit sehr feinen und streng parallel geordneten Serizitlagen, die sehr untergeordnet Chlorit, Mikrolithen von Rutil (Kniezwillinge!), sowie dunkles staubfeines Pigment enthalten. An diese Lagen wesentlich gebunden sind die Chloritoidporphyroblasten (Pleochroismus wie oben; meist etwas fleckig, großer Axenwinkel, +; kleine Auslöschungsschiefe  $c:c$ ). Wo in die Schieferung eingeregelt, da sind sie meist randlich stark zerschlitzt; wo sie quer liegen, sind sie besser entwickelt, doch wird die Schieferung im Innern der Porphyroblasten durch Reihen von Magnetitkörnchen gezeichnet — unverlegt! Man ersieht daraus Wachstum der Porphyroblasten in einer späten Phase der Gesteinsgeschichte und — im ersterwähnten Falle — aktive Regelung, durch Wachstum in der Fläche bester Wegsamkeit. Zu erwähnen ist noch das ziemlich reichliche Auftreten recht großer Säulen von Apatit.

Der zweite Schliff — Mühlbachtal — zeigt ähnliches Quarzpflaster (1–5 mm Korndurchmesser), durch feine Serizitaggregate getrennt; diese manchmal heftig zusammengestaucht (z. T. nachkristallin — ausschließlich in bezug auf Glimmer!). Der Chloritoid (optische Eigenschaften wie zuvor) zeigt hier sehr deutliche Zwillinglamellierung; häufig bildet er Kristallgruppen, doch sind die einzelnen Individuen gewöhnlich gut (auch seitlich) ausgebildet und frei von größeren Einschlüssen; nur einzelne sind von Quarzkörnern ganz durchsiebt. Dagegen enthalten sie häufig schwarzes Pigment, manchmal als gleichmäßige Imprägnation eines inneren (zum Kristallrand parallel begrenzten) Kerns, manchmal dagegen in schmalen Zügen ganz unabhängig vom Bau des Wirtminerals, in der Lage der Schieferung außerhalb; ausnahmsweise zeichnen sie auch schöne „Falten-Dauerpräparate“ (Sander). Also auch hier in bezug auf Chloritoid vorkristalline Fältelung, wobei bemerkenswerterweise außerhalb in den Serizitlagen gar kein dunkles Pigment mehr zu sehen ist; es ist also anzunehmen, daß es, durch umhüllenden Chloritoid geschützt, erhalten geblieben, außerhalb aber in einer letzten Phase der Gesteinsentwicklung (durch Oxydation) vernichtet worden ist. Immer räumlich nahe vereint mit dem Chloritoid, tritt noch ein unerwarteter Begleiter auf: der Disthen, in bis etwa millimeterlangen,<sup>124)</sup> schlecht ausgebildeten, farblosen Säulen. Der Menge nach erreicht er nur etwa ein Zehntel bis ein Fünftel des Chloritoids. Seine Lichtbrechung ist gegenüber der des letzteren etwas stärker, die Doppelbrechung über der des Quarzes. Die sehr vollkommene Spaltbarkeit nach (100), auf welcher  $a$  nahezu senkrecht, und der charakteristische, stumpfwinkelig dazu verlaufende Faserbruch nach (001) erheben die Bestimmung über jeden Zweifel (die Auslöschungsschiefe  $c:c$  kam in Ermangelung geeigneter Schnitte  $\perp a$  nicht mit vollem Betrag zur Beobachtung). Auch im Disthen ist hin und wieder durch Pigmentzüge der Verlauf der Schieferung gekennzeichnet; auch ihm gegenüber ist die Fältelung soweit man sehen kann vorkristallin. D. h. also: ebenso wie der Chloritoid ist auch der Disthen im letzten, spät- bis posttektonischen Abschnitt der Gesteinsgeschichte neugebildet worden; bemerkenswert im Hinblick auf die Theorie, die beide Mineralien verschiedenen Tiefenstufen als typomorphe Vertreter zuweisen wollte! Tatsächlich fehlen auch alle Erscheinungen, die den Disthen zum instabilen Relikt stempeln könnten (z. B. Verglimmerung); auch davon, daß etwa der Chloritoid auf seine Kosten entstanden wäre, kann keine Rede sein — beide berühren sich zwar oft, aber keines frißt das andere an.<sup>125)</sup> Ihr Verhältnis ist vielmehr ganz zweifellos das einer echten Paragenese; und wir müssen annehmen, daß ebenso wie in

<sup>124)</sup> Trotz dieser Größe ist es kaum möglich, sie mit freiem Auge wahrzunehmen — vermutlich wegen der Schwierigkeit, die perlmutterglänzenden Spaltflächen aus dem überwuchernden Glimmer herauszukennen.

<sup>125)</sup> Genau gleiche Beziehungen zwischen Chloritoid und Disthen wurden in hellen Chloritoidschiefern und in der „Schwarzkopffolge“ der Brennkogeldecke gefunden; vgl. S. 117, 119.

der mittleren Tiefenstufe tonerereiche Gesteine die weit verbreitete Kombination Disthen + Staurolith ( $\pm$  Granat) oder die andere: Andalusit + Chloritoid liefern, so in der obersten<sup>126)</sup> Disthen + Chloritoid an ihre Stelle treten kann — wenn nämlich zu wenig Alkali vorhanden ist, um Glimmer (bzw. Albit) zu bilden. In den weitaus meisten Fällen wird ja diese letzte Bedingung nicht verwirklicht sein; und daraus erklärt sich ungezwungen die große Seltenheit der obigen Kombination. In Berührung mit alkalireichen Lösungen wird der Disthen in der obersten Tiefenzone wohl instabil sein — sind doch Fälle bekannt, wo er verglimmert; aber was sollte aus ihm werden, wenn das Alkali fehlt, um ihn in Glimmer zu überführen?

Jedenfalls dürfen wir den Disthen — der ja umgekehrt auch in Gesteinen vorkommt, die als Abkömmlinge großer Tiefen gelten (Eklogit, Granulit) — nicht mehr als typomorph für eine Mittelzone betrachten, sondern müssen uns damit abfinden, daß er ein regelrechter Durchläufer ist!

Um wieder zu unseren Chloritoidgesteinen zurückzukehren: genetisch ist der zweite Typus wohl als Abkömmling quarzreicher Tongesteine zu betrachten. Ob er in irgend welchen näheren Beziehungen zum ersten Typus steht — ob auch wie bei jenem mit der Möglichkeit gerechnet werden muß, daß er nicht als primäre Einschaltung zu den Fuscher Phylliten gehört, sondern zum Mesozoikum — das sind Fragen, deren Beantwortung vorerst unmöglich ist.

#### e) Klinochlorschiefer.

Bereits oben (S. 107) wurden aus der Schieferserie der Brennkogeldecke die „Klinochlorschiefer“ als etwas von den Prasiniten Verschiedenes erwähnt. Solche finden sich nun auch im Nordrahmen wieder, mit ganz den nämlichen Hauptcharakterzügen. Und auch hier handelt es sich ausschließlich um ganz geringmächtige — kartierbare! — Zwischenlagen in den dunklen Phylliten.

Bekannt geworden sind die folgenden<sup>127)</sup> Vorkommen:

α) Im Scheidekamm zwischen Fuscher und Kapruner Tal, auf der S-Seite von P. 2423, nicht weit von der Grenze gegen die Kalkglimmerschiefer der Oberen Schieferhülle sind zwei je 1—2 m mächtige Lagen den dunklen Phylliten eingeschaltet.

β) Im Mayerwald (Gehänge zwischen Bruck und Kaprun), in dem Graben SO P. 1134.

γ) Im Zillerbach,<sup>128)</sup> und zwar von etwa 1000 m aufwärts bis 1060 m, wo Moränenbedeckung überhandnimmt, folgen sich in kurzen Abständen fünf dünne (maximal 2 m) Lagen von Klinochlorschiefern, sämtlich in schwarzen Phyllit eingeschaltet.

Die Klinochlorschiefer sind lichtgrünliche, zunächst an manche Serizit-, bzw. Muskowitschiefer erinnernde Gesteine, feinkörnig und mehr oder minder gut geschiefert. Ein Gehalt an Porphyroblasten verschiedener Art: Albit, Ankerit, Calcit ist nicht unbedingt, aber doch fast überall vorhanden, besonders die Karbonate, gelegentlich sogar zwei der genannten Mineralien nebeneinander. Wenn die Albitporphyroblasten nur klein sind, kann das Gestein hochgradig porphyroidverdächtig aussehen.

Im Dünnschliff zeigen alle untersuchten Vorkommen große Übereinstimmung mit den S. 107 beschriebenen aus der Brennkogeldecke; nur ist das Korn hier im ganzen etwas feiner. Wichtigster Gemengteil (30—40% und vielleicht noch darüber) ist wieder der gleiche blaßgefärbte Klinochlor, mit ganz gleichartigem optischem Verhalten. An zweiter Stelle steht wieder der Quarz, nicht in allen Schliffen reichlich, in rundlichen Körnern oder kleinen Inseln eingestreut. Albit begleitet ihn, bleibt aber — von dem gelegentlichen Auftreten als Porphyroblast abgesehen — stets untergeordnet und kann auch ganz fehlen; in einem Schliff (P. 2423, obere Lage) ist er ganz erfüllt mit kleinen Muskowitblättchen und Titanit. Muskowit kann auch mit dem Klinochlor vergesellt sein; oder er bildet Porphyroblasten, bis 0,6 mm lang und manchmal ebenso dick, teils wohl ausgebildet, teils ganz unregelmäßig (Zillerbach, Mayerwald). Die Calcitporphyroblasten, die mehrere Millimeter Durchmesser erreichen können, sind gewöhnlich unregelmäßig umgrenzt und voller Einschlüsse aller andern Mineralien; in einem Schliff (P. 2423, obere Lage) zeigen sie das Grundrhomboeder als Umgrenzung, darin beobachtet man z. T. verlegte Relikttextur an den Einschlüssen. In einem anderen Schliff (P. 2423, untere Lage) sind Calcit- und Ankeritporphyroblasten vergesellt, z. T. in unmittelbarer Berührung, durch die höhere Lichtbrechung und die Rostausscheidung des Ankerits unterscheidbar. Von Nebengemengteilen ist (P. 2423) Titanit, anderwärts verrostete Eisenerze reichlich.

In der Regel zeigen diese Gesteine gute Schieferung, die in erster Linie vom Klinochlor getragen wird; doch sind in manchen Schliffen Lagen aus querverspreizten Blättern zwischengeschaltet (Umfaltung!). Auch die linsenförmigen Quarzinseln, z. T. auch die Muskowitporphyroblasten, ordnen sich in sie ein; auch bei Calcit findet

<sup>126)</sup> Vgl. auch die weiteren tiefenzonenmäßig nicht „passenden“ Disthenvorkommen, die *Schwinner* (189, S. 350, Fußnote) zusammengestellt hat. — Wegen der chemischen Beziehungen von Chloritoid und  $Al_2SiO_5$  — dort in Gestalt von Andalusit — vgl. auch *Niggli* 163, S. 64 u. 86.

<sup>127)</sup> Es ist damit zu rechnen, daß noch weitere — vielleicht sogar noch viele weitere! — existieren, da die geringen Mächtigkeiten und die vielfach so ungünstigen Aufschlußverhältnisse der ganzen Zone ein Übersehen leicht machen.

<sup>128)</sup> Genau S Niedernsill; der Name steht nicht auf den Karten!

sich z. T. Verlängerung in s (Wachstum in Richtung bester Wegsamkeit, *Sander*). — Mit Ausnahme ganz geringer postkristalliner Spuren (S P. 2423) herrscht allgemein vorkristalline Deformation; daß sie in bezug auf Calcit z. T. parakristallin ist, zeigen die oben erwähnten verlegten Relikttexturen.

Bezüglich der mutmaßlichen Genese dieser Gesteine gilt das S. 107 Gesagte auch hier.

#### f) Porphyroid?

Das Mühlbachtal quert N der Seppelalm ein in die dunklen Phyllite eingelagertes helles Gesteinsriff, das auf der N-Seite des von der Scharte zwischen Großem Mittagskogel und Großer Arche herabziehenden Grabens herunterstreicht und auf der W-Seite am Gehänge gegen den Plattkogel weiterläuft. Genau in der Fortsetzung dieses Zuges fand sich auch im Radensbachtal ein ganz ähnliches Vorkommen, auf dem Gehänge W der Einödalalm, an dem Steig zur Kremlsberg-Hochalm.

In beiden Fällen handelt es sich um ausgesprochen geschieferte Gesteine, die aus deutlich oder verschwommen gegeneinander abgegrenzten weißen und grünlichen Lagen aufgebaut sind, die außerdem winzige schwarze Biotitblättchen und (auf dem Querbruch) z. T. etwas größere weiße Körner erkennen lassen.

Im Schliff erkennt man die letzteren in dem Gestein vom Radensbachtal als dicht gefüllte (mit Muskowit und etwas Klinozoisit) Plagioklase (bis gegen 1 mm Längsdurchmesser), deren recht regelmäßig (nahe) rechteckige Umrisse vielfach noch erkennbar sind, wenn sie auch eine unregelmäßige Anwachszone von ungefülltem Albit umhüllt. Vor und hinter ihnen finden sich quarzgefüllte „Streckungshöfe“. Diese Plagioklase sind also Relikte, die zweifellos die Durchbewegung passiv überstanden haben; ob sie „Einsprenglinge“ vorstellen, läßt sich freilich nicht sicherstellen, wenn es die Form auch z. T. wahrscheinlich macht. Im Gestein vom Mühlbachtal fehlen diese Feldspate; statt ihrer treten wesentlich kleinere, unregelmäßig zerlappte Albite auf, bezüglich deren jener Schluß nicht gilt. Außerdem reichlich Albit in der Grundmasse beider Gesteine, neben Quarz (meist < 0,1 mm); Muskowit und — im Mühlbachtal überwiegend — Chlorit sind lagenweise dazwischen verteilt. Die ziemlich spärlichen tiefbraunen Biotitblättchen (0,2–0,3 mm) kann man vielleicht noch als Einsprenglinge betrachten; sie sind nicht notwendig an die Glimmerlagen gebunden. Reichlich zerlappte und von Einschlüssen durchsiebte Calcitporphyroblasten; seltener Ankerit. — Titanithaufwerke ziemlich reichlich; etwas Magnetit, Pyrit.

Es fragt sich, wie man diese Gesteine auffassen soll. Bei jenem vom Radensbachtal liegt die Deutung als Umwandlungsprodukt eines porphyrischen Ergußgesteins sicher am nächsten; wogegen an dem anderen, trotz sonst weitgehender Gleichartigkeit, nichts mehr davon zu erkennen ist (außer etwa die ?Einsprenglinge von Biotit).<sup>129)</sup> Man müßte also annehmen, daß die Feldspate hier restlos durch Durchbewegung zerstört sind; und allgemein müßte diese Annahme bezüglich etwa vorhanden gewesener Quarzeinsprenglinge gelten. Möglich ist das ja wohl. Einer Deutung jener Feldspate als klastische Relikte steht ihre Formentwicklung entgegen. Eher könnte man noch an Relikte aus einer höher kristallinen Vergangenheit denken. Damit würden unsere Gesteine zu Altkristallin-Diaphthoriten gleich den früher (S. 198 f., 203) besprochenen feldspatführenden Glimmerschiefern. Aber auch dafür sind die idiomorphen Plagioklase störend — zumal man ja annehmen müßte, daß die Verringerung der Korngröße des Grundgewebes im Vergleich zu jenen Glimmerschiefern auf mechanischem Wege vor sich gegangen wäre, wobei die Plagioklase kaum so weitgehend geschont worden wären. So scheint die Deutung als Porphyroid immer noch am wahrscheinlichsten. — Daß die Karbonate auf Stoffzufuhr weisen, bedarf wohl kaum einer Erwähnung; wogegen Albitisierung hier kaum eine Rolle spielt.

Ein weiteres porphyroidverdächtiges Gestein tritt zwar im Bereich der Glimmerschiefer auf, aber an einer auch durch andere fremde Einschaltungen — insbesondere Quarzit — gekennzeichneten Störungszone, so daß auch da ein Glied des Paläozoikums vorliegen könnte. Die Aufschlüsse befinden sich im Dietersbachkar, in den Gräben beiderseits P. 1972. Das Gestein hat mit den eben besprochenen das Auftreten der punktförmigen Biotite gemein, im übrigen gleicht es mehr einem geschieferten Quarzit von grünlicher Farbe, mit enggescharten, aber nur schwach glänzenden serizitischen Häuten und verschwommenen abgegrenzten weißlichen Linsen auf dem Querbruch.

Im Dünnschliff erkennt man Aggregate von Quarz und Albit mit sehr wechselnder Korngröße: 0,1 bis 0,01 mm. Blaßgrünlicher Muskowit ist in einzelnen Blättern (bis 0,2 mm) dazwischengestreut, häufig zu Lagen aneinandergereiht, die indessen meist nicht sehr weit aushalten. Als „Einsprenglinge“ könnte man auffassen einmal wieder die tiefbraunen, meist recht unregelmäßig zerfetzten Biotite<sup>129)</sup> (0,3–0,4 mm lang; ziemlich spärlich); und dann große (bis 1½ mm lange) Plagioklase mit z. T. recht gut entwickelter Form und durch die ziemlich lockere Muskowitfülle hindurchschimmernden Zwillingslamellen. Grundplagioklas ist auch hier Albit. Durchwachsung mit Calcit ist hier allgemein (aus dem An-Molekül entmischt?). Auch sonst findet sich dieser in Nestern, die z. T. mit auffallend grobem Quarzpflaster (rekristallisiert aus zerdrückten Einsprenglingen?) in Verbindung stehen. Magnetit, Zirkon vereinzelt.

Bezüglich der Genese gilt auch hier das zuvor Gesagte.

<sup>129)</sup> Dagegen scheint allerdings zu sprechen, daß in dem benachbarten „Punktchenschiefer“ (vgl. S. 300) der Biotit eher Neubildung sein dürfte!

## g) Gabbroamphibolite.

Solche Gesteine gehören zu den bezeichnendsten Einschaltungen der paläozoischen Schiefer, über deren ganze Breite<sup>130)</sup> sie verstreut sind: so schon im NO-Eck der AVK., im Kronbichlergraben und S der Brandsteinalm (O-Seite des Fuscher Tales). Viel großartiger aber sind die Aufschlüsse gleich jenseits des Kartenrandes, an dem steilen Waldgehänge NW über Dorf Fusch: am besten sichtbar in dem steilen Graben,<sup>131)</sup> welcher dort herabkommt Man trifft dort über dunklen paläozoischen Schiefeln im Sammeltrichter des Grabens, bei etwas über 1300 m, ein erstes Lager von Gabbroamphibolit, etwa 20 m mächtig; an den Rändern ist er sehr stark verschiefert. Nach einer Zwischenlage dunkler Schiefer folgt ein zweites, noch mächtigeres Lager. Gegen W läßt sich das Gestein auf dem N-Gehänge des Hirzbachtales entlang verfolgen; ganz verschiefert begegnet es wieder am S-Aufstieg zum Imbachhorn Gipfel.

Weitere Aufschlüsse finden sich auf dem Rücken zwischen Brennstein und Kreuzkopf und in der streichenden Fortsetzung gegen O bei der Schnableralm, sowie N von der Ausmündung des Schnablergrabens<sup>132)</sup> ins Fuscher Tal. Dann wieder an einer Reihe von Stellen an dem sehr mangelhaft aufgeschlossenen Gehänge W Judendorf, wo das Gestein eine ansehnliche Verbreitung erlangt. Am Kamm SW der Riffscharte ist es dagegen wieder auf einige Meter zusammengeschrumpft.

Recht zahlreich sind ferner die Vorkommen von Gabbroamphiboliten auf Blatt Zell am See, wo *Ohnesorge* bereits die meisten aufgefunden hat. Mangelhaft aufgeschlossen — nur Lesesteine! — sind die auf dem Waldgehänge N des Schreck- und Rettenbachkogels eingetragenen. Auch an der Ausmündung des Fuscher Tals, N vom Steinbruch W Höllnererwirthshaus, stehen wahrscheinlich hierher gehörige, stark verschieferte Gesteine in geringer Mächtigkeit an, einen dunklen Kalkschiefer einsäumend. Die Gegend um Kaprun ist arm an Gabbroamphibolit; nur am Gehänge auf der W-Seite des Grabens, der W der Bärenreitalm (heute nur noch Ruine!) herabzieht, findet sich ein kleines Vorkommen bei ca. 820 m, aus Blöcken bestehend; wegen eines größeren, weiter oben vgl. S. 218. Im Dietersbachtal steht er am Wege zur Vögerl-Grundalm etwa 800 m N derselben einige Meter mächtig an. Weitere von *Ohnesorge* auf der Ostseite des Dietersbachs eingetragene Vorkommen beiderseits des vom Maiskopf gegen NW herabstreichenden Kalkzuges konnte ich an dem dicht verwachsenen und mit Moränen überkleisterten Gehänge nicht wiederfinden; die Frage ihrer Existenz mag offen bleiben, wenn sie auch sehr gut zu dem passen würden, was nun gegen W folgt. Gleich W vom Dietersbach beginnt nämlich eine ganze Kette von Vorkommen, die über die Wiesenterrassen am Schattberg bei 1000—1100 m und durch die westlich davon hinabziehenden Gräben, bis zum Schröck auf der Ostseite des Mühlbachtals reicht. Ein Vorkommen *Ohnesorges* S vom Schröck, außerhalb dieser Reihe, konnte ich wieder nicht sicherstellen. Eine weitere Fortsetzung findet jene Reihe noch SO Aisdorf; dann bricht sie ab. Aber auf dem Ostgehänge des Stubachtales findet sich nochmals Gabbroamphibolit S vom großen Dolomit- und Kalkzug, am Weg zur Seetalalm.

Diese Gabbroamphibolite lassen mit freiem Auge zwei Bestandteile erkennen: einen weißen, sehr feinkörnigen und einen lichtgrünen feinnadeligen; in massigen Gesteinsvarietäten bilden beide je einige Millimeter große Flecken, die aber mehr oder minder verschwommen gegeneinander abgegrenzt zu sein pflegen — sehr zum Unterschied von dem Gabbroamphibolit der Oberen Schieferhülle (S. 175) mit seinen riesigen Hornblenden und scharf abgegrenzten Mineralbereichen. Recht häufig aber geht Verschieferung des Gesteins sehr weit: bis zur Ausbildung miteinander alternierender, oft weniger als millimeterdicker Linsen und Flatschen aus hellem, bzw. grünem Material; wobei jenes auch grünlich, und das letztere erheblich dunkler wird als in den ungeschieferten Gesteinen.

Die Natur der beiden Bestandteile enthüllt sich erst im Dünnschliff: der grüne besteht — zunächst in wenig geschieferten Gesteinen — wesentlich aus einer sehr blaß gefärbten, zum Strahlstein hinneigenden Hornblende (a farblos, b grünlich, c bläulichgrün;  $c : c = 17-20$ ;  $\gamma - \alpha$  um 0,025). Sie bildet einzelne dünne Nadeln von sehr wechselnden Dimensionen (etwa 0,1—1 mm lang), häufiger zu Garben und Büscheln vereint oder wirt in einander verfilzt. Weitau seltener sind große gedrungene Individuen von annähernd gleichen optischen Eigenschaften, mit schilfiger Fortwachsung oder in Nadelfilz übergehend. Es liegt nahe, sie als Uralitpseudomorphosen nach Pyroxen aufzufassen. Unveränderte Pyroxenrelikte, wie sie in gleichartigen Gesteinen der östlichen Nachbarschaft *Hottinger* (67) und *Braumüller* (69) gefunden haben, sind in meinem Material allerdings nicht zu beobachten. Dagegen liegt in einem einzigen Schliff — aus der westlichen Fortsetzung des unten (S. 218) zu besprechenden merkwürdigen Gesteins im Graben W Bärenreitalm — Hornblende einer ganz anderen Art vor: lebhaft rötlichbraun ( $c = b > a$ ), mit etwas geringerer Doppelbrechung und Auslöschungsschiefe gegenüber der umrandenden blaß gefärbten, macht jene ganz den Eindruck der primären Gabbrohornblende. Flecken von lebhaft blaugrüner Farbe, die in manchen Individuen in unregelmäßiger Verteilung mit der braunen wechselt, deuten wohl beginnende Veränderung an; die schließliche Aufzehrung durch die blasse Varietät beobachtet man in allen Stadien. Man wird also wenigstens einen Teil der letzteren auch auf primäre braune Hornblende zurückführen müssen —

<sup>130)</sup> Es sei daran erinnert, daß v. *Foullon* (129, S. 651) aus silurischen Schiefeln des Mühlbachtals — also von der N-Seite des Pongaus! — einen „Dioritschiefer“ beschrieb, der ganz in die hier behandelte Gruppe hineinpaßt.

<sup>131)</sup> Er ist allerdings recht mühsam zugänglich. Wem es bloß um das Schlagen von Handstücken zu tun ist, der kann solche bequem auf den Halden unter dem Steilgehänge sammeln.

<sup>132)</sup> Name nicht auf den Karten!

ohne daß sich auch nur für diesen einen Schliff derselbe abschätzen ließe. — Ebenfalls einzig in diesem gleichen Schliff sind auch Gebilde erhalten geblieben, die vermutlich auf primären Olivin zurückgehen: rundlich-eiförmig begrenzte Einschlüsse und Einbuchtungen in der braunen Hornblende, bzw. ihren Umwandlungsstadien, erfüllt von sehr feinfilzigen, serpentinarartigen Aggregaten. — Sehr unregelmäßig ist das Auftreten von Chlorit, der manchen Schliffen ganz fehlt, in anderen fast konstant den Hornblendefilz unterlagert, oder aber für sich große zerlappte Individuen formt. In einem Schliff (Graben W Dorf Fusch) kommt er auch als Paramorphose nach Biotit vor, der hier ausnahmsweise lichtrötlichbraune Tafeln von  $0,2 \times 0,02$  bis  $0,4 \times 0,05$  mm formt. — Im weißen Anteil des Gesteins ist der Albit herrschend (Auslöschungsschiefe  $\perp a$  mehrfach zwischen  $73^\circ$  und  $75\frac{1}{2}^\circ$  gemessen;  $\perp c$   $19^\circ$ ). Er bildet z. T. größere (bis über 0,5 mm Durchmesser) Individuen, mit stets ein wenig Füllungsmuskowit, durchwachsen von Klinozoisitsäulen; sie dürfen wohl als Relikte aufgefaßt werden. Zum größeren Teil aber ist er in kleine — manchmal in größeren Bereichen noch subparallel orientierte — rundliche oder unregelmäßig gestaltete Körner zerfallen. Der schon erwähnte Klinozoisit findet sich daneben (bis ca. 0,1 mm lange Säulen); in manchen Schliffen steigt seine Doppelbrechung bis etwa 0,015, so daß man ihn besser als eisenarmen Epidot bezeichnet. Seine Menge unterliegt großen Schwankungen: normalerweise nicht viel geringer als die des Albits, kann sie ausnahmsweise bis zu der eines ganz untergeordneten Gemengteils herabsinken. Doch enthält der betreffende Schliff (N Schnablergraben) reichlich Calcit (große Individuen als Untergrund mancher Hornblendegewebe), so daß man den Ca-Gehalt des primären Feldspats wohl in diesem suchen darf; auch sonst kommt er gelegentlich als Übergemengteil vor. Ebenso in einzelnen Schliffen Muskowit in kleinen Blättchen. Nebengemengteile: in einem Schliff noch Reste von primärem Ilmenit, übergehend in Titanitflecken, daneben auch einzelne größere Titanitkristalle; sonst stets nur noch Titanit, neben Magnetit; ferner Pyrit, sowie langnadeliger Apatit — alle oft recht reichlich.

Im Strukturbild ist einzig in der oben erwähnten Umschließung von ?Olivin durch braune Hornblende ein primärer Zug erhalten geblieben. Sonst wird es beherrscht durch die ungebändigt wuchernden Nadeln der sekundären Hornblende. Gleichwohl erkennt man fast stets eine bevorzugte Richtung, in der sie zahlreicher wachsen, auch größere Länge erreichen — selbst wenn das Gestein sonst ganz massig erscheint. Je mehr die Durchbewegung sich durchsetzt, umso deutlicher wird natürlich die parallele Ausrichtung und lagenweise Sondereung der Gemengteile — vor allem freilich Albit und Klinozoisit, z. T. auch Chlorit; wogegen die Hornblende bis zu einem beträchtlichen Grade ihre Freiheit zu bewahren und in die fremden Lagen hineinzuspießen pflegen. Sie ist eben allem Anschein nach bis nach Abschluß jeglicher Durchbewegung mobil geblieben.

Genetisch ist über diese Gabbroamphibolite wohl nur so viel zu sagen: in ihrer Geschichte ist nur eine Durchbewegungs- und dieselbe überdauernde Kristallisationsphase erkennbar.<sup>133</sup>) — Denkt man sich diese rückgängig gemacht, so kommt man auf einen normalen Gabbro; und es besteht kein Grund, daran zu zweifeln, daß zu Beginn der alpinen Metamorphose wirklich solcher vorgelegen hat. Auch daran ist kaum zu zweifeln, daß der Verband mit den Fuscher Phylliten ursprünglich intrusiver Natur ist; deutliche Anzeichen davon sind allerdings nirgends erhalten geblieben. Der heute vorliegende Verband ist ja wohl stets — soweit überhaupt etwas zu sehen — tektonisch.

Noch ein paar Worte über einige stark durchbewegte Typen: hier ist die Hornblende weitgehend — in einem Schliff vom Ausgang des Fuscher Tals (W-Seite, N Steinbruch beim Höllererwirthshaus) sogar restlos — durch Chlorit ersetzt. Er bildet in diesem Schliff ein sehr feines Blätterwerk, in dem meist rundliche Albite verschiedenster Größe — bis 1 mm größter Durchmesser — schwimmen. Sie sind vielfach zerbrochen, zerschert oder von Trümmerzonen durchsetzt. Auch Epidotminerale fehlen ganz! Dagegen sind Flecken aus z. T. recht ansehnlichen Calcitindividuen wesentlich. Titanit ziemlich reichlich; Magnetit, Pyrit in einzelnen Körnern (öfters miteinander verknüpft!). Die makroskopisch höchst vollkommene Schieferung erscheint im Schliff viel weniger ausgeprägt, hauptsächlich durch den Verlauf der Chloritzüge. — Dies Gestein bietet also eines der wenigen Beispiele teilweise postkristalliner Umformung aus unserem Gebiet — entsprechend seiner Herkunft aus dem nördlichsten Randstreifen. Ohne ziemlich weitgehende Änderung des stofflichen Bestandes scheint es dabei nicht abgegangen zu sein; faßbar ist davon — in Ermangelung von Analysen! — zunächst nur Zufuhr von  $H_2O$  (im Chlorit) und  $CO_2$  (im Calcit). Daß das nicht einfach Verwitterungserscheinungen sind, beweist die Erhaltung von Magnetit und besonders Pyrit!

Weniger weit geht die Umwandlung bei dem ebenfalls sehr stark durchbewegten Gestein von der Südseite des Imbachhorns: hier überwiegt zwar Chlorit auch nicht unerheblich über Hornblende, doch ist diese in feinen Nadelchen auch noch ziemlich reichlich mit jenem verknüpft. Auch eisenarmer Epidot findet sich neben dem Albit; untergeordnet auch Quarz. Titanit groß und reichlich. Lagenweise Anordnung: (Chlorit + Hornblende)—Albit—Epidot deutlich. — Dies Gestein gleicht also im Schliff schon weitgehend einem Epidotchloritschiefer; wogegen es makroskopisch noch ganz an die stark verschieferten Gabbroamphibolite sich anschließt.

Endlich ist noch auf merkwürdige, offenbar unter weitgehender stofflicher Änderung erfolgte Umwandlungserscheinungen an Gabbroamphiboliten einzugehen. Solche sind mir an zwei Stellen bekannt geworden. Vor allem

<sup>133</sup>) Abgesehen ist dabei von der Uralitisierung der Pyroxene, die ja möglicherweise der Umkristallisation zu Hornblendefilz und -nadeln und auch der Umkristallisation voranging; sicher ist aber nichts darüber zu sagen. Sie kann ja bereits das Ergebnis einer hydrothermalen Autometamorphose sein.

östlich Kaprun. Folgt man dem Graben W der Bärenreitalm über den S. 212 erwähnten Chloritoidschieferaufschluß aufwärts, so trifft man alsbald auf seiner W-Seite im Walde mehrere Wälle von großen Blöcken übereinander (2 in Abb. 64, S. 212). Sie entsprechen dem Ausgehenden einer relativ widerstandsfähigen Gesteinsmasse; und wenn auch anstehend — im strengen Sinne des Wortes — nichts zu sehen ist, so ist doch aus der Anordnung der einzelnen Gesteinsarten in der Blockmasse (die nur in situ entstanden sein kann) der Verband halbwegs zu rekonstruieren.<sup>134</sup>) An der Basis liegt

α) deutlich als solcher erkennbarer, stark verschieferter Gabbroamphibolit; solcher steht auch in der Fortsetzung gegen W an einem Holz ziehweg an. Darüber liegen nun

β) Blöcke eines vollständig massigen Gesteins von großer Zähigkeit, aus einem samtbraunen biotitartigen Mineral und einem weißen feldspatigen Anteil zusammengesetzt. Darüber folgt

γ) Blockwerk, in welchem außer diesen beiden auch ein bräunlichgrüner, z. T. deutlich blättriger Anteil zu erkennen; hier herrscht auch wieder, zwar nicht sehr auffällig, aber doch deutlich, Paralleltexur. — Die gesamte Mächtigkeit mag 10–15 m betragen (soweit sich das abschätzen läßt); darüber folgen wieder Gesteine — ebenfalls nur in Blöcken —, die nichts mehr mit dem Gabbroamphibolit zu tun haben (Quarzit).

Im Dünnschliff erkennt man in β und γ das biotitartige Mineral als ganz übereinstimmend mit der Varietät, welche ich kürzlich aus Engadiner Gesteinen unter dem Namen *Chrysobiotit* beschrieben habe (116, S. 116 f.). Charakteristisch für ihn ist vor allem der Pleochroismus;  $a = b$  goldbraun bis braungelb,  $c$  braunschwarz, fast opak; und die verhältnismäßig schwache Doppelbrechung, die — soweit die intensive Eigenfarbe die Interferenzfarben überhaupt erkennen läßt — nur Farben erster Ordnung hervorbringt. Der Achsenwinkel ist klein (nur schwache Öffnung des Kreuzes) — wenigstens normalerweise; in einem Fall schien auch ein größerer vorzuliegen. Der *Chrysobiotit* bildet dünne Blätter, etwa  $0,5 \times 0,01$  mm, und zeigt auch hier die aus dem Engadin bekannte Neigung, zu strahligen Büscheln und Sonnen zusammenzutreten. — Der *Feldspat* zeigt in (β) etwas getrübe, deutlich rektangulär umgrenzte Kerne mit nur ganz vereinzelt Zwillingslamellen, umgeben von fein (z. T. in 2 sich kreuzenden Richtungen) lamellierten, breiten klaren Randzonen. Da aber der Kern vollständig gleichzeitig mit einem Lamellensystem der Randzone auslöscht, kann eine stoffliche Verschiedenheit beider nicht bestehen — vielleicht, besser gesagt: heute nicht mehr, da die einstmalige fremde Beimischung im Kern in Gestalt der Trübung ausgeschieden sein dürfte. Gemessen wurde  $\perp a = 79^\circ$  Auslöschungsschiefe, was auf *Albit* mit nur geringem An-Gehalt schließen läßt. In (γ) tritt an Stelle der Trübung der Kerne ausgesprochene lockere Füllung (*Muskowit*, auch etwas *Zoisit*); Randzonen sind nicht immer vorhanden. Auslöschung  $\perp a = 75$ ; d. h. fast reiner *Albit*. — In (β) ist auch spärlich *Quarz* vorhanden, in kleinen rundlichen Körnchen zwischen die *Feldspate* eingeklemmt oder in deren Randzonen eingewachsen; in (γ) scheint er vollständig zu fehlen. Dagegen tritt hier reichlich *Pennin* auf — der makroskopisch grüne Bestandteil! Damit vergesellt etwas *Muskowit* und kleine Körnchen von eisenreichem *Epidot*. Nebengemengteile in beiden: *Titanithaufwerke* reichlich, auch *Apatit* nicht selten; wenig *Magnetit*. — Das Gefüge wird beherrscht durch Kränze von *Chrysobiotit*büscheln, die sich um jeden einzelnen *Feldspat* herumschlingen, wobei sie deren Randzonen durchdringen, seltener auch in die Kerne einwachsen. In (γ) tritt der *Chrysobiotit* dort zurück, wo der *Chlorit* überhandnimmt, der ihn schließlich ganz verdrängt.<sup>135</sup>) Der *Chlorit* bildet dann Züge und Bänder, die viele kleine rundliche *Feldspate* (ohne Randzonen!), auch eckige Splitter umschließen und ganz den Eindruck von (vorkristallinen!) Bewegungszonen machen. In (β) dagegen ist von Durchbewegung nichts zu erkennen.

Ein wesentlich übereinstimmendes Gestein fand sich auf der Westseite des unteren Fuscher Tals SW der Vorderen Judendorfer Alm, am Rande eines steileren Gehängestücks bei ca. 1300 m Höhe. Leider liegen auch hier wieder nur verrutschte Blöcke vor, so daß über den Verband mit dem Gabbroamphibolit (der jenes steilere Gehänge aufbaut) nichts Sicheres zu sagen ist; doch ist hier der Erhaltungszustand besser. Makroskopisch hat man den Eindruck eines biotitreichen Schiefers von dunkelbrauner Farbe. Im Schliff erkennt man wieder den *Chrysobiotit* mit Eigenschaften wie oben, nur ist die Neigung zur Büschelbildung hier geringer, vielfach tritt er in Lagen und Flasern sowie Einzelblättern auf. Der *Feldspat* ist auch hier *Albit*, teils xenomorph zwischen *Chrysobiotit* und ungefüllt, teils nach *Idiomorphie* tendierend, und dann mit sehr feiner lockerer Fülle (*Muskowit*, etwas ?*Zoisit*). Mehr zurücktretend auch hier *Chlorit*, eisenarmer *Epidot* (bis 0,5 mm lange Säulen), auch (nur in einer *Chrysobiotit*lage) blaßbläulichgrüne *Hornblende* in millimeterlangen Spießen. *Quarz* ganz vereinzelt. *Apatit*, gut entwickelte Säulen, relativ reichlich; *Titanit* noch wesentlich reichlicher. — Das Gefüge ist hier beherrscht durch die Scheidung in Lagen mit vorwiegend *Chrysobiotit* (an welche auch *Chlorit*, *Epidot*, *Hornblende* zumeist gebunden), gewöhnlich parallelblättrig; und in solche aus vorwiegend *Feldspat*, wobei aber jedes einzelne Individuum wieder einen *Chrysobiotit*kranz zu besitzen pflegt, gelegentlich auch — z. T. ersichtlich von verheilten Trümmer- und Knickzonen ausgehend — von *Chrysobiotit* durchwuchert wird. Die darin zum Ausdruck kommende Deformation ist also gänzlich vorkristallin in bezug auf *Chrysobiotit*.

<sup>134</sup>) Störend dabei ist die starke Moosbedeckung der sämtlichen Blöcke; ihr entsprechend läßt auch der Erhaltungszustand der Gesteine zu wünschen übrig.

<sup>135</sup>) Aber nicht etwa im Sinne einer Umwandlung! Beide Minerale sind vielmehr gleichzeitige Bildungen; für den *Chrysobiotit* wurde gerade vollkommene Beständigkeit unter Bedingungen, denen normaler *Biotit* längst zum Opfer fällt, immer als bezeichnend gefunden!

Nun noch einige Worte zur Genese dieser merkwürdigen Bildungen; freilich läßt sich darüber kaum mehr als eine Hypothese geben — schon deshalb, weil die Zusammensetzung des Chrysobiotits nicht genauer bekannt ist (vgl. 116, a. a. O.). Als Ausgangsmaterial müssen wir wohl einen stark ausgewalzten Gabbroamphibolit annehmen (entsprechend etwa den S. 216 f. beschriebenen), mit Ersatz der Hornblenden durch Chlorit. Das obige Gestein ( $\gamma$ ) vom Graben W Bärenreitalm zeigt, daß dieser den Stoff für die Bildung des Chrysobiotits geliefert haben muß; aber ohne Zufuhr von Stoff ( $K_2O$ ) ist sie nicht zu denken. Schon zuvor muß die Neukristallisation der Feldspate begonnen haben — die scharf rektangulär begrenzten Feldspatkerne von ( $\beta$ ) sind keine primär gabbroiden Relikte —, und zwar dürften das zunächst Albite mit einem gewissen An-Anteil gewesen sein, der dann unter Einwirkung der K-haltigen Lösungen zu Muskowitfülle zersetzt wurde. Gleichzeitig kristallisierten die Randzonen als Albit weiter und erfolgte die Umwandlung von Chlorit zu Chrysobiotit (unter vollständigem Neuaufbau der Raumgitter!). Das obige Gestein ( $\beta$ ) dürfte wohl das Endprodukt darstellen; hier ist nichts mehr von ursprünglichem Mineralbestand oder Gefüge, aber auch nichts von Durchbewegungsspuren erhalten geblieben. Daß all dies bei recht niedrigen Temperaturen geschehen sein kann, zeigt das sonstige Verbreitungsgebiet des Chrysobiotits (z. B. in Granitmyloniten als Neubildung; vgl. 116, a. a. O.); daß es sich um wesentlich posttektonische Vorgänge handelt, ergibt sich aus den angedeuteten Beziehungen zur Durchbewegung.

#### h) Serpentin; Talkschiefer; Asbest.

Ein einziges Vorkommen von „Serpentin“<sup>136)</sup> ist im Bereiche des Nordrahmens aufgefunden worden (von *Ohnesorge*): im Dietersbachtal, gleich unter der Vögerl-Hochalm (Blatt Kitzbühel). Der Weg zu dieser durchquert ihn gerade N der letzten, S-schauenden Kehre. Das Gestein bildet eine einige Meter mächtige, vielleicht 100 m lange Linse; es erscheint als ganz normaler dunkelgrüner Serpentin, nur stärker verschiefert und verflasert als die meisten Serpentine im Inneren der Tauern. Wie diese so oft (vgl. S. 39, 193 u. a.) ist es randlich umgeben von einer dünnen Hülle von Talkschiefer, z. T. mit etwas Strahlstein.

Ein Dünnschliff zeigt das Gestein zusammengesetzt aus farblosen Blättern von der optischen Orientierung des Klinochlors (c nahe = c)!<sup>137)</sup>

Sie durchdringen sich gegenseitig, in verschiedenster Lage zu den Gesteinsachsen, und sind ineinander verfilzt. Einziger Nebengemengteil ist Rutil in feinen dunkelgelben Nadeln.

Anschließend sei der Talkschiefer erwähnt. Solcher findet sich im Fuscher Tal am Gehänge W Judendorf als Randbildung eines stark schieferigen Prasinites gegen dunklen Fuscher Phyllit, bis einige Meter mächtig; Asbest ist mehrfach damit verknüpft. Derselbe wurde 1933 auf Mikroasbest abgebaut; doch mußte der Betrieb schon im folgenden Jahr wieder eingestellt werden, trotz guter Qualität des geförderten Materials.<sup>138)</sup>

Ein weiteres Talkschiefervorkommen befindet sich ebenfalls im Fuscher Tal, hart am N-Rande von Blatt Großglockner, auf der N-Seite des Wachtbergbachs. Dort befindet sich über dem Weg zur gleichnamigen Alm, ungefähr gegenüber der Vorderen Judendorfer Alm, ein großer Anriß in schwarzen Phylliten; und darin sind eingeschaltet weit im Streichen aushaltende Linsen von blaugrünlichem Talkschiefer. Z. T. scheint er aus sehr reinem Talk zu bestehen; anderwärts enthält er Ankerit, wohl auch Quarz. Die Mächtigkeit beträgt maximal etwa 2—3 m. — Auch hier sind Ausscheidungen von Asbest<sup>139)</sup> damit verknüpft.

Auch auf der O-Seite des Fuscher Tals wurde noch eine Fortsetzung dieses Talkschiefers (ebenfalls mit Spuren von Asbest) gefunden.

#### i) Prasinite.

Außer den in den vorangehenden Abschnitten beschriebenen existieren in unserer nördlichen Rahmenzone noch weitere Grüngesteine, die sich von ihnen zunächst durch viel feineres Korn unterscheiden. Sie mögen hier wiederum unter dem Namen Prasinite zusammengefaßt sein. Gegenüber den gleichnamigen Gesteinen der „Oberen Schieferhülle“ sind sie z. T. auch durch geringere Korngröße — namentlich so große Feldspatknoten, wie dort häufig, kommen in ihnen nie vor —, z. T. auch durch mattere, lichtere Farben ausgezeichnet; doch sind dies keine durchgreifenden Unterschiede, und es gibt beiderseits Typen, die man nicht auseinanderkennt. Auch gegenüber den Chloritschiefern des Altkristallins (vgl. S. 201) ist es schwer, ein Unterscheidungsmerkmal anzugeben; zumal es Vorkommen gibt, die bezüglich ihrer Zugehörigkeit Zweifel lassen.

<sup>136)</sup> Größere Bedeutung erlangt dies Gestein in der östlichen Fortsetzung jenseits des Fuscher Tals (*Braumüller* 69); ferner im Felbertal (S-Rand von Blatt Kitzbühel!). — Am Gehänge S Bruck gefundene Stücke stammen dagegen höchst wahrscheinlich aus Moräne!

<sup>137)</sup> Solche Unstimmigkeiten scheinen, in Gesteinen, die man makroskopisch als Serpentin bestimmt, öfters vorzukommen; vgl. 116, S. 254. Von Rechts wegen sollte man da nicht mehr von Serpentin reden; nur die Unmöglichkeit, eine Grenze zu ziehen, veranlaßt mich, dem äußeren Eindruck folgend, diesen Namen beizubehalten. Eine Klärung der Angelegenheit wäre sehr wünschenswert!

<sup>138)</sup> Gemäß freundlicher Mitteilung von Herrn Ing. O. *Schaubberger*.

<sup>139)</sup> Selbstverständlich nur als mineralogische Kuriosität; für irgend welche praktischen Zwecke sind die vorhandenen Mengen viel zu unbedeutend.

Soweit sich erkennen läßt, treten diese Prasinite als lager- bis linsenförmige Einschaltungen in den Fuscher Phylliten auf. Die wichtigsten Vorkommen sind <sup>140)</sup>

α) auf der O-Seite des Fuscher Tals, in dem Graben S der Waldblöße der Höllererhütte, ist der Boden auf einer Verflachung bei ca. 1100 m <sup>141)</sup> weithin mit Prasinitblöcken bedeckt; am Rande gegen den haupttalwärts wieder einschneidenden Graben bildet das Gestein auch anstehende Felsen. Kontakte sind nicht sichtbar, Verfolgung im Streichen nicht weit möglich.

β) Eine Gruppe von Vorkommen SO Kaprun: im Graben W der Bärenreitalm bei ca. 1200 m, wo nicht nur Blöcke weithin im Walde verstreut liegen, sondern auf der O-Seite des Grabens auch anstehende Felsen von Prasinit auftreten. Blöcke finden sich auch weiter aufwärts, an dem Jagdsteig NO der Hahnbalzhütte. Vielleicht mit diesem Vorkommen (durch Faltung) verbunden ist ein ca. 100 m mächtiger Prasinit in der Schlucht des Imbachs, die unterhalb des Wasserfalls in seine steilstehenden Bänke eingeschnitten ist; er grenzt gegen S unmittelbar an Kalkglimmerschiefer, über welche der Wasserfall herabstürzt. Auch am Gehänge gegen die Hahnbalzhütte aufwärts läßt sich ein Prasinitzug verfolgen, der aber mit dem soeben genannten kaum unmittelbar zusammenhängen dürfte. — Vermutlich die W-Fortsetzung des Prasinit vom Wasserfall kommt auf der SW-Seite des Kapruner Bergsturzes wieder zutage und streicht S des Schuttkegels von Winkl gegen das Kapruner Tal aus. <sup>142)</sup>

γ) Über mehr als 2 km zu verfolgen ist der Zug der Riffscharte. Gleich S derselben zieht ein wenige Meter mächtiges Prasinitlager durch, dem sich auf der Verflachung im Rücken SW oberhalb ein weiteres, ca. 50–60 m mächtiges, anschließt; weiterhin folgt noch ein schmaler Zug von Gabbroamphibolit und ein ebenfalls schwaches Prasinitlager. Jedes ist für sich in dunklen Phyllit eingelagert. Eine Fortsetzung findet sich einerseits im OSO, wo auch im Wachtberggraben schon Prasinit erscheint; andererseits gegen SW an dem Steig, der von der Weißensteinalm auf der O-Seite des Imbachs talauswärts führt. Hier sind in dem Wald gerade gegenüber der genannten Alm Prasinite in dreimaligem Wechsel mit schwarzem Schiefer anstehend aufgeschlossen. Die weitere Fortsetzung jenseits des Imbachs zeigt dagegen eine einheitliche, recht mächtige Masse, auf der Terrasse der Alm Hansl Gründl: sowohl am Gehänge unmittelbar S über dieser Terrasse steht Prasinit an, als auch an ihrem Abfall gegen N (dies ist der Abrißrand des Kapruner Bergsturzes, in welchem sich infolgedessen Prasinitblöcke häufig finden!). <sup>142)</sup> Eine weitere Verfolgung an dem steilen Waldgehänge gegen Winkl hinab war nicht möglich.

δ) Wohl auch hierher zu rechnen — da er gegen O sich mit Fuscher Phyllit verzahnt und im Streichen von ihm abgelöst wird — ist der Prasinitzug, der den S-Rand des Altkristallins gegen die Fuscher Phyllite begleitet: von der O-Seite der Stangerhöhe an quer durch das Dietersbachkar und über die Scharte P. 2344 der Großen Arche hinweg. Er mag maximal etwa 50–60 m mächtig werden.

ε) Während am Kamm Scheidegg—P. 2004 und am Flachbichl nur einige geringmächtige Prasinitlagen in den dunklen Schiefen stecken, treffen wir NW der Moseralm wieder eine auf mehr als 100 m anschwellende Linse, die sich jedoch im Streichen nicht weit verfolgen läßt. Auch sie bildet das Abrißgebiet eines größeren Bergsturzes, der das Gehänge bis weit in den Tannwald hinein mit Blöcken überschüttet hat.

Näher untersucht wurden nur einige Proben, die alle in mancher Hinsicht voneinander abweichen:

Der Prasinit aus dem Graben W der Bärenreitalm, lichtgraugrün mit bläulichem Stich, feinschieferig und von sehr feinem Korn; nur einzelne glänzende Spaltflächen sowie eine sehr feine dunkle Pünktelung auf schwach serizitisch schimmerndem Hauptbruch sind erkennbar. — Im Schliiff erscheint typischer Pennin als wichtigster Gemengteil, in dünnen, bis über 0,1 mm langen Blättchen. Blaßbläulichgrüner Strahlstein ist weitaus seltener, in bis millimeterlangen, dabei nur 0,03 mm dicken Stengeln. Gelblicher, eisenreicher Epidot ( $\gamma-\alpha$  um 0,040) ist mäßig häufig; seine bis etwa 0,5 mm Durchmesser erreichenden isometrischen Kristalle sind es, die die eben erwähnte Pünktelung hervorbringen. Albit ist neben dem Chlorit am reichlichsten vertreten; seine rundlichen, selten zwillingslamellierten Körner sind lagenweise verschieden groß, meist nicht über 0,05 mm, während das Maximum — in besonders albitreichen Lagen! — etwa 0,3 mm ist. Quarz findet sich untergeordnet; Calcit bildet vereinzelt unregelmäßige Porphyroblasten (daher die glänzenden Spaltflächen, siehe oben!). Feine Titanithaufwerke reichlich. — Paralleltexur kommt wesentlich durch die Regelung der Chloritblätter zustande, speziell wo diese überwiegen, der Albit nur untergeordnet dazwischengestreut ist. In den Lagen, wo sich das Verhältnis beider umkehrt, geht die Schieferung dagegen ziemlich verloren.

Der Prasinit vom Imbachwasserfall, blasser grün von Farbe, mit einzelnen weißen Flecken von  $\frac{1}{2}$  cm Durchmesser, ist ebenfalls sehr feinkörnig und fein geschiefert. Im Gegensatz zum vorigen Gestein ist das Chloritmineral ein sehr blaßgrün gefärbter, fast nicht pleochroitischer Klinochlor. Farbloser Strahlstein in sehr langen dünnen Nadeln ist ihm reichlich beigemischt. Klinozoisit ist in einzelnen bis millimeterlangen Kristallen eingestreut. Albit bildet rundliche, schwach gebuchtete Körner, oft zu Linsen vereinigt. Neben-

<sup>140)</sup> Ohne Anspruch auf Vollständigkeit!

<sup>141)</sup> Genaue Eintragung des Vorkommens ist unmöglich, da die Zeichnung des topographischen Details auf den Karten (Blatt Kitzbühel—Zell am See) hier ganz phantastisch ist.

<sup>142)</sup> Dieses erst gelegentlich der Revision 1938 gefundene Vorkommen fehlt auf Blatt Kitzbühel.

<sup>142)</sup> Revisionsbegehungen im Sommer 1938 machten es wahrscheinlich, daß das ganze Vorkommen nicht mehr anstehend ist, sondern dem Bergsturz angehört.

gemengteil: reichlich Titanit. — Ein besonderes Interesse knüpft sich an die erwähnten weißen Flecken. Sie erscheinen im Schliff ziemlich scharf gegen außen abgegrenzt; daraus und aus der Art, wie sich zu ihnen die durch Parallelstellung von Chlorit, Strahlstein und Albitlinsen ausgeprägte Schieferung verhält, kann man entnehmen, daß es sich um Pseudomorphosen handeln wird. Sie stößt an ihnen nämlich teils scharf ab, teils aber biegt sie um ihre Enden herum aus — genau wie um die Einsprenglinge eines verschiefertten Porphyrgesteins. Die Pseudomorphosen bestehen im vorliegenden Zustande größtenteils aus Klinozoisithaufwerken, mit etwas Albit. Was aber lag ursprünglich zugrunde? Man möchte an einen basischen Plagioklas denken; allein die Form der Porphyroblasten bietet leider keinen Anhalt, um die Frage zu entscheiden.

Die Gesteine von der Riffscharte und vom Wachtberggraben gleichen dem vorigen in der blassen Färbung und der Natur des Chloritminerals, das sie bedingt (Blättchen von 0,1—0,2 mm). Dagegen tritt hier das Amphibolmineral stärker hervor und kann sogar über den Chlorit überwiegen. Auffallend ist auch das z. T. starke Zurücktreten des Albits, der in einem Schliff schätzungsweise nur 10—15% des Gesteins ausmacht; seine meist länglich gerundeten Körner erreichen 0,1—0,2 mm. Klinozoisit oder eisenarmer Epidot reichlich in mangelhaft entwickelten Körnern und Stengeln, bis 0,4 mm lang. Calcit kann ganz fehlen oder in über millimeterlangen, stark in s gestreckten Körnern eine bedeutende Rolle spielen. Titanit reichlich; etwas Magnetit. — Hier herrscht recht vollkommene Parallelordnung von Chlorit und Strahlstein sowie Tendenz zu Lagentextur, indem der Albit zunächst in //s gestreckten Linsen auftritt, die sich mit zunehmender Menge zu Lagen zusammenschließen. — Pseudomorphosen wie im vorigen Schliff fehlen.

Der Grünschiefer vom Dietersbachkar ist wieder ziemlich dunkelgrün von Farbe und zeigt z. T. dem unbewaffneten Auge schon zahlreiche weiße Albite, bis millimetergroß. Im Schliff bildet dieser fast die Hälfte des Ganzen und bietet das gewohnte Bild einer posttektonischen Albitisierung, indem seine Körner die Gesteinstextur scharf abschneiden, die in ihrem Innern gelegentlich von Einschlußreihen fortgesetzt wird. Doch ist dieser Fall hier selten sichtbar; wie überhaupt alle Gesteinsgemengteile als Einschlüsse im Albit selten sind mit Ausnahme von feinen Titanithaufwerken. — Pennin ist reichlich, in 0,1 bis fast 1 mm langen, gut individualisierten Blättchen. Sehr untergeordnet findet sich daneben auch Biotit; ohne daß ein Übergang zu jenem zu erkennen wäre. — Quarz tritt sehr zurück; außer als Einschluß in Albit (siehe oben!) findet er sich nur stellenweise zwischen verspreizten Chloritblättchen. Merkwürdig ist das Auftreten des (ziemlich spärlichen) Epidots. Neben einzelnen kleinen Körnern und Haufwerken bildet er strahlige Aggregate mit Calcituntergrund, gegen außen scharf und z. T. ungefähr quadratisch begrenzt. Ein solches Gebilde erreicht 1,5 mm Seitenlänge; andere sind viel kleiner. Auch hier drängt sich der Gedanke an Pseudomorphosen — vielleicht am ehesten nach Granat? — auf. — Nebengemengteile: Titanit recht reichlich; einzelne große Pyrite; etwas Magnetit. — Die durch den Chlorit ausgedrückte Paralleltexur kommt wegen des Überwucherns der Albitporphyroblasten nur in beschränkten Teilen des Schliffs zur Geltung.

Von dem großen Vorkommen N der Moseralm (SO Uttendorf) wurde nur eine von dem Gewohnten stark abweichende Varietät näher untersucht. Gleich N der Alm steht nämlich am Weg ein lichtgraulichgrünes, gut geschiefertes Gestein an, von sehr feinem Korn, mit weißen, z. T. auf mehr als Zentimeterlänge in der Schieferung gestreckten Flecken. — Im Schliff erscheint es größtenteils — wohl 60—70% — als Filz von Hornblendesäulchen (0,2—0,5 mm lang bei 0,05—0,1 mm Dicke. In der Hauptsache bestehen sie aus blaßgrünlichem Strahlstein; doch enthalten sie stark getrübe, dunkler gefärbte Kerne (b = c grün, a gelblich). — Vereinzelt finden sich auch noch viel größere und dickere Individuen (Relikte?). — Die farblosen kleinen Körner zwischen den Hornblenden, die sich auch zu Streifen und Gruppen zusammenschließen, sind teils Quarz, in geringerer Menge Albit. Dagegen sind die weißen Flecken in der Regel aus dünntafeligen, stark ineinander verzahnten Feldspaten zusammengesetzt, die als Oligoklas-Albit ( $\perp$  a Auslöschung 83°) zu bestimmen waren. Etwas Quarz und Hornblende beteiligen sich daran. Auch ähnliche, gegen außen scharf begrenzte Quarzaggregate kommen vor. An Nebengemengteilen kommt Titanit vor. — Es erhebt sich die Frage: sind diese verschiedenartigen lichten Flecken aus Einsprenglingen hervorgegangen? Dann könnte das Gestein etwa als Porphyritabkömmling betrachtet werden. Aber Sicherheit besteht darüber nicht; man könnte auch an fremde Einschlüsse denken (weniger gut bei den Feldspat- als bei den Quarzflecken). Feststehen dürfte nur, daß Albitisierung in der anderwärts gewohnten Form nicht vorliegt.

Bietet dies Gestein schon mancherlei Ungewöhnliches, so zeigt ein Grünschiefer von Flachbichl derartige Abweichungen, daß man ihn nur als Anhang an die Prasinite bringen kann. Makroskopisch zwar fällt das gut geschieferte, ziemlich lebhaft grüne Gestein höchstens durch die überall eingestreuten, etwa millimetergroßen Knötchen auf. Im Schliff entpuppen sie sich als unregelmäßige Bruchstücke einer blaßbläulichgrünen, wohl uraltischen Hornblende, an den Enden ausgefranst, eingebettet in eine flaserige Masse von Chlorit, die von gleichartigen Amphibolspießen durchsetzt wird. Albit, Epidot, Calcit usw. fehlen vollständig! Einziger (ziemlich reichlicher) Nebengemengteil ist Titanit. — Dies Gestein dürfte somit von hornblenditischer oder pyroxenitischer Abkunft sein.<sup>143)</sup>

Sehen wir von den beiden letzterwähnten Gesteinen ab, so dürften auch den „echten“ Prasiniten aus der paläozoischen Nordrahmen-Serie diabatische Lagergänge oder Ergüsse und Tuffe als Ausgangsmaterial zugrunde

<sup>143)</sup> Leider liegen von den weiteren dünnen Grünschieferzügen der Gegenwart zwischen Mühlbach- und Stubachtal keine Schliffe vor, aus denen man entnehmen könnte, ob solche Gesteine dort weitere Verbreitung haben.

liegen (ein Fragezeichen bilden nur die ?Granatpseudomorphosen im Gestein aus dem Dietersbachkar, von dem aber überhaupt fraglich ist, ob es nicht zur altkristallinen Serie gehört!). Sicher deutbare Relikte fehlen indessen ganz; und so läßt sich nichts Näheres über die Herkunft feststellen, insbesondere auch nicht über die Frage genetischer Beziehungen zu den Gabbroamphiboliten (S. 216 f.).

Die Metamorphose ist ganz ähnlich verlaufen wie in den Prasiniten der Oberen Schieferhülle: zumindest ist der umgebildete Mineralbestand ganz der gleiche, in ähnlicher Variationsbreite.<sup>144)</sup> Das ist gar nicht so überraschend als es vielleicht auf den ersten Blick erscheint: die basischen Gesteine erliegen ja bekanntlich der Metamorphose so leicht, daß es kein Wunder ist, wenn schließlich wesentlich gleichartige Produkte herauskommen — mag auch die Altersstellung und Serienzugehörigkeit des Ausgangsmaterials verschieden gewesen sein.

#### Zur Altersdeutung der Fuscher Phyllite.

Bisher wurden die „Pinzgauer Phyllite“ wohl meist ins Paläozoikum gestellt, ohne daß man sie genauer einzuordnen gewagt hätte (wegen abweichender Ansichten siehe unten). Um in dieser Hinsicht weiter zu kommen, können folgende Anhaltspunkte dienen:

a) Der Verband mit vorpaläozoischen kristallinen Schieferen erlaubt zwar keine präzise Aussage, gibt aber immerhin eine gewisse Wahrscheinlichkeit, daß eher<sup>145)</sup> älteres als jüngeres Paläozoikum vorliegt. Der Verband mit den mesozoischen Gesteinen läßt natürlich gar keinen Rückschluß zu, da diese ja aller Wahrscheinlichkeit nach ursprünglich diskordant lagen. Ebenso ist die Auflagerung auf Obere Schieferhülle und Wechsellagerung mit ihr außer Betracht zu lassen; ist dieselbe doch sicher tektonisch zustande gekommen, wie die eingeschalteten Lamellen von Triasdolomit, Quarzit und älteren kristallinen Gesteinen anzeigen.

b) Der Serienbestand: dunkle graphitführende Schiefer, primär fast feldspatfrei und fast ohne gröber klastisches Material, mit Einschaltung lyditverdächtiger Quarzite, reichlichen Grüngesteinen verschiedener Art (nur sehr fraglichem Porphyroid!) scheint mir am ehesten auf Silur zu deuten. Gegen Karbon (*Ohnesorge* 165a) spricht ziemlich deutlich die vollständige Abwesenheit der charakteristischen und leicht kenntlichen Quarzkonglomerate, wie sie vom Semmering bis Savoyen überall wieder auftreten, wo immer Karbon<sup>146)</sup> vorkommt; und auch die Sandsteine des Karbons, die Anthrazit- oder Graphitflöze (die freilich nicht unbedingt vorhanden sein müßten) fehlen. Andererseits könnte man auch an das tiefste Paläozoikum: Wildschönauer Serie *Schwinnners* (188, S. 218) denken. Was mir vor allem dagegen zu sprechen scheint, dies für die Gesamtmasse anzunehmen, ist der Mangel an typischen Porphyroiden, wie sie diese Serie nicht nur im Osten (Blasseneckporphyroid!), sondern auch im Kitzbühler Gebirge in großen Massen begleiten. Aber die geringen und zweifelhaften Spuren solcher Gesteine lassen es immerhin als möglich erscheinen, daß vielleicht wenigstens ein Teil der Schiefer als Wildschönauer Serie = Kambrium? abzutrennen wäre. Unterscheiden lassen sich beide Schiefer ja überhaupt nur schwer — umso schwerer, wenn sie stark tektonisch mißhandelt und metamorph geworden sind.

Nach dem Kartenbild möchte man ja zunächst überhaupt annehmen, daß die Fortsetzung der Wildschönauer Schiefer von Blatt Rattenberg in die Berge auf der N-Seite des Pinzgaus zieht. Aber ganz klar ist auch dies noch nicht; wohin gehören z. B. die Kalkzüge in der Gegend des Großen Rettensteins oder der Kalk östlich Uttendorf? Und für unser Gebiet wäre jene Zugehörigkeit überhaupt nicht unmittelbar von Belang: gehören doch seine Gesteine ausnahmslos zu tieferen Schuppen als jene am gegenüberliegenden Salzachufer.

Abweichende Deutungen für Teile der Fuscher Phyllite: eine solche beinhaltet einmal *Ohnesorges* Zuteilung des ganzen Streifens N der Kalkzüge des Imbachhorns und der Trias Dietersbach—Stubachtal zur Oberen Schieferhülle, wie sie in die Übersichtskarte 1:500.000 von Österreich übernommen worden ist. Sie gründet sich wohl auf die Einschaltung verschiedener Züge von Kalkglimmerschiefern, die hier aber als tektonisch gedeutet wird. Tatsächlich lassen sich dieselben kartographisch im allgemeinen ganz gut abtrennen, und was dann übrig bleibt, sind eben die dunklen Schiefer, die auch *Ohnesorge* sonst als paläozoisch betrachtet: es liegt also kein Grund vor, hier etwas anderes aus ihnen zu machen.

Dann hat *Hottinger* (64, S. 15, Kartenskizze 67, S. 292) — wohl beeinflusst durch eine von *Staub* (40, S. 76) für eine östlichere Gegend ausgesprochene Vermutung — einen nördlichen Teil Schiefer als „Flysches“<sup>147)</sup> abtrennen wollen (unterstes Fuscher Tal). Warum? Das ist mir nicht klar geworden — sind es doch (mit Ausnahme der sandigen Schiefer im Verband mit den Breccien- und Kalkzügen S des Dolomits überm Höllerer-Wirtshaus, vgl. S. 236; ganz gleichartige dunkle Schiefer, wie sie auch weiter lalwärts folgen; und sie enthalten auch gleichartige Einlagerungen (verschiefter Gabbroamphibolit N vom Steinbruch überm Höllerer-Wirtshaus). So glaube ich, über diese Deutung zur Tagesordnung übergehen zu dürfen.

In seiner letzten Arbeit (67) hat *Hottinger* den südlichen (Haupt-) Anteil der Fuscher Phyllite zu den „Bündner Schiefer“, d. h. zur mesozoischen Schieferhülle gezogen. Er verfällt damit in den entgegengesetzten Fehler wie jene ost-

<sup>144)</sup> Von der Albitisierung sind sie weniger intensiv und nicht überall, von Biotitisierung fast oder gar nicht erreicht worden; ersteres wenigstens ist aber wohl nur Zufall — man vergleiche die ungemein intensive Albitisierung in manchen anderen Gesteinen des Nordrahmens (z. B. S. 209).

<sup>145)</sup> Denn wo würden die älteren Glieder des Paläozoikums bleiben — in deren Verbreitungsgebiet wir uns ja befinden! —, wenn bis zum Altkristallin alles Karbon wäre!

<sup>146)</sup> Nämlich solches, das sich auch anderweitig sicherstellen läßt! Von den verschiedenen dunklen Schieferen, die in den Westalpen häufig ohne weiteren Beweis als Karbon gelten, muß man natürlich absehen!

<sup>147)</sup> Im Text (64, S. 19) ist allerdings nur von einer Serie „von flyschartigem Aussehen“ die Rede; (67, S. 292) wird das Alter des „Flysches“ als Oberjura bis Kreide vermutet. Eine Begründung hierfür bleibt *Hottinger* schuldig; abgesehen von der weiteren Vermutung, daß die „in dieser Serie auftretenden bunten (vor allem violetten) Schiefer und Marmorlagen“ (vgl. unten!) vielleicht Radiolarit sein könnten — mit dem sie indessen außer teilweisen Anklängen in der Färbung wirklich gar nichts gemeinsam haben!

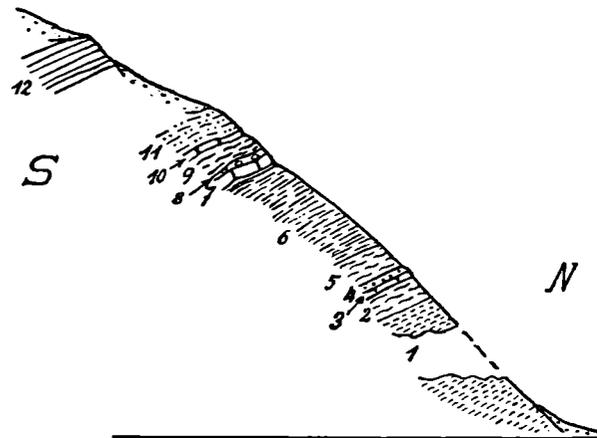
alpinen Geologen, die die Grenze zwischen Oberer Schieferhülle und Nordrahmen — die allerdings bis vor kurzem so gut wie unbekannt war! — ignorieren und alles zum Paläozoikum schlagen! Daß grüne Gesteine darin vorkommen, die z. T. Typen der Oberen Schieferhülle nicht ferne stehen, genügt nicht als Begründung; solche gibt es in der ostalpinen Grauwackenzone bekanntlich auch, und bei der Leichtigkeit, mit der gerade diese Gesteine der Metamorphose erliegen, sind Konvergenzen gar nicht so unwahrscheinlich.

#### 4. Bunte Schiefer (Perm?).

Im Brucker Wald, und zwar an dem Steilgehänge, welches unmittelbar aus dem Alluvialboden des Pinzgaus aufsteigt, finden sich sehr feinblättrige Schiefer von lichtgrüner und violetter Farbe, mit normalen Fuscher Schiefen und mit mesozoischen Gesteinen verknüpft. Das Profil ist folgendes (Abb. 66):

12. Dunkelgrauer dünnplattiger kristalliner Kalk, 4–5 m aufgeschlossen, noch auf der Terrasse. Nach einer aufschlußlosen Strecke folgt dort, wo die Neigung größer wird,
11. lichtgrüner serizitischer Schiefer, z. T. an Porphyroid erinnernd, mit kleinen Quarzkörnchen; 4–5 m.
10. Gelber brecciöser Dolomit,  $\frac{1}{2}$  m.
9. Violetter serizitischer Schiefer, 3–4 m.
8. Dolomitbreccie mit dem vorigen verknüpft, 20–30 cm.
7. Massige Dolomitbank, 1–2 m.
6. Graue stumpfglänzende, sehr dünnblättrige Schiefer (von den normalen paläozoischen Schiefen verschieden!); ca. 20 m.
5. Violette und lichtgrüne feinblättrige Schiefer, 4–5 m.
4. Grünlichweißer Quarzit, feinkörnig; unter 1 m.
3. Gelber brecciöser Dolomit,  $\frac{1}{2}$  m.
2. Violette und lichtgrüne Schiefer wie oben, 2–3 m.
1. Normale dunkelgraue, wenig metamorphe Schiefer des Paläozoikums, 80–100 m.

Abb. 66. Profil der Holzschneise im Bruckerwald.  
Erklärung im Text.



Ein Dünnschliff des lichtgrünen Schiefers (11) ergab folgendes: unregelmäßig umgrenzte Quarze, bis gegen 2 mm lang, meist stark undulös, mit einschlußfreiem Kern und Grundmassenserizit umschließenden Rändern, sind als Relikte mit jüngerer Anwachszone zu deuten; mit einiger Phantasie lassen sich manchmal Anklänge an bipyramidale Ausbildung und Andeutungen von Grundmassenbuchten erkennen. Auch die selteneren, bis millimeterlangen Feldspate: Albit mit spärlich Füllungsmuskowit zeigen z. T. schmale Anwachsrisse aus Albit, ohne Füllung, aber mit fortsetzenden Grundmassenserizitlagen. Die Grundmasse besteht aus einem feinen, gut parallelgeordneten Serizitgewebe mit lagenweise, aber wenig regelmäßig verteilten Quarz- und Albitkörnern von 0,02–0,03 mm; auch etwas Chlorit stellenweise. Magnetit ziemlich reichlich, einzelne Rhomboeder von Ankerit.

Zwar nicht mit Sicherheit, aber doch mit einiger Wahrscheinlichkeit kann das vorliegende Gestein als Porphyroid bezeichnet werden. Die Nachbarschaft zu den mesozoischen Schichtgliedern (3, 7, 8, 10 des obigen Profils) legt die Vermutung nahe, daß es sich hier um ein Gestein nicht des ältesten Paläozoikums, wie sonst zumeist in der Grauwackenzone (vgl. 188, 194 u. a.), sondern um Perm handeln könnte; wie ja auch die übrigen violetten und grünen Schiefer (2, 5, 9) nach ihrer lithologischen Beschaffenheit von vielen Alpengeologen wohl kurzerhand als „Verrukano“ bezeichnet werden dürften — ein Name, den wir wegen der bekannten damit verknüpften Unklarheiten grundsätzlich vermeiden. Als Arbeitshypothese kann ihr permisches<sup>148)</sup> Alter einstweilen angenommen werden; eine Entscheidung darüber wird wohl eher in der Nachbarschaft östlich des Fuscher Tals zu suchen sein, wo E. Braumüller viel ausgedehntere Vorkommen gleichartiger Gesteine auffand (69). Das unsere ist nur die letzte kümmerliche Spur davon gegen W.

Ob die grauen Schiefer (6) zu den gewöhnlichen Fuscher Phylliten gehören, oder was sonst ihre Stellung sein mag, entzieht sich vorläufig jeder Mutmaßung.

<sup>148)</sup> Mit Radiolarit (Hottinger 67, S. 292) haben sie jedenfalls nicht das mindeste zu tun, vgl. oben!

## 5. Lichte Quarzite.

Unter den zahlreichen Quarziten des Nordrahmens lassen sich nach der Art des Auftretens drei Typen unterscheiden:

a) Quarzite in Begleitung mesozoischer Kalke und Dolomite. Dahin gehört im Bereiche der AVK. der Quarzit am S-Rand der Zone, SO der Schmalzgruben-Grundalm und in der streichenden Fortsetzung, im Lahnganggraben. Am erstgenannten Orte beobachtet man, wenn man den Daun-Moränenwall östlich der Almhütten überstiegen hat, folgendes Profil (Abb. 67; die Lagerung ist im Vergleich zur üblichen Folge am N-Rand der Schieferhülle überkippt!):

7. Kalkglimmerschiefer, mäßig S-fallend; darunter
  6. Prasinit im Etlwald, ca. 50 m.
  5. Dunkler Phyllit, geringe Spuren.
  4. Weißer plattiger Quarzit und Muskowitquarzitschiefer; mangelhaft aufgeschlossen (fast nur Lesesteine); ca. 5 m.
  3. Kalkglimmerschiefer, ziemlich mächtig (10–20 m).
  2. Prasinit, 3–4 m.
  1. Serpentin, stark verschiefert, 5–6 m.
- Liegendes: Fuscher Phyllit.

In den Profilen des Lahnganggrabens (Abb. 68) erscheint der Quarzit unmittelbar an der Grenze des Haupt-Phyllitkomplexes gegen die Kalkglimmerschiefer. Es ist

8. Prasinit (Fortsetzung [6] des vorigen Profils).
7. Kalkglimmerschiefer, 20–30 m; am N-Kontakt bei X übergehend in weißen, braun anwitternden Serizitmarmor mit großen Albitporphyroblasten, ca. 2 m (vgl. S. 134).

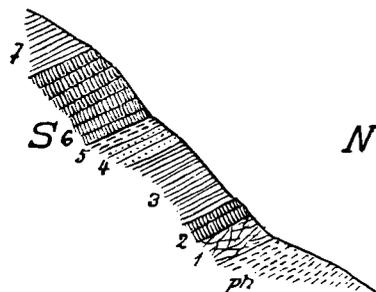


Abb. 67.  
Profil SO der Schmalzgruben-  
Grundalm.  
Erklärung im Text.

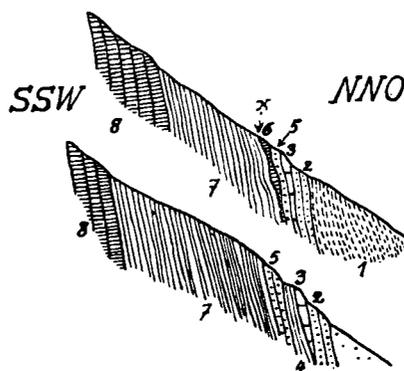


Abb. 68.  
Profile im Lahnganggraben  
Erklärung im Text.

6. Linsen von Prasinit, verknüftet mit
5. Quarzit, weiß, dünnplattig bis schieferig, mit silberglänzenden Serizitlagen, z. T. in lichten Serizitschiefer übergehend; höchstens 2–3 m.
4. Lage von Kalkglimmerschiefer.
3. Dolomit, lebhaft gelb, feinkristallin; maximal 1–1½ m.
2. Quarzit = (5); 2–3 m.
1. Fuscher Phyllit.

In der weiteren Fortsetzung aus dem Bereiche der AVK. heraus erscheint in der Schuppenzone am S-Rand der Fuscher Phyllite zweimal Quarzitschiefer in Dolomitbegleitung, je etwa 1 m mächtig, am Weg zur Salzburger Hütte längs der Ostseite des Hohen Kampecks; ähnlich in den Profilen der Gamskragenhöhe und der Lerchwand. Die genauen Profile sollen später, im tektonischen Teil, mitgeteilt werden; hingewiesen sei hier nur auf das eigenartige Verhalten des Quarzites am S- und O-Grat der Gamskragenhöhe, den man in diesen Profilen — samt dem begleitenden Dolomit — als Glied der Oberen Schieferhülle betrachten würde, wenn er nicht in der streichenden Fortsetzung gegen W mit einer Schuppe von alten Gesteinen des N-Rahmens in Verbindung stünde.

Aber auch weiter N, in den höheren Schuppen der nördlichen Rahmenzone, ist mehrfach das kalkig-dolomitische Mesozoikum mit Quarzit verknüpft. So am W-Abfall des Wildecks (Kapruner Tal, O-Seite) und in dem von dort über den Fräglerkopf nach dem Dietersbach fortsetzenden Zug. Ebenso wird der lange, größtenteils aus Triasdolomit und Marmor bestehende Zug vom Dietersbach über die Grünalpe, dann über das Gehänge N P. 1883 am S-Kontakt ganz konstant von Quarzit begleitet; aber auch mitten in den Kalkgesteinen tritt solcher z. T. noch auf, z. B. am Rücken zwischen Dietersbach und Grünalm oder im Hauptmannsbach. Auch auf der O-Seite des Stubachtals bildet Quarzit die Basis des Mesozoikums; ebenso wie z. T. im vorgenannten Zug erreicht er dort recht ansehnliche Mächtigkeit (30–40 m).

b) Den zweiten Lagerungstypus bilden die in den Fuscher Phylliten eingeschalteten Quarzite ohne sichere Beziehungen zu mesozoischen Kalken. Er ist auf der AVK. nicht mehr vertreten; außerhalb gehört dahin auf Blatt Großglockner ein Zug S unter dem Gipfel des Kreuzkopfs (1917 m; Fuscher Tal, W-Seite), der sich von da gegen O über das Gehänge N der Schnableralm verfolgen läßt. Die weitaus größte Zahl solcher Quarzite aber gehört dem Blatt Kitzbühel an. Sie sind dort noch wesentlich zahlreicher als der Maßstab 1 : 75.000 einzutragen gestattet; freilich geht die Mächtigkeit selten über ein paar Meter hinaus. Gehäuft treten sie vor allem im Gebiet zwischen dem untersten Fuscher Tal und Kaprun auf; und zwar ebenso S wie N des großen

Triaszuges Walcher—Schloß Kaprun. Aber auch weiter W sind solche vertreten, jedoch anscheinend beschränkt auf das Gebiet N des Triaszuges Grünalpe—Vorder-Stubach: S von diesem fehlen die hierher zählenden Quarzite. Dagegen treten dort die S. 211 besprochenen schwarzen Graphitquarzite auf; beide scheinen sich gegenseitig auszuschließen. Sollte darin ein Hinweis auf eine Altersverschiedenheit der einschließenden dunklen Schiefer gegeben sein?

c) Als dritter Typus des Vorkommens endlich seien die Quarzite im Bereich der altkristallinen Schiefer betrachtet. Sie gehören denselben wohl nirgends primär an, sind vielmehr stets tektonisch eingeschaltet — manchmal ganz offensichtlich; öfters sind sie mit dunklen Phylliten, z. T. auch mit Kalkglimmerschiefern verknüpft. Alle diese Vorkommen befinden sich auf Blatt Großglockner, jedoch außerhalb der AVK. Besonders erwähnenswert sind folgende:

α) Ein langer Zug grünlicher Serizitquarzitschiefer, der den Rücken der Stangerhöhe N vom tiefsten Sattel zwischen P. 2110 und P. 2109 quert, im Ostgehänge 30—40 m mächtig wird und in der Bachschlucht N unter der Eder-Grundalm zum letztenmal sichtbar ist.

β) Ein zweiter Zug quert weiter südlich, bei dem Sattel P. 2066, den Kamm der Stangerhöhe; er ist dort 10—12 m mächtig. Er läßt sich ebenfalls weit hinab über das Ostgehänge verfolgen, ohne jedoch den Grubersbach zu erreichen. Dagegen befindet sich genau in der streichenden Fortsetzung am Fuß des Steilgehanges auf der W-Seite des Kapruner Tals, ein weiteres Quarzitvorkommen, mit dunklen Phylliten verknüpft, dort, wo der große Graben zwischen Hohem und Niederem Kampeck einschneidet. — In der westlichen Fortsetzung, im Dietersbachkar, tritt der Quarzit in der Gesellschaft der S. 198 und 200 beschriebenen Gesteine auf.

γ) Im Kamm der Großen Arche stecken mehrere Quarziteinschaltungen: eine erste, mächtigste (10—15 m) bildet den untersten Zacken über dem Sattel S vom Großen Mittagkogel, von dessen dunklen Phylliten sie nur wenige Meter Chloritfleckenschiefer trennen; eine zweite, 2—3 m mächtig und blätterdünn verschiefert, quert N von der Scharte unter dem großen Steilaufschwung des N-Grates, südlich begleitet von Kalkglimmerschiefer; eine dritte endlich zieht als auffallende, gegen S leicht überhängende Plattenrippe über den Gipfelgrat S vom Signal.

δ) Ungefähr in der streichenden Verlängerung dieses letzten Vorkommens läuft ein Quarzitzug von oberhalb der Steffel-Hochalm über den N-Grat der Gamskragenhöhe ins Radensbachtal N der Neuschmied-Alm, schon nahe der N-Grenze des Chloritfleckenschiefers gegen die paläozoischen Phyllite.

Was die stratigraphische Deutung betrifft, so liegt bei der ersten Gruppe Verdacht auf Untertrias, eventuell auch Perm nahe; bei der zweiten dagegen mag es sich mindestens teilweise um ein Glied des Paläozoikums handeln. Sicher ist natürlich im einzelnen Falle weder das eine noch das andere; und schon gar nicht, ob bei der zweiten Gruppe stratigraphische Einschaltungen oder Verschuppungen mit einem altersverschiedenen Glied in Frage kommen; zumal hier nach dem S. 234 zu erwähnenden Befund sogar noch die Möglichkeit eines Alters jünger als Trias in Frage kommt (wenigstens fallweise). Vielleicht noch problematischer bleibt die dritte Gruppe, deren stets starke tektonische Umarbeitung auch eine Entscheidung mittels petrographischer Methoden in Frage stellt; wenn auch mindestens gefühlsmäßig der Anschluß an die triasverdächtige Gruppe meist befriedigender scheint.

Im übrigen sind wir noch nicht so weit, die Alterszugehörigkeit auf petrographischem Wege einwandfrei feststellen zu können; dafür wäre das systematische Studium der Quarzite über größere Bereiche hin und an Hand viel zahlreicherer Schiffe erforderlich. Die vorliegenden Schiffe erlauben immerhin die Unterscheidung gewisser Typen:

Zunächst liegen drei recht übereinstimmende Schiffe vor (Schmalzgruben-Grundalm; N-Abdachung von P. 1883, westlich Grünalm; Gehänge der Lerchwand SO Wallersbach-Hochalm) von ziemlich massigen dünnplattigen weißen Quarziten mit untergeordneten Lagen von blaßgrünlichem Muskowit. Sie zeigen vorwiegend eckige Quarzkörner von 0,1—0,3 mm Durchmesser (nur in dem Schliff von der Lerchwand häufig noch größer); als gemeinsames Merkmal daneben reichlich (bis 10—20%) K-Feldspat, untergeordnet mit deutlicher Mikroklingitterung, stets aber stark getrübt. In bezug auf Größe geht er weit über den Quarz hinaus (bis ca. 1½ mm); manchmal zeigt er auffallend gerundete Umrisse (wohl klastische Relikte!). Anzeichen irgend welcher Umwandlung sind daran nicht zu bemerken. Sehr untergeordnet kommt daneben auch Plagioklas vor, vom vorigen unterschieden durch das Auftreten von Quarzeinschlüssen und von feiner Serizitfülle in albitischem Grunde. Der Muskowit, auch im Schliff noch ganz leicht grünlich, bildet wohlbegrenzte Blättchen von 0,1—0,5 mm Länge. Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Zirkon, Titanit — alle ganz spärlich. Rein kristalloblastische Strukturen (vielleicht von klastischen Reliktformen der Feldspate abgesehen); mehr oder minder deutliche Lagentextur kommt durch die Verteilung des Glimmers zustande. Postkristalline Gefügeverletzungen fehlen oder sind ganz unbedeutend.

Alle untersuchten Proben dieses Typus stammen von triasverdächtigen Quarziten. Man darf ihn somit (wenigstens vorläufig) immerhin als charakteristisch für diese ansehen; dies um so mehr als auch ebenfalls triasverdächtige Quarzite der Riffeldecke: Ebmaten, Moserboden (S. 94) einem ähnlichen, reichlich K-Feldspat führenden Typus angehören.

Daß jedoch dieser Typus im Bereich der triasverdächtigen Quarzite keineswegs allein herrscht, zeigen Schiffe von der Gamskragenhöhe, mit reichlich Muskowit und ausgeprägter Lagentextur. Hier fehlen die

klastischen Mikroklinrelikte ganz; nur einige spärliche und meist sehr kleine Körnchen von K-Feldspat sind (in einem Schliff vom Ostgrat) dem Quarz beigemischt. Nebengemengteile wie oben; außerdem in zwei Exemplaren ein unbekanntes<sup>149)</sup> Mineral, skelettförmig ausgebildet, Glimmer umschließend, in dem es schwache pleochroische Höfe erzeugt (mit blaßgelb // c'). Es zeigt sehr hohe Lichtbrechung (um 1,8);  $\gamma - \alpha$  um 0,015; c' schmutziggelblich, fast farblos; zweiachsig mit mittlerem Achsenwinkel,  $\pm$ ,  $\rho > \nu$ ; die Achsenebene liegt quer zu der — vielleicht zufälligen — Längserstreckung der Schnitte. Es dürfte sich um irgend ein Mineral mit Ti und seltenen Erden handeln; alle normalerweise vorkommenden sind jedenfalls ausgeschlossen. — Der Schliff vom S-Gipfel des gleichen Berges zeigt Feldspat in einer ganz anderen Form: nämlich kleine lappig ausgebildete Albitkörnchen, z. T. mit schwacher Muskowitfülle, stets aber mit kleinen Muskowitblättchen zu Knoten vereinigt; der Muskowit kann darin weitaus — schätzungsweise im Verhältnis 8:1 — über Albit vorherrschen. Der Verdacht auf eine Pseudomorphose liegt nahe; aber was wäre als Ausgangsmineral zu denken? Granat scheidet wohl aus; denn ein kleines Körnchen desselben liegt im Schliff ohne Spur von Umwandlung. Auch etwas Ankerit ist hier vorhanden. — Jedenfalls ersieht man aus diesen beiden Schliffen, wie wenig charakteristisch die verschiedenen Neben- und Übergemengteile sind; liegen doch die Herkunftsorte beider nur einige 100 m voneinander entfernt im nämlichen Zug!

Auch ein schieferiger Quarzit von P. 2232 (N Hirzbachalm) verhält sich in vieler Hinsicht ähnlich dem vom Ostgrat der Gamskragenhöhe; auch er enthält etwas K-Feldspat, der aber nicht besonders hervortritt. Neu ist hier dagegen das ziemlich reichliche Auftreten von Chlorit als Begleiter des Muskowits. Als Nebengemengteil ziemlich reichlich stark verrostetes Erz. — In diesem wie im vorigen Vorkommen sind kristallin abgebildete Falten erkennbar.

Einen wesentlich anderen Typus vertritt ein Quarzit aus dem Brucker Wald (O P. 1046); weniger nach dem Mineralbestand, der auch hier neben Quarz ziemlich reichlich trüben K-Feldspat, zurücktretend Albit (mit Füllung!) aufweist, als durch die Tatsache, daß unregelmäßig eckige,  $\frac{1}{2}$  mm Durchmesser häufig überschreitende Individuen jener Mineralien — offenbar klastische Relikte — zusammen mit unregelmäßigen Glimmerfetzen ähnlicher Größe (und wohl auch Herkunft) in einer feineren, anscheinend rekristallisierten Zwischenmasse liegen; streifenweise tritt darin Serizit auf; etwas Magnetit. — Dieser Quarzit gehört seinem Auftreten nach zur zweiten Gruppe, ebenso der folgende

Quarzit aus dem Graben W Walcher (Fuscher Tal, W-Seite), bei 950 m ca. zeigt nur Quarzkörner von 0,1 bis 0,2 mm Durchmesser, unregelmäßig eckig bis schwach gerundet, durch noch kleinere Quarze und feinen Serizitfilz voneinander getrennt; kein Feldspat! Vereinzelt Apatit, Magnetit, Turmalin (lichtbräunlichgrau, z. T. idiomorph ausgebildete winzige Säulchen; authigen?), Zirkon, Titanit. Wohl primär-klastische Struktur; Paralleltextur nur wenig angedeutet.

Schon makroskopisch einen ganz anderen Typus als sämtliche bisher erwähnte vertritt ein dunkelgrauer, ziemlich grobkristalliner Quarzit vom Gehänge NO der Reiterhütten (Fuscher Tal, W-Seite), ebenfalls der zweiten Gruppe angehörig. Er besteht aus Quarzkörnern von  $\frac{1}{4}$  bis über 1 mm Durchmesser, die mit schwach zackigen Rändern teils aneinander, teils an feiner körniges Zwischenmosaik — ebenfalls Quarz — grenzen. Nicht näher bestimmbarer Feldspat (Trübung!) findet sich nur ganz vereinzelt, ebenso heller Glimmer. Das bezeichnendste Merkmal aber ist opake Substanz, welche die Intergranularen imprägniert, in manchen Teilen des Schliffes ganz gesetzmäßig; ihr ist wohl die dunkle Färbung des Gesteins zu verdanken. Daß sie sich beim Schleifen nicht verschmiert hat, deutet eher auf Magnetit als auf Graphit. — Auch hier herrscht rein kristalloblastische Struktur ohne erkennbare Relikte; Paralleltextur fehlt, postkristalline Raumgitterstörungen sind kaum vorhanden.

Wenn irgend einer, so ist wohl am ehesten dieser Quarzittypus ins Paläozoikum zu verweisen! Doch ist sein Vorkommen einzig von der angegebenen Stelle bekannt geworden.

Als Vertreter der dritten Gruppe wurde der Quarzitschiefer von der Ostseite der Stangerhöhe, NW Eder-Grundalm, untersucht. Er besteht aus Lagen von Quarzkörnern von 0,05 bis 0,1 mm Durchmesser, die aber auch noch feiner werden können; nur in einzelnen Schlieren sind größere Quarze angehäuft. Sie wechseln mit Lagen von lichthem Glimmer. Einzelne größere Albite sind wohl jüngere Neubildung. Heftige Fältelung vorkristallin.

Einem verwandten Typus gehört ein auf der W-Seite des Wildecks — also im Bereich der ersten Gruppe — gefundenes lichtgrünes Gestein, mit zahlreichen (auf Feldspat zurückzuführenden) weißen Pünktchen an. Nur ist hier der Reichtum an grünlichem Muskowit noch wesentlich größer, der Quarz wird auf den zweiten Platz zurückgedrängt. Seine Lagen bestehen meist nur noch aus Reihen von einzelnen Körnern. Ausgezeichnete vorkristalline Fältelung gibt es auch hier; ebenso nachkinematische Albitporphyroblasten, durchsiebt mit Quarzeinschlüssen. Kleine Körnchen von Zirkon, Titanit spärlich.

Vergleichen wir die beschriebenen Quarzite im allgemeinen mit solchen aus der Unteren Schieferhülle, so fällt uns zunächst das schon erwähnte beiderseitige Vorkommen solcher mit klastischem Mikroklin auf. Aber Fortwachsen desselben bei der Metamorphose wie dort (S. 94) gibt es im N-Rahmen nicht! Sonst sind die Gesteine — mit viel oder wenig Muskowit — ja reichlich indifferent. Ein bezeichnender Unterschied scheint die Abwesenheit von Karbonatquarziten im N-Rahmen zu sein; er läßt beinahe darauf schließen, daß das Karbonat dieser Gesteine ganz allgemein nicht primär gesteinsigen, sondern zugewandert ist (S. 291), im Verlaufe der Metamorphose.

<sup>149)</sup> Auch Dr. L. Waldmann gelang es nicht, es zu bestimmen. — Für eine Isolierung lag leider zu wenig Material vor.

## 6. Mesozoikum.

## a) Dolomit und Marmor.

Im Bereich der AVK. kommt Dolomit nur unmittelbar am S-Rand des N-Rahmens im Lahnganggraben als 1 m mächtige Lage vor; außerhalb jedoch an einer großen Zahl von Stellen auf Blatt Kitzbühel wie Großglockner. Es sind teils weiße bis grauweiße, fast oder ganz dichte Dolomite, gelblichweiß anwitternd und in der bekannten Art nach Klüften in eckige Bruchstücke zerfallend — Gesteine, die sich kaum von manchen Triasdolomiten der Nordalpen unterscheiden. Dahin gehört z. B. der Dolomit, der in dem Steinbruch W vom Höllererwirtshaus im untersten Fuscher Tal auf Schotter abgebaut worden ist, den *Vacek* (25 a, S. 625) als Radstädter Diploporendolomit ansah; oder der, welchen der Weg von Bruck zum Imbachhorn östlich unter P. 1360 quert.

Aber schon das Gestein dieses letzten Vorkommens ändert im Streichen gegen W seine Beschaffenheit: es wird mehr oder minder deutlich zuckerkörnig, meist auch gelblich und geschiefert, zerfällt bei der Verwitterung häufig in dünne Plättchen — kurz es nähert sich dem Typus der Dolomite, wie wir sie aus dem Inneren der

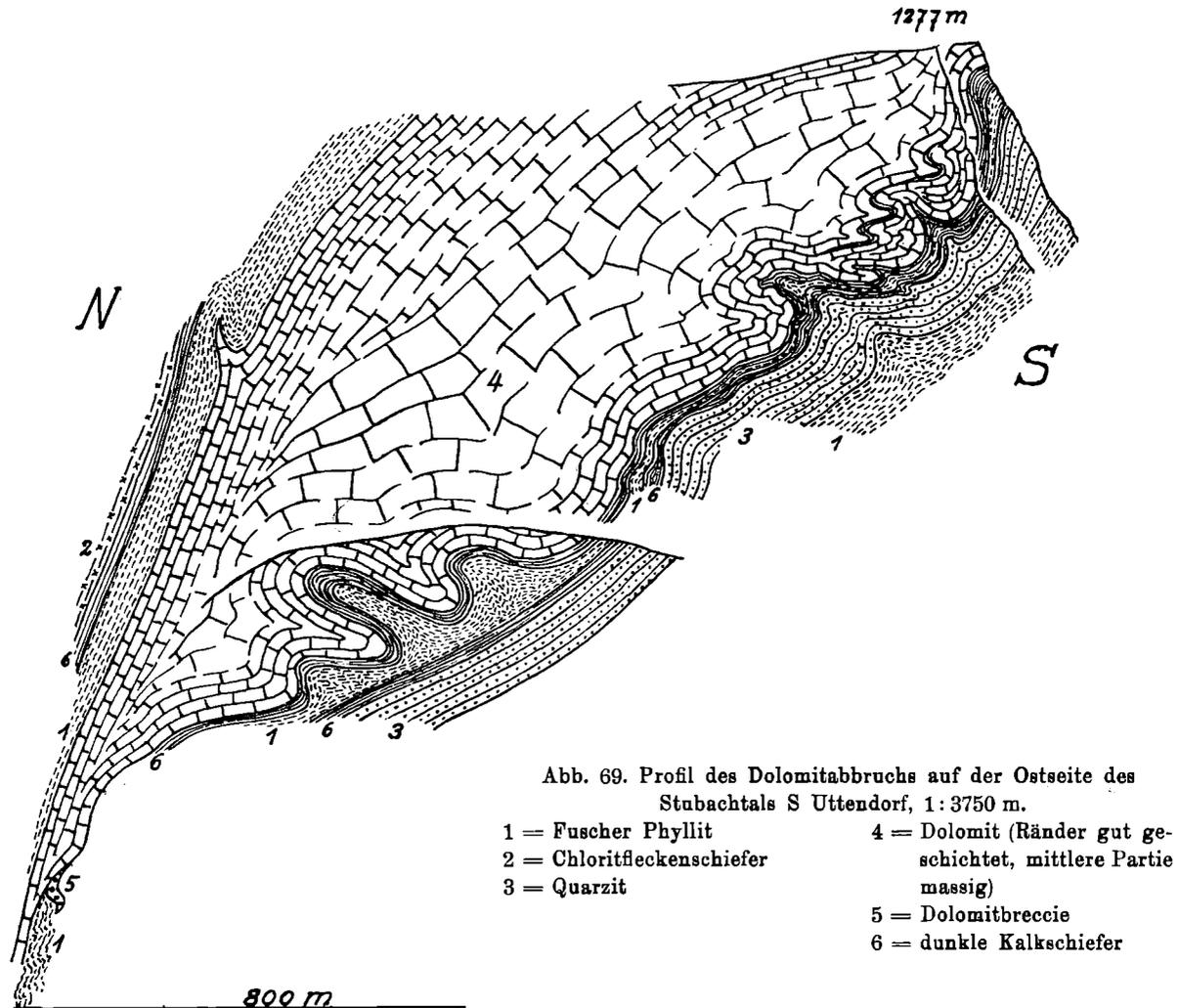


Abb. 69. Profil des Dolomitabbruchs auf der Ostseite des Stubachtals S Uttendorf, 1:3750 m.

- |                            |  |
|----------------------------|--|
| 1 = Fuscher Phyllit        | 4 = Dolomit (Ränder gut geschichtet, mittlere Partie massig) |
| 2 = Chloritfleckenschiefer | 5 = Dolomitreccie  |
| 3 = Quarzit                | 6 = dunkle Kalkschiefer                                      |

Tauern kennengelernt haben (vgl. S. 96, 121 f.). Die Mehrzahl der Dolomite schon des äußersten Tauern-Nordrandes ist derartig kristallin; insbesondere gilt dies auch von dem großen Dolomitzug, der von der Ostseite des Dietsbachs, unterhalb der Vögerl-Grundalm bis zum Stubachtal, gegen das er in mächtigen Felsen abbricht, verfolgt werden konnte. Wie Abb. 69 erkennen läßt, kann er sich schwerlich in normalem Verband mit dem Quarzit seines Liegenden befinden; zwei von einer dünnen Fuscher Phyllitlage getrennte Kalkglimmerschieferbänder sind noch dazwischen!

Aber die Gesteinsmannigfaltigkeit ist, wenigstens in den mächtigeren Zügen, noch größer: es wechseln häufig mit dem Dolomit weiße oder (z. T. recht dunkel) graue, fein- oder grobkörnige Kalkmarme,<sup>150)</sup> meist gut, aber häufig recht dick gebankt — ohne daß eine Möglichkeit ersichtlich wäre, sie stratigraphisch abzuseiden (welche für manche ebenfalls mit dem Dolomit zusammen auftretende Kalkschiefer usw. wohl besteht; vgl. S. 236 f.). Die Gesteinstypen und die Art ihrer Vergesellschaftung erinnern mitunter lebhaft ans Semmeringgebiet.

Die Art des Gesteinsverbandes mag das folgende Detailprofil (Abb. 70) zeigen:

<sup>150)</sup> Ähnliches hat auch schon *C. Diener* (125, S. 387) an der durch Diploporenfunde sichergestellten Krimmler Trias beobachtet: „Neben unveränderten Kalken, die vollständig das Aussehen normaler Triaskalke an sich tragen, kommen auch marmorisierte, schneeweiß gefärbte Bänke mit Glimmerbelag vor.“

Graben N Rettenbachkogel: unter Schutt vom schwarzem Phyllit taucht bei ca. 1280 auf

9. Heller Dolomit, ca. 20–30 m; darunter
  8. dunkler dünn-schichtiger bis schieferiger Marmor, 6–8 m.
  7. Heller dickbankiger Marmor, 3–4 m.
  6. Heller Dolomit, z. T. fast schieferig, 6–8 m.
  5. Heller Marmor, ziemlich dickbankig (20–30 cm), mit einzelnen dunklen Bänken und bräunlichen dünn-schichtigen bis schieferigen Zwischenlagen; 20–25 m.
  4. Gelbe Rauhwanke, ca. 10 m.
  3. Heller Marmor wie oben; ca. 20 m.
  2. Dunkler dünnbankiger Marmor, 3–4 m.
  1. Heller feinkristalliner Dolomit, 150–200 m.
- Liegendes: Dunkle paläozoische Schiefer.

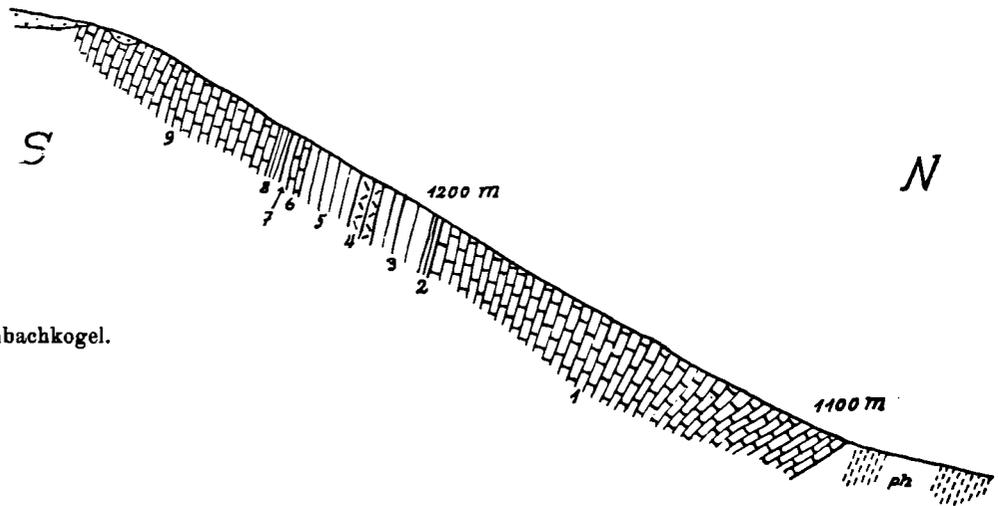


Abb. 70. Profil im Graben N Rettenbachkogel.  
Erklärung im Text.

Zum Schluß sei noch auf einige abweichend ausgebildete Dolomite hingewiesen, die sich möglicherweise stratigraphisch abtrennen lassen werden. So liegt an der Basis des grauen massigen Dolomits, auf dem das Schloß Kaprun steht, auf der Südseite gerade unter der Schloßmauer ein gelber flaserig-schieferiger Dolomit mit rötlichen Serizithäuten. Und in dem Graben, der bei Mayereinöden ausmündet, beobachtet man folgendes Profil (Abb. 71):

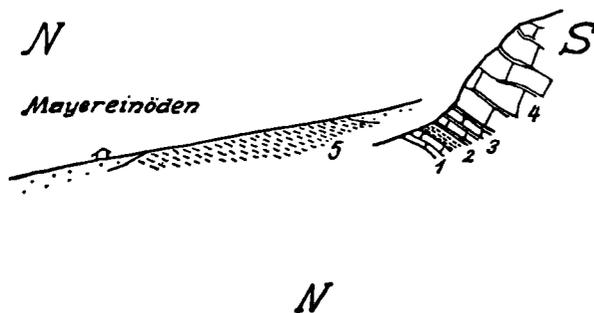


Abb. 71. Profil im Graben S Mayereinöden.  
Erklärung im Text.

Hangendes: Schwarze paläozoische Schiefer; darunter

4. lichtgrauer Dolomit in sehr dicken massigen, wenig regelmäßigen Bänken, immer wieder mit dünneren Lagen von grünlichen und rötlichen Tonschiefern durchflochten; ca. 50–60 m.
  3. Lichtgrauer dünn-schichtiger Marmor mit grünlichen Schieferlagen; 6–8 m.
  2. Grüne feinblättrige Schiefer, 2–3 m.
  1. Gelber flaseriger Dolomit, 1½–2 m.
- Liegendes: Paläozoische Schiefer (5).

Zu bemerken ist jedoch dazu, daß in der streichenden Fortsetzung gegen W, wo der Dolomit in den Wiesen wieder ansteht, die Schieferdurchflechtung nicht mehr nachzuweisen ist. — Möglicherweise gehören die Schichten 1 und 2 unter das folgende Kapitel.

#### b) Grüne Serizitschiefer mit Dolomit und Rauhwanke; Gips.

Diese Gesteine treten in innigem Verband an einer Reihe von Punkten auf, welche zumeist dem Zug von Schloß Kaprun angehören.

a) Auf der Ostseite des Fuscher Tales in dem Graben W über Walcher finden sich die schönsten und bezeichnendsten Aufschlüsse.

Hier stehen — da der Graben dem Streichen folgt — von etwa 950 bis gegen 1200 m die fraglichen Gesteine an: lichtgrüne, sehr feinblättrige glänzende serizitische Schiefer, mit vielfachen Zwischenlagen von dunkelgelber Rauhwanke, meist nur 5–10 cm, aber auch bis zu einigen Metern anschwellend; seltener sind auch Bänke von

lichtgrauem Dolomit eingeschaltet. Am Südrand des Grabens zieht sich bei etwa 1150 m eine Strecke weit weißer kristalliner Gips entlang, 2–3 m mächtig. Die Gesamtmächtigkeit mag bis ca. 20 m betragen. Gegen N und S folgen paläozoische Schiefer und Quarzit.

β) Auf der NW-Seite des Rettenbachkogels, östlich der (verfallenen) Bärenreitalm, sind die gleichen grünlichen Schiefer und Rauhacken an der Basis des mächtigen Dolomits aufgeschlossen; in dem Graben S Mayereinöden etwas mangelhaft, besser etwa  $\frac{1}{2}$  km weiter östlich am Waldrand, wo man die Schichten steil gegen S einfallen sieht; hier wechseln auch gelbe Dolomitlagen mit den Schiefen (vgl. Abb. 72). Aufgeschlossene Mächtigkeit ein paar Meter; Liegendes nicht sichtbar.

γ) Etwa 300 m W Bärenreitalm beobachtet man folgendes Profil (Abb. 72):

4. Dolomit sehr mächtig; an der Liegendgrenze steht er in einer kleinen Felswand an (ehemaliger Steinbruch?), aus der eine Quelle entspringt. Gerade dahin gelangt man auf einem Steig von der Bärenreitalm aus. An ihm liegt
3. grünlicher serizitischer Schiefer und dunkelgelbe Rauhacke wie oben; schlecht aufgeschlossen, kaum mehr als 1–2 m. Darunter
2. lichter Quarzit, einige m.
1. Schwarze paläozoische Schiefer.

Die fraglichen Schichten (3) liegen auch hier genau in gleicher Position: an der Basis des Dolomits, wie in den vorigen Aufschlüssen, um deren unmittelbare Fortsetzung es sich ja handelt.

δ) Etwa 1 km SW Kaprun, auf der W-Seite des Kapruner Tals (vgl. Abb. 73), sind die gleichen Gesteine wieder aufgeschlossen. Ob es sich da auch noch um die Fortsetzung des Zuges handelt, dem alle die früheren Fundpunkte angehören, ist recht fraglich; tektonisch ließe er sich ja allenfalls so deuten, aber auch die Ver-

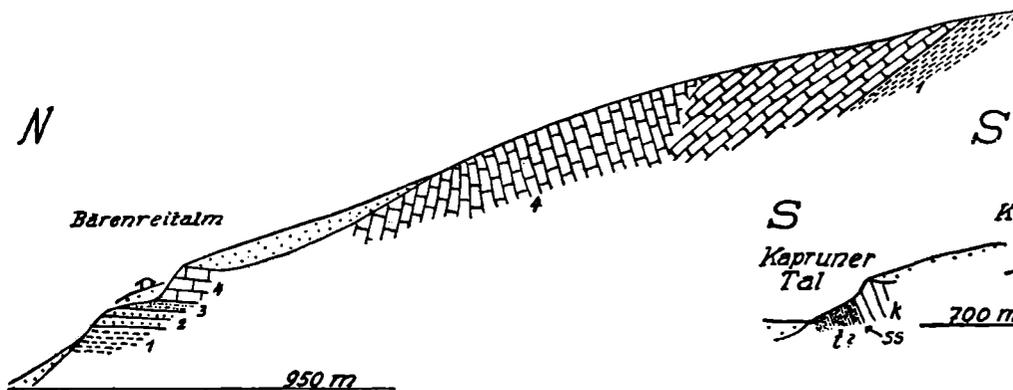


Abb. 72. Profil bei der Bärenreitalm. Erklärung im Text.

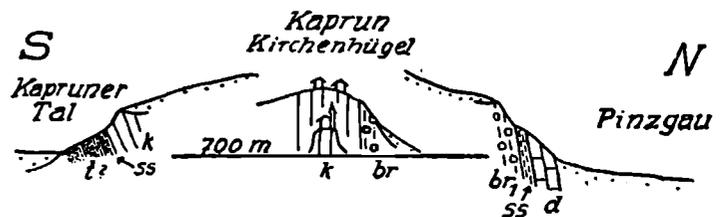


Abb. 73. Profile W Kaprun.

ss = schwarze Schiefer t = grüner Serizitphyllit (Trias)  
d = Dolomit br, br<sub>1</sub> = Breccien k = grauer Kieselkalk

gesellschaftung ist eine andere. An dem Steig, welcher von dem Gehöft SW von dem auffallend aus den Talalluvionen aufragenden Moränenhügel gegen N emporführt, beobachtet man als unterstes Glied die mehrfach erwähnten lichtgrünlichen Schiefer, mit allerdings untergeordneten Lagen von gelblichem Dolomit und Spuren von Rauhacke. Gegen N folgt ein lebhaft rostbraun anwitternder serizitischer Schiefer — anscheinend auch dolomitführend (2–3 m), dann schwarzer Tonschiefer, 1–2 m (fraglich, ob mit den gewöhnlichen paläozoischen Schiefen identisch, wenn schon diese durch starke Durchbewegung ähnlich werden können!); endlich dunkelgrauer dickbankiger Kieselkalk (Steinbruch gegen N in der Wiese).

ε) Endlich hat noch viel weiter W, in der Gegend von Uttendorf, der kleine Graben zwischen Schwarzenbach und Einöd die nämlichen Gesteine geliefert. Sie sind dort, gleich nachdem man die Zaungasse an der Grabenmündung passiert hat, linker Hand aufgeschlossen (freilich schlecht). Mächtigkeit gering, nicht näher feststellbar; ebensowenig die Verbandsverhältnisse, doch dürfte gegen N Quarzit, gegen S paläozoischer Schiefer folgen.

Wegen der stratigraphischen Deutung dieser Gesteine siehe unten.

Hier muß noch darauf hingewiesen werden, daß Ohnesorge die fraglichen Schiefer sehr wohl gekannt hat; auf seiner Manuskriptkarte finden sich die obigen Fundorte α, γ, δ eingetragen unter der Bezeichnung „Porphyrchiefer“. Es ist ja wohl richtig, daß ein ganz zerquetschter Quarzporphyr u. U. ein ähnliches Aussehen annehmen kann; doch ist es mir trotz aller Aufmerksamkeit nie geglückt, Reste von Einsprenglingen darin zu entdecken. Und die höchst innige Verknüpfung mit Rauhacke und Dolomit, die überall verwirklicht ist — Ohnesorge ist sie anscheinend entgangen! — legt die Annahme viel näher, daß auch die Schiefer sedimentären Ursprungs, mit jenen anderen Gesteinen gleichzeitig entstanden sind. Eine Dünnschliffuntersuchung verbietet ja leider die äußerst feinblättrige, mürbe Beschaffenheit.

Hier sind noch zu erwähnen die Rauhacken, die mehrfach teils mit Dolomit verknüpft, teils für sich allein auftreten; inwieweit sie den eben besprochenen Schichten äquivalent sind, ist eine Frage für sich, auf die eine Antwort z. Zt. nicht möglich ist. So tritt innerhalb des Dolomitzuges Schloß Kaprun—Walcher gelegentlich Rauhacke auf (vgl. z. B. das Profil Abb. 68). Für sich allein kommt sie S über dem genannten Zug vor, so z. B.

auf der Ostseite des bei Schloß Kaprun ausmündenden Grabens, auf ca. 1175 m, oder — wohl die streichende Fortsetzung der vorigen — in einem Graben auf der W-Seite des Rettenbachkogels (Abb. 65, S. 212). — Wieder zusammen mit Dolomit findet sich die Rauhwaacke am Grat S vom Imbachhorn, unter P. 2457.

Diese Rauhwaacken sind stets dunkelgelb und feinlöcherig, nicht wesentlich verschieden von jenen der Unteren Schieferhülle im Fuscher Tal (S. 124).

### c) Breccien.

Das Vorkommen von sedimentären Breccien mesozoischen Alters am Nordrande der Glocknergruppe ist in der bisherigen Literatur nie erwähnt worden. *Ohnesorge* allerdings waren eine Anzahl ihrer Vorkommen bekannt, wie Eintragungen auf seiner Manuskriptkarte zeigen; insbesondere die eigenartigen, weiterhin zu besprechenden „quarzitischen Breccien“ finden sich dort bereits ziemlich vollzählig verzeichnet.

Die Breccien sind von mannigfaltiger Art. Ein erster Typus sei als

Dolomit-, bzw. Kalkbreccie bezeichnet, nach den vorwaltenden, wenn nicht allein vorhandenen Komponenten: weißen, grauen, gelblichen Dolomiten und vorwiegend dunklen Kalken. In Wahrheit ist freilich diese Breccie — mindestens lokal — polygen: es kommen auch einzelne Quarzfragmente und kristalline Schiefer (Muskowit-, Serizitschiefer) darin vor; doch treten sie kaum besonders hervor, vielmehr überwiegt stets das karbonatige Material bei weitem.

Die Größe der Breccienelemente schwankt sehr; von über Faustgröße bis hinab zu einigen Millimetern Durchmesser. Im allgemeinen aber bleibt sie innerhalb eines Aufschlusses, bzw. einer Bank mehr oder minder konstant, wogegen ein bankweiser Wechsel grober und feinerer Lagen öfters vorkommt.

Ein Bindemittel fehlt manchen groben Dolomitbreccien fast ganz, doch ist dies ein Ausnahmefall. Gewöhnlich ist es vorhanden in Gestalt von dunklem Kalk, der häufig — dort, wo er an Menge über das Trümmermaterial vorwiegt — ausgesprochen flaserig und schieferig wird; serizitische Lagen pflegen sich alsdann ebenfalls einzustellen. Mitunter wird er auch vollkommen marmorisiert; so besteht die Breccie auf der Ostseite des Mühlbachtals (SO P. 955) aus einem weißen Marmor, in welchem einzelne gelbliche Dolomitstückchen schwimmen.

Eine leider nur lose am Ausgang des Fuscher Tals<sup>151)</sup> gefundene feine Breccie fällt durch die Anwesenheit zahlreicher Spatsplitter auf. Dieselben zeigen im Dünnschliff unzweifelhaft ihre organische Herkunft vermöge einer wenigstens fleckenweise wohl erhaltenen feinen Gitterung. Mehr als daß Echinodermenreste vorliegen, läßt sich ja daraus natürlich nicht entnehmen. — Bemerkenswert ist die rein kristalloblastische Beschaffenheit des Bindemittels; wogegen darin eingebettete Dolomitstückchen ein äußerst feines Korn behalten haben.

Normalerweise sind die Breccien stark ausgewalzt — um so mehr, je größer sie sind. Nur bei feinen Breccien sieht man z. T. noch die ursprünglichen unregelmäßig-eckigen Trümmergestalten; in der Regel sind sie jedoch gestreckt — vielfach so stark, daß der größte Durchmesser ein Fünf- bis Zehnfaches des kleinsten beträgt. Handelt es sich um Dolomit, so geht dies natürlich nicht ohne Zerrklüfte ab; wogegen Kalk- und besonders kristalline Schieferfragmente oft ganz stetig gestreckt sind.

Nachfolgend seien einige Aufschlüsse beschrieben; alle noch außerhalb des Bereiches der AVK.

α) Am Weg von Bruck zum Imbachhorn, gerade bevor er bei etwa 1000 m die Kammhöhe zum erstenmal berührt, befindet sich zur Linken ein großer Aufschluß in grober bindemittelloser Dolomitbreccie, bankweise wechselnd mit feinen Lagen mit Kalkbindemittel.

β) Verfolgt man den Weg weiter, so erreicht man bei etwa 1100 m eine Waldwiese mit Quelle. An ihrem unteren Rande tritt die Breccie als Rippe aus dem Gehänge hervor; doch muß man bis in den Wald absteigen, um sie gut zu sehen. Es ist wohl das schönste Vorkommen von grober, stark gestreckter Dolomitbreccie; leider ist sie stark in Blöcke aufgelöst, so daß die Lagerung nicht mehr erkennbar ist. Auch das Gehänge unterhalb ist bis weit hinab mit Blöcken überschüttet. — Auch auf der Wiese darüber liegen nochmals große Breccienblöcke, die nicht von dem unteren Vorkommen hinaufgelangt sein können; doch ist hier nichts weiteres zu sehen.

γ) Westlich von dem vorigen Aufschluß steht im Wald nochmals Breccie von ähnlicher Beschaffenheit an, an der Rippe, welche W P. 1213 gegen N hinabzieht. Sie ist 4–5 m mächtig aufgeschlossen, von paläozoischen Schiefen überlagert; das Liegende ist verschüttet.

δ) Der Zug von dunklem Kalk, welcher den Imbachhornweg bei P. 1542 quert, ist mit groben, stark verflaserten Dolomitbreccien sowie feinen Breccien aus braunem Kalk verknüpft; sie liegen in geringer Mächtigkeit wesentlich an der Basis des Kalkzuges.

ε) Spurenweise findet sich ziemlich grobe Dolomitbreccie auch in der Schuppenzone im Brucker Wald; vgl. Abb. 66, S. 223.

ζ) Am Gehänge zwischen Kaprun und Hummersdorf sind Breccien in einem über 2 km langen Zuge erschlossen, freilich nicht so zusammenhängend als er auf Blatt Kitzbühel—Zell am See eingetragen ist. Dort noch nicht verzeichnet ist ein erstes Vorkommen oberhalb des Dolomits in dem kleinen verlassenen Steinbruch

<sup>151)</sup> Sie dürfte aus einem der geringmächtigen, eben noch auf Blatt Kitzbühel hereinreichenden Kalkzüge stammen (S des Dolomits beim Höllerer-Wirtshaus), in dessen östlicher Fortsetzung Herr *E. Braumüller* ähnliche Gesteine gefunden hat.

$\frac{1}{2}$  km W Kaprun, am Gehängefuß. Schwarze Schiefer (mit sanderfüllten Spalten) schieben sich, ein paar Meter mächtig, zwischen den Dolomit und die Breccie. Diese enthält Dolomitbrocken in dunklem, stark serizitisch-schieferigem Kalk als Bindemittel; sie bildet sehr steil N-fallende Platten (Abb. 73, br<sub>1</sub>).

Größere Breccienaufschlüsse finden sich dann einen weiteren  $\frac{1}{2}$  km westlich, beiderseits eines Steiges, der von W gegen O das Gehänge hinaufführt. Ein Liegendes ist nicht sichtbar; die Breccie selbst enthält wieder Dolomitbrocken in dunklem Kalk und ist stark geschiefert und gestreckt. Das Hangende bildet der S. erwähnte feine Sandstein.

Nun folgen besser zusammenhängende Aufschlüsse in Gräben; zunächst in jenem über Köttingeinöden. Hier liegt zu oberst (unter einer moränenbedeckten Terrasse bei 980 m; Abb. 74):

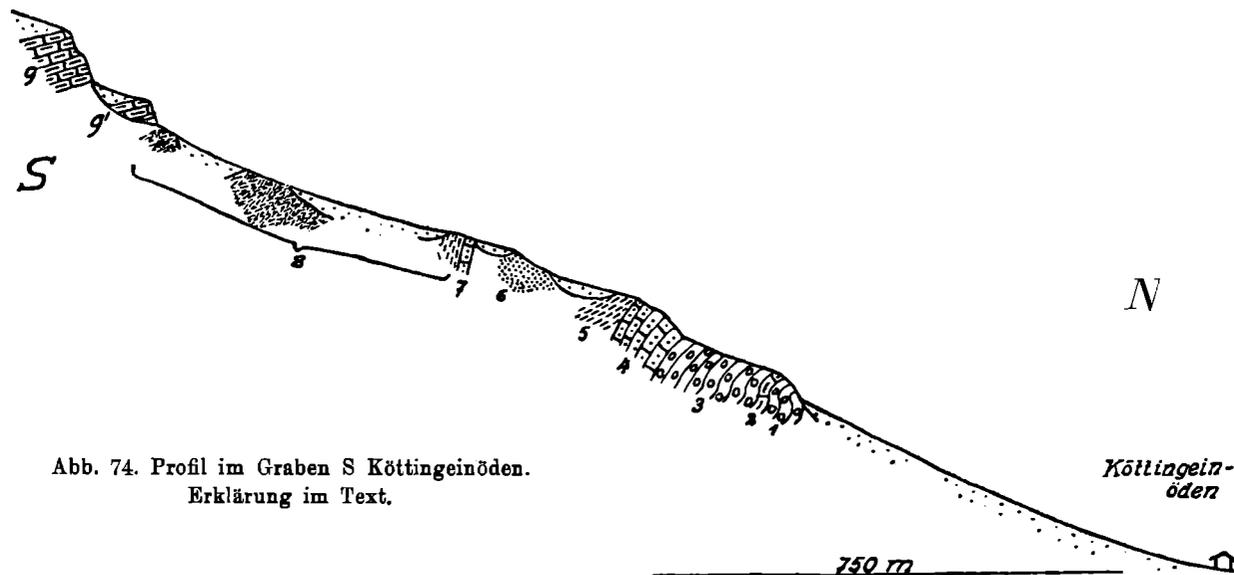


Abb. 74. Profil im Graben S Köttingeinöden.  
Erklärung im Text.

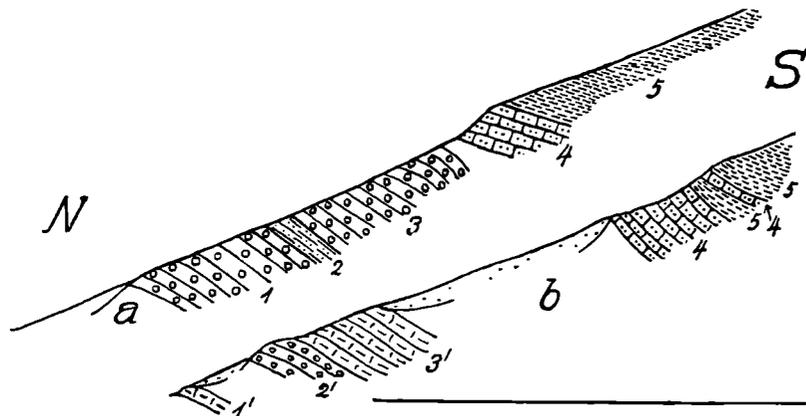


Abb. 75. Profile in den Gräben W Köttingeinöden.  
Erklärung im Text.

9. Grauer dickbankiger Kieselkalk, vielfach verschiefert und zu Stengeln gewalzt.

9'. Vermutlich oberflächlich abgerutschtes Paket desselben Kieselkalks; gegen unten in großes Blockfeld übergehend.

Darunter schauen hervor

8. schwarze phyllitische Schiefer, z. T. wild gefältelt.

7. Bank von Arkose.

6. Grauer Glimmersandstein.

5. Schwarze Schiefer.

4. Arkose.

3. Dolomitreccie, größtenteils ziemlich fein (1–2 cm Durchmesser der Fragmente), in dunklem dünn-schieferigem Kalk als Bindemittel; größtenteils stark gestreckt.

2. Einige Bänke von dunklem Kieselkalk.

1. Dolomitreccie wie zuvor.

} Vgl. S. 236.

Der Graben etwa in der Mitte zwischen Köttingeinöden und der Salzachbrücke bei P. 762 (Abb. 75 a) ist zu oberst auf lange Erstreckung eingeschnitten in

5. dunkle Phyllite; darunter

4. Arkose (vgl. S. 236), größtenteils zu rostigem Mulm verwittert. Nach Schuttunterbrechung

3. Dolomitreccie, größtenteils stark gestreckt und verflasert, in dunklem Kalk; gegen unten wird das Bindemittel stark serizitisch-schieferig (hier mangelhaft aufgeschlossen).

2. Blaßgrünliche feinblättrige serizitische Schiefer.

1. Dolomitreccie, zu oberst sehr grob; gegen unten feiner und stärkst gestengelt; in der unteren Hälfte serizitisch-schieferiges (doch immer noch kalkreiches!) Bindemittel wie oben.

Der nächst westliche Parallelgraben (Abb. 75 b) bietet ein weniger zusammenhängendes Profil; die Fortsetzung von (4) und (5) ist klar erkennbar, die der Breccie (3) liegt offenbar unter der breiten schuttverhüllten Strecke. Weiter abwärts folgt merkwürdigerweise mächtiger

- 3'. dunkler Kieselkalk, darunter
- 2'. Dolomitbreccie wie oben. — Am Grabenausgang zwischen Wiesen
- 1'. Kieselkalk wie zuvor, aber fraglich, ob anstehend.

Der Graben oberhalb der Salzachbrücke (P. 762) S von Piesendorf endlich liefert das Profil (Abb. 76): zu oberst, von mächtigen Moränen überdeckt

9. dunkler Fuscher Phyllit; darunter
8. grauer dünn-schichtiger bis schieferiger Kalk; 8—10 m.
7. Nochmals paläozoischer Schiefer; gegen unten von Moräne bedeckt, aus der
6. nochmals grauer schieferiger Kalk wie (8) auftaucht. — Unter der Moränenterrasse (hier quert der auf der Karte verzeichnete horizontale Steig) folgt

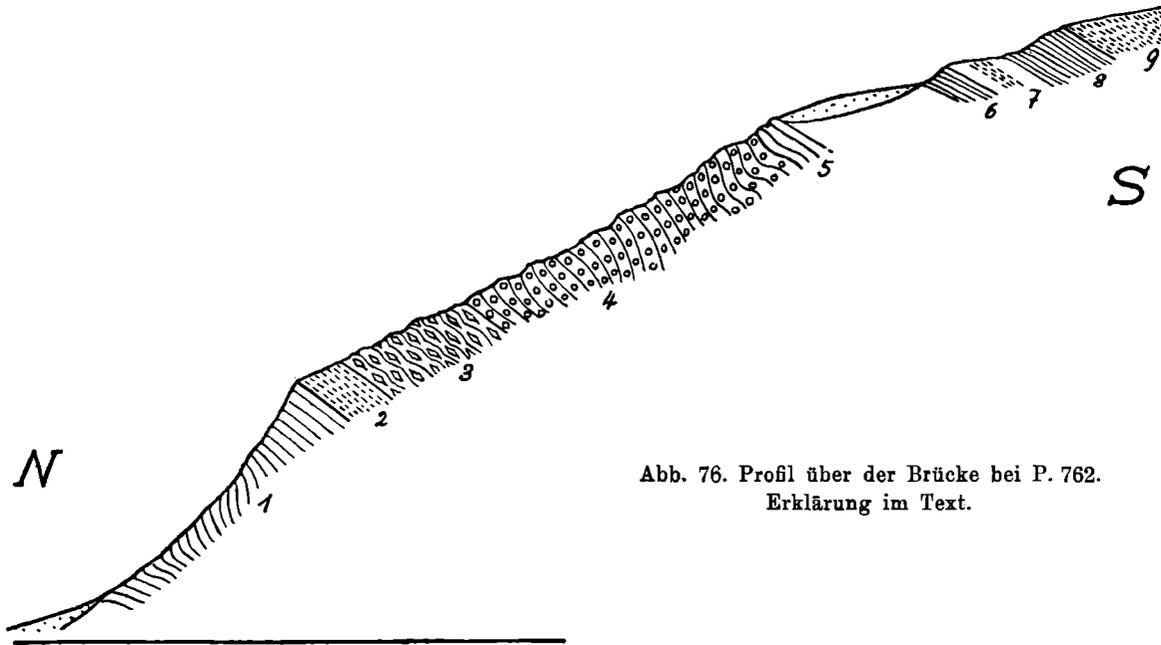
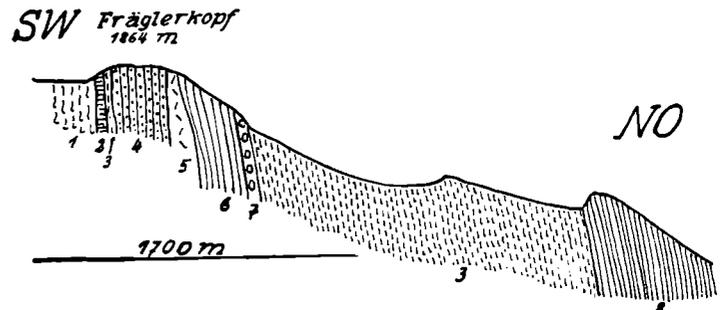


Abb. 76. Profil über der Brücke bei P. 762.  
Erklärung im Text.

Abb. 77. Profil des Fräglerskopfes, 1:6250.

- |   |   |
|---|---|
| 1 = Muskowitschiefer                    | 6 = Kalkglimmerschiefer, in lichten Marmor übergehend |
| 2 = Grünschiefer                        | 7 = Dolomitbreccie                                    |
| 3 = dunkler Phyllit                     | 8 = Kalkglimmerschiefer                               |
| 4 = lichter Quarzit bis Quarzitschiefer |   |
| 5 = Rauhwaacke (? nicht anstehend)      |   |



5. dunkelgrauer plattiger Kalk, nach wenigen Metern übergehend in  
4. Breccie aus Kalk- und Dolomitfragmenten von meist geringer Größe (meist < 1 cm Durchmesser) mit meist überwiegendem Bindemittel von oben kalkiger, unten mehr phyllitischer Beschaffenheit; größtenteils stark verflastert. 75—80 m, eher noch mehr.

3. Quarzitische Breccie (vgl. S. 233 f.), 15—20 m.
2. Dunkle paläozoische Schiefer, 8—10 m.
1. Dickbankiger grauer Kieselkalk, ca. 50 m.

Es fällt auf, daß hier die Breccie — dem allgemein herrschenden flachen westlichen Achsenfallen zum Trotz — wieder höher gerückt ist als in dem vorigen Profil. Ob da eine Verwerfung im Spiel ist, läßt sich nicht sagen; wie überhaupt die Möglichkeit fehlt, die Veränderungen, die von einem dieser Profile zum anderen eintreten, mit einiger Sicherheit zu deuten. — Von dem letztbesprochenen Profil gegen W ist die Breccie noch einige 100 m weit im dichten Buschwald zu verfolgen.

η) Im Graben östlich Hummersdorf steht bei ca. 870 m auf der W-Seite Breccie an, aus Kalk- und Dolomitfragmenten in dunklem Kalkbindemittel; sie wird gegen O noch im Graben von dunklem dünnplattigem Kalk im Streichen abgelöst. Mächtigkeit 3—4 m; Hangendes und Liegendes besteht aus enorm verwalzten paläozoischen Schiefen. Vielleicht Fortsetzung (tektonisch verstellt!) des vorigen Vorkommens.

θ) Am Fräglerskopf enthält der graue Kalkglimmerschiefer des Gipfels (vgl. Abb. 77), anscheinend nahe seiner N-Grenze, eine wohl nur geringfügige Lage von Dolomitbreccie (nur in losen Stücken gefunden).

γ) Auf der Ostseite des Mühlbachtals findet sich die oben bereits erwähnte Breccie.

κ) Im Zillerbach<sup>152)</sup> befinden sich zwei geringmächtige Vorkommen von Dolomitbreccie: das erste bei etwa 1150 m, S auf den ersten den Graben querenden Dolomit folgend und von dunklen paläozoischen Schiefen überlagert; das zweite wenig höher in großen Linsen als Bestandteil einer tektonischen Riesenbreccie.

λ) Am Weg Aisdorf—Lengaueralm, etwas unter 1200 m, ein isolierter kleiner Aufschluß in Dolomitbreccie; ringsum dunkle Schiefer.

In der Gegend Schwarzenbach—Hauptmannsdorf müssen sich jedoch noch weitere Vorkommen befinden; darauf deuten mehrfache Funde von losen Blöcken prachtvoll gestreckter grober Dolomitbreccien (daß sie etwa erratisch von weiterher verschleppt wären, ist deshalb unwahrscheinlich, weil sie weiter talabwärts in den Moränen wieder fehlen, schon bevor der Pinzgauer Gletscher einen größeren Zufluß — aus dem Mühlbachtal — erhält).

μ) Südlich Seetal (bei Uttendorf) befindet sich ebenfalls ein ganz isolierter Aufschluß, eine kleine Wandstufe im Walde bei etwas über 1000 m, nicht weit W von dem Weg zur Seetalalm.

ν) Auf der Ostseite des Stubachtals ist in dem Graben, bei welchem der Dolomit östlich über Pflugreit den Fuß der Felsen erreicht, eine kleine Breccienpartie eingeklemmt, und zwar an der Basis des Dolomits.

Alle bisher erwähnten Vorkommen befanden sich auf Blatt Kitzbühel, am äußersten Nordrand der Glocknergruppe. Es existieren aber auch noch einige weiter tauerneinwärts, auf Blatt Großglockner (freilich alle noch außerhalb der AVK.):

ξ) Bei der Wachtbergalm, und zwar im Graben SW der oberen Hütten, ist in Kalkglimmerschiefer (1) eingelagert eine Bank von Breccie (2) aus vorwiegend dunklen Kalkbrocken, in ebenfalls ziemlich dunkelgrauem kalkig-schieferigem Bindemittel; besonders auf Anwitterungsflächen heben sich erstere jedoch sehr deutlich ab. Sie ist stark gestreckt; Mächtigkeit kaum 1 m. Wenig darüber eine Bank von quarzitischer Breccie (3; vgl. unten), 2—3 m mächtig.

ο) Auf der SO-Seite des Imbachhorns, an dem Steig, der vom Sattel P. 2090 zum Hirzbach hinabführt, steckt beim von N zweiten Bachübergang eine Breccienlinse in dunklem Phyllit, 2—3 m mächtig. Petrographisch gleicht sie ganz der unter ξ erwähnten Kalkbreccie.

π) Oberhalb der Schnableralm enthält der vom Brennstein herüberziehende Kalkglimmerschiefer mehrere geringmächtige Breccienlagen. Aufgeschlossen sind sie an einem von der Alm aufwärts führenden Steig, auf der SO-Seite des südlich gegen den Brennstein zu abzweigenden Seitengrabens.

Quarzitisches Breccien sind der wohl eigenartigste Breccientypus. Quarzit scheint dessen Grundmasse zu bilden: feinkörnig, weiß bis grünlichweiß, manchmal schwach serizitisch — schieferig gleicht er weitgehend vielen der oben S. 224 f. behandelten Quarzite. Darin aber liegen eckige Bruchstücke von meist dunklen Kalken, von lichten Dolomiten und — manchenorts besonders bezeichnend — von grauen feinschieferigen Tonschiefern, vielleicht unserer paläozoischen Serie entstammend, wenn auch die Übereinstimmung nicht ganz schlagend ist. Während die Kalk- und Dolomitbrocken meist klein — höchstens 2—3 cm Durchmesser, meist darunter — bleiben (Ausnahme Falkenbachkar — siehe unten!), können die Tonschiefer nach Dezimetern messen (in der Länge; vgl. unten).

Diese Breccien sind ebenfalls fast stets enorm gewalzt und gestreckt. Geradezu grotesk äußert sich dies dort, wo größere Tonschieferfragmente vorwiegen: diese werden derart in die Länge gezogen (in Richtung des tektonischen Streichens!), daß das Gestein auf dem Längsbruch grau und weiß gebändert, nur auf dem Querbruch wie eine Breccie erscheint; am schönsten in dem gleich zu erwähnenden Aufschluß bei Niedernsill.

Im Dünnschliff zeigen die Dolomitfragmente eine ganz unveränderte äußerst feinkörnige Beschaffenheit; z. T. sind sie mit dunklem Pigment imprägniert. Auch Fragmente von Quarzkörneraggregaten sind erkennbar. Im Bindemittel überwiegt — entgegen dem makroskopischen Eindruck! — Calcit über Quarz, der sich öfters in großen Individuen des ersteren eingeschlossen findet; auch Ankerit tritt vereinzelt auf. Muskowit ziemlich reichlich, in der Hauptsache parallele Häute bildend; auch ein blaßgrüner Chlorit ist damit verknüpft. — Umsetzungen und Verdrängung des Dolomits durch Silikate, wie sie von den quarzitischen Breccien der Brennkogeldecke erwähnt wurden (S. 129), scheinen hier zu fehlen (soweit die geringe Zahl untersuchter Schliffe ein solches negatives Urteil zuläßt); dort ist eben die Metamorphose einen Schritt weitergegangen, wie angesichts der tektonischen Lage beider Gebiete nicht zu verwundern.

Im übrigen sei hier nachdrücklich hingewiesen auf die sonstige weitgehende Übereinstimmung dieser Breccien in den beiden tektonisch getrennten Gebieten: dieselbe geht bis zu vollkommener Ununterscheidbarkeit einzelner Handstücke.

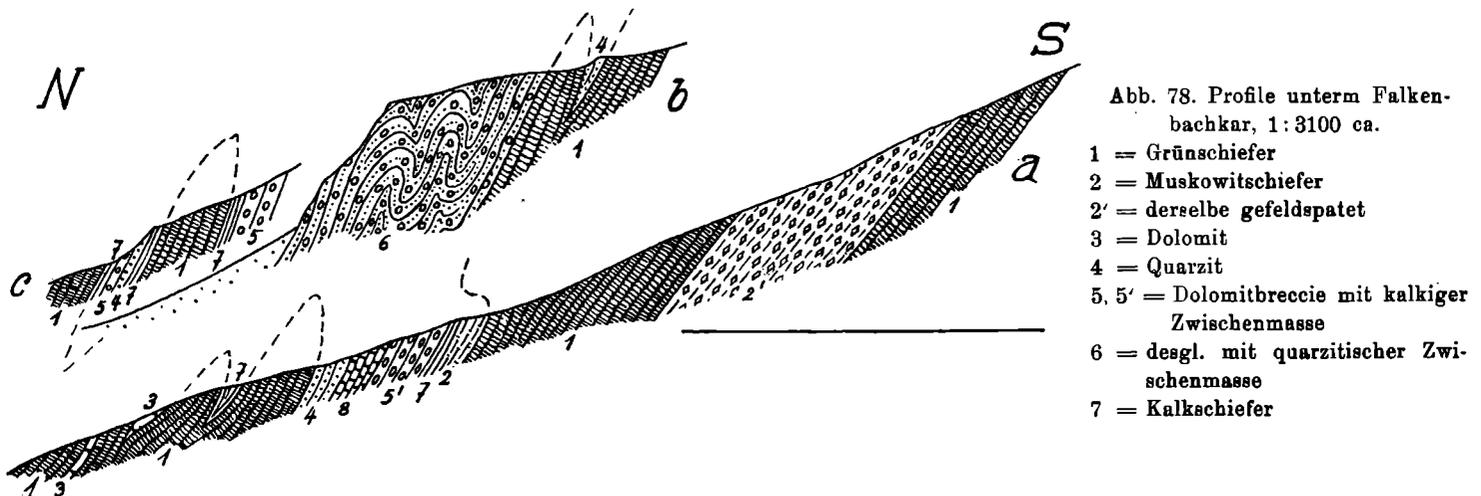
An erster Stelle zu nennen ist für die Detailbeschreibung das (relativ) ausgedehnte

ρ) Breccienvorkommen unter dem Falkenbachkar (NW vom Imbachhorn); vgl. Abb. 78, Prof. b. — Wenn man etwa von der Falkenbachalm auf dem horizontalen Steig nach P. 1792 hinüberquert, so fällt schon von weitem ein gelbbraun anwitternder Felsklotz zwischen den Verzweigungen des Baches auf, den man auf Grund

<sup>152)</sup> Der erste größere Graben W vom Mühlbachtal; ohne Namen auf den Karten.

eben jener Farbe zunächst für Kalkglimmerschiefer halten möchte. Statt dessen besteht er aus einem grobgebantkten Quarzit, z. T. mit serizitischen Zwischenlagen, der sich von vielen permisch-triadischen Quarziten kaum unterscheiden würde, wenn nicht Fragmente anderer Gesteine darin stecken würden: in der Hauptsache von Dolomit, von weniger als 1 cm bis zu 20 cm Durchmesser. Aber auch solche von dunklem kristallinem Kalk kommen vor, z. T. ebenfalls recht groß, randlich meist auf Fingerbreite entfärbt. Die Komponenten sind z. T. unregelmäßig eckig, z. T. aber ausgesprochen gestreckt; sie liegen ziemlich sporadisch in der Quarzitmasse, lagenweise reichlicher, in anderen Lagen bis zum Verschwinden zurücktretend, so daß anscheinend gewöhnlicher Quarzit daraus hervorgeht. Derselbe ist stets deutlich kristallin, unverwittert weiß; er enthält reichlich Karbonat in feiner Verteilung, z. T. in Form von Ankerit, welcher zu Fe-Hydroxyd verwittert — daher die gelbe Verwitterungsfarbe! — Auf der O-Seite des Felskopfes schaltet sich zwischen die quarzitisches eine gewöhnliche Dolomitreccie ein, mit dunklem Kalk als Bindemittel; die Dolomitreccie darin erreichen bis etwa  $\frac{1}{2}$  m Längsdurchmesser. Diese Breccie setzt auch in dem nächst östlichen Bachbett noch fort.

Der Bach W von dem Felsklotz (Prof. a) schneidet die streichende Fortsetzung der Breccie an, die hier aber ihre Beschaffenheit ganz geändert hat. Wenige Meter oberhalb vom Steig taucht unter Grünschiefer Quarzit auf, dem man nicht im geringsten ansieht, daß er aus der Breccie hervorginge — wie dies jedoch ziemlich wahrscheinlich ist. Dann folgt ein grüner serizitischer Schiefer voll gelblicher Marmorflaser, den man nach Graubündner Analogien für Aptychenkalk zu halten versucht ist, etwa 8–10 m mächtig; er ist stark mit Quarz durchädert. Hierauf wiederum Breccie aus z. T. über faustgroßen, oft stark im Streichen gestreckten Dolomitreccie (bis



über 10 cm lang); die Zwischenmasse ist hier jedoch nicht mehr quarzitisches, sondern heller, schieferig-flaseriger Marmor mit silberglänzenden Serizithäuten. — Das Liegende besteht in der östlichen Verzweigung des Baches — er gabelt sich hier — aus Grünschiefer, während sich im westlichen Zweigbach noch Glimmerschiefer dazwischen schiebt. Vermutlich handelt es sich um synklinale Lagerung, wobei man allerdings annehmen muß, daß der Breccie des S-Flügels der Quarzit des N-Flügels entspricht.

In dem Bach östlich von dem Breccienklotz (Prof. c) streicht N von der (hier nicht mehr quarzitisches) Breccie und nur durch eine geringfügige Kalkschieferlage von ihr getrennt, Grünschiefer durch. Wenn dieser, wie zu vermuten, von unten aufgefaltet ist, so kann die feine Dolomitreccie und der begleitende Quarzit (ohne Dolomitreccie usw.) N davon die stark reduzierte Fortsetzung der großen Breccienmasse darstellen; beide Gesteine sind in graue Kalkschiefer eingelagert. Trifft dies zu, so würde die Breccie primär gegen N auskeilen; der Schluß wäre ebenfalls kaum anfechtbar, daß ihr Trümmermaterial aus S zugeführt ist. — Auch im Graben noch weiter östlich bietet eine dünne Lage von feiner Dolomitreccie, in Kalkschiefer; eine unmittelbare streichende Fortsetzung des zuletzt erwähnten Vorkommens scheint das aber nicht zu sein. Eher sind beide durch eine etwas kompliziertere Faltung miteinander verbunden zu denken. Es spricht auch hierfür, daß nicht mehr Grünschiefer die Umgebung der Breccie usw. bildet, sondern dunkler Phyllit; und man kann sich vorstellen, daß die heutigen Lagerungsverhältnisse aus Faltung einer — selbst schon tektonisch entstandenen — Folge: Grünschiefer—Breccie usw.—Phyllit hervorgegangen seien.

Aus dem beschriebenen Beispiele geht klar hervor, daß die quarzitisches Breccie in sehr engen Beziehungen zu der gewöhnlichen Dolomitreccie steht; man möchte glauben, daß sie nur eine lokale Ausbildung von ihr ist. Keinesfalls ist eine stratigraphische Trennung beider berechtigt.

Die meisten Vorkommen dieser „quarzitisches“ Breccien finden sich wieder am äußersten Nordrand des Gebiets, am Pinzgauer Gehänge (vgl. Blatt Kitzbühel—Zell am See). Schon erwähnt wurden sie von dem Gehänge zwischen Kaprun und Hummersdorf (S. 230 f., ζ); auch bei dem großen Aufschluß SW Bruck (β, S. 230) scheinen sie mit der Dolomitreccie zusammen vorzukommen — wenigstens liegen Trümmer davon im Schutt, ohne daß es gelungen wäre, sie anstehend aufzufinden.

Das schönste von diesen Vorkommen befindet sich

σ) S Niedernsill am Ausgang des Mühlbachtals, und zwar auf dem O-Ufer; ein Steg führt gerade an der Stelle hinüber. Die Breccie bildet dort einen ansehnlichen steilen Felsen, sie enthält hier die oben erwähnten, enorm gestreckten Schieferbrocken. Lagenweise verschwinden auch diese, so daß die Breccie in reinen Quarzit übergeht. Mächtigkeit ca. 8—10 m; gegen S und N folgt dunkler paläozoischer Schiefer.

τ) Die Fortsetzung dieses Aufschlusses gegen W bildet ein langer Zug von gleichartigen Breccien, der sich über die Terrasse von Kremlsberg bis Aisdorf verfolgen läßt, wo sie am Ausgang des Radensbaches zu beiden Seiten anstehen, z.T. sehr reich an Dolomitbrocken, die die quarzitisches Zwischenmasse fast verdrängen. Auf der Ostseite ist die Breccie durch eine Zwischenschaltung von dunklem Schiefer zweigeteilt (tektonisch!); auf der W-Seite durch eine solche von plattigem Kieselkalk, der ohne scharfe Grenze in die sehr feine, einem Quarzit mit dunklen Pünktchen gleichende Breccie übergeht.

υ) Auch gegen O setzt die Breccie, wenn auch mit Unterbrechung, fort. Im Graben über Schaumberg beobachtet man sie bis ca. 900 m, 4—5 m mächtig; sie ist durch Faltung gedoppelt. Das Liegende und Hangende bildet enorm verwalzter paläozoischer Schiefer.

φ) Daß quarzitisches Breccien jedoch auch weiter S nicht ganz fehlen, zeigt schon, neben dem des Falkenbachkars (σ), das oben unter ξ (S. 233) genannte Vorkommen bei der Wachtbergalm. Ein weiteres kennen wir von der Ostseite des Fuscher Tals (hart am Ostrande von Blatt Großglockner), auf der Südseite des Sulzbachs. An dem Steig ins Sulzbachtal quert man, ehe er in dieses einbiegt, einen Quarzitzug; darauf folgt schwarzer phyllitischer Schiefer, der gegen N — anscheinend ohne scharfe Grenze — in Kalkglimmerschiefer übergeht. In diesem gleich eine Lage von quarzitischer Breccie, feinkörnig mit dunklen Kalk- und Schieferbrocken, nur ca. 1 m mächtig; weiterhin typischer Kalkglimmerschiefer in blaugrauen Platten, öfters mit Lagen schwarzen Phyllits wechselnd.

χ) Auch am Gehänge östlich Dorf Fusch ist einem 20—30 m mächtigen Kalkglimmerschieferzug eine geringe Lage feinkörniger quarzitischer Breccie eingeschaltet; auf der Karte war sie nicht gesondert ausscheidbar.

Als Schieferbreccien trennen wir einige Breccienvorkommen ab, an deren Zusammensetzung sich hauptsächlich graue und grüne Tonschiefer bis Phyllite beteiligen; daneben gelber Dolomit sowie hell- und dunkelgraue Kalke. Diese treten indessen z.T. so zurück, daß man die Brecciennatur mancher Lagen erst bei sehr genauem Zusehen erkennt; zumal die Gesteine ja auch stets stark verdrückt und gestreckt, die Schieferbrocken mehr oder minder parallel orientiert sind. — Die Trümmergröße schwankt von einigen Millimetern bis zu einigen Zentimetern Durchmesser.

Solche Breccien sind aus dem Untersuchungsgebiet nur an wenigen Punkten bekannt geworden. Ein solcher ist der

ψ) Steinbruch am Eingang des Fuscher Tals (W-Seite). Hier wurde Dolomit für Schotterzwecke gewonnen; S davon steht am Rande des Steinbruchs die Breccie an, von dem Dolomit jedoch durch einige Meter dunkler Schiefer getrennt. Ihre Mächtigkeit beträgt nur 3—4 m; allerdings sieht man nicht die Südgrenze. Eine weitere Verfolgung ist nicht möglich.

(Bemerkt sei hier, daß auch am N-Rand des Dolomits Breccie vorzukommen scheint — allerdings „Dolomitbreccie“. Gefunden wurde indessen nur ein einzelner loser Block nahe der Höhe des Rückens; und es gelang nicht, das Anstehende zu ermitteln.)

ω) Bei Kaprun kommen auch ganz ähnliche „Schieferbreccien“ vor (Abb. 73, S. 229). Der auffällige Sporn auf der westlichen Talseite, der die Dorfkirche trägt, besteht aus grauem kieseligem Kalk (k). Auf der N-Seite schließt sich daran die Breccie (br), einige Meter mächtig; aufgeschlossen an dem Weg, der zu den Häusern W der Kirche emporführt. Weiter N ist das Gehänge verwachsen und mit Moräne überdeckt. Geht man aber am Rande der Pinzgauer Alluvionen entlang, so erreicht man in wenigen Minuten einen künstlichen Anriß, wo die S. 230 unter ζ erwähnte Breccie ansteht (br<sub>1</sub>); ob sie auch auf dem ganzen zwischenliegenden Gehänge angenommen werden darf, ist damit natürlich nicht gesagt!

Zu bemerken ist noch, daß östlich unseres Gebietes ganz ähnliche „Schieferbreccien“ von Clar am Tagweidkopf aufgefunden wurden (59).

#### Zur Deutung der Breccien.

Sämtliche beschriebene Breccien betrachten wir ohne jeden Vorbehalt als sedimentogen. Darauf deutet sowohl die an allen Abarten einwandfrei festgestellte Schichtung, mit Lagen von verschiedener Trümmergröße und z.T. auch verschiedener Zusammensetzung; als auch die vielfach recht bunte Mischung der Komponenten, wobei manche anstehend im Verband mit der Breccie überhaupt nicht bekannt sind und wohl nur aus einiger Entfernung zugeführt sein können. Darauf deutet aber ebenso entschieden der ganze tektonische Stil des Tauernnordrandes, der nur eine höchst intensive Ineinanderwalzung mit konkordanten Grenzen kennt, aber keine regellose Vermischung eckiger Gesteinsfragmente. Tektonischer Entstehung ist an den Breccien nur die Plattwalzung und Streckung, die sie als schon fertige Gesteine fast ausnahmslos erlitten haben.

Was speziell die eigenartigen „quarzitischen“ Breccien betrifft, so lassen auch sie sich ganz ungezwungen als sedimentären Ursprungs deuten. Die scheinbare Quarzitgrundmasse entspricht eben dem Aufarbeitungsprodukt älterer Quarzite, bzw. — wenn sie noch nicht in metamorphem Zustande vorlagen — Quarzsandsteine. In der Matreier Zone werden uns ganz ähnliche Vorkommen wieder begegnen (S. 261); aus den Tarntaler Köpfen sind solche schon lange bekannt und in der Radstädter Liasbreccie wurden sie kürzlich aufgefunden (104). Auch auf jene Radstädter Breccien darf hier hingewiesen werden, die einzelne Dolomitbrocken in scheinbarem Glimmerschieferzement enthalten, die auch solange als tektonisch mißdeutet worden sind; oder auf jene Engadiner Saluverbreccien mit Dolomitstücken in regeneriertem Granitgrus (116, S. 240): hier überall handelt es sich um gleichartige Erscheinungen. (Über das Alter soll damit selbstverständlich nichts ausgesagt sein; vgl. unten!)

#### d) Sandsteine und Arkosen.

Bereits gelegentlich der Begehungen auf Blatt Kitzbühel im Sommer 1933 beobachtete ich in der Nachbarschaft des Fuscher Talausganges, im Hangenden des großen Dolomit-Breccienzuges, sowie in der Nachbarschaft der kleinen mehrfach wiederholten Kalkzüge S davon graue, vielfach wenig feste, feinkörnige und feingeschieferete Sandsteine mit viel Muskowit, übergehend in dunklere, sandige Schiefer mit eingestreuten größeren Muskowitblättern, die sicher nicht als Neubildung in dem überhaupt nur wenig metamorphen Gestein, sondern als klastische Relikte anzusprechen sind. Die Abtrennung der gering mächtigen und mangelhaft aufgeschlossenen Bildungen von den Fuscher Phylliten erwies sich als schwierig; so blieben sie auf Blatt Kitzbühel damit vereinigt (obwohl schon damals Bedenken wegen ihrer Zugehörigkeit bestanden); zumal ja die Ausscheidung in dem Maßstab 1 : 75.000 kaum möglich gewesen wäre. Seither haben die Arbeiten von E. Braumüller in der östlichen Fortsetzung gezeigt, daß es sich da um ein wohlcharakterisiertes und weithin verfolgbares Glied handelt, das nicht zu den Fuscher Phylliten gehört, sondern zu den mesozoischen Breccien in einer näheren stratigraphischen Beziehung steht.<sup>153</sup>) Eine darauf bezügliche Revision in der Gegend des Fuscher Tales ist allerdings noch nicht möglich gewesen; wohl aber konnten bei einer solchen in der Kapruner Gegend die gleichen Gesteine nun auch dort nachgewiesen werden.

Hier treten sie zunächst etwa 1 km W Kaprun auf, oberhalb des Weges, welcher dort von W gegen O schräg am Gehänge hinaufführt, im Hangenden von Dolomitbreccie. Auch an dem Steig, der bei etwa 850 m horizontal gegen W am Gehänge entlang führt. Es herrschen graue, bräunlich verwitternde, glimmerreiche Sandsteine, mit meist ausgesprochener Paralleltexur, aber — nach makroskopischem Eindruck — ohne merkliche Umkristallisation.

In dem Graben über Köttingeinöden (vgl. Abb. 74, S. 231) stehen als Hangendes von Dolomitbreccie zunächst etwas gröber klastische Gesteine an (4), die am besten als Arkosen zu bezeichnen sind: unter dem klastischen Material bemerkt man neben Quarzkörnern und Glimmerblättern auch glänzende Spaltflächen von Feldspaten. Außerdem ist aber auch eine makroskopisch unauflösbare, ziemlich dunkelgraue, karbonatreiche Grundmasse vorhanden; sie färbt sich durch Verwitterung braun. Paralleltexur ist recht ausgeprägt. — Gegen aufwärts folgt schwarzer Phyllit (5); dann feiner Sandstein (6) gleich dem oben beschriebenen, allerdings nur in Gestalt von Blockwerk; endlich noch ein geringfügiger Aufschluß von Arkose (7) und wieder schwarzer Phyllit (8).

Auch in den weiter westlich anschließenden Gräben stehen gleichartige Arkosen an, stets im Hangenden der Breccie, doch ist der Zusammenhang mit dieser hier nicht so lückenlos aufgeschlossen (Abb. 75, S. 231). Sie verwittern hier z. T. zu einem rostigen Mulm.

Dünnschliffe dieser Gesteine liegen mir nicht vor; bezüglich der mikroskopischen Beschaffenheit muß auf die eingehenden Untersuchungen von E. Braumüller verwiesen werden.

#### e) Dunkle Kalke, Kieselkalke, Kalkschiefer, Kalkglimmerschiefer.

Die verschiedenen in der Überschrift genannten Gesteinstypen sind durch alle möglichen Zwischenstufen miteinander verknüpft. Gemeinsam ist ihnen — von wenigen, wohl durch Metamorphose zu erklärenden Ausnahmen abgesehen — eine mehr oder minder dunkelgraue Farbe. Im N sind sie im allgemeinen sehr feinkristallin (jedoch mit lokalen Ausnahmen); dies gilt im wesentlichen von den Kalkzügen der Umgebung von Bruck N vom großen Dolomitzug Schloß Kaprun—Walcher, sowie W Kaprun von den Vorkommen längs dem Pinzgauer Alluvialboden; gegen S nimmt die Korngröße im allgemeinen zu, doch finden sich z. B. in den Kalkzügen des Imbachhorns noch rein kalkphyllitische Typen (z. B. beim Aufstieg auf der S-Seite des Gipfels) neben Gesteinen, die sich in nichts von den Kalkglimmerschiefern des Tauern-Inneren und ihren Marmoren unterscheiden. Solche sind vorzüglich aufgeschlossen und bequem zugänglich z. B. in der Sigmund-Thun-Klamm, die ganz darein eingeschnitten ist.

Manche dieser Kalke sind recht dickbankig bis fast massig; so der lichtgraue Kieselkalk östlich Hummersdorf (der übrigens so stark kieselig ist, daß ihn Ohnesorge auf seiner Manuskriptkarte als „Kalkquarzit“ bezeichnet). Aber schon am Kirchenhügel von Kaprun ist das gleiche Gestein z. T. recht gut und ziemlich dünn geschichtet. Die nicht ausgesprochen kieseligen dunklen Kalke aber sind in der Regel dünnplattig (höchstens ein

<sup>153</sup>) Herr Dr. E. Braumüller hat mir in sein gesammeltes Material freundlichst Einblick gewährt, wofür ihm hier bestens gedankt sei. Ich konnte mich dabei von der vollständigen Gleichheit der beiderseitigen Typen überzeugen.

paar Zentimeter Mächtigkeit der einzelnen Schichten) bis ausgesprochen schieferig, wie die oben genannten Kalkphyllite. Eine Bänderung durch herauswitternde kieselige Lagen kommt vereinzelt (Ostseite des Fuscher Tals SO Höllererwirtshaus) vor. Serizit-, bzw. (in höher kristallinen Formen) Muskowitbeläge sind weit verbreitet.

Im Dünnschliff zeigt der Kapruner Kieselkalk stark in s gestreckte Calcitkörner (Längsdurchmesser 0,05–0,5 mm; Länge : Dicke um 3 : 1) von sonst ziemlich unregelmäßiger Form, wechselnd mit feinkörnigen Haufwerken von Quarz, die indessen verhältnismäßig zurücktreten. Denn der größere Teil der farblosen, schwach doppelbrechenden Mineralkörner ist Albit, der sich teils unter den Quarz mischt, teils größere (0,2–1 mm), häufig lamellierte Kristalle bildet. Sie sind meist unregelmäßig ausgebildet, vielfach trüb und erfüllt mit Einschlüssen (Calcit u. a.). Einzelne Blättchen und Fetzen von Muskowit. Graphit in verschmierten Zügen begleitet die Grenzen einzelner Mineralkörner (tritt aber nur in einzelnen Teilen des Schliffes auf). — Ob alle diese Bestandteile auf ursprüngliche sedimentäre Einstreuung zurückgehen, ist wohl sehr unsicher; die große Menge des Albites insbesondere weckt auch hier den Verdacht auf eine spätere Zutat infolge von Na<sub>2</sub>O-Aufnahme.

Eine Tüpfelung durch etwas dunklere Flecken kommt in dem ziemlich stark kristallinen Kalkzug auf der N-Seite des Schreckkogels vor. Sie ist fein (1–2 mm Durchmesser), dabei dichter und regelmäßiger als in jenen „Tüpfelkalken“ der Oberen Schieferhülle (S. 137). Ein weiteres ähnliches Gestein wurde schon östlich des Kartenrandes, am Langweidkopf, gefunden (Clar): N von dessen Gipfel enthält ein Zug von dunkelgrauen, plattigen kristallinen Kalken eine schmale Lage eines kristallinen Kalkschiefers, der durch zahlreiche dunkle Punkte dicht gesprenkelt erscheint (ähnlich einem Sandstein). — Untersuchung im Schliff blieb beim ersten Vorkommen erfolglos: hier war von der Tüpfelung gar nichts wahrzunehmen. Das zweite hingegen, ein glimmerfreier Marmor, nur mit einigen kleinen Quarzkörnchen, zeigt genau die S. 137 beschriebene Pigmentverteilung; nur sind die Pigmentputzen etwas dichter gestellt und ein wenig gestreckt. Es ist wieder eine fleckige Pigmentverzeichnung, von dem Calcit-Korngefüge ganz unabhängig übergriffen. Klastisch-sedimentärer Ursprung ist sehr wahrscheinlich, das Gestein als umkristallisierter, feinkörniger Kalksandstein zu deuten.

Auf der W-Seite des Rettenbachkogels fanden sich lose Stücke von grauen kristallinen Kalken mit wenig hervortretenden, dicht gesäten Warzen auf der Anwitterungsfläche. Sie scheinen nach ihrer Gestalt und Anordnung zylindrisch gestalteten, parallelgestellten Gebilden von 1,5 mm Durchmesser im Gestein zu entsprechen. Die Deutung auf organische Reste (Korallen?) liegt nahe; doch ist keine Spur von einer feineren Struktur wahrzunehmen, so daß leider keine Sicherheit darüber besteht.

Im Schliff zeigen die Kalkglimmerschiefer ebenfalls keine bemerkenswerten Verschiedenheiten gegenüber jenen der Oberen Schieferhülle. Calcitkörner nur wenig verzahnt, häufig in s gestreckt; untergeordnet Quarz und — abseits von Glimmerlagen, wo er viel reichlicher — Muskowit eingestreut. — Der oben erwähnte „Tüpfelkalk“ von der Schreckkogel-N-Seite enthält auch etwas Albit in unregelmäßigen Körnern, die z. T. Calcit einschließen; auch etwas Pyrit.

Stellenweise haben die dunklen Kalke durch Metamorphose eine Entfärbung erlitten (wie das auch bei den Breccien vorkommt; vgl. oben), so daß sie in weiße Marmore übergehen. In Stücken von dem Rücken W des Fuscher Talausgangs, aus der Nachbarschaft des Dolomits W Höllererwirtshaus, der auf der Kammhöhe in nicht feststellbarer Weise mit dunklen Kalkschiefern verknüpft ist, sieht man diesen Übergang im kleinen unmittelbar. In größerem Maßstabe sieht man ihn u. a. am Fräglkopf, wo die grauen Kalkglimmerschiefer gegen S sich vollkommen entfärben. Einleuchtende Ursachen für diese lokale Entfärbung sind allerdings nicht ersichtlich; vermutlich wird auch hier Oxydation des Kohlenstoffpigments durch wandernde Ferrisalzlösungen (vgl. Angel 80) zugrunde liegen.

Wenn sie auch nicht die unmittelbare Fortsetzung darstellen, so zeigen unsere Kalke doch in der Art des Auftretens wie z. T. in der petrographischen Beschaffenheit weitgehende Übereinstimmung mit den sogenannten Klammkalken (vgl. 37, 196, 204). Wenn Stark (196, S. 215) in diesen ein Mittelglied zwischen Kalkglimmerschieferserie und Radstädter Mesozoikum sehen zu dürfen glaubte, so läßt sich auch das hier Mitgeteilte ähnlich zusammenfassen dahin, daß unsere Kalke schrittweise von der kristallinen Sekundärfazies der Kalkglimmerschiefer zu weniger metamorphen Bildungen überleiten.

#### f) Zur stratigraphischen Deutung der mesozoischen Gesteine.

Solange man in der Nordrandzone der Tauern nur Kalkglimmerschiefer, indifferente Kalke und Dolomite sowie Rauhacken kannte, solange konnte man über das Alter im Zweifel sein. Zwar sprachen die Rauhacken zugunsten von Mesozoikum; allein sie konnten ja schließlich auch als tektonisch gedeutet werden. Und die im Streichen gelegenen triadischen Diploporendolomite von Krimml (125) sind doch so weit entfernt, daß dem Hinweis auf sie mit dem Zweifel<sup>154)</sup> begegnet werden konnte, wo denn eigentlich ihre Fortsetzung in dem tektonisch kaum bekannten Gebiet zu suchen wäre; ja Kölbl konnte unlängst (60) die Behauptung aussprechen, die Kalkzüge vom Tauernnordrand gingen quer übers Pinzgau hinweg und gehörten zum Paläozoikum.

Letztere Behauptung konnte bereits früher (63) widerlegt werden; vgl. auch S. 238, Fußnote 159. Darüber hinaus haben wir jetzt aber auch viel stärkere Stützen für die Annahme eines mesozoischen Alters gewonnen — trotzdem Fossilfunde immer noch ausstehen.

<sup>154)</sup> Doch ist darauf hinzuweisen, daß schon Peters (14, S. 787) und Stur (15, S. 823) sich für die Einheit der ganzen Kalkzüge von Radstatt bis Krimml ausgesprochen haben.

Die eine dieser Stützen sind die oben unter 2 besprochenen Schichten. Wegen der Beweiskraft des Gipses<sup>155)</sup> sei auf S. 124 verwiesen. Die Gesamtheit dieser Schichten kann sich in der Schichtreihe der Trias an zwei Stellen finden: entweder an der skythisch-anischen Grenze oder aber auch im karnischen Horizont, wo sich z. B. im Engadin ganz ähnliche Wechsellagerungen von Schiefen mit Dolomit, sowie Rauhwaacke und Gips finden können (die dortigen charakteristischen feinen Dolomitbreccien fehlen im Pinzgau allerdings bis jetzt).

Das zweite charakteristisch mesozoische Glied sind die Breccien. Man wende nicht ein, daß solche schließlich auch im Paläozoikum vorkommen könnten; das sei gar nicht bestritten. Aber bekannt geworden sind aus sicherem alpinem Paläozoikum Breccien der oben beschriebenen Typen bisher nirgends;<sup>156)</sup> es wäre also zumindest sehr gewagt, sie hier als paläozoisch erklären zu wollen. Wohl aber kennen wir sowohl aus den Radstädter Tauern wie aus dem Tarntaler Gebiet — vom Unter- und Oberengadin gar nicht zu reden — in großer Entwicklung mesozoische Breccien, denen sich unsere Dolomitbreccien in allen Stücken an die Seite stellen lassen. Daß auch die „quarzitische Breccie“ in den Radstädter Tauern usw. gleichartige Äquivalente besitzt, wurde bereits erwähnt (S. 236). Für die seltenen „Schieferbreccien“ aber hat die Vergleichung mit *Hammers* Material aus dem Unterengadin das unerwartete Resultat ergeben, daß sie gewissen Breccien der „Bunten Bündner Schiefer“ wenigstens makroskopisch zum Verwechseln gleichen; auch jene aber sind sicher posttriadisch, wenn auch ihr genaues Alter noch nicht feststeht.

So scheint es mir so gut wie sicher, daß unsere sämtlichen Breccien mesozoisch sind; und zwar, wie wir gleich hinzufügen können: posttriadisch, da sie ja nicht nur die jedenfalls triadischen Dolomite als Komponenten enthalten, sondern auch dunkle Kalke, die möglicherweise dem Lias angehören (siehe unten). Was nun die genauere Altersstellung betrifft, so sprechen zunächst bezüglich der Dolomitbreccie alle Analogien — und auf solche ist man ja, da Fossilien fehlen, allein angewiesen — für Lias. Alle die oben genannten gleichartigen Breccienvorkommen sind ja auch liasisch.<sup>157)</sup> Nun sind aber auch die quarzitäen Breccien mehrererorts mit den erstgenannten eng verbunden (vgl. oben); so möchte ich am ehesten vermuten, daß auch sie im Alter nicht wesentlich abweichen, d. h., wohl auch noch in den Lias gehören. Von den Schieferbreccien läßt sich freilich eine derartig enge Verknüpfung nicht behaupten; hier kann es nur als möglich bezeichnet werden, daß auch sie nur eine durch das vorherrschende Trümmermaterial unterschiedene Fazies darstellen.

Was nun die anderen betrachteten Gesteine betrifft, so sind die Dolomite wohl zweifellos Trias;<sup>158)</sup> ob freilich mittlere (Anis-Ladin) oder obere (Nor) — oder vielleicht auch beides —, das läßt sich vorläufig nicht entscheiden; wenn auch mir persönlich die erstere Möglichkeit die vertrauteste ist. Die dunklen Kalke, Kieselkalke, Kalkglimmerschiefer<sup>159)</sup> sind Typen, die ebenfalls am besten im (Rhät und) Lias Platz finden; daß sie speziell des öfteren mit Breccien verbunden sind, spricht auch dafür. Inwieweit noch höhere mesozoische Abteilungen vertreten sind, ist eine Frage, die völlig offen bleiben muß; sehr wahrscheinlich ist es wohl nicht, da gerade die sehr charakteristischen Gesteine, die sonst — auch in den Tauern (Tarntaler Köpfe!) — den Oberjura vertreten, wie Wetzsteinkalke, bunte Kieselschiefer und Hornsteine,<sup>160)</sup> bei uns nicht nachweisbar sind.

Etwas schwierig ist die Einordnung der Sandsteine und Arkosen. Die bekannten Schichtfolgen des Tarntaler und Radstädter Gebiets lassen da im Stich, ebenso das unterostalpine Graubünden; dort ist nichts Vergleichbares bekannt (Saluversandsteine usw. sehen ganz anders aus). Auch für eine Deutung als Flysch (*Hottinger* 67, der sie

<sup>155)</sup> Man mag gegen dieselbe einwenden, daß Gips ausnahmsweise auch in den „Pinzgauer Phylliten“ gefunden worden ist (*Pošepny* 22, S. 283, 291, 295 u. Taf. IX, Fig. 29; vgl. auch *Trauth*, 204, I, S. 134). Aber einmal möchte ich es für recht wahrscheinlich halten, daß es sich dort um tektonisch eingeklemmte oder in Lösung gewanderte Werfener Gipse gehandelt hat; speziell bei dem im Mitterberger Kupfererzbau angefahrenen Gips scheint mir dies so gut wie gewiß, nachdem sich in dem Hangenden sehr bald grüne Werfener Schiefer eingestellt haben. (Ebenso bei dem Gips, den viel weiter östlich *Spengler* im Karbon gefunden hat [bei Aflenz; 194 a, S. 42]!) Denn die Bildungen des alpinen Paläozoikums bis hinauf zum Karbon sehen samt und sonders nicht so aus, daß eine Eindampfung bis zur Abscheidung von Gips dazwischen hinein plausibel wäre!

<sup>156)</sup> Man vergleiche hierzu auch die — allerdings nicht ganz vollständige und teilweise anfechtbare — Zusammenstellung alpiner Breccien bei *Dietiker* (125 a, S. 80 f.).

<sup>157)</sup> *Hottinger* (67) hat eine gleichartige Breccie in der östlichen Fortsetzung zum Flysch gezogen; *Dietiker* (125 a, S. 92) denkt bei seiner „Richbergkogelserie“ — deren Beschreibung vielfach ganz übereinstimmt; auch unserer quarzitäen Breccie vergleichbare, mit „sandig-glimmeriger Grundmasse“ findet sich — an eine Sammelserie von Rhät bis Oberkreide. Dazu ist kein zwingender Grund ersichtlich; die weitaus nächstliegende Annahme ist Lias, und mit ihr kommen wir vollkommen aus. — Wegen jüngerer Breccien aus den Radstädter Tauern vgl. 104.

<sup>158)</sup> Inwieweit alle die hellen und dunklen Kalkmarmore, die oben mit den Dolomiten zusammen aufgeführt und auf den Karten mit ihnen vereinigt wurden, wirklich auch Trias sind, muß dahinstehen; es ist natürlich möglich, daß auch jüngere Bildungen dazugerechnet wurden. Aber etwas Sicheres läßt sich dazu nicht sagen.

<sup>159)</sup> Damit soll nicht behauptet sein, daß alle die oft sehr geringfügigen Lagen dunkler Kalke und Kalkschiefer in den paläozoischen Schiefen liasisch oder überhaupt mesozoisch sein müßten; es mag selbstverständlich auch stratigraphische Einlagerungen in jenen geben. Aber die mächtigeren, weithin verfolgbaren Züge sind wohl ausnahmslos mesozoisch — schon wegen der bei manchen festzustellenden Verknüpfung mit Dolomit oder Breccien. — Die nächst benachbarten, vermutlich paläozoischen Kalke auf der N-Seite des Pinzgaus, z. B. bei Uttendorf — die ja gelegentlich mit unseren Kalkzügen in Zusammenhang gebracht worden sind (60) —, zeigen ganz unverkennbar anderen Gesteinscharakter und haben von Breccien nie eine Spur geliefert (*Hammer* 75 a).

<sup>160)</sup> Wenn sich *Ohnesorge* (165 a) auf Analogien mit Tarntaler Gesteinen beruft bei der Deutung der Serizitquarzite als posttriadisch, so kann dem nicht beigestimmt werden. Das ändert nichts an der Auffassung gewisser (der mit Breccien verknüpften) Quarzite als posttriadisch; vgl. S. 234 u. a.

allerdings auf viel weitere Gesteinskomplexe ausdehnt) ist keine irgendwie tragfähige Stütze zu erkennen. Den einzigen brauchbaren Anhaltspunkt liefert unser Gebiet selbst in Gestalt der geradezu gesetzmäßigen Verknüpfung mit den Breccien. Wenn diese liasisch sind, so müssen die Sandsteine usw. auch in den Lias oder seine nächste Nachbarschaft gehören. Nun gibt es tatsächlich sandige Fazies im Lias. Man braucht da gar nicht die Quarzite des fernen Mt. Dolin im Wallis heranzuholen; unsere Grestener Schichten am Alpenrande liefern ein viel näherliegendes Beispiel. Tauchen sie hier unter den oberostalpinen Decken wieder hervor? Im einzelnen ist die Gesteinsausbildung allerdings einigermaßen verschieden.

Es bleibt noch ein Einwand zurückzuweisen: daß nämlich die angeführten Gesteine nirgends alle in einem zusammenhängenden Profil auftreten, sondern nur in schmalen Zügen inmitten paläozoischer Schiefer; Zügen, an denen sich meist nur eines oder zwei der erwähnten Glieder beteiligen. Nun, dies Verhalten wäre genau so erklärungsbedürftig, wenn es sich da um irgend welche paläozoische Schichten handeln würde. Tatsächlich ist die Erklärung aber ganz einfach: das angedeutete Verhalten gehört in das Kapitel der „allure lenticulaire“ (*Termier*) und ist tektonisch zu deuten; Näheres im tektonischen Teil.

Zusammenfassend sei die Schichtfolge des Mesozoikums am Nordrande der Glocknergruppe nochmals zusammengestellt:

Lias (z. T. event. noch jünger?)	Dunkle Kalke, Kalkschiefer, Kalkglimmerschiefer Sandsteine und Arkosen Dolomitbreccien, quarzitisches Breccien (und damit verbundene Quarzite), ?Schieferbreccien		
Rhät	Dunkle Kalke z. T.		
Nor Karinth Ladin Anis	entweder	oder	oder Dolomit (u. Marmor)
	Dolomit (u. Marmor)	Grünliche Schiefer, Rauh- wacke, Gips usw.	
		Dolomit (u. Marmor)	Dolomit (u. Marmor)
Skyth	<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;">Grünliche Schiefer mit Dolomit, Rauh- wacke, Gips</div> Quarzit?		

Dazu ist zu bemerken, daß möglicherweise noch manches andere ins Mesozoikum gehört, z. B. die „verrukanoähnlichen“ Schiefer (S. 223). Irgend etwas halbwegs Sicheres kann darüber jedoch nicht gesagt werden.

Nach Niederschrift dieses Abschnitts erschienen zwei Arbeiten von *R. Schwinner* (190, 191), worin flüchtig auf die hier besprochenen Schichten Bezug genommen wird — die sich jedoch in deren Auffassung z. T. stark widersprechen. In der ersten heißt es auf S. 80: „Diese gleiche Fazies“ (nämlich des Tarntaler und Radstädter Gebiets) ... „ist das Ergebnis gleicher Lage im Alpenbau ... und sie gilt daher auch für die ganze Verbindungszone am Nordrand der Hohen Tauern“ usw. Dem kann durchaus beigestimmt werden, auch ohne daß wir *Schwinner* Umdeutung einzelner Schichten, z. B. der Tarn-  
taler Juragesteine, als glücklich anerkennen. Wenn derselbe Autor dann aber (191, S. 120, Fußnote 2) die S-Seiten des Salzach- und Liesingtales in Parallele setzt, d. h. unsere Kalkzüge usw. dem Seitnerbergmarmor vergleicht, so erscheint dies als ein bedauerlicher Rückschritt, der nur dadurch erklärlich ist, daß *Schwinner* unsere Breccien, Gipse usw. nie mit eigenen Augen gesehen hat.

#### Anhang: Turmalin-Quarzadern; Siderit.

An einer Reihe von Stellen innerhalb des nördlichen Rahmens sind Turmalin-Quarzadern bekannt geworden — leider ausnahmslos nur in losen Stücken. Doch deutet die Lage sämtlicher Fundpunkte darauf hin, daß sie aus dem Bereich der Altkristallinserie stammen dürften; z. T. wird das auch durch anhaftende Gesteinspartien (lichte muskowitzische Phyllite, bzw. Chloritfleckschiefer) bestätigt. — Die Funde stammen

1. vom Ostgehänge des Kapruner Tals über Wüstelau: derber weißer Gangquarz mit eingewachsenen Büscheln bis 2 cm langer schwarzer Turmalinnadeln, begleitet von etwas braunem Ankerit.
2. Oberstes Dietersbachtal; hier sind Blöcke von Quarz mit schwarzen, meist ganz dichten Turmalinaggregaten und z. T. sehr reichlich gelbem spätigem Ankerit ziemlich verbreitet.<sup>161)</sup> Manchmal fehlt auch das letztgenannte Mineral.
3. Ostseite des Mühlbachtals, NO Seppelalm: ein Block von weißem feinkörnigem Quarz, mit schwarzen Streifen von dichtem Turmalinaggregat wechselnd; Ankerit nicht nachgewiesen.

Das mehrfache Zusammenvorkommen von Turmalin und Ankerit gemahnt an das Auftreten des ersteren Minerals in nordalpinen Sideritlagerstätten, wie es von *Redlich* (170) beschrieben wurde. Die Möglichkeit eines genetischen Zusammenhangs mit diesen, namentlich wenn deren u. a. von *Petrascheck* (166) angenommene Beziehungen zu anderen Erzvorkommen zu Recht bestehen, dürfte kaum zu bestreiten sein. Eine andere Frage ist es freilich, wo man das erzbringende Magma suchen darf. Sie kann wohl nur als vollkommen offen betrachtet werden. Eine Beziehung auf den Zentralgneis wäre für unseren Fall (noch mehr natürlich für die nordalpinen Siderite) schon fast gerade so hypothetisch wie die Ableitung von irgend einem unbekanntem Magma in der Tiefe.

<sup>161)</sup> Der überhaupt erste Fund dieser Art wurde hier bei einer gemeinsamen Begehung von Dr. *E. Braumüller* gemacht.

Anschließend sei einiger Vorkommen von Fe-Karbonat gedacht. Kleine Schmitze davon finden sich da und dort; so z. B. bei Wüstelau, am Ausgang des Grubersbaches, in Chloritfleckenschiefer Knollen und Linsen bis zu  $\frac{1}{2}$  m Länge und 20–30 cm Dicke. Weitere sind bekannt geworden im Bereich der Fuscher Phyllite, und zwar im Hirzbachtal: das eine am Aufstieg von Dorf Fusch zur Hirzbachalm, dort, wo der Weg den westlichsten der aus dem Brechkar kommenden Bäche überschreitet. Es ist eine etwa 10 cm mächtige Ader, durch die lebhaft orange Verwitterungsfarbe auffallend, im Phyllit; eine Reihe gleichartiger, aber viel unbedeutenderer Adern durchzieht die Umgebung. Der frische Bruch zeigt die lichtgelbe Farbe unveränderten Siderits, bei sehr feinkristalliner Beschaffenheit. — Ein anderes Vorkommen befindet sich auf dem Abhang N der Hirzbachalm, und zwar in dem dort durchziehenden Quarzit. Es zeigt etwas gröberes Korn als das vorige, ähnlich wie manche nordalpine Siderite. Seine Bedeutung ist auch nicht größer; leider fehlen mir genauere Notizen.

Es braucht kaum bemerkt zu werden, daß von einer Abbauwürdigkeit dieser Vorkommen auch nicht im entferntesten die Rede sein kann.

### Die Matreier Zone.<sup>162)</sup>

**Abgrenzung:** Im Süden des Kartenblattes schiebt sich zwischen die blanken Bratschenwände der mächtigen Kalkglimmerschiefer der Oberen Hülle (Freiwand, Lange Wand, Schwerteckkamm) und die dunklen blockreichen Aufschwünge des südlichen Kristallin der durch weichere Geländeformen auffallende Streifen der Matreier Zone. Wie bekannt (*Löwl, Stark, Staub, Angel* u. a.) liegen in ihr eine Reihe von Pässen oder Mulden (Kals—Matreier Törl, Becken von Kals, Bergertörl—Peischlachtörl).

Die Matreier Zone ist auf unserer Karte nicht einmal im Bereiche des Bergertörls in voller Mächtigkeit enthalten (siehe *Angel* 46/3); von da gegen O sowohl wie besonders gegen W wird sie vom südlichen Kartenrand schief abgeschnitten. Die folgende Beschreibung bezieht jedoch den außerhalb befindlichen Teil bis zum Kaiser Tal im W, im O bis zum Mölltal SO Heiligenblut, mit ein.<sup>163)</sup>

Diese Zone besteht, wie bekannt, aus einer mannigfaltigen Folge von verschiedenen Phylliten, Serizitquarziten, Kalkglimmerschiefern, Dolomit, Marmor, Dolomitbreccien und Tonschiefern, sowie auch Serpentin und Prasinit. Wegen der starken Verschuppung gibt es für diese Zone in unserem Gebiet nur eine scharfe, sinn-gemäße Abgrenzung gegenüber der Schieferhülle, nämlich die Südgrenze der mächtigen Kalkglimmerschiefermassen, an der plötzlich (wie an der Pfortscharte) Phyllite zu überwiegen beginnen.<sup>164)</sup> Diese Abgrenzung der Matreier Zone, bzw. der Schieferhülle deckt sich nicht voll mit der anderen Orten üblichen, da z. B. am Tauernostende Phyllite ganz ähnlicher Stellung noch zur Schieferhülle gerechnet worden sind.

#### 1. Altkristalline Gesteine.

Die Auffindung solcher in der Matreier Zone ist wesentlich ein Ergebnis der 1936 durchgeführten Aufnahme des Anschlußstreifens S der AVK.; auf deren Gebiet reichen die fraglichen Gesteine nur in gänzlich verschiefertem und diaphthoritischem Zustande herüber, welcher — trotzdem starker Verdacht in dieser Richtung von Anfang an bestand — die sichere Erkenntnis als Altkristallinabkömmlinge nicht erlaubte; sie konnten daher hier noch nicht ausgeschieden werden.

Folgende Typen sind zu unterscheiden:

a) **Augengneis** tritt vor allem auf dem Ostgehänge des Ködnitztales auf: auf der großen (jedoch nicht unbeträchtlich geneigten) Rasenterrasse über den Steilabstürzen des Taltroges. Er bildet dort (soweit Aufschlüsse vorhanden!) das unmittelbare Liegende des Serpentin, der weithin auffallend die hellen Dolomit- und Breccienfelsen des vom Mödlspitz herabziehenden Rückens unterlagert. Der Gneis erreicht hier 30–40 m Mächtigkeit. Aber auch in die unterlagernden Schiefer sind noch z. T. gneisartige Gesteine eingelagert; und wo — N von dem ersten Felsbuckel (etwas über 2100 m), auf dem ein von S kommender Steig die Terrasse erreicht — die alten Gesteine in deren Steilabsturz als synklinale Einfaltung ausstreichen, da liegt der Augengneis, mit deutlichen Anzeichen starker Zerrüttung, südlich über dem Serpentin (wohl infolge einer tektonischen Verwicklung).

Sonst ist Augengneis erst wieder jenseits der östlichen Blattgrenze bekannt geworden; vom Kamm N des Kreuzkopfgipfels beginnend, längs des S-streichenden Rückens hinab bis etwa 2350 m, und dann wieder auf dem Rücken des Eckerwiesenkopfes in zwei durch Serpentin getrennten Schuppen (Abb. 79).

Der Augengneis des Ködnitz-Ostgehänges ist ein liches, stark flaserig-schieferiges Gestein; lichtgrüne Glimmerhäute wechseln mit weißen Quarzfeldspatlagen, in welchen die z. T. zentimeterlangen, meist stark flachgedrückten Feldspatagen liegen. — Im Schliff entpuppen sich diese als mikropertithischer K-Feldspat, wie üblich ohne „Füllung“, nur leicht getrübt; Rupturen von 0,1 mm Breite (und mehr) sind neben feinem Feldspatgrus mit Quarzkörnchen gefüllt. Zwischenmasse: pflasterartige Aggregate rundlicher Quarzkörner (0,1–0,2 mm), ohne Raumgitterstörung; vielfach Überindividuen. Vereinzelt aber auch sehr viel größere, undulöse Individuen (= von Rekristallisation nicht erreichte Relikte aus älterem Gefüge?). Albit (bis Oligoklasalbit) tritt zurück;

<sup>162)</sup> In der älteren Literatur: Matreier Schichten. Da es sich aber nicht um ein besonderes stratigraphisches Glied handelt, sondern um ein tektonisch abgegrenztes Schichtpaket aus vorpaläozoischen bis (mindestens) jurassischen Gliedern, ist die Bezeichnung in die obige, schon von *Staub* u. a. gebrauchte Form abzuändern.

<sup>163)</sup> Zur topographischen Orientierung über diesen Bereich vergleiche man die neuen Blätter 1:25.000 Großglockner, Winkl—Heiligenblut sowie Heiligenblut der Österreichischen Spezialkarte.

<sup>164)</sup> Analog der Abgrenzung der Oberen Schieferhülle gegen den Nordrahmen (siehe S. Übersicht).

selten Zwillingslamellen; Muskowitfüllung geringfügig. Auch einzelne kleine K-Feldspate liegen noch zwischen dem Quarz. Der Muskowit ist auch im Schliff noch auffallend deutlich blaßgrün (vgl. Malojagneis! 116, S. 96); neben Blättchen von 0,1–0,2 mm Länge ganz feine serizitische Haufwerke (unvollkommen rekristallisierte Zerreibungsprodukte?). Magnetit ziemlich reichlich: unregelmäßige Körner, die meist mit dem Glimmer gehen; auffallend der gänzliche Mangel an Titanit (spricht gegen die ehemalige Anwesenheit von Biotit!).

Das Gestein bietet mit seinen unscharf parallelen Glimmerlagen und dem raschen Wechsel verschiedener Korngrößen das Bild eines Blastomylonits; wenn auch, wie wir sahen, die Rekristallisation nicht überall milkam.

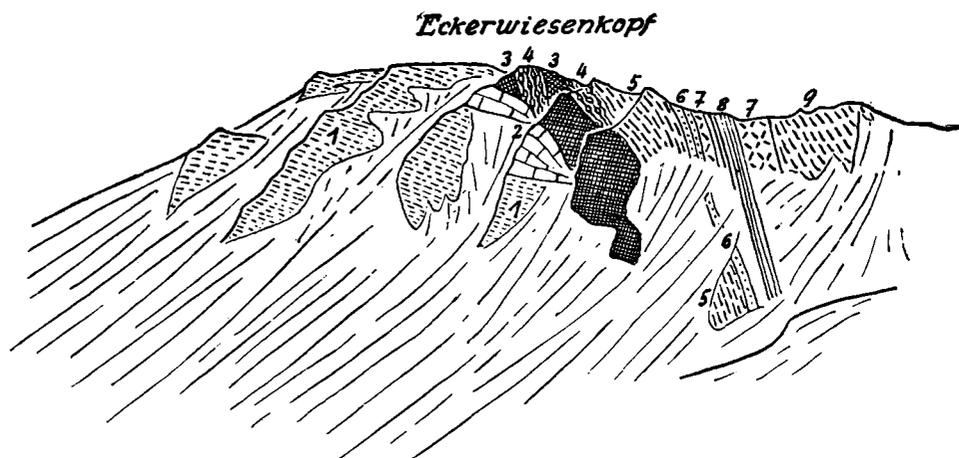
Noch deutlicher werden diese blastomylonitischen Merkmale natürlich in einem Schliff von der Einfaltungsstelle am unteren Terrassenrand (siehe oben). Hier sind die großen K-Feldspate verschwunden, nur kleine Bruchstücke sieht man zwischen dem Quarz. Dieser ist frei von undulöser Auslöschung; Korngröße 0,005 bis 0,25 mm, lagenweise z. T. rasch wechselnd — ein gewohntes Bild rekristallisierter Zerreibungsstreifen. Größere Relikte (wie oben) trifft man hier nicht mehr. — Plagioklas: primär (?) etwas reichlicher als oben; Serizitfüllung ebenfalls reichlicher. In einzelnen Fällen setzt Füllungsmuskowit deutlich parallel zur Gesteinstextur geordnet durch den Feldspat hindurch. Primärer Muskowit wie oben. Magnetit hier nur spärlich; etwas Apatit; ein Würfel von Pyrit.

Der stark verflaserte Augengneis vom Kreuzkopf (siehe oben!) verhält sich ähnlich; als Besonderheit ist hier zu erwähnen, daß der Feldspat der — wiederum mechanisch stark verkleinerten — „Augen“ vollständig durch Albit — z. T. typischer Schachbrettalbit — ersetzt ist.

Es ist wohl nicht zu bezweifeln, daß hier überall Orthogneise vorliegen, analog den z. B. im Altkristallin der Schoberggruppe verbreiteten, mit welchen auch weitgehende Übereinstimmung besteht.

Abb. 79. Ansichtsskizze des Eckerwiesenkopfes, gezeichnet von oberhalb P. 2085.

- 1 = Phyllitische Gesteine
- 2 = Dolomit
- 3 = Serpentin
- 4 = Augengneis
- 5 = Glimmerschiefer
- 6 = Quarzit
- 7 = Raubwacke (usw.)
- 8 = Kalkschiefer (Lias)
- 9 = Altkristallin der Schoberggruppe



#### b) Glimmerschiefer (und Verwandtes)

sind unter dem Altkristallin der Matreier Zone weit mehr verbreitet. Einmal breiten sie sich auf der Ködnitztal-O-Flanke unterhalb des eben besprochenen Augengneises in bedeutender Ausdehnung aus; allerdings stecken darin auch noch tektonische Einkeilungen von Dolomit und Quarzit (von Gneis- und Prasiniteinschaltungen abgesehen). Verschiedentlich gehen die Glimmerschiefer in phyllitische Gesteine über; und insbesondere vollzieht sich ein solcher Übergang ganz allgemein auf dem Gehänge unter dem Mödlspitz gegen N; infolgedessen sind sie auf der AVK. unter den hier ausgeschiedenen „quarzreichen Phylliten“ zu suchen.

Auf der W-Seite des Ködnitztals — die überhaupt mit der O-Seite, trotz der geringen Entfernung von  $\frac{1}{2}$  bis 1 km, nur höchst mangelhaft übereinstimmt — sucht man zunächst vergebens nach einer Fortsetzung unseres Altkristallins. Denn inwieweit die Glimmerschiefer bei P. 2531 eine solche bilden, erscheint fraglich. Sie bilden den Grat bis gegen P. 2608, wo dunkle Kalkphyllite mit Dolomitreccien darunter hervorkommen; auch hier enthalten sie Lagen von Prasinit sowie von dünnplattigem Muskowitquarzitschiefer, z. T. mit Chloritflecken — einem aus dem Nordrahmen (vgl. S. 199 f.) wohlbekanntem Typus.

Eine Fortsetzung der Gesteine von der Ködnitztal-O-Seite scheint dann am Greibühel vorzuliegen, über dem Kalkglimmerschieferband, das auf der Südseite durchzieht. An Hand von spärlichen Lesesteinen ist eine Verfolgung in den Wiesen gegen W möglich. Dann setzen — durch eine Querverschiebung gegen N gerückt — gleichartige Gesteine im N-Grat des Pohleshorns gut aufgeschlossen — wenn auch meist stark verwittert — wieder ein; sie ziehen durch das zum Wurger Bach abfallende Steilgehänge etwa 1 km weit gegen W. Besonders leicht zugänglich ist Material von hier — allerdings wesentlich nur von einem Typus; vgl. unten! — in dem Bergsturz, dessen Blockwerk beiderseits vom Austrittspunkt jenes Baches, nach S bis zu den Häusern von Wurg das Gehänge bedeckt.

Es sei auch hier bereits darauf hingewiesen, daß gleichartige Glimmerschiefer auch W des Kalser Tals fortsetzen, und zwar NO und N P. 2233 im Ostausläufer des Ganotz; sie sind hier mit dem Serpentin (unterhalb der

Hauptmasse des Ganotz-Serpentins!) verknüpft. Im Weiterstreichen gegen W werden sie (nach Schuttunterbrechung) abgelöst durch graue plattige Phyllite, ohne daß ein Übergang sichtbar wäre.

Von den zuerst genannten Aufschlüssen des Ködnitztales gegen O treten hierher gehörige Gesteine erst wieder außerhalb der AVK. auf. Am Jöchlkopf liegen auf dem gegen SW zum „Jöchl“ hinabziehenden Rücken stark diaphthoritische muskowitzische Glimmerschiefer, wieder z. T. in grünliche Phyllite übergehend, mit Dolomit, kalkigen Schiefen usw. verschuppt und auch vom liegenden Serpentin des Jöchlkopfgipfels durch eine solche Zwischenlage getrennt. Der S-Abfall des Jöchlkopfes zur Retschitzalm zeigt einige weitere, durch Rasen und Schutt isolierte Aufschlüsse. Jenseits des Tals setzt der Glimmerschiefer fort in den Anrissen N der Alm bei P. 2186, von Mesozoikum unter- und von Grünschiefern und Quarzit überlagert. Am Kreuzkopf begleiten sie wieder — und zwar als vorwaltendes Gestein — den S. 240 genannten Augengneis; in Spuren finden sie sich noch im Hintergrund der Zopenitzen (NO P. 2085). Am Eckerwiesenkopf möchte man ihre Vertretung wieder in den verschiedenartigen Phylliten erwarten, die dem Serpentin + Augengneis nach aufwärts folgen.

Die Gesteine, um die es sich handelt, sind einerseits grünlichgraue phyllitische Muskowitschiefer, z. T. sehr ähnlich manchen der benachbarten Schobergruppe, sowie der S. 198 f. aus dem Nordrahmen beschriebenen; wie dort ist stets der Hauptbruch ganz von Glimmer bedeckt, teils in Form phyllitischer Häute, teils auch hinzutretenden größeren Einzelblättchen; ebenfalls wie dort werden auf dem Querbruch weiße quarzige Lagen und Linsen dazwischen sichtbar, die auch grünlich werden können. Häufiger als im Norden tritt Feldspatgehalt schon makroskopisch hervor und schafft gneisartige Typen.

Dünnschliffe solcher Gesteine erinnern recht weitgehend an das S. 198 vom Kleinen Mittagkogel erwähnte: Muskowit bildet einerseits sehr große — bis einige Millimeter lange — Blätter, andererseits ganz kleine (um 0,1 mm); in beiden Fällen ist Chlorit fast regelmäßig damit verknüpft. Quarz bildet eckiges Pflaster, Korngröße um 0,1–0,2 mm, lagenweise aber auch kleiner oder größer. Albit ist meist ziemlich reichlich darunter gemengt, wobei seine Korngröße gewöhnlich unter der des Quarzes bleibt. Daneben aber finden sich große ( $\frac{1}{2}$  mm und darüber), meist unregelmäßig geformte albitische Plagioklase mit reichlich Muskowitfülle (Blättchengröße 0,01–0,02, vereinzelt auch bis 0,1 mm). Ziemlich reichlich und groß Apatit, auch Magnetit. — Sehr ausgesprochene Lagentextur; die Glimmerlagen z. T. bis über millimeterdick; doch auch den Quarzlagen einige Glimmerblätter beigemischt. Fältelung nur z. T. von Kristallisation überdauert: die Großglimmer zeigen z. T. leichte Verbiegungen. Die kleinen Glimmer machen häufig den Eindruck als seien sie durch mechanische Kornzerkleinerung und unvollkommene Rekrystallisation aus primär größeren Körnern abzuleiten; auch die wechselnde Korngröße des Quarzpflasters, die zweifellos reliktschen gefüllten Feldspate sind blastomylonitische Merkmale. Als vorhergehendes Stadium käme man auf einen mit saurem Plagioklas gefeldspateten Muskowitschiefer — einen in der nördlichen Schobergruppe recht häufigen Typus (nur der dort allgemein verbreitete Granat ist in unserem Fall nicht nachgewiesen).

Wiederum genau wie im Nordrahmen gehen die Gesteine des vorigen Typus über in einen anderen, für welchen der regelmäßige Wechsel weißer quarziger Lagen mit schwärzlichen Glimmerhäuten bezeichnend ist; diese lassen auch öfters schon makroskopisch die Beteiligung von Biotit durch mehr braune Farbe ahnen, ohne daß die einzelnen Blättchen erkennbar würden. Durch den scharfen Farbgegensatz wird die meist kräftige Feinfältelung sehr deutlich. — Hierher gehören insbesondere die Gesteine des Pohleshorns und N davon z. T.; somit auch die Bergsturzböcke bei Wurg.

Im Schliff ist der Biotit ebenso tiefbraun, z. T. fast schwarzbraun // c gefärbt wie der S. 199 erwähnte; er erinnert dadurch an Chrysobiotit, von dem er sich aber durch die normal strohgelbe Farbe // a unterscheidet, ebenso durch die normal hohe Doppelbrechung. Er bildet meist dünne, z. T. recht gut entwickelte Blätter, bis  $\frac{1}{2}$  mm lang. Muskowit von gleicher Größenordnung ist stets mit ihm vergesellt, z. T. in Parallelverwachsung; die relative Menge beider Glimmer schwankt jedoch stark. Im Gestein des Bergsturzes finden sich auch Ansammlungen von feinem Serizitfilz unbekanntem Ursprungs. Quarz zeigt sich in meist eckigen, seltener schwach verzahnten Körnern (0,05–0,3 mm); Albit von gleicher Größe ist ihm in sehr wechselnder Menge beigemischt, in einem Schliff aus dem Bergsturz sogar überwiegend. Daneben erscheinen aber auch hier wieder größere — ausnahmsweise bis 1–2 mm lange — undicht muskowitzgefüllte Albitoligoklase in unregelmäßigen Bruchstückformen; oder auch — in einem Schliff von der W-Seite des Kalser Tales (östlich P. 2233) — buchtig verzahnte Albitkörner voller Einschlüsse (Glimmer, Quarz, Titanit, Turmalin). — Nebengemengteile wechseln sehr: in dem eben genannten Schliff lagenweise reichlich kleine (0,01–0,03 mm) farblose Körner mit starker Licht- und sehr schwacher (oder ganz ohne?) Doppelbrechung; die Kornumrisse deuten am ehesten auf Granat. In dem Gestein des Bergsturzes recht reichlich kleine Körner von Titanit, meist als Begleiter der Glimmer; östlich von P. 2233 derselbe nur spärlich, als Einschluß in Feldspat, ebenso wie der dort einzig vorhandene Turmalin. Stets etwas Apatit, z. T. etwas Magnelit, z. T. auch Calcit. — Lagenbau sehr ausgesprochen, wenn auch einzelne Glimmerblätter sich stets noch den Quarz-Albitlagen beigesellen; durchaus vorkristalline (Scher-) Fältelung sehr verbreitet. Auch der Biotit ist zweifellos erst nachtektonisch auskristallisiert.

Die Gesteine dieses Typus gleichen sehr weitgehend den S. 199 beschriebenen „weißgebänderten“ des Nordrahmens. Den einzigen wesentlichen Unterschied bildet — wenn man die beiderseitige Variationsbreite berück-

sichtigt — das Auftreten der Feldspatrelikte, die auch hier auf eine höher kristalline Vergangenheit weisen. Doch ist es nicht ganz leicht, sich dieselbe vorzustellen. — Daß auch der Biotit hier wie dort zu den Neubildungen zählt, macht dessen vollkommene Unverschrtheit wahrscheinlich.

#### c) Chloritschiefer.

Wie schon erwähnt (S. 241), sind den Glimmerschiefern auf der Ostseite des Ködnitztales ebenso wie am Grat zwischen P. 2531 und 2608 auf dessen W-Seite sowie N vom Pohleshorn mehrfach dünne Lagen von Chloritschiefern eingelagert; auch das ist eine Tatsache, welche stark an Ähnliches aus dem N-Rahmen erinnert (vgl. S. 201 f.).

Der einzige vorliegende Schliff — von der Scharte zwischen P. 2531 und P. 2608 — zeigt allerdings keine vollkommene Übereinstimmung mit einem der dortigen Typen. Er besteht lagenweise überwiegend aus einem kaum doppelbrechenden Chlorit mit dem Pleochroismus des Pennins, aber  $c=c$ ; Größe um 0,1 mm. Die meist einzeln eingestreuten rundlichen farblosen Körner sind selten Quarz, meist Albit; dagegen tritt in den chloritarmlen hellen Lagen, welche mit den chloritreichen wechseln, der Quarz stark hervor, der Albit in den Hintergrund. Limonitisiertes Erz ziemlich reichlich; lagenweise auch viel Ankerit in größeren einschlußreichen Körnern. — Paralleltexur — außer in Gestalt des Lagenbaus — durch die Ordnung eines großen Teils der Chloritblätter in parallele Züge.

#### d) Biotitführender Amphibolit.

Dieses Gestein ist wegen der Kleinheit seines Vorkommens auf der Karte nicht ausgeschieden worden, hat aber grundsätzliche Bedeutung. Es fand sich als eine nur wenige Dezimeter große Linse im Westhang der Mödlspitze, ziemlich genau in der Fallinie des Gipfels etwa auf halber Höhe, innerhalb des mächtigen Zuges von „quarzreichen Phylliten“, die besonders hier mit ihrer fleckigen Grünfärbung Diaphthoriten von Glimmerschiefern recht ähnlich sind und auch in deren streichender Fortsetzung liegen.

Das amphibolitisch aussehende Gestein ist fein gesprenkelt durch weiße Feldspatpunkte in dunkelgrüner, feinkörniger Hornblendemasse und außerdem bemerkt man noch mit freiem Auge zahlreiche kleine braune Biotit-schüppchen.

Der Schliff zeigt die Feldspate in mehr knotigen Körnern oder Gruppen, im übrigen Gewebe hauptsächlich kleinsäulige, gut in s gestellte Hornblende und braune Biotitblätter. Die Hornblende ist für Amphibolite verhältnismäßig schwach gefärbt,  $n\alpha$  = gelb,  $n\beta$  = gelblichgrün,  $n\gamma$  = blaugrün, Auslöschungsschiefe etwa 15°. Der Biotit steht zumeist in keiner näheren Beziehung zur Hornblende, nur einige Stellen erwecken den Anschein, als wenn er sich aus dieser gebildet hätte (Einlagerung in Spaltflächen der Hornblende u. ä.).

Die Feldspatkörner sind zumeist gefüllt mit einer lockeren, in der Menge jedoch wechselnden, relativ groben Klinozoisitfülle, die im Kern dichter zu sein pflegt als am Rand und auch öfters annähernd in s eingestell ist. Selten sind in den Feldspaten Mikrolithen von Hornblende, Biotit und kleine Granaten. Die Feldspate sind öfters fleckig und können auch in Kleinkornhaufen aufgelöst sein. Die Bestimmung ergab an mehreren gut geschnittenen Körnern reinen Oligoklas zwischen 20 und 25% An bei schwacher inverser Zonarität. Einzelne Körner zeigen schmale Periklinlamellen. Dazu kommen aber nun noch einige klare, ungefüllte Feldspatkörner, die aus einem Albit von etwa 60% An bestehen. Eines von ihnen ist ein zweihälftiger Albitzwilling wie sie in den tieferen Hüllteilen häufig sind.

Im übrigen führt dieser Schliff noch einige wenige Granatkörner, an deren Rand sich Biotit, auch etwas Hornblende oder Klinozoisit, bezeichnenderweise aber kein Chlorit ansetzt, ferner etwas Quarz, Klinozoisit, Titanit.

Für die genetische Stellung dieses Gesteins wohl entscheidend ist das Vorkommen von schwach gefüllten Oligoklasen, während die vorliegende Hornblende ebensowenig wie Biotit oder Granat für die Zugehörigkeit zur altkristallinen oder zur Schieferhüllmetamorphose ausschlaggebend zu sein scheint. Oligoklas fehlt den ganzen höheren Teilen der Schieferhülle und tritt als Neubildung erst in deren tiefsten Abschnitten in der Form von Randzonen um Albitholoblasten auf; aber auch dort fehlt ihm eine vergleichbare Klinozoisit-Mikrolithenführung. Es handelt sich demgemäß wohl mit Sicherheit bei diesem Gestein um einen Schubspan aus den zweitstufigen Amphiboliten des Altkristallins der Schobergruppe, bei dem nur auffällt, daß wir keine durchgreifende Diaphthorose beobachten können.

#### e) Serpentin.

Serpentin kommt im Bereich der AV.-Karte nur an drei Stellen vor, nämlich westlich des Bergertörls im Blauen Knopf, in kleinen Linsen im Westhang der Leitenköpfe (siehe auch Abb. 82) und im Südhang des Göschnitztales oberhalb Malesischg.

Der Serpentin vom Bergertörl bildet eine bauchige Linse, die mit starker Verschieferung im Kamm südöstlich des Weißen Knoten auskeilt und nach SW aushebt. Er ist im allgemeinen dunkler oder heller grün und dicht, aber stark gepreßt und durchzogen von verschieferten Blättern. Begleitet wird er von helleren, talkführenden Partien, auch brauneflecktem Breuneritserpentin und Talkschiefern; diese führen außerdem häufig Pyrit; Klüfte sind vielfach erfüllt von Tremolit oder Chrysotil. Eine spärliche Vertretung der „Grenzbildungen“ wird anschließend beschrieben.

Vom Serpentin des Bergertörls liegen vier Schriffe vor, die sich alle durch erheblichen Talkgehalt und Zurücktreten von Antigorit auszeichnen. In einem fanden sich noch strukturelle Reste von Pyroxen. Es sind scharf begrenzte Partien, bis etwa  $\frac{1}{2}$  cm groß, die in der Hauptsache von einem Faserwerk subparalleler Serpentinfasern ( $n\gamma$  in der Faserachse) aufgebaut werden. Sie sind mehr oder weniger durchwachsen von feinsten Antigoritblättchen, die sich in ganz unregelmäßigen Streifen anhäufen, örtlich auch das Faserwerk ganz ersetzen. Außerdem setzen Klüfte von feinschuppigem Talk durch, die an der Grenze dieser Pseudomorphosen scharf abschneiden. Zwei dieser jedenfalls aus Pyroxenen hervorgegangenen Partien haben eine lamellare Längsabsonderung (parallel der Richtung des Faserwerkes), die durch schmale parallele Einlagerungen von quergestellter Serpentinfaser ( $n\alpha$  in der Faserrichtung) oder von Talk bezeichnet wird. In stumpfem Winkel dazu werden die Lamellen von Rissen mit gleicher Querfaser (gemeine Rahmenfaser nach *Angel* 82) durchsetzt, die die Lamellengrenzen nicht überschreiten. Das übrige Gewebe wird zum größten Teil von einem Maschenwerk gebildet, in dem eine Richtung der Faserstreifen über den ganzen Schliff hin an Breite, Längserstreckung und Anzahl vorherrscht. Es entsteht so durch diese Faserstreifen der Eindruck einer schwachen linsigen Schieferung. Am Aufbau des Maschengewebes beteiligt sich insbesondere wieder die gemeine Rahmenfaser (nach *Angel*,  $n\alpha$  in der Faserrichtung), aber auch  $n\gamma$  in der Faserrichtung ist nicht gerade selten. Die Füllung der Maschen besteht entweder ganz aus fast isotroper Masse und Faserseerpentin oder partienweise mit Beteiligung von feinschuppigem wirrem Antigorit, der anscheinend das übrige Gewebe als jüngere Neubildung durchwächst. Auch in diesem Gewebe kommt Talk in kleinen Flecken vor, aber viel seltener als in den Pyroxenflecken. Talk bildet außerdem in diesem Schliff eine größere rundliche Anhäufung, die von wurmförmigen Magnetitstreifen durchzogen wird. Opakes Erz, insbesondere als feine Bestäubung oder Ausscheidung im Maschenwerk ist im ganzen Schliff verbreitet.

In zwei anderen Schriffen nimmt der Talkgehalt so zu, daß seine feinschuppigen Massen den Serpentinanteil an Menge erreichen oder übertreffen. Sie durchadern den Serpentin, und zwar vielfach so weitgehend, daß, ähnlich einem Maschengewebe, nur Reste von Serpentin zwischen dem Netzwerk von Talk verbleiben. Im Serpentinanteil selbst kann stellenweise noch ein Strukturrest von Pyroxen vermutet werden, der Hauptanteil ist aber Maschenseerpentin, an dessen Aufbau sich beide Faserarten und nahezu isotrope Füllmassen beteiligen. Feinschuppiger Antigorit ist hier nur mehr ganz vereinzelt zu finden. Als Erz stellt sich neben Magnetit auch Pyrit ein. Bemerkenswert ist schließlich das Auftreten von unscharf abgegrenzten Kluffüllungen aus quergestelltem Antigorit, der darin Fächer- oder sogar Mottenformen (*Angel* 82) bildet.

Der letzte Schliff wäre wegen der Vormacht von Talk schon als Talkschiefer zu bezeichnen. Serpentin ist nur mehr in ganz kleiner Menge beigemischt, während nun Pennin zahlreiche geschlossene Flecken im Talk bildet. Ferner tritt Karbonat und Pyrit in diesen Bestand ein. Tremolit fehlt in allen vier Schriffen.

Der kleine Serpentin von Malesischg im Göschnitztal zeigt i. H. keine Besonderheiten, er ist dunkelgrün, dicht und ein klein wenig geschiefert. Etwas Magnetit (?) und feinste Talkblättchen sind erkennbar, dagegen keine Pyroxenreste.

Erst der Schliff zeigt Unterschiede gegen die Schieferhüll-Serpentine, indem hier der Antigorit fast völlig fehlt. Die Hauptmasse des Gesteins bildet ein unvollkommenes Maschenwerk, dessen Rahmenstücke aus der gemeinen Rahmenfaser (nach *Angel* 82) mit  $n\alpha$  in der Faserachse gebaut sind. Die Maschen, bzw. Rahmen haben jedoch nicht die gewohnte etwa rechteckige, rundliche oder regellose Form, sondern die Orientierung der Rahmenstücke geht über den ganzen Schliff hin gleichartig nach drei sich spitzwinkelig kreuzenden Systemen. Ein System von zahlreichen und etwas breiteren Faserbändern liegt in diesem Schliff recht genau in der Symmetrale eines spitzen Winkels von 60 bis 70° Öffnung, dessen Schenkel durch die beiden anderen, zarter ausgebildeten Systeme gebildet werden. Es ist wohl klar, daß es sich hier nicht um die Abbildung primärer Korngrenzen oder innerer Kornrichtungen handeln kann, sondern nur um die mittelbare oder unmittelbare Abbildung einer das ganze Gestein betreffenden Einspannung. Das ist mit Rücksicht darauf bemerkenswert, daß das ganze Gebilde aus Faserseerpentin und nicht aus Antigorit besteht (Abbildung von tektonischen Rupturen?). Ähnliche Regelung feinen Antigorites über ganze Schlibfbereiche konnte bei Besprechung der Heiligenbluter Serpentine erwähnt werden (S. 180). Die Felder zwischen diesen Rahmen bestehen aus einer fast isotropen Masse, die ebenfalls über den ganzen Schliff hin in ihrer optischen Orientierung mit dem erwähnten Hauptsystem der Rahmen übereinstimmt.

Am Aufbau des Maschenwerkes beteiligen sich außerdem in ganz unregelmäßigen Zügen feinschuppige Massen von Talk und opakes Erz, das in feinkörnigen Schnüren die Rahmenfaserstreifen hervorhebt. Primäre Erzkörner fehlen jedoch auch nicht. Eingesprengt sind einzelne Körner von Karbonat.

Außerdem gibt es aber hier auch einzelne porphyroblastenähnliche Partien, die das Maschengewebe unterbrechen. Sie bestehen aus einer innigen Durchmischung von Talk mit Serpentin, und zwar Antigorit. Dieser Antigorit ist meist sehr feinschuppig und steht wirr (Feinantigorit), nur fleckweise sind etwas größere Blättchen einander parallel, so daß solche Stellen an die S. 193/194 aus Serpentin der Oberen Schieferhülle beschriebenen Pseudomorphosen nach rhombischem (?) Pyroxen erinnern.

Einzelne Klüfte sind gefüllt mit einer Masse, die als Feinantigorit angesprochen werden kann.

Eine Trennung verschiedener Kristallisationsphasen kann bei diesen Serpentin nicht mit Sicherheit vorgenommen werden. Es besteht aber — wenn Beobachtungen anderswo in diese Richtung zeigen — die Möglichkeit, die Bildung von Feinantigorit als eine jüngere Kristallisation abzutrennen, bei der hier der ältere Maschenserpentin nur ganz unvollständig und fleckweise umgebaut worden wäre. In den Serpentin des Heiligenbluter Zuges wäre dann eine solche Feinantigoritbildung (von *Angel* am Ganoz als Diaphthorese bezeichnet) wesentlich weiter vorgeschritten als hier.

Schließlich ist noch hervorzuheben, daß in diesen Serpentin keine Stubachite aufgefunden worden sind, während sie weiter westlich in der Matreier Zone, am Ganoz bei Kals sozusagen mustergültig entwickelt sind. Eine Ursache dafür kann noch nicht angegeben werden.

Im Schutt des Serpentin beim Bergertörl fanden sich auch einzelne Stücke, die i. H. zunächst als — relativ helle und karbonatführende Amphibolite und deren Abkömmlinge angesprochen worden sind. Es sind unregelmäßig lagige Gesteine mit einer Durchmischung von weißlichen bis gelblichen feinkörnigen und grünen Massen, in denen teilweise Hornblende erkennbar ist.

Zwei Schiffe verweisen diese Gesteine unter die „Randbildungen“ des Serpentin. Der erste zeigt einen unregelmäßigen Lagenbau. Die Hauptmasse besteht aus grobkörnigem Calcit, dicht durchwachsen mit einer lichtblaugrünen Hornblende, die meist in schlanken Säulen oder Nadelbüscheln auftritt und vielfach rhombische Querschnitte zeigt, und von feinkörnigem Albit. In größerer Menge beteiligen sich dann noch kleine Titanitkörner (z. T. als si), nur örtlich auch kurze verdrückte Züge von serizitisch feinem grünem Glimmer (wohl Fuchsit) und etwas Epidot. Die in geringerer Menge vorhandenen Lagen bestehen hauptsächlich aus einem feinkörnigen Pflastergewebe von Albit, in dem durch kurze Titanitzüge, kleine Hornblenden und die grünen Glimmer eine scharfe, z. T. gefaltete Internschieferung erzeugt wird. Auch gelber Epidot beteiligt sich an diesen Lagen.

Das Gestein ist jedenfalls kein Amphibolitabkömmling, sondern kann am ehesten mit den Kalkhornblendeschiefern von den Serpentinkontakten der Oberen Schieferhülle verglichen werden. Dementsprechend dürfte dieses Gestein aus der Grenze gegen die an den Serpentin anschließenden Kalkglimmerschiefer stammen. Ein auffallender Zug, sowohl mit Rücksicht auf die Zugehörigkeit zur Matreier Zone wie zu den Serpentinrandbildungen, ist der hohe Albitgehalt, der in diesen aber auch anderswo vorkommen kann (S. 187).

Das Gestein des zweiten Schiffes kann als karbonatführender Chlorit-Epidotschiefer bezeichnet werden. Linsige oder sonst unregelmäßige Partien des Schiffes bestehen fast nur aus einem fast unauflösbar feinschuppigen, u. d. M. nahezu farblosen Chlorit, der z. T. etwa parallel orientiert ist, z. T. ähnlich feinschuppigem Kluffchlorit in einem Gehäuf unvollkommener kleiner Sphärolithe auftritt. Diese Chloritflecken sind durchwachsen von groben Körnern und Kornzügen von lichtgelbem Epidot und Karbonat. Diese zwei Mineralien bauen auch die übrigen Partien des Schiffes auf, und zwar so, daß der Epidot in dichten Schwärmen und teilweise idiomorph großen Karbonatkörnern eingelagert ist. An anderen Komponenten fanden sich nur kleine, wahrscheinlich dem Titanit zugehörige Körner, und spärlich opakes, feinkörniges Erz.

Außerhalb der AVK. ist Serpentin wesentlich stärker verbreitet. Zunächst in der Ostflanke des Ködnitzals in zwei Zügen: der eine, in dem SSW-Sporn des Mödlspeitz, bildet das unmittelbare Hangende der dortigen altkristallinen Schiefer (soweit zu sehen) und wird von Dolomit, bzw. Dolomitbreccie überlagert. Bei der Gratzwinkel-Alm ist er vermutlich — nicht sichtbar! — verbunden zu denken mit dem zweiten Zug, der NO der genannten Alm beginnt und sich über 1½ km lang nach S erstreckt, allerdings N P. 2094 durch Schalotzschiefer unterbrochen, die indessen wohl nur aus dem Hangenden — das fast auf der ganzen Strecke aus ihnen besteht — eingefaltet sind. Das Liegende ist hier nirgends sichtbar, außer am N-Ende, wo es aus dunklem Phyllit besteht. Im P. 2094 erreicht der Serpentin 200–300 m Mächtigkeit. Nach Moränenunterbrechung erscheint er in der Tiefe des Ködnitzals wieder, allerdings nur in Gestalt von losen Stücken in dem Gehänge O über dem Bach. Aber auch auf dessen W-Seite setzt er hinüber; er bildet hier das S-Ende der Felsen oberhalb des Steigs. N folgt darauf dunkler Phyllit, durch eine geringfügige Lage von Prasinit getrennt. — Diese Serpentine sind dunkelgrüne massige Gesteine, vielfach aber auch stark zerdrückt; nähere Untersuchungen sind nicht ausgeführt.

Dann gibt es noch eine Reihe von kleinen Serpentinaufschlüssen etwas weiter südlich, am Ködnitzalweg oberhalb des Groderhofs und N des letzteren am Fuße der Felswand aus Schalotzschiefer (vgl. auch *Angel* 46, Nr. 3). Dieser trennt diesen Serpentin von dem vorigen. — Das Gestein ist hier fast durchgehends sehr stark zerdrückt; wahrscheinlich gehören alle Aufschlüsse einem Gesteinskörper an.

Endlich ist das auf der AVK. östlich der Wirtsbaueralm verzeichnete Vorkommen nur das W-Glied eines langen Zuges. Das nächste Glied bildet der Jöchlkopf, gleich S vom Kartenrand, dessen Gipfel weithin sichtbare nackte Serpentinfelsen zeigt (Abb. 87, S. 261). Das Gestein liegt auf Dolomitbreccie und ist auch von den Glimmerschiefern und Phylliten des Hangenden durch ein Rauhwacke-Kalkschieferband geschieden. Auch auf dem vom Jöchlkopf gegen SO hinabziehenden Rücken liegt Serpentin unmittelbar auf den Kalkschiefern im Liegenden der — hier bereits ausgekeilten — Breccie. Ebenso findet er sich östlich der Retschitzalm auf dem Dolomit Rücken, der das flache Kar NW unterm Kreuzkopf teilt. Anstehend im strengen Sinn des Wortes sieht man hier den Serpentin zwar nicht; doch bildet er an mehreren Stellen so ausschließlich den Boden, daß er unmöglich von anderswo her verschleppt sein kann. Daran schließt sich das Vorkommen auf dem Kreuzkopf selbst, N unterhalb des Gipfels. Im Gegensatz zu den vorigen ist hier der stark zerdrückte und zerfallene Serpentin wieder mit Orthogneis (S. 240) vergesellt, ganz wie im Ködnitzal. Und dasselbe ist der Fall am letzten Fundpunkt, dem Eckerwiesenkopf; hier tritt der Serpentin in zwei Schuppen auf, jedesmal von Augengneis überlagert (Abb. 79, S. 241).

Als Einlagerung im südlichen Serpentin des Eckerwiesenkopfes fand sich ein Gestein mit lagenweise dicht gedrängten, strahligen Büscheln eines grünen Amphibols in weißer, ziemlich grob kristalliner Zwischenmasse, mit knotiger Anwitterung. — U. d. M. erkennt man die Büschel als Aktinolith (a farblos, b blaßgrün, c blaßbläulichgrün; c : c = 17° ca.)

die einzelnen Nadeln erreichen bis über 2 mm Länge. Die Zwischenmasse besteht überwiegend aus klarem ungefülltem Albit, der Schwärme von kleinen (0,02–0,2 mm) schlecht ausgebildeten Calcitkörnchen umschließt; in seltenen Fällen bildet Calcit auch eine pflasterartige Zwischenmasse zwischen den Albiten. Etwas Titanit in unregelmäßigen Haufwerken wird ebenfalls vom Albit eingeschlossen. — Dies Gestein schließt sich an das oben vom Bergertörl beschriebene an, doch ist hier der Albit viel stärker an die Stelle des Chlorits getreten. Als „Randbildung“ freilich läßt es sich, in Anbetracht seiner Lage mitten im Serpentin, nicht mehr ungewungen auffassen. Hingewiesen sei hier auch auf einen — leider nicht anstehenden — Fund von der W-Seite des Blauen Knopfs, W vom Kaiser Tal: hier ist nicht nur aller Calcit verschwunden, sondern als Hornblende tritt Glaukophan auf, daneben auch Ägirin! Es wäre dies also das bisher wohl extremste Glied der Reihe solcher Amphibolgesteine aus den Matreier Serpentin. Auf deren — einigermaßen rätselhafte — Genese sei hier nicht weiter eingegangen; betont sei nur, daß Kontaktmetamorphose ebensowenig wahrscheinlich ist, wie bei den Alkalihornblendegarbenschiefen des Oberengadins (116, S. 115).

Wir sehen also in der Matreier Zone den Serpentin mit einer gewissen Gesetzmäßigkeit verknüpft mit Orthogneis (und anderem Altkristallin). Dagegen fehlen Beziehungen zu Grünschiefern so gut wie ganz, wie sie in der Oberen Schieferhülle eine so große Rolle spielen: die großen Massen beider Gesteine bleiben in der Matreier Zone vielmehr streng voneinander getrennt (vgl. auch unten). Ebenso fehlen Primärkontakte an mesozoischen Schichten oder Lagerungsverhältnisse, die im Sinne eines Intrusionsverbandes mit ihnen zu deuten wären. Es scheint uns daher am besten, die Serpentine der Matreier Zone zum Altkristallin zu stellen, wie das *Angel* (mit anderer Begründung, der wir nur z. T. folgen können) zuerst vorgeschlagen hat (46/3, S. 151); um so mehr als unter dieser Annahme die Tektonik vielerorts am verständlichsten wird.

#### Anhang: Chrysobiotitphyllit.

Außer Zusammenhang mit dem Altkristallin und fraglich, ob ihm zuzurechnen, tritt dies eigentümliche Gestein auf dem Gehänge S des Wurger Baches auf. Unmittelbar S von dem Dolomit, der dort auffallende helle Felsen bildet, schaltet es sich, 2–3 m mächtig, am W-Fuß der zusammenhängenden Aufschlüsse ein, die jene mit den vom Pohleshorn herabziehenden Felspartien verbinden (ca. 1740 m). Sein Anstehen ist hier durch eine Rinne gekennzeichnet; S folgt nochmals eine geringmächtige Linse von Dolomit, worauf sich unser Gestein in Spuren wiederholt. Im S wird es bedeckt von steilstehendem Radiolarit. Dieser setzt ebenso wie der (nördliche) Dolomit weit gegen O fort; schließlich berühren sie sich — der Chrysobiotitphyllit muß dazwischen auskeilen.

Derselbe ist ein sehr feinschieferiges, geradezu blätteriges Gestein von geringer Widerstandsfähigkeit, mit blaugrünen und lichtbraunen Farben auf dem Hauptbruch. Dieselben rühren her von Pennin, bzw. Chrysobiotit  $a=c$  lebhaft goldgelb bis orangerot,  $c$  braunschwarz; Interferenzfarben durch die lebhaftere Eigenfarbe bis zur Unkenntlichkeit überdeckt. Vgl. oben, S. 218, sowie 116, S. 116). Beide bilden sehr dünne Blättchen von 0,05 bis etwa 0,3 mm Länge; sie vertreten sich gegenseitig lagenweise (aber nicht ganz ausschließlich). Muskowit kann mit beiden vergesellt sein. Quarz als eckiges Pflaster von 0,05 bis gegen 0,2 mm überwiegt an Menge; lagenweise sind ihm kleine unregelmäßige Calcitkörnchen (meist < 0,1 mm) beigemischt. Etwas Magnetit sowie Pyrit (mit Magnetitsaum). — Das Gestein zeigt sehr vollkommene Paralleltexur durch die enggeschichteten Glimmerlagen; auch dem zwischengeschalteten Quarzpflaster sind noch reichlich parallelgeordnete Blätter von Glimmer (bzw. Pennin) beigemischt. Nur in einzelnen Lagen ist der Quarz rein kristallisiert (und dann viel größer!). Keine Spur von nachkristalliner Deformation.

#### 2. Prasinit.

Prasinit bildet im Kartenbereiche in der Hauptsache einen einzigen Zug, der im Hangendsten der Matreier Zone, nur noch von Quarzitschiefer überlagert, vom Göschnitztal über den Hahnkamp bis unter den Saukopf geschlossen durchzieht und dann durch ein liegendes, durch Querverstellungen zerlegtes Band (bis zum Schinal) abgelöst wird. Auf der W-Seite des Kastenecks erscheint er — schon außerhalb des Kartenbereichs — in ganz gleicher Stellung wieder; er greift in den in das Altkristallin eingefallenen Keil längs des Peischlachbaches hinein und läßt sich auf der S-Seite des Ködnitztales in einzelnen Aufschlüssen verfolgen, stets S vom großen Gipszug (S. 255); ebenso setzt er auch W Kals und über das Kals—Matreier Törl fort. — Nach SO setzt der Prasinit ebenfalls über den Kartenbereich hinaus fort, im unmittelbaren Liegenden des Schober-Altkristallins, bis zur Retschitzalm. Hier verschwindet er endgültig unter Moränen und findet jenseits derselben, am Kreuzkopf, keine Fortsetzung mehr. Dagegen gibt es in dieser Gegend noch weitere, tektonisch tiefere Prasinite: einmal unter dem Jöchlkopf, wo er ebenfalls einen Quarzitzug (im Hangenden) begleitet; dann an dem Kamme Ochsenkopf—Kreuzkopf, im Liegenden des Quarzits, welcher den erstgenannten Gipfel bildet, auf dessen Ostseite. Bei der Scharte P. 2335 erreicht er die Grathöhe, streicht jedoch gleich wieder in die Ostflanke und ist hier bis auf den Rücken Kreuzkopf—P. 2362 verfolgbar. Endlich gibt es noch ein Vorkommen auf der Zopenitzenalm, im unteren Teil des Gehänges gegen den gleichnamigen Bach, S P. 2362. Der Prasinit ist hier in dunkle Phyllite eingelagert, ohne andere Begleiter; immerhin mag auch hier eine Beziehung zu Quarzit bestehen, der ungefähr in der streichenden Fortsetzung gegen N sich einstellt. — Die Mächtigkeit all dieser Vorkommen ist nicht bedeutend; selten geht sie über 10 m hinaus.

Diese Prasinite sind ausnahmslos gleichmäßig feinkörnige oder gebänderte Gesteine, makroskopisch nicht zu unterscheiden von auch in der Oberen Schieferhülle verbreiteten Typen.

Ein Schliff (S-Seite des Ködnitztales gegenüber Tinkl) zeigt als vorwiegende Gemengteile Chlorit (0,1 bis 0,3 mm), blaßgelben Epidot (0,2–0,3 mm), meist durch feine Einschlüsse — anscheinend Titanit — getrübt; nur in einigen größeren oder zu rundlichen Flecken Pseudomorphosen? nach Granat?) zusammengehäuften Körnern fehlt die Trübung. Blaßblaugrüne Hornblende tritt stärker zurück; ihre sehr feinen, bis 0,5 mm langen

Nadeln sind beschränkt auf die helleren Lagen, wo sie den Chlorit fast ganz ersetzen. Sonst bestehen diese — abgesehen von dem überall verstreuten Epidot — aus Albit und Quarz zu ungefähr gleichen Teilen, in runden oder eckigen Körnern stark wechselnder Größe (0,05—0,4 mm). Auch in die chloritreichen Lagen sind z. T. einige solche eingestreut. Etwas Apatit, Magnetit, Titanit. — Ausgesprochene Paralleltexur, durch die Orientierung der Chloritblätter und den Lagenbau.

Ein Schliff von der W-Seite des Kals—Matreier Törls (ca. 1850 m) zeigt ungefähr das gleiche, nur ist er feinkörniger; die Quarz-Albitlagen treten mehr zurück, meist sind es nur langgezogene Linsen; dementsprechend ist auch die Hornblende spärlicher. Die Epidot?—Pseudomorphosen fehlen. Hier schließen sich die aus dem Gebiete der AVK. vorliegenden Schriffe an: reine Chloritprasinite, Hornblende fehlt ihnen ganz. In dem einen (Peischlachtal) ist der Epidot auffallend reichlich, z. T. bis fast  $\frac{1}{2}$  mm groß und ungewöhnlich lebhaft gelbgrün gefärbt. Zugleich tritt hier etwas Calcit in den Gesteinsbestand ein; auch ist Magnetit reichlicher als gewöhnlich. Dagegen tritt der Quarz — wenngleich immer noch in bemerkenswerter Menge vorhanden — hier stärker zurück gegenüber dem Albit.

In seiner Zugehörigkeit zu den Prasiniten nicht ganz sicher ist ein mit Prasinit verbundenes Gestein knapp östlich von Die Scheid. Es zeigt bei sonst ganz gleichem Aussehen auf Schichtflächen z. T. serizitische Beläge, die aber im Schliff nicht geschnitten wurden. U. d. M. ist bei wieder ganz ähnlichem Lagenbau der Mineralbestand wesentlich Chlorit, Albit und Quarz; Epidot fehlt hier auffallenderweise. Die Albite rein Ab bilden hier im Gegensatz zu den vorstehenden Prasiniten bereits deutliche Knötchenform bei Größen bis etwa  $\frac{1}{2}$  mm und sind mehrfach nach dem Albitgesetz lamellar verzwillingt. Sie enthalten — ähnlich einer wenig dichten Füllung — Mikrolithen, die hier ancheinend durchwegs einer blassen Hornblende zugehören, die im äußeren Gewebe nicht aufzufinden war.<sup>161a)</sup> Etwas Apatit, opakes Erz, Karbonat. Die Quarze sind vielfach undulös, besonders in ganz vereinzelt, in der Größe an die Knotenalbite herankommenden größeren Körnern.

Im Gegensatz dazu ist in einem Schliff von P. 2335, S des Ochsenkopfes (Blatt Heiligenblut, 1:25.000), der Chlorit nahezu verschwunden; Hauptgemengteile sind hier nur noch Epidot (eisenreich!) in meist nadeliger Ausbildung, bis 0,3 mm lang; und Albit in meist unregelmäßig umgrenzten Kristallen, bis 1 mm Längsdurchmesser, mit oft reichlichen Einschlüssen sehr kleiner Chlorite. Außerdem bildet der Albit unregelmäßig kleinkörnige (0,05—0,2 mm) Aggregate zusammen mit Quarz, der auch hier recht reichlich auftritt. Dazu noch einige große Magnetitkörner. — Epidot- und feldspatreiche Partien wechseln schlierenartig unter im allgemeinen deutlicher Parallelordnung.

Die starke Beteiligung von Quarz scheint ein unterscheidendes Merkmal gegenüber den Prasiniten der Oberen Schieferhülle zu sein; sie spricht wohl dafür, daß wir es hier nicht mit einem zufällig von dort her eingemischten Gesteinsspan zu tun haben, daß vielmehr eine primäre Verschiedenheit des Chemismus — mehr andesitisch-dazitisch? — und wohl auch der geologischen Stellung — Zusammengehörigkeit mit dem großen südlichen Quarzitzug? — vorliegen dürfte.<sup>165)</sup> Die Metamorphose ist aber ganz ähnlich verlaufen wie in der Oberen Schieferhülle und bietet bezüglich des Nebeneinanders hornblendeführender und -freier Typen, vielleicht sogar auch bezüglich Auftretens von Granat in einer früheren Phase der Gesteinsgeschichte (siehe oben) ganz gleiche Probleme wie dort. — Der weitere augenfällige Unterschied: das Fehlen porphyroblastischen Albits, ist ja in der Matreier Zone nicht auf diese Gesteine beschränkt, sondern auch sonst — wenn auch nicht ausnahmslos! — die Regel.

### 3. Phyllitische Gesteine.

Bei der Aufnahme ist versucht worden, in dieser Gesteinsgruppe die im folgenden angegebenen Unterscheidungen (a bis f) zu machen; die so unterschiedenen Gruppen sind nicht vollkommen scharf getrennt, sondern es gehen einzelne von ihnen ineinander über. Außerdem ist die Wechsellagerung und Verschuppung viel inniger als es die Karte angeben kann und diese soll daher mehr eine Darstellung der Hauptverbreitung der einzelnen Abarten sein als im einzelnen eine genaue Abgrenzung. Die Trennung der unterschiedenen Gruppen ist rein petrographisch zu verstehen — zur Darstellung der Mannigfaltigkeit dieser Serie — ohne daß derzeit damit auch eine stratigraphische Unterscheidung gemacht werden soll.

#### a) Dunkle Phyllite.

Das sind schwarze bis dunkelgraue, gewöhnliche Phyllite, die auf den Schieferungsflächen meist durch Serizitausscheidung silberig glänzen. Der Quarzgehalt wechselt in weitem Ausmaße; in mild und weich erscheinenden Typen ist er unmerkbar, in anderen bildet er hellere, nicht pigmentierte dünne Lagen, Linsen oder derbere Knauern von feinem Korn; daneben ist auch Gangquarz nicht selten. Der Gehalt an Karbonat bleibt im allgemeinen so niedrig, daß er i. H. entgeht, sonst ist es in schmalen braun verwitternden Lagen und Linsen neben Quarz angereichert.<sup>166)</sup> Typen, bei denen solches Karbonat wesentlicher Gemengteil wird, sind bereits zur Gruppe der kalkigen Phyllite (e) gezogen worden. Makroskopisch sichtbare Knötchen auf den Schichtflächen, wie sie in den Phylliten der Schieferhülle und des Nordrahmens vielfach verbreitet sind, wurden in dieser Gruppe nicht beobachtet; die Ausscheidung von blätterigem hellem Glimmer wird aber auf ihnen in hellen Flecken bemerkbar, doch nimmt sie nie solches Ausmaß an, daß die Gesteine etwa schon als phyllitische

<sup>161a)</sup> Vgl. dazu analoge Fälle aus Gesteinen der Granatspitzhülle (S. 42/43) und der Riffeldecken (S. 86).

<sup>165)</sup> Ein endgültiges Urteil darüber wird allerdings erst auf Grund umfassenderer Untersuchungen möglich sein!

<sup>166)</sup> Doch ist da Vorsicht nötig, da die ab und zu auftretenden quarzitischen Einlagerungen — siehe unten! — makroskopisch sehr ähnlich aussehen können!

Glimmerschiefer zu bezeichnen wären. Kleinfältelung, auch interne Fältelung in den flachen Linsenkörpern zwischen den glatt durchgehenden Schieferungsflächen ist verbreitet.

Quarzitische Einlagerungen — abgesehen von den S. 250 zu besprechenden lichten Quarziten! — kommen ab und zu vor; wenn sie auch bisher nur außerhalb der AVK. sicher nachgewiesen sind (z. B. Zopenitzen). Sie sind deutlich körnig, auf frischem Bruch blaugrau, verwittert braun, stets gut und dünn geschichtet; Mächtigkeit nie mehr als höchstens ein paar Meter. Die äußerliche Ähnlichkeit mit kalkigen Lagen ist oft sehr groß, und es ist durchaus möglich, daß uns gelegentlich eine Verwechslung mit solchen unterlaufen ist.

U. d. M. sind Serizit und Quarz die Hauptgemengteile. Sie ordnen sich meist zu einer Art Lagenbau, in dem sehr feinkörniger Quarz dünne, nicht anhaltende Streifen und Linsen bildet, die von Zügen mit Vorherrschaft von Serizit getrennt werden. Die serizitreichen Lagen sind meist reich und dicht pigmentiert, die anderen vielfach ganz klar. Sehr verbreitet ist Kleinfältelung, der gegenüber die äußerlich sichtbare Schieferung als Scherflächenschar erscheint. Karbonat wurde hier nicht gefunden, ist aber in anderen hierher gestellten Stücken schon makroskopisch sichtbar. Muskowit und etwas lichter Chlorit kommen neben dem Serizit in einzelnen Blättchen und Gruppen solcher vor; sie sind wohl als Neubildungen gegenüber dem Serizitgewebe zu deuten. In dem letzteren können kleine gerundete Albite auftreten, deren Bildung man wohl mit der weitverbreiteten Albitisierung in der Schieferhülle genetisch vereinigen kann, nur ist sie hier in einem noch bescheidenen Anfang stehen geblieben. Schließlich sind noch kleine Körner und Säulchen von braunem Turmalin zu erwähnen.

Die weiter unten zu besprechenden dunklen Tonschiefer, die stratigraphisch mit Liasbreccien verbunden sind, können von den dunklen Phylliten in aller Regel unterschieden werden, da sie meist nicht den Glanz der serizitischen Schieferungsflächen zeigen. Wenn sie aber ohne kennzeichnende Einlagerungen (Breccien, feinsandige Lagen u. ä.) an Phyllite grenzen, dann ist eine Abgrenzung kaum möglich und es sind daher wohl auch solche Schieferzüge z. T. noch als Phyllite eingetragen (z. B. in der Unterlage der Mödlspitze).

Die dunklen Phyllite sind das, was man sonst in der Matreier Zone als „Glanzschiefer“ zu bezeichnen pflegt. Der Ausdruck „Glanzschiefer“ wird aber außerhalb der Matreier Zone gewöhnlich in viel weiterem Sinne verwendet und umfaßt — insbesondere als einfache Übersetzung der Bezeichnung „Schistes lustrés“ — die ganzen metamorphen Bündner Schiefer einschließlich der Kalkglimmerschiefer (siehe etwa die Definition bei P. Termier 203, S. 44, oder Heim 145, II, S. 494). Die Matreier „Glanzschiefer“ sind aber wahrscheinlich wenigstens zum Großteil keine Bündner Schiefer, so daß es zu Verwirrung führen würde, wenn man sie weiter als Glanzschiefer bezeichnet. Wir vermeiden daher diesen Ausdruck.

#### b) Quarzreiche Phyllite.

Sie decken sich etwa mit dem, was Angel als „helle Matreier Phyllite“ (Nr. 9) von hier beschrieben hat. Demgemäß sind sie äußerlich gegenüber den vorigen zunächst heller, manche von ihnen sind silberiggrau und entsprechen durchaus dem, was man als Quarzphyllit zu bezeichnen pflegt. Solche Typen begleiten z. B. die Quarzitschiefer auf den Leitenköpfen und sind mit ihnen durch Übergänge verbunden. Häufiger jedoch sind diese Phyllite durch wechselnden Chloritgehalt grünlich bis deutlich grün und außerdem von den dunklen Phylliten noch durch einen höheren Gehalt an Quarz unterschieden, der im Querbruch glimmerarme Linsen und Lagen bildet.

Albitisation ist in aller Regel an diesen Phylliten nicht mit freiem Auge merkbar, und nur ein aufgesammeltes Stück (W-Hang der Leitenköpfe, über der Trias) führt reichlich kleine weiße Albitknötchen von etwa  $\frac{1}{2}$  mm Größe und darunter.

Aus gewissen Ähnlichkeiten mit diaphthoritischen Glimmerschiefern vom Kasteneck (chlorit-serizitbelegte Schieferungsflächen) ergab sich bei der Aufnahme der Verdacht, daß in diesen Gesteinen wenigstens z. T. diaphthoritische Altkristallin sich verberge; dieser Verdacht wird weiter dadurch gestützt, daß im Westhang unter der Mödlspitze mitten in ihnen eine kleine amphibolitische Knolle (siehe unten) gefunden werden konnte. Die mikroskopische Durcharbeitung in dieser Hinsicht zweifelhafter Stücke hat jedoch keine weitere unmittelbare Stütze hierfür geliefert, wenngleich eine gewisse Ähnlichkeit der Gesteine auch im Dünnschliff vorhanden ist. — Degegen hat die Kartierung des nördlich an die AVK. anschließenden Streifens für das Ködnitztal-O-Gehänge die Bestätigung erbracht (vgl. S. 241).

U. d. M. zeigen diese Phyllite wieder einen Lagen- und Linsenbau auf fast glimmerfreiem feinkörnigem Quarz und dazwischen Züge von Serizit und feinschuppigem Chlorit (Pennin), letzteren in geringerer bis etwa gleicher Menge wie Serizit. Selten sind: etwas Erz, Pigment, Apatit, Zirkon, Klinozoisit, etwas häufiger Körnchen und Tonschiefernädelchen von Rutil. Karbonat wittert öfters in rostigen Putzen aus, außerdem trifft man kleine Turmalinsäulchen (braun) in einzelnen Schliffen in größerer Anzahl, während sie anderen fast oder ganz fehlen. Auch ohne im Handstück sichtbare Knotenbildung kann sich in diesen Schiefern Feldspat finden; er bildet in einem der vorliegenden Schliffe kleine rundliche Körner ohne jegliche Störung, jedenfalls Holoblasten aus einem späten Entwicklungsstadium des Gesteins. Sie sind so gut wie ein-schlußfrei. Nach zwei Bestimmungen liegt reiner, unzonarer Albit vor.

Das oben erwähnte, deutliche Albitknoten enthaltende Gestein stimmt im Grundgewebe mit den übrigen Phylliten dieser Gruppe auch u. d. M. weitgehend überein, führt jedoch verhältnismäßig sehr viel Chlorit

(Pennin). Außerdem hat hier in unregelmäßigen und unscharf abgegrenzten Flecken die Bildung von braunem Biotit eingesetzt (anscheinend aus Chlorit entwickelt). Das Gestein ist wild gefältelt. Die Albitknoten sitzen ausschließlich in quarzarmen Serizit-Chloritlagen, schüppchenarme Quarzlagen sind frei davon. Die Knoten bestehen stets nur aus einem einzigen rundlichen oder in s gestreckten Feldspatkorn; nach mehreren Bestimmungen liegt wieder reiner, unlamellierter Albit vor. Ein in gleicher Weise wie im äußeren Gewebe gefaltetes s, vorwiegend aus „Tonschiefernadelchen“ von Rutil bestehend, durchzieht die Albite, und ist in ihnen gegenüber dem äußeren s nicht oder nur ganz wenig verlegt. Das äußere Schuppengefüge von Serizit und Chlorit stößt scharf, mit etwas buchtigen Grenzen an den Albitloblasten an und umfließt sie nicht. Der Albit gehört demnach ohne Zweifel in die letzten Phasen der Umprägung dieses Gesteins, ist fast rein posttektonisch, nur noch von ganz schwachen Nachbewegungen, die wohl auch die schwach undulöse Auslöschung des Quarzes verursachten, betroffen worden. Ob ein Zusammenhang der Albitisation mit der Bildung von Biotit besteht, konnte aus dem Schlibbild nicht entschieden werden.

#### c) Chloritoidphyllit.

Ein fleckig grünlicher Schiefer, ähnlich den vorhergehenden, ebenfalls vom Westhang der Leitenköpfe (über der Trias), zeigt i. H. sehr kleine schwarze Kriställchen, die sich u. d. M. als Chloritoid erwiesen. Das übrige Gewebe ist ganz wie bei den unter b) beschriebenen Phylliten gebaut; nur treten hier im Zentrum größerer Quarzlinsen grobe ankeritische Karbonatkörner hinzu. Die Chloritoiden entsprechen ganz der kräftiger gefärbten Abart aus den Chloritoidschiefern der Brennkogeldecke (S. 117), nur bleiben sie in der Korngröße etwas gegen diese zurück. Der Chloritoid ist auf die glimmerreichen Lagen beschränkt und ist dort in nicht eingeregelt Blättchen oder in prächtigen Rosetten gewachsen; kleine Quarzeinschlüsse machen ihn etwas löcherig. Es ist möglich, daß er bei seinem Wachstum Chlorit verzehrt.

Die Chloritoidrosetten sind rein posttektonisch gewachsen und von keiner Störung mehr betroffen, die Serizitblättchen öfters etwas gebogen, der Quarz schwach undulös.

#### d) Chloritphyllit.

Phyllite mit Chloritvormacht sind verhältnismäßig selten, die wichtigsten Vorkommen aber ausgeschieden. Sie unterscheiden sich von den vorhergehenden nur durch dunkler grüne Färbung und führen häufiger den Quarz in Linsen mit rostigen Karbonatputzen. U. d. M. überwiegt ein kräftig gefärbter Chlorit gegenüber dem Serizit, der jedoch nie fehlt. Die Korngrößenverhältnisse bleiben gleich und die Zusammengehörigkeit mit den übrigen Phylliten ist wohl sicher.

#### e) Kalkige Phyllite.

Diese Gesteine, die sich vor allem am Nordsaum der Matreier Zone einstellen, sind mit den oben besprochenen dunklen Phylliten durch innige Wechsellagerung und Mischung verbunden, so daß es sich mehr um eine kalkreichere Abteilung dieser handelt. Schon Stark (196, S. 208) hat diese kalkreichere Zone von der Pfortscharte bekannt gemacht und die weitgehende Übereinstimmung mit dem „Arler Kalkphyllit“ der nordöstlichen Tauern hervorgehoben. Angel (46/3) beschreibt Gesteine dieser Gruppe als glimmerreiche Kalkphyllite (Nr. 5).

Sie unterscheiden sich von den dunklen Phylliten (a) nur durch ihren meist in Linsen oder Lagen angereicherten Gehalt an körnigem Karbonat, das ihnen in verwitterten Felsaufschlüssen bräunliche Färbung verleiht.

U. d. M. sieht man zwischen den Zügen des pigmentreichen Serizitgewebes (gleiche Feinheit wie früher) in hellen Lagen eine recht innige Mischung von Quarz und Karbonat mit einem vergleichsweise größeren Korn (etwa um 0,1 mm), wobei fleckweise entweder Quarz oder Karbonat vorwaltet. Vereinzelt gröbere, gerundete Quarzkörner zeigen anscheinend Sandeinstreuung im ursprünglichen Sediment an.

Es war zu überlegen, ob diese Gesteine vielleicht „Kalkphyllite zweiter Art“ im Sinne der von Angel (46/9) für die Kalkglimmerschiefer erörterten Entstehungsmöglichkeit wären, daß also das Karbonat erst später aus den benachbarten eigentlichen oder den phyllitischen Kalkglimmerschiefern eingewandert wäre. Das mag für die (im Schliff nicht erreichten) gröber körnigen, reineren Karbonatzüge zutreffen, während die beschriebene feinere Mischung mit Quarz mehr für ursprünglichen Kalkreichtum des Sedimentes spricht.

#### f) Phyllitische Kalkglimmerschiefer.

Phyllitische Gesteine mit Kalkvormacht und Glimmerführung, die besonders in der Matreier Zone auftreten, sind schon im Anschluß an die Kalkglimmerschiefer der Oberen Schieferhülle unter dieser Bezeichnung beschrieben worden (S. 133). Sie sind im einzelnen mit den eben beschriebenen Kalkphylliten zwar auch durch Übergänge verbunden, sind aber in mittleren Typen recht gut von ihnen abtrennbar und schließen sich im Gesteinshabitus und den Kleinformen der Felsaufschlüsse recht enge an die eigentlichen Kalkglimmerschiefer selbst an. Die kartenmäßige Ausscheidung aus den Kalkphylliten konnte naturgemäß nur verhältnismäßig grob erfolgen.

#### 4. Quarzitschiefer und Serizitquarzite („Buchsteinserie“ nach *Angel*, z. T. Permo-Trias?).

Mit der gleichen Farbgebung wie die Quarzite der Unteren Schieferhülle sind in der Matreier Zone viel stärker geschieferte quarzitisches Gesteine ausgeschieden. Sie sind weiß bis grünlich, dünnblättrig („Buchstein“) bis feinlagig oder schieferig, und nur in einzelnen Bänken von höchstens einigen Dezimetern Stärke können sie mehr massig werden. Feinschuppiger Glimmer, öfters untermischt mit etwas Chlorit, überzieht die glänzenden Schichtflächen. Diese Gesteine ähneln in der Tracht eher den „hellen Chloritoidschiefern“ der Ferleitner Schieferhülle (S. 116 f.) als den eigentlichen Quarziten dieses Bereiches. Südlich vom Bergertörl, im Bereich der Überschiebung des Altkristallin, sind sie meist in enge Spitzfalten gelegt, nördlich davon ist das nicht so verbreitet und auch die sonstige Verschleifung merkbar geringer. — Diese Beschreibung gilt im wesentlichen auch für die SO-Fortsetzung der Matreier Zone, jenseits der Ränder der AVK., wo außer dem hangenden Quarzitzug, der bis zur Retschitzalm an der Grenze gegen das Schober-Altkristallin zu verfolgen ist, noch mehrere in etwas tieferer tektonischer Stellung auftreten. Ansehnliche Mächtigkeit — wohl über 50 m — erreicht der Quarzit hier insbesondere am Ochsenkopf und bei P. 2222, auf dem Rücken NO des Eckerwiesenkopfes.

Anders<sup>166)</sup> beschaffen ist der Großteil der Matreier Quarzite im SW, jenseits des Kartenrandes (ohne daß sich beim heutigen Stand der Kenntnisse daraus eine Altersverschiedenheit ableiten ließe). Beiderseits des oberen (N—S-verlaufenden) Ködnitztalabschnittes bildet gebankter — aber nur untergeordnet stärker geschieferter — Quarzit steile Felshänge und -wände: ostseitig besonders in der Flanke des Schuttbodens zwischen Hutter und Jörgenalm, westseitig unter diesem (hier durch eine Reihe Dolomit-, Marmor- und Kalkschieferlagen in Schuppen gegliedert). Gegen W setzt der Quarzit — nach der Unterbrechung der Aufschlüsse durch die Greiwiesen — im S-Abfall des Greibühels und weiter zur Griesspitze fort; auch vom SW-Grat des Pohleshorns zieht ähnlicher Quarzit in ansehnlicher Mächtigkeit gegen W abwärts. — In dem mächtigen (bis gegen 200 m) Quarzitzug endlich, welcher den S-Abschnitt der Matreier Zone gegen das Altkristallin bildet und der mit auffälliger Konstanz vom Kasteneck bis weit über Kals hinaus nach W weiterzieht, ist sowohl der gebankte als der geschieferte Typus reichlich vertreten; erst in den Einfaltungen in das überschobene Schober-Altkristallin (*Angel* 46/3) auf der W-Seite des Kastenecks, am Peischlachtörl und S davon unterm Peischlacksesselkes herrscht der verschieferte allein, meist intensiv gefältelt.

Besonders am Kamm der Leitenköpfe sind die kleine Türme bildenden, auf der Karte ausgeschiedenen Quarzitbänder beidseitig durch allmähliche Übergänge mit den oben beschriebenen, heller grauen Quarzitphylliten verbunden und diese Quarzitschiefer gehören damit jedenfalls in die zusammengehörige Folge der mannigfaltigen Phyllite. Sie konnten bei der Aufnahme jedoch nicht von den übrigen Quarzschiefen und Serizitquarziten, die keinen solchen Zusammenhang mit Phylliten erkennen lassen, unterschieden werden. — Anderwärts wurde Ähnliches jedoch nicht beobachtet; abgesehen von manchen Stellen der Verkeilungen mit den Glimmerschiefern der Schobergruppe (z. B. am Fr.-Senders-Weg und im Peischlacksessel mehrfach). Hier beruhen die Übergänge aber zweifellos auf tektonischer Verwalzung der beiden Gesteine (die insbesondere am Glimmerschiefer meist sehr auffällig ist, ihn zu einem grauen Phyllonit macht). An anderen Stellen: fast allgemein — soweit Aufschlüsse vorhanden — in den Gräben S des Ködnitztales, aber auch z. T. sonst, z. B. in dem Kessel NW Griedenkarkopf (N-Gipfel) oder östlich P. 2667 schalten sich dünne Lagen von Dolomit, Marmor oder Kalkschiefern (vgl. S. 251) zwischen Quarzit und Glimmerschiefer, so daß nicht einmal von einer normalen Folge dieser beiden Gesteine die Rede sein kann, geschweige denn von einem primären Übergang.

Konglomeratische Einschaltungen im Quarzit wurden nicht beobachtet. Wohl aber kommen in dem Quarzitschieferkeil S vom Peischlachtörl ab und zu dunkelgraue feinkieselige Lagen vor, scharf abgegrenzt gegen die Umgebung und — wie es der intensiven Fältelung dieses ganzen Keiles entspricht — wunderlich verknetet. Ihre Länge beläuft sich höchstens auf einige Zentimeter bei einigen Millimetern Dicke; so daß dies möglicherweise doch stark ausgewalzte Gerölle sind — vielleicht von Lydit, wie sie aus dem Semmeringquarzit bekannt sind.

Schliffe liegen nur wenige vor. Ein solcher von S P. 1936 (östlich Ganotz; streichende Fortsetzung des Quarzits vom Pohleshorn) zeigt ein Gewebe von wenig verzahnten, eckigen, selten in s gestreckten Quarzkörnern von 0,05—0,2 mm, mit ziemlich reichlich Muskowitlagen; gelegentlich auch Scherlinsen mit quergestellten Muskowitblättern. Kein Feldspat. Eine vorkristalline Falte. — Ein zweiter Schliff, aus der Fortsetzung des großen südlichen Quarzitzugs W vom Kals—Matreier Törl bei ca. 2000 m, zeigt fast ausnahmslos in s gestreckte Quarze (Länge um 0,2—0,3, Dicke um 0,1 mm), vielfach buchtig verzahnt, oft Überindividuen. Feldspat von ähnlicher Größenordnung ist untergeordnet eingestreut (höchstens ein Zehntel des Quarzes, aber lagenweise angereichert); er ist an stets starker Trübung — aber keine Spur von Fällung! — und geringer Lichtbrechung auf den ersten Blick kenntlich. Alle Anzeichen sprechen dafür, daß ein K-Feldspat vorliegt (vgl. S. 94, 225), jedoch ohne Gitterung. Auch der Gehalt an Muskowit — im ganzen viel geringer als im vorigen Schliff — wechselt lagenweise.

Hier ist noch ein Mineralvorkommen zu erwähnen, das sich an Quarzit knüpft. Auf der Ostseite des Ködnitztales nämlich wird sein Kontakt gegen das hangende Kalkglimmerschieferband begleitet von braunschwarzen Erzlinen. Es sind ihrer eine ganze Reihe, die größte etwa 2 m mächtig und einige Meter lang,<sup>168)</sup> an dem nördlichen Faltenknie, ganz

<sup>167)</sup> Auf die wiederum andersartigen grauen Quarzite, die nur als untergeordnete Einschaltungen in dunklen Phylliten auftreten, wurde bereits S. 248 hingewiesen.

<sup>168)</sup> Von Bauwürdigkeit ist natürlich keine Rede!

vom Kalkglimmerschiefer umflossen; die anderen unmittelbar an der Gesteinsgrenze. Das Erz gleicht ganz dem von *Meixner* (157) beschriebenen *Braunit*; eine durch Bergrat Dr. *O. Hackl* vorgenommene qualitative Prüfung ergab „viel Mangan in höher oxydischer Form“. Es ist stark mit Quarz durchzogen und enthält öfters auch feinblättrige bis dichte Putzen eines violett- bis rosenroten, glimmerartigen Minerals, dessen qualitative Prüfung „nur sehr wenig Mn“ ergab (allerdings ließ sich kein reines Material gewinnen). Der gleiche rosenrote Glimmer tritt stellenweise — namentlich unter dem südlichen Felskopf — auch in dem benachbarten Quarzit als Gesteinsgemengteil auf (ebenso jenseits des Kalser Tals auf der S-Seite des Blauspitz.<sup>169</sup>) Im Schliff gleicht er vollkommen dem Muskowit, abgesehen von der gerade noch deutlichen blaßbrötlichen Farbe;  $b = c > a$ . Anscheinend genau das gleiche Mineral fand *Weinschenk* (213, S. 472) im Tümmelbachtal (N Prägraten<sup>170</sup>); wie er richtig bemerkt, handelt es sich dort nicht um den optisch dem Biotit anzuschließenden Manganophyll. So auch in unserem Fall: es liegt vielmehr der von St. Marcel in Piemont und vom Schwarzsee in den Radstädter Tauern<sup>171</sup>, bekannte *Alurgit* (157) vor. Damit steht auch der geringe nachgewiesene Mn-Gehalt im Einklang. — Ein opakes Mineral, durch seine verschmierten Ränder an Graphit erinnernd, ist damit verknüpft; wahrscheinlich wieder  $MnO_2$ ; Piemontit<sup>172</sup>) wurde nicht angetroffen. — Der Schliff vom Ködnitztal enthält auch reichlich — ganze Lagen bildend! — Calcit, auf dessen Einwanderung aus dem Nebengestein ein naheliegender Verdacht besteht.

## 5 Trias.

### a) Dolomite.

Dolomit bildet in dem auf dem Kartenblatt liegenden Teil der Matreier Zone außer mehreren kleinen, in die Schiefer eingeschalteten Knollen und einer Linse im SO-Hang des Gößnitztales nur einen großen, wenn auch unterbrochenen Zug; dieser beginnt bei P. 2558, einem auffallenden Turm nordöstlich der Leitenköpfe, zieht über P. 2897 im Kamm nördlich von ihnen und erreicht im W-Hang der Leitenköpfe eine Mächtigkeit von über 100 m. Nach kurzer Unterbrechung schwillt er in der Mödlspitze wieder mächtig an und zieht noch über den Blattrand nach Süd weiter. Tiefer im Hang sendet eine weitere große Dolomitknolle ihr auskeilendes Ende noch auf unsere Karte; ihr entspricht als Fortsetzung jenseits des Ködnitztales das wild gefaltete Dolomitband des Predigerstuhles (schon außerhalb der AVK.).

In ähnlicher tektonischer Stellung, aber im einzelnen schwer zu parallelisieren, erscheinen verschiedene ansehnliche Dolomitmassen im Gehänge S des Wurger Baches; während die hellen Felspartien auf dessen N-Seite (N und W der Faresare-Alm), etwa an der Grenze der Matreier Zone, liegen und dem N des Fiegerhorns eingetragenen Marmor tektonisch entsprechen. — O der Einengung durch das Kasteneck beginnt ein neuer Zug von Dolomit am Rande der AVK. mit den Vorkommen bei der Wirtsbaueralm im Gößnitztale, die sich in einzelnen durch Schutt- und Waldbedeckung getrennten Aufschlüssen bis gegen 1900 m aufwärts verfolgen lassen. Der Dolomit bei der Malesischk-Alm gehört ebenfalls dazu.

Dagegen ist die S-Hälfte der Matreier Zone im Kalser Gebiet fast dolomitfrei: von einigen geringfügigen Linsen in den Roßeckschichten (S. 254) abgesehen, sind hier fast nur die ebenfalls wenig bedeutenden, aber tektonisch wichtigen Vorkommen zu nennen, die den südlichen Quarzitzug vom Altkristallin der Schobergruppe trennen: in der zerfallenen Felswand SW vom Peischlachtlörl und weiter W, S P. 2320. Auch hier ist der Dolomit mit Marmor eng verknüpft, z. T. durch Wechsellagerung oder flaserige Verzahnung.

An die Linse der Malesischk-Alm O des Gößnitztales schließt sich ein Zug von weiteren, außerhalb der AVK.: am Jöchlkopf (Abb. 87) in der Basis der Breccie (S. 261); dann beiderseits des Retschitzbaches unterhalb der gleichnamigen Alm auffallende gelblichweiße Felsen. Ein Zug kleiner Aufschlüsse von Dolomit (und Liasgesteinen) knüpft daran jenen des Sporns in dem Kar NW unterm Kreuzkopf. Wohl nur durch Schuttbedeckung davon abgetrennt ist der Dolomit auf dem Kreuzkopf-N-Grat, der sich in der W-Flanke fortsetzt und hier die S. 261 zu erwähnende Breccie trägt. Auch das Vorkommen der Zopenitzen (talauswärts von P. 2085) ist zusammen mit der Breccie genauer zu beschreiben (S. 261 f.). Eine weitere Fortsetzung bildet endlich zu beiden Seiten des Eckerwiesenkopf-Rückens weithin leuchtende helle Felsen.

Neben diesem Haupt-Dolomitzug gibt es am Eckerwiesenkopf noch einen weiteren in tektonisch tieferer Lage. Er bildet einzelne Felspartien am Rande der Verflachung um P. 2222 und setzt auch gegen SO auf dem Gehänge hinab (W P. 2081). Dieser Dolomit ist ziemlich stark kristallin und z. T. stark mit weißem Kalkmarmor durchflochten; ebensolcher löst ihn in der Fortsetzung gegen NW überhaupt ab und erreicht noch den Steig auf der S-Seite des Zopenitzenbaches, bei der Seitenrunse etwa 250 m talauswärts von der Lackneralm. — Die Mächtigkeit dieses über 1 km verfolgbaren, ganz in dunklen Phyllit eingebetteten Zuges überschreitet nirgends 3—4 m.

Einige weitere kleine Dolomitvorkommen werden im tektonischen Teil Erwähnung finden.

Die großen Dolomitmassen sind gesteinskundlich sehr eintönig, in sich ungegliedert, nur selten (wie Mödls-*spitz*) kann man eine ganz schwache Bankung wahrnehmen; an Klufzonen ist das Gefüge brecciös. Der Dolomit

<sup>169</sup>) Vermutlich von diesem Fundort stammt ein Stück, das, wie mir Dr. *H. Meixner* mitteilt, mit der Ortsangabe „Kals—Matreier Törl“ in der Grazer Universitätssammlung liegt.

<sup>170</sup>) Eine geologische Beziehung dieses Vorkommens zu den unseren besteht schwerlich; denn die Matreier Zone verläuft bei Prägraten bereits ganz auf der S-Seite des Virgentales.

<sup>171</sup>) Vergleichsschliffe von hier stellte Herr Dr. *H. Meixner* in liebenswürdiger Weise zur Verfügung, wofür demselben auch hier bestens gedankt sei.

<sup>172</sup>) Den man wegen der Analogie zum Schwarzsee-Vorkommen hätte erwarten können.

ist lichtgrau bis weiß, selten gelblichweiß, nur vereinzelt lichtrosa geflammt, feinkristallin bis nahezu dicht. Die Art des Zerfalls nach den Klüften erinnert an Dolomite der Nordalpen.

Mit einer mehr als bescheidenen Ausnahme konnten in den Dolomiten keine organischen Reste aufgefunden werden. In der Mulde nördlich der Mödlspitze nämlich liegt unterhalb des Weges in Schiefeln eine Knolle von dichtem weißem bis weißgelbem Dolomit, die vermutlich nur tektonisch von der Hauptmasse abgetrennt ist. Sie führt kleine Knötchen und röhrenähnliche Formen aus körnigem Karbonat, die vermutlich auf Diploporen bezogen werden können; von einer näheren Bestimmung war natürlich keine Rede.

Die kleinen Dolomitvorkommen, wie das im Ködnitztal (W-Hang), östlich Schinal, SO-Hang des Gößnitztales, sowie bei der Wirtsbauernalm (Gößnitztal, Blattrand) folgen dem gleichen Typ oder sind nur etwas gelblicher.

Zwischen P. 2558 und dem Leitenkopfkamm (Profile Abb. 83) treten untergeordnet auch gelbe, dünnplattige bis blätterige, körnige oder dichte Dolomite auf. Ebenda gibt es auch stark verschieferte, flaserige gelbliche Abarten, die bereits recht stark an die gelben Flaserdolomite der Unteren Schieferhülle, insbesondere der Seidlwinkeldecke (siehe S. 121 f.) erinnern. Es ist möglich, daß auch hier, so wie im Nordrahmen (siehe S. 227 f.) diese gelben flaserigen Dolomite nur durch Verschieferung der vorher beschriebenen massigen Abarten entstanden sind; ihr Auftreten mit einer gewissen Selbständigkeit spricht jedoch hier eher dafür, daß sie einen eigenen Horizont darstellen.

Nur wenige Dezimeter große Knollen von braun verwitterndem eisenreichem Dolomit fanden sich im SO-Hang des Gößnitztales (in Phyllit) und am Hahnkamp (in Quarzit). Es bleibt die Möglichkeit offen, daß es sich dabei um ein anderes Schichtglied (paläozoisch?) handelt.

An seiner nordwestlichen Basis grenzt der Dolomit der Mödlspitze sicher tektonisch an Tonschiefer der Schiefer-Breccienfolge (siehe unten); an der Grenze selbst schaltet sich als ein nur 1–2 dm mächtiges Band ein gelbgrauer harter Schiefer, begleitet von lichtgrauem Serizitschiefer, ein. Ersterer besteht nach dem Schliffbefund — i. H. ist er vollkommen dicht — aus einem äußerst feinkörnigen Gemenge von Dolomit, Quarzsplittern und Serizitschüppchen. Die Größenordnung der Gemengteile liegt um 0,01–0,02 mm. Die Schieferung ist in der Anordnung der Gemengteile nur schwach ausgeprägt. Es scheint sich in diesen Gesteinen nicht um das Ergebnis randlicher Verschieferung des Dolomites oder einer Wechselwirkung zu handeln, sondern um einen eigenen Schichthorizont, der allerdings nicht näher eingereicht werden kann. Der erwähnte Serizitschiefer gleicht recht weitgehend den Schollen, die in der folgenden Gesteinsart anzuführen sind.

#### Brecciöser Dolomit mit Calcitnetzwerk.

Dieses eigenartige Gestein bildet (siehe die Kartenskizze Abb. 82) die tiefsten Teile der Dolomitklötze bei P. 2858, am N-Rand des Kares im W-Hang der Leitenköpfe, und wurde auch an einzelnen abgetrennten Dolomitschollen gefunden. Der normale dichte Dolomit ist da regellos durchzogen von weißen, grobspätigen Kalkspatadern bis zu mehreren Zentimetern Breite. Die Masse des Kalkspates kann dabei der des Dolomites gleich werden, so daß schließlich nur eckige Dolomitstücke verschiedenster Größe durcheinander, von feinen Spalten und breiten Zonen von spätigem Kalkspat getrennt werden.

Das Bild der Aufschlüsse ist am besten deutbar als von Klüften ausgehende metasomatische Verkalkung einer klüftigen und brecciösen Randzone des Dolomites; bezeichnenderweise erscheint dieses Gebilde nie dort, wo sich in ursprünglichem Schichtverband die „Schiefer-Breccienfolge“ (siehe unten) anlagert, sondern nur an deutlich tektonischen Grenzen der Dolomitklötze. Eine anscheinend vergleichbare Umbildung beschreibt z. B. *Hammer* (141, S. 452) vom Triasdolomit des Beutelkopfes oberhalb Serfaus im Unterengadin (Entdolomitierung).

Schwierigkeiten für diese Deutung bringt nur eines: Es finden sich nämlich in diesen Massen nicht sehr selten kurze, schollenähnliche, aber stark verquetschte Züge von weichem, gelblichgrünem Serizitschiefer, die zwischen den Dolomitbrocken verdrückt sind; einmal wurde eine solche Scholle von etwa  $\frac{1}{2}$  m Länge beobachtet. Sie ordnen sich nicht in Züge oder Lagen, sondern stecken ohne jede Regelmäßigkeit im Dolomit. Daher ist zu überlegen, ob dieses Gebilde vielleicht besser als Sedimentärbreccie mit Einstreuung der Schieferschollen zu deuten wäre. Dagegen spricht aber die Anordnung und Form der Dolomitstücke sowie der Übergang zum anschließenden einheitlichen Dolomit; Anordnung und Form der Stücke ist nicht die einer Sedimentärbreccie, sondern so, wie man es sich bei starker Auflockerung eines wirrklüftigen Gesteins vorstellen muß. Die Lagebeziehung der einzelnen Stücke ist noch ungefähr ohne Drehungen erhalten, es fehlt jede Andeutung einer Aufbereitung und man sieht auch am Rand größerer Dolomitschollen das Eindringen des Kalkspatnetzwerkes an Klüften. In gleicher Weise geht das ganze Gebilde in den massigen Dolomit über. Weiters sind die Dolomitstücke durchwegs gleicher Art, während bei den unten folgenden, mit diesen Dolomiten verbundenen echten Sedimentärbreccien stets, auch wenn sie rein dolomitisch bleiben, wenigstens eine Schattierung in der Farbe der Komponenten oder kleine Unterschiede in deren Körnung zu bemerken sind.

Es bleibt demnach wohl nur übrig zu glauben, daß die Serizitschieferschollen aus ehemaligen randlich eingeschalteten Lagen solchen Gesteins stammen, die bei der Zertrümmerung des Dolomites ebenfalls zerlegt und verquetscht worden sind. Sie wären damit vergleichbar den Serizit-, bzw. Tonschieferfetzen, die man in vielen Rauhacken antrifft.

In gewissem Sinne Ähnliches bietet der Dolomit, welcher am SO-Grat des Weißen Knotens dem Radiolarit (vgl. S. 264) in Gestalt von großen Linsen eingeknetet ist: er ist von einem groben Netzwerk weißer calcitischer

Adern durchzogen, die wie Marmor aussehen (daher Eintragung als Marmor auf der Karte!). Außerdem ist er stark verquarzt und stellenweise — anscheinend unabhängig von der Durchaderung — gespickt mit Albitkristallen (vgl. dazu S. 96).

#### b) Roßeckschichten.

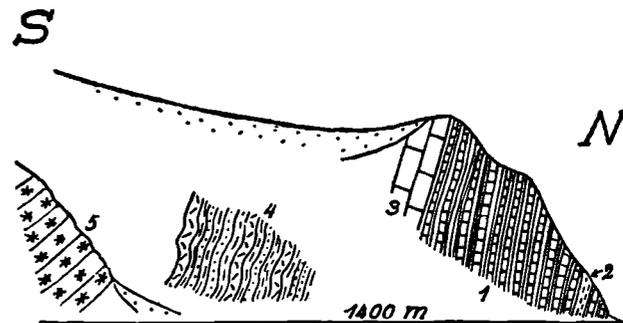
Unter diesem Namen sei eine Gruppe von Gesteinen zusammengefaßt, die zwar z. T. kartenmäßig trennbar sind, im ganzen aber doch derartig miteinander verknüpft, daß man schwerlich anders kann als eine Einheit darin sehen. Der Name ist entnommen von dem Roßebach W Kals, dessen wüste Schlucht größtenteils in diese Schichten eingeschnitten ist und wohl deren schönste und reichhaltigste Entwicklung in dieser Gegend zeigt.

In dem hier zu betrachtenden Gebiet treten die Roßeckschichten auf in einer Reihe von Fetzen längs des Ködnitztales, stets eng verknüpft mit dem großen Gipszug (S. 255); so gleich bei Beginn der zusammenhängenden Aufschlüsse auf der südlichen Talseite SO Glor und dann wieder auf der Ostseite des scharfen Bachknies SO Ranggetin. Hier beobachtet man das folgende Profil (Abb. 80).

1. Feingebänderter, feinkristalliner gelblicher Marmor mit grünen Serizitlagen; sie überwiegen hier meist, so daß man fast eher von Kalkserizitschiefer reden kann.
2. Einlagerung von dunklem Phyllit, 1—2 m.
3. Linse von hellem Dolomit, einige Meter.
4. Grünliche Serizitschiefer mit quarzitischen Lagen, darin reichlich — nur schematisch gezeichnet — Zwischenlagen und Linsen von intensiv orangegelber Rauhwanke; insgesamt 25—30 m.
5. Gips (cf. S. 255).

Längs der folgenden Bachstrecke sind die Roßeckschichten nicht mehr sichtbar; wohl aber westlich Tinkl an dem Sträßchen auf der N-Seite des Tales: man findet dort die grünen Serizitschiefer in Lesesteinen. O Tinkl stehen sie im Hangenden des letzten Gipsaufschlusses oberhalb des Sträßchens an, nur wenig mächtig und

Abb. 80. Profil auf dem S-Ufer des Ködnitzbaches, SO Ranggetin, 1:1600 ca. Erklärung im Text.



von dem hellen Serizit-Bändermarmor überlagert, der in Felsköpfen aus dem steilen Rasenhang hervorschaut. Auch an dem Weg, der vom Tinkl durch die Wiesen gegen O zum Bache hinabführt, trifft man die Serizitschiefer überm Gips, weiterhin darüber Rauhwanke.

Dann erscheinen die grünlichen Serizitschiefer wieder in dem Profil SW der Nickel-Alm, das S. 255 wiedergegeben ist; während O der gleichen Alm im Rasengehänge wieder die Bändermarmore in kleinen Anrissen entblößt sind. Auch liegt Gips nicht allzu weit darüber.

In allen diesen Aufschlüssen scheinen die Serizitschiefer und die Serizit-Bändermarmore ganz scharf trennbar. Im Roßebach ist davon keine Rede: hier gehen beide Gesteine so vielfach ohne jede Grenze ineinander über, daß es ganz unmöglich ist, sie zu trennen.

Ähnlich ist es auch an dem Gehänge O und NO der Oberfiger-Alm, am SW-Fuß des Kastenecks: hier stehen vielfach derartige Gesteine an, sowohl Kalkserizitschiefer, meist sehr mürb und weich und häufig von Rauhwanke durchsetzt, als auch kalkfreie Serizitschiefer mit Linsen von Gips und Dolomit; doch sind die Aufschlüsse wenig zusammenhängend, zudem stark gestört, wie die vielfache Verfaltung mit Prasinit zeigt; befinden wir uns doch hier bereits hart unter der Überschiebung des Kastenecks.

Kleinere Aufschlüsse treffen wir noch am N-Rand des Kessels der Gratzwinkel-Alm: hier bilden lichtgrüne Serizitschiefer, dann Rauhwanke, endlich Serizit-Bändermarmore, je einige Meter mächtig, das Hangendglied — nicht stratigraphisch zu verstehen! — der Mödlspitztrias gegen die auflagernden Phyllite. Ähnlich folgen an dem Kamm östlich der Mödlspitze, N unter dem südlichen Dolomitzacken, ein paar Meter grünlichen Serizitphyllits, dann eine dünne Lage Rauhwanke, dann etwas mächtiger Serizit-Bändermarmor (bis -Kalkschiefer), intensiv orange anwitternd; doch könnte dies Gestein hier wohl auch schon zu den unterlagernden Schalotzschiefen (S. 266) gehören, mit denen ganz ähnliche Gesteine öfters in Verbindung stehen.

Wir haben also — abgesehen von Rauhwanke, Gips und Dolomit, deren Auftreten wechselt — zwei Hauptgesteinstypen der Roßeckschichten, teils deutlich geschieden, teils in unlöslicher Verbindung miteinander stehend: die grünlichen Serizitschiefer und die Serizit-Bändermarmore. Erstere sind meist feinblättrig, enthalten aber häufig auch weiße Quarzschwielen oder in den Übergangszonen zu den Serizit-Bändermarmoren solche von gelblichem Calcit.

Dieses letztere Gestein verliert auch z. T. die regelmäßige Bänderung und wird mehr unregelmäßig flaserig; im übrigen sind die Mengenverhältnisse zwischen dem lichtgrünen serizitischen und dem gelblichen calcitischen Anteile großen Schwankungen unterworfen, es kann auch lokal — z. B. im Zug auf der N-Seite des Roßbeckbaches — ein lichter, nur schwach serizitisch geschieferter Marmor daraus hervorgehen.

Der Schriff eines Serizitschiefers aus dem Profil SW der Nickel-Alm (S. 255) zeigt Serizit und eng damit verknüpft Chlorit in ungefähr gleicher Menge, in dünnen Blättchen von 0,1 mm Länge aufwärts, meist zu dicken Strähnen aufeinandergepackt; dazwischen Lagen von eckigem Quarzpflaster (0,02—0,1, ausnahmsweise — in Nestern — auch bis 0,5 mm), dem einzelne Chloritblättchen und etwas Albit beigemischt ist. Das letztgenannte Mineral ziemlich häufig als Porphyroblast (bis 0,5 mm), besonders in den Chlorit-Serizitlagen, die es scharf abschneidet, wobei sich die Paralleltextur z. T. in Reihen feiner Nadelchen (Rutil?) im Inneren des Albits gleichgerichtet fortsetzt. In anderen Fällen bilden solche Nadelchen ungeordnete Haufwerke. Etwas Ankerit, Pyrit (z. T. mit Magnetitsaum), Magnetit, Apatit. — Sehr schöne feine Fältelung, von transversalen, ebenfalls mit Glimmer und Chlorit belegten Scherflächen in enger Scharung durchschnitten. — Bemerkenswert ist in diesem Schriff das — sonst in der Matreier Zone seltene — Bild posttektonischer Albitisierung, wie es uns so oft in den anderen Serien begegnet ist; wenn sie auch hier nicht so weit gediehen ist, daß man die Herkunft des Albits aus dem Gestein selbst ausschließen könnte. Inwieweit sich das anderwärts in den gleichen Schieferungen wiederholt, muß leider unentschieden bleiben, da keine weiteren Schriffe vorliegen.

Das Alter der Roßbeckschichten ist durch die enge Verbindung mit Rauhwaacke und Gips zunächst als triadisch gegeben. Darüber hinaus liegen die Verhältnisse ähnlich wie bei den grünen Serizitschiefern usw. des N-Rahmens (S. 228 f.), deren Zusammensetzung ja recht ähnlich ist (allerdings bestehen — besonders durch das Auftreten der Serizit-Bändermarmore — auch Verschiedenheiten): es könnte sich entweder um ein metamorphes Äquivalent der Werfener Schichten oder ein Glied der Obertrias handeln; damit soll nicht nur die Karnische Stufe gemeint sein, sondern insbesondere auch der „bunte Keuper“ des Semmerings (120), dessen lithologische Zusammensetzung recht ähnlich ist und dessen Wiederauftreten hier allenfalls erwartet werden könnte.<sup>173)</sup> Freilich: direkte Überlagerung durch Rhät wie am Semmering kommt in der Matreier Zone nicht vor; wie überhaupt die vorliegenden Profile keinen sicheren Anhaltspunkt zur Entscheidung der Frage bieten.<sup>174)</sup>

#### c) R a u h w a c k e.

Sie findet sich — außer als Bestandteil der Roßbeckschichten (vgl. S. 253), wo sie sich meist nicht ausscheiden läßt — vor allem als untergeordneter Begleiter des großen Gipszuges im Ködnitztal. Dort werden einzelne wichtigere Vorkommen Erwähnung finden (S. 255). Es ist stets ein dunkelgelbes feinsandiges Gestein — stark brausend mit verd. HCl, aber kein echter Zellenkalk — mit grünem Serizitphyllit in kurzaushaltenden Lagen, Flatschen oder unregelmäßigen Fragmenten; die Ähnlichkeit mit den Rauhwaacken auf der W-Seite des Fuscher Tals ist größer als mit jenen der Seidlwinkeldecke (S. 124).

Auch als (tektonisches!) Hangendglied der Mödlspitztrias findet sich Rauhwaacke bei und N über der Gratzwinkel-Alm, enge verknüpft mit gelbem Dolomit, den grünliche Serizithäute flaserig durchziehen, sowie gelblichen Flaserkalken mit grünen serizitischen Lagen, gleich den S. 263 erwähnten. Diese ebenso wie die Rauhwaacke lassen eine stratigraphische Anknüpfung an die Roßbeckschichten als möglich erscheinen. — Kleine Rauhwaackeneinschaltungen gibt es auch am Jöchlkopf im Hangenden des Serpentin und am Eckerwiesenkopf unter der Überschiebung des Altkristallins.

Alle diese Vorkommen liegen außerhalb der AVK. In deren Bereich treten nur in geringem Ausmaß unscheinbare braungelbe, sandig zerfallende, kleinporige Gebilde auf: an dem den Ostrand des Dolomitzuges der Leitenköpfe bildenden Bruchrand (Skizze Abb. 82), einer ähnlichen Störung nördlich der Mödlspitze und an einer weiteren vergleichbaren tektonischen Grenze bei P. 2858. Als normal stratigraphisch deutbares Schichtglied wurde sie hier nicht gefunden.

Diese<sup>173a)</sup> „Rauhwaacken“ enthalten recht reichlich kleine Schollen von dem angrenzenden grünlichen Phyllit, Quarzbruchstücke und auch Brocken von Dolomit, weiters führen sie manchmal Blätter von fuchsitischem Glimmer. Mit den großlöcherigen, wandbildenden Zellenkalken der Seidlwinkeldecke haben sie erst recht nichts gemein.

Nach ihrer Stellung rein an Störungsflächen und der Mengung aus Bruchstücken der anschließenden Gesteine handelt es sich um eine tektonische Bildung, eigentlich einen Bruchstörungsmylonit, der, gebildet aus dem Zerreibsel der angrenzenden Gesteine, unvollständig, unter Beibehaltung des löcherigen Gefüges, verkittet worden ist.

Es ist angesichts dieser recht gut ersichtlichen Bildungsweise wohl besser, nicht von Rauhwaacke schlechthin, sondern nur von einem rauhwaackeähnlichen Mylonit zu sprechen.

<sup>173)</sup> Wegen des Farbunterschiedes: im Semmeringgebiet noch vorwiegend violett, in der Matreier Zone durchgehends grün, braucht man sich nicht zu beunruhigen: derartige Umfärbungen bei der Metamorphose sind nicht selten. Vgl. S. 265 u. a.

<sup>174)</sup> Auch an die — freilich selbst was ihr Alter betrifft problematischen und wohl nicht einheitlichen — „Bunten Bündner Schiefer“ des Unterengadins könnte man denken; auch hier wäre die Verknüpfung mit Gips ein besonderes Vergleichsmoment. Angel (46/10, S. 110) hat erstmals Äquivalente von diesen in der Matreier Zone zu finden geglaubt; allerdings, was er am Eckerwiesenkopf unter anderem dahin stellt, scheinen vielmehr vormesozoische Phyllite zu sein.

<sup>174)</sup> ) Nämlich die zuletzt erwähnten.

## d) Gips.

Im Bereiche unserer Karte zwar nicht, wohl aber außerhalb derselben, im Ködnitztal, tritt Gips als wichtiges Glied der Matrier Zone auf. Er wurde hier schon von *Stur* (15, S. 233) und seither wiederholt (z. B. von *Löwl*) erwähnt, aber merkwürdigerweise auf keiner Karte ausgeschieden; so daß sich bisher niemand eine richtige Vorstellung von der Ausdehnung des Vorkommens machen konnte.

Dasselbe bildet einen bis zu etwa 200 m mächtigen, über 4 km weit verfolgbaren<sup>175)</sup> Zug, beginnend auf der S-Seite des Ködnitzbaches SO Glor. Oberhalb der scharf gegen N gerichteten Bachschlinge SO Ranggetin erscheint er, an einer Verwerfung gegen N verschoben, wieder, in gesteigerter Mächtigkeit und bildet nun über 1 km weit fast zusammenhängend hohe, von ferne gesehen grünlichweiße Anrisse längs des S-Ufers. W Tinkl wird der Gips durch eine größere Verwerfung wiederum nach N versetzt und bildet nun das N-Gehänge; an dem Sträßchen W Tinkl tritt er zutage und noch oberhalb desselben, aus den Wiesen östlich des gleichen Gehöftes, leuchtet er als weißer Anriß. In dieser Gegend erreicht er seine größte Mächtigkeit. Weiterhin streicht er wieder auf das S-Ufer, wo er beiderseits des Folpremoabaches 100 m hoch am Gehänge zutage tritt. — Auf dieser ganzen Strecke wird der Gips vielfach von Rauhwanke begleitet, besonders am S-Rand (sonst nur kleine Schmitzen); im N sind ihm zumeist die Roßeckschiefer benachbart (soweit er nicht — tektonisch! — unmittelbar an Schalotzschiefer — S. 266 — grenzt). Bezüglich der Lagerung darf man sich nicht durch das gewöhnlich flache Einfallen täuschen lassen: dies ist bedingt durch Hakenschlagen infolge oberflächlicher Rutschbewegungen. Auf dem N-Gehänge ist es gegen N, auf dem S-Gehänge gegen S gerichtet; aber in günstigen Einschnitten, z. B. des Ruzi- oder Folpremoabaches oder auch an jener Schlinge des Ködnitzbaches SO Ranggetin sieht man wenigstens an den standfesteren Nachbargesteinen immer steile Stellung, und das muß auch die des Gipslayers sein.

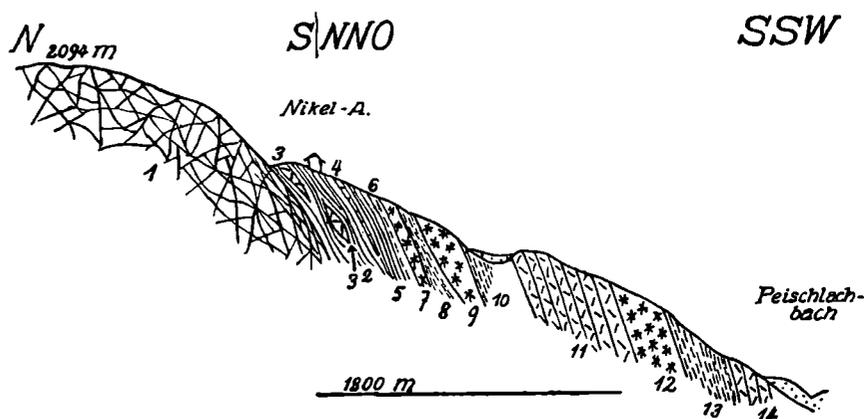


Abb. 81. Profil bei der Nickel-Alm, 1:6250 ca.  
Erklärung im Text.

Von der Einmündung des Peischlachbaches an schwenkt dasselbe aus dem bis dahin westöstlichen Verlauf gegen NO ab — wohl in Zusammenhang mit Verringerung des südlichen Einfallens. Zunächst tritt der Gips noch auf der S-Seite des Peischlachbaches an stark verwachsenem Gehänge in einigen Anrissen zutage; dann auf der N-Seite, neben dem großen Schuttstrom SW der Nickel-Alm. An der Rippe östlich desselben beobachtet man folgendes Profil (Abb. 81):

1. Serpentin als Liegendes; an Bewegungsfläche darüber
2. schwarze Schiefer mit dünnen Kalklagen, z. T. lebhaft orange anwitternd (= Schalotzschiefer, S. 266). Darin
3. Linsen von Rauhwanke.
4. Weißer kristalliner Kalk, in Linsen von schwarzen Schieferhäuten umflasert.
5. Schwarze Schiefer mit kalkigen Lagen, wie oben.
6. Grünliche Serizitschiefer (= Roßeckschichten; vgl. S. 253).
7. Gips.
8. Grünliche Serizitschiefer, wie oben.
9. Gips. — Nun werden die Aufschlüsse mangelhafter: nur mehr Lesesteine (Lagerung in Abb. 81 demnach hypothetisch).
10. Grünlicher Serizitschiefer, wie oben.
11. Gelbe Rauhwanke.
12. Gips.
13. Grünliche Serizitschiefer.
14. Nochmals Spuren von Rauhwanke.

Man ersieht aus diesem Profil die enge Verbindung des Gipses mit den Serizitschiefern der Roßeckschichten, die wohl stratigraphisch zu deuten ist (vgl. S. 253).

Aus den Wiesen der Matoitz-Alm schauen dann noch auf der S-Seite des von P. 2094 zum Kasteneck laufenden Rückens größere Gipsaufschlüsse hervor; auch sie sind mit Rauhwanke verknüpft, die sich in Blöcken über den Rücken hinweg nach N verfolgen läßt. Damit endet der Gipszug, soweit das stark bewachsene und moränenüberkleidete Gehänge erkennen läßt.

<sup>175)</sup> Eine weitere Fortsetzung W von Kals gegen das Kals—Matrier Törl und jenseits desselben entlang dem Bürgergraben besteht nur noch aus zusammenhangslosen und vergleichsweise geringmächtigen Linsen.

Der Gips ist normalerweise weiß, aber sehr unrein,<sup>176)</sup> insbesondere von Lagen grünen Serizitphyllits durchflochten, die öfters eine sehr regelmäßige Schichtung hervorbringen; in anderen Fällen sind es mehr regellos verteilte Flatschen. Stets ist der Gips ausgesprochen kristallin und gewöhnlich ganz weich<sup>177)</sup> und mürbe, so daß man sich über die relative Standfestigkeit wundert, die ihn doch so steile Böschungen ertragen läßt, wie man sie in den großen Anrissen am Ködnitzbach oft sieht.

Wegen der stratigraphischen Stellung vgl. S. 254.

## 6. Breccien und Begleitgesteine

a) im Zug Leitenkopf—Mödlspitz.

α) Schiefer-Breccienfolge (Rhät-Lias).

Der Zug der großen Dolomitmassen Leitenkopf—Mödlspitze wird unterlagert von einer abwechslungsreichen Folge von Breccien, Tonschiefern, Kalkschiefern und Marmoren sowie etwas Dolomit, die am besten im Zusammenhang besprochen werden. Ihre Grenze gegen die Dolomite ist oft tektonisch, in dem

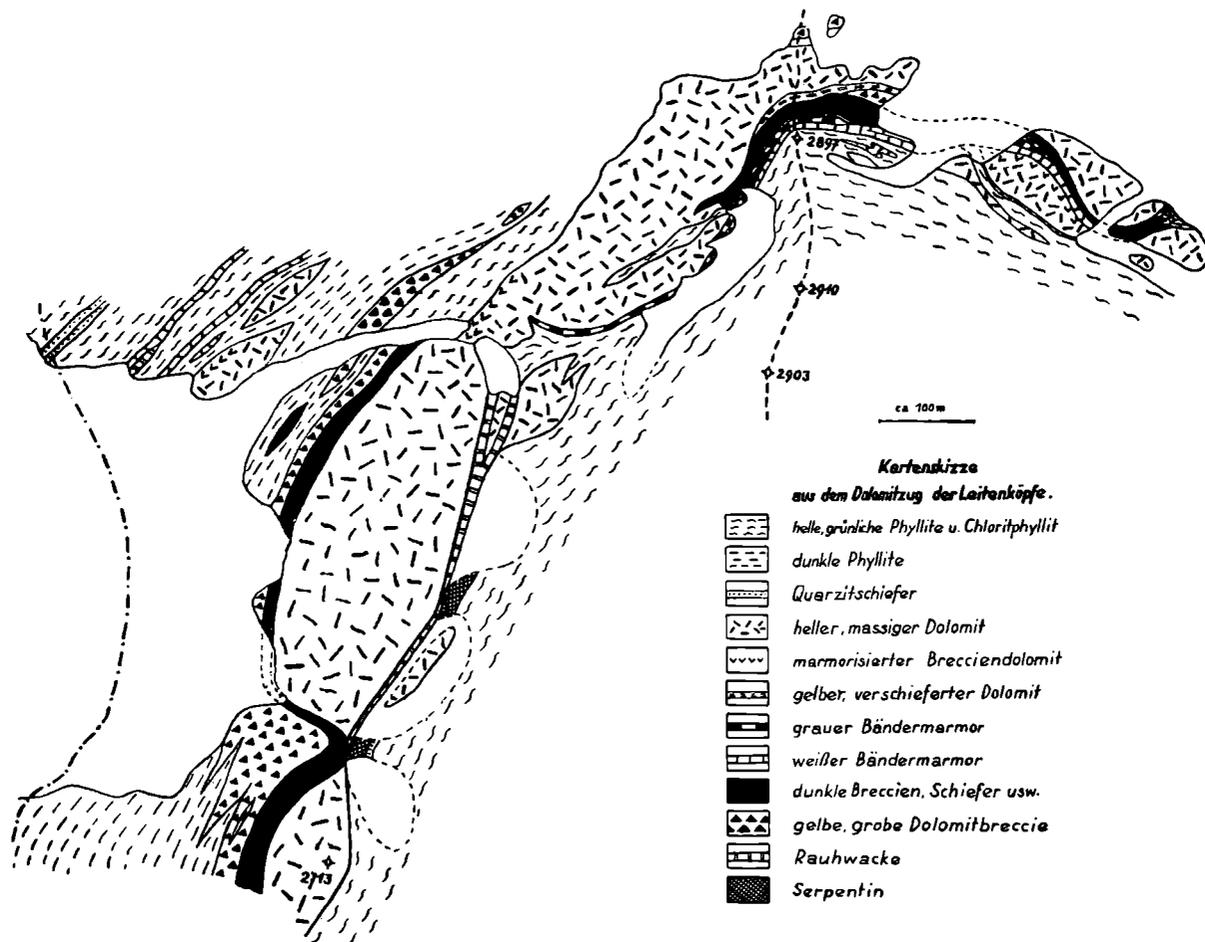


Abb. 82. Kartenskizze aus dem Dolomitzug im Westhang der Leitenköpfe und nördlich dieser. Hiezu die Profile der Abb. 83.

mittleren Teile des Zuges wurde aber auch offensichtlich sedimentärer Verband gefunden. Die wenigst gestörten Profile finden sich in der Dolomitbasis westlich P. 2713 und unter den Dolomitwänden des Kares im Westhang der Leitenköpfe (siehe die Skizze Abb. 82). Hier befindet sich die ganze Serie in überstürzter Lagerung (was schon *Hottinger 57* zeichnet), während am Leitenkopfkamm selbst etwa die normale Folge auftritt.

Westlich P. 2713 wurde das Profil Abb. 83 a aufgenommen; es hat anscheinend die geringste Störung und ist am vollständigsten. Der dichte graue Dolomit geht nach unten über in eine dolomitisch verkittete Breccie desselben Gesteins, die zunächst nur auf angewitterten Flächen erkennbar wird (Größenordnung der Bruchstücke etwa 1 cm). Die Grenze ist gewöhnlich nicht ganz scharf festzulegen, an einzelnen Stellen aber greift die Breccie deutlich taschenförmig in den einheitlichen Dolomit vor. Weiterhin wird der Breccienverband durch Aufnahme dunklerer bis schwärzlicher Dolomitbruchstücke deutlicher und es wechseln auf etwa 3 m Mächtigkeit viele zentimeter- bis dezimetermächtige Lagen von gröberer Dolomitbreccie (Korngröße bis über 5 cm) mit feinschichtigen Lagen von Grobsandgröße der Bruchstücke. Das Gestein wird dabei bankig bis plattig. Diese

<sup>176)</sup> Infolgedessen zu technischen Zwecken unbrauchbar! Als Verwendung käme höchstens die als Düngemittel in Frage.

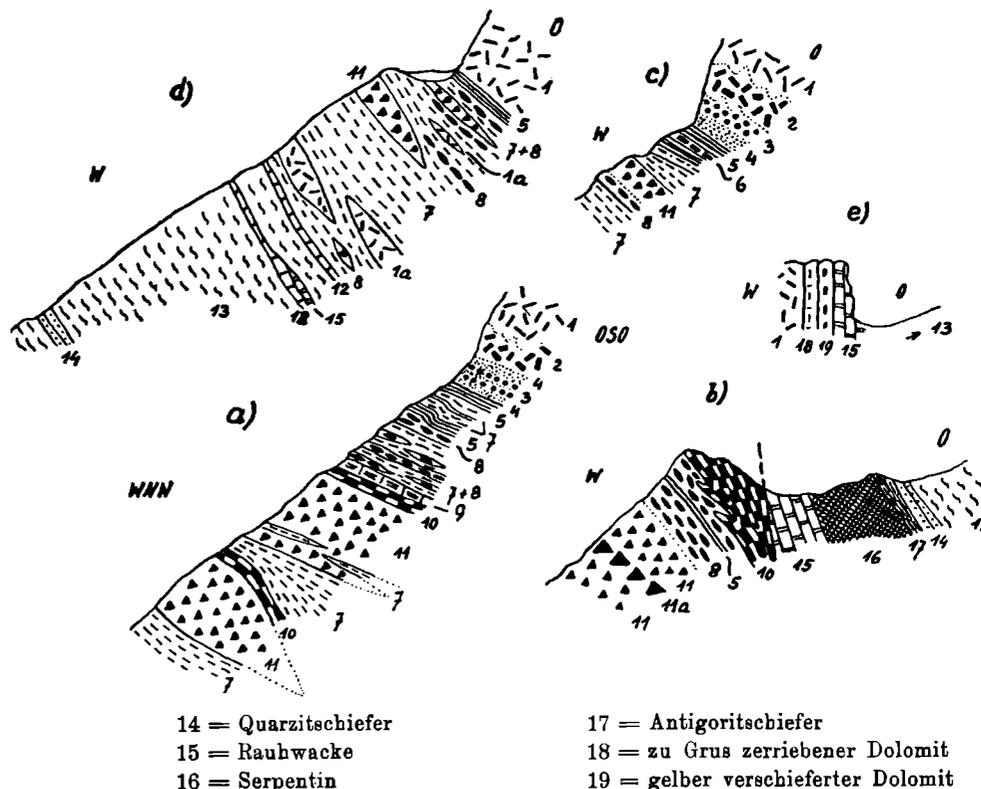
<sup>177)</sup> Es lassen sich darin z. B. leicht mit dem Eispickel Stufen schlagen.

Transgressionsbreccien des Dolomits sind noch rein dolomitisch ohne tonige Beimengung (im Gegensatz zu den folgenden), brechen ähnlich nach Klüften wie der einheitliche Dolomit, verwittern mit gleicher Farbe wie er und heben sich daher in den Kleinformen von ihm nicht ab.

Nach unten folgt nun etwa 1 m schwarzer plattiger Dolomit, der in einzelnen Lagen auch durch eingestreute, etwas hellere Dolomitbrocken knotig werden kann. Dann ein ebenblättriger milder schwarzer Tonschiefer mit mehrfachen Lagen von solchem Dolomit. In ihm liegt auch ein eigenartiger Schiefer, bestehend aus dünnen (einen bis mehrere Millimeter) Lagen von schwarzem Dolomit und von Quarz, welche letztere erhaben auswittern. In noch besserer Ausbildung findet sich dieses Gestein am Nordostende des Zuges unter P. 2858 und die unten folgende Schlißbeschreibung).

Abb. 83. Profilskizzen aus dem Westhang der Leitenköpfe. a) Basis des Triasdolomites nordwestlich von Punkt 2713; b) zwischen diesem und der nördlich anschließenden großen Dolomitinsel; c) südlich der langen Schuttrinne im Hang westlich P. 2903; d) nördlich entlang dieser Rinne; e) Skizze vom Kontakt des Dolomites mit dem Rauhackenband an seinem Ostrand. Die Profilskizzen sind nicht maßstäblich!

- 1 = hellgrauer massiger Dolomit
- 2 = derselbe brecciös
- 3 = reine graue Dolomitbreccie
- 4 = dieselbe feinkörnig bis sandig
- 5 = schwarzer plattiger Dolomit
- 6 = dsgl. mit hellen Dolomitbrocken
- 7 = dunkler Tonschiefer und Phyllit, z. T. sandig und mit Rostputzen
- 8 = dunkle schieferige Breccie
- 9 = schwarzer Kalk und dolomitischer Kalk
- 10 = grauer Bändermarmor
- 11 = gelbe Dolomitbreccie
- 11a = darin Blockhorizont
- 12 = weißer Marmor
- 13 = grünliche quarzreiche Phyllite



- 14 = Quarzitschiefer
- 15 = Rauhacke
- 16 = Serpentin
- 17 = Antigoritschiefer
- 18 = zu Grus zerriebener Dolomit
- 19 = gelber verschieferter Dolomit

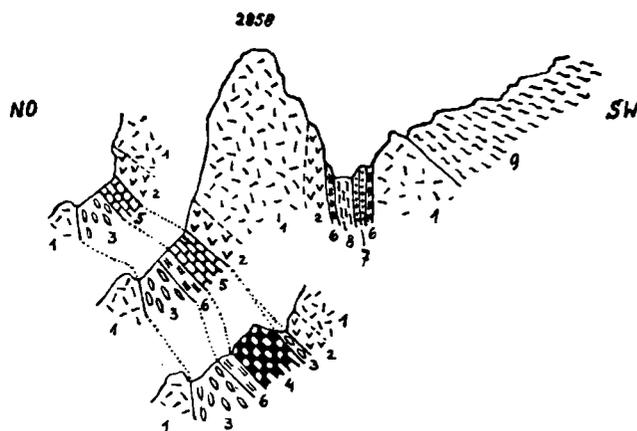


Abb. 84. Profilskizze durch das Dolomithorn östlich P. 2897 (siehe Kartenskizze).

- 1 = hellgrauer brüchiger Dolomit
- 2 = marmorisierter Breccien-dolomit
- 3 = schwarze Kalkschiefer, Schieferbreccien u. Tonschiefer
- 4 = grauer Bändermarmor
- 5 = weißer Bändermarmor
- 6 = gelblicher plattiger Marmor
- 7 = Quarzitschiefer
- 8 = Chloritphyllit
- 9 = grünlicher quarzreicher Phyllit

Weiter ins (derzeitige) Liegend kommt nun eine etwas mächtigere, im Gelände stufig gegliederte Schichtreihe von verschiedenen dunklen Tonschiefern, Breccien und etwas Dolomit. Die Tonschiefer sind dünnblättrig, manchmal gefältelt und haben nur geringe Serizitausscheidung auf den Schichtflächen, was sie von den früher beschriebenen dunklen Phylliten in aller Regel scharf unterscheidet. Oft zeigen sie auf den Schichtflächen kleine ankeritische Putzen. Andere wieder sind feinsandig und vermitteln zu Lagen von feinkörnigem, schwarzem, tonigem Sandstein, der braun verwittert. Einzelne Tonschieferlagen sind auch dolomitisch oder kalkig und dann mehr mürbe und braunfleckig. Eine Lage gleicht den „sandigen Kalkglimmerschiefern“ (siehe S. 263).

Die stets dunkel gefärbten Breccien dieses Abschnittes sind verschiedener Art; einmal entwickeln sich solche Breccien aus dem schwarzen knotigen Dolomit durch mengenmäßige Zunahme der grauen und schwarzen, seltener gelblichen Dolomitbruchstücke (deren Größe kann einige Zentimeter betragen, es gibt aber auch sehr feinkörnige Bänke). Solche dolomitische Breccien sind bereits gerne durch phyllitische Häute flaserig gefügt. Sie vermitteln zu Flaserbreccien mit einer reiner tonschieferigen bis phyllitischen Grundmasse von starker

Schieferung. Ferner trifft man (am besten unter der Scharte nördlich P. 2713, Prof. b, Abb. 83) auch sonst ähnliche, aber kalkig verkittete Dolomitreccien und solche, deren Grundmasse am besten kurz als grauer bis schwarzer bänderiger Marmor zu bezeichnen ist.

Solche dunkle, meist bänderige Marmore treten auch selbständig in dünnen Lagen auf; mächtiger werden sie in diesem Profil erst im Liegend, also wohl stratigraphisch höher, im Prof. 83 b aber anscheinend tiefer und ausnahmsweise in einer Mächtigkeit von mehreren Metern neben weniger anderen Breccien. In den stratigraphisch höheren Teilen der Breccien kommen solche Marmore auch als kleinere Schollen vor.

Diese Schiefer-Breccienfolge zieht von hier nach Nord, als Unterlage der mächtigen Dolomite unter Erhaltung des stratigraphischen Verbandes mit diesen, bis zu der das Kar westlich der Leitenköpfe gegen Norden begrenzenden Rinne weiter (Prof. 83 c). Die Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit wird jedoch etwas geringer. Dann fehlt sie und erscheint erst wieder am Kamm selbst und östlich von ihm, hier aber im Hangend der Dolomite oder in sie eingeschuppt (siehe Kartenskizze, Abb. 82). Doch hier fehlt der oben beschriebene Transgressionsverband, obwohl die Folge einigermaßen normal zu lagern scheint; die Typen und der bunte Wechsel bleiben erhalten. Hier konnte ein mächtigeres graues Marmorband getrennt ausgeschieden werden.

Weiter südlich, in der Basis der Mödlspitze, zeigt die Schiefer-Breccienfolge die gleichen Merkmale.

Wie erwähnt ist dort, wo Tonschiefer dieser Folge randlich unter stärkerer Durchbewegung mit Phylliten zusammenkommen, die Abgrenzung unscharf und schwer durchzuführen; die grundsätzliche Unterscheidbarkeit der beiden Gruppen wird dadurch jedoch nicht berührt und die Fehler dürften klein bleiben.

U. d. M. sind die Tonschiefer dieser Gruppe von den Phylliten gut getrennt. Das Gewebe ist rein serizitisch und nur einzelne sedimentär eingestreute Glimmerblättchen erreichen bis 0,3 mm Durchmesser. Der Quarzanteil bleibt hier und in „sandigen“ Typen unter einer Korngröße von etwa 0,05 mm, wesentlich feiner als in den Phylliten, nur einige gut unterscheidbare, gerundete Sandkörner (in den Schiefen bis 0,2 mm) sind eingestreut; außerdem zeigte ein Schliff noch zwei gestreckte Schollen von sehr feinkörnigem schwarzem Dolomit, die bei der stratigraphischen Zugehörigkeit dieser Schiefer zu den Breccien nicht überraschen. Im übrigen fand sich noch Apatit, Turmalin und Karbonat in wechselnder Menge.

Der aus quarzreichen und aus Dolomitlagen aufgebaute Schiefer (unter P. 2858, siehe oben) zeigte auch u. d. M. die Lagen von 1–2 mm Stärke scharf getrennt. Sie bestehen abwechselnd 1. aus feinkörnigem dolomitischem Karbonat und 2. aus einem quarzreichen serizitischen Schiefer mit wenig Pigment und etwas sehr feinem Karbonat. Das Gestein ist wild gefaltet und an der Grenze der Bänder ist es im Zuge der geringen Metamorphose zu Neukristallisation gekommen. Dadurch schiebt sich zwischen die verschiedenartigen Bänder eine gröber körnige Zone von wenigen Zehntelmillimetern Breite ein, bestehend einerseits aus Quarz, andererseits aus Karbonat, die beide offensichtlich von den feinkörnigen Bändern her gegeneinander wachsen.

Eine in Tonschiefer eingeschaltete feine Dolomitreccie (unterhalb Mödlspitze) zeigt u. d. M., daß die dolomitische, relativ pigmentarme Grundmasse immer von gröberem Korn ist als die dichten bis äußerst feinkörnigen, in wechselnder Dichte pigmentierten Dolomitbruchstücke. Der Schliff zeigt außerdem kleine Quarzkorngruppen (Sand?) und kleine Glimmerblättchen (sedimentär eingestreut). Mineralische Neubildungen fehlen, lediglich eine beginnende Umkristallisation und Kornvergrößerung am Rande der Dolomitbruchstückchen ist angezeigt; hier verdrängt gewissermaßen die gröbere Grundmasse das dichte Gewebe der Schollen, was durch einen schmalen Pigmentsaum und Zackigwerden der Umrisse auffällt.

Was hier als „Schiefer-Breccienfolge“ zusammengefaßt worden ist, die dunklen Tonschiefer, Dolomite, Schieferbreccien und grauen Marmore, ist im Alter relativ leicht einzuordnen. Sie entsprechen sowohl in vielen Einzeltypen, wie als Serie gut dem, was man im tiefen Ostalpin und hohen Pennin des Westens oder in den Tarntalern oder den Radstädter Tauern als breccienführenden Lias kennt. Da bloß auf Grund solcher Vergleiche eine Mitvertretung des Rhät möglich wäre, wurde die Folge vorsichtiger als Rhät-Lias bezeichnet; doch wäre ein Fehlen des Rhät durchaus verständlich und sogar wahrscheinlich, da man die Folge sofort mit Breccien über den Dolomit transgredieren sieht.

Zu bedenken wäre etwa noch das Raibler Niveau, doch spricht besonders der stellenweise hervortretende Kalkgehalt und der Verband mit Calcitmarmor dagegen und es fehlen dafür besonders bezeichnende Glieder, wie gelbe oder bunte Dolomite u. ä.

### β) Marmor.

Gleich wie im Schnitt unter P. 2713 sind auch am Leitenkopfkamm reinere Marmorbänder mit der Schiefer-Breccienfolge verbunden und ausgeschieden. Das betrifft vor allem graue Typen, wie unten angeführt; sie sind körnig, dünnplattig bis bankig und oft durch weiße Lagen gebändert (besonders unter P. 2858). Solche sehen mit Ausnahme des gröbereren Kornes etwa den Bänderkalken des Grazer oder Karnischen Paläozoikums recht ähnlich, und auch hier ist die Entwicklung der weißen Bänder aus Faltenumbiegungen noch gut sichtbar (siehe Clar 1928). Die Stellung dieser Marmore am Leitenkopfkamm, nämlich im stratigraphisch Hangend der Schiefer-Breccienfolge, ist gleich der der Marmorbänder in den oben besprochenen Profilen bei P. 2713, mit denen sie demnach wohl zusammengehören. Sie scheinen nur selbständiger, weil sie etwas südlich davon auf tektonischem Weg unmittelbar mit Dolomit zur Berührung kommen.

Die grauen Marmore sind am Leitenkopfkamm und östlich davon in ihrem Hangend (siehe Abb. 82) begleitet oder z. T. vertreten durch grobkörnige weiße, bankige Marmore, die durch grünliche oder bräunliche glimmerige Schichtflächen in anderer Weise gebändert oder geflasert erscheinen („weißer Bändermarmor“). Auch diese lichten Marmore sind demnach der Schiefer-Breccienfolge enge zu verbinden.

Außerdem fand sich am Ostende dieses Zuges (als Rollstück) ein graugelber, schwach gebänderter, fast dichter Kalk, den man vielleicht am besten beschreibt, wenn man seinen typisch „triadischen Habitus“ hervorhebt.

Von den Vorkommnissen abseits des Leitenkopfbzuges ist das noch immerhin bedeutendste des Kartenblattes das westlich des Fiegerhorns, wo man mehr massige weiße bis graue Marmore und dunkle Bändermarmore ohne eine kennzeichnende Begleitung antrifft. Beim Dolomitknopf oberhalb Malesischg im Gößnitztal tritt weißer Marmor und lichtgrauer Bänderkalk auf. Andere ganz kleine abgetrennte Knoten folgen denselben Typen.

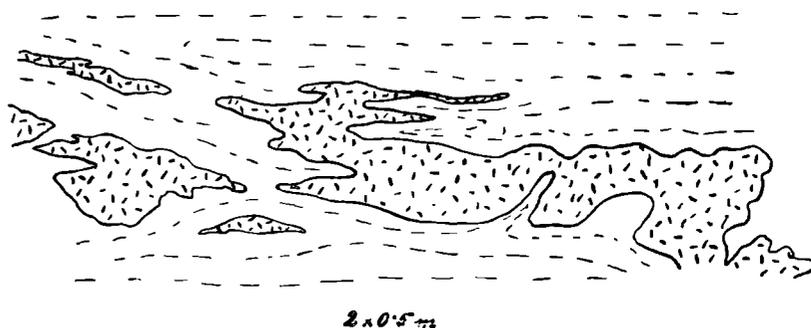
Unter diesen Umständen ist es das Nächstliegende, anzunehmen, daß alle Marmore der gleichen Schichtgruppe angehören.

Soweit solche graue oder auch weiße Marmore überhaupt in vermutlich stratigraphischem Verband angetroffen worden sind, gehören sie ebenfalls zu der Breccienfolge oder sind ihr angeschlossen, gehören also in den Lias, bzw. wenigstens Jura überhaupt. Für die abgetrennten Marmorvorkommen ist natürlich nichts Näheres anzugeben, die fazielle Übereinstimmung läßt sie jedoch auch am ehesten in dieses Alter stellen; triadische Marmore scheinen es nach der Lagerung nicht zu sein. Immerhin sind die Marmore zur Vorsicht lediglich als mesozoisch angegeben.

### γ) Gelbe Dolomitbreccien (Jura).

Im erstbeschriebenen Schnitt unter P. 2713 folgen in Fortsetzung der Schichtreihe im (tektonischen) Liegend der Schiefer-Breccienfolge und der Marmore wieder mächtigere Breccien; diese treten, ähnlich dem Dolomit, im Gelände felsbildend hervor, unterscheiden sich aber von ihm schon von weitem durch gelbliche bis bräunliche Färbung der gebankten Aufschlüsse. Ihre Mächtigkeit dürfte 30—50 m nirgends überschreiten.

Abb. 85.  
Dolomitbreccie in weichem Kalkschiefer (Mödlspitzbasis);  
2,0 mal 0,5 m.



Diese Breccienmasse ist fast frei von anderen Begleitern, lediglich ganz selten sind sie in recht sicher ursprünglichem Verband mit einem lichtgrauen Bändermarmor von der Art der Marmore aus den Kalkglimmerschiefern, der in schmalen Lagen auftritt, gefunden worden, Abb. 85 zeigt einen verkneteten Verband dieser Art. Ursprüngliche Tonschiefereinlagerungen fehlen, doch bekommen diese Breccien bei starker lagenweiser Durchbewegung silberige Glimmerhäute auf linsigen Gefügeelementen.

Mit Ausnahme dieser Glimmerhäute ist das Bindemittel rein dolomitisch, dicht bis sehr feinkörnig und im frischen Bruch weiß bis grau. An angewitterten Oberflächen bedingt es die Gelbfärbung des Gesteins.

Die Bruchstücke dieser Breccie sind fast stets eckig, nur in einzelnen Lagen kantengerundet; ihre Größe liegt im allgemeinen zwischen etwas unter einem bis mehrere Zentimeter, ohne viel abzuändern. Es fehlen z. B. die feinen Lagen der Schiefer-Breccienfolge. Der Art nach sind die Bruchstücke überwiegend dichter Dolomit verschiedener Färbung; lichtgrau, dunkelgrau bis schwarz, gelblich, selten grau gebändert oder körnelig und schwarz. Ganz vereinzelt wurde noch gefunden: grauer Marmor bis Bändermarmor (wie oben), Quarzitschiefer und eine etwa 5 cm lange Scholle eines gelbvioletten Serizitschiefers, der sonst fehlt.

Besonders bemerkenswert ist ein nicht durchbewegter Horizont extremer Blockschuttführung in tiefen Teilen des Profils westlich P. 2713 und weiter südlich unter dem Weg. Neben groben Dolomitblöcken (bis etwa  $\frac{1}{2}$  m Durchmesser) und Schollen von Marmor (bis 30 cm Durchmesser beobachtet) sind hier große flache Schollen von Quarzitschiefer ohne jede Durchbewegung (bis an 2 m Durchmesser) zu finden gewesen. Diese großen Schollen müssen nicht in der Schichtung liegen, so daß sie gewiß ein sehr wilder Schuttstrom recht plötzlich abgelagert hat. Der Quarzitschiefer dieser Schollen ist anscheinend um eine Durchbewegung und Metamorphose ärmer als die eigentlichen Quarzitschieferzüge der Matreier Zone; er ist weniger blätterig, nur schwach geschiefert und führt auf den Schichtflächen nur feine dünne Serizithäutchen. Immerhin ist er aber echter Quarzit (nicht Sandstein).

Beträchtliche Übereinstimmung im Habitus, aber auch in ihrer Stellung in der Schichtfolge besteht zwischen diesen Breccien und den höheren Liasbreccien in den südlichen Radstädter Tauern, die noch stärker quarzitreichen Grobschutt enthalten.

Sie gehören ohne Zweifel ins stratigraphische Hangend der vorher besprochenen Schiefer-Breccienfolge; wahrscheinlich stellen sie ebenfalls noch eine Vertretung des Lias dar, könnten aber nach der Lagerung auch schon in eine höhere Jurastufe gehören, so daß sie auf der Karte als Jura im allgemeinen bezeichnet worden sind. Südlich des Kartenrandes keilt die gesamte Breccienfolge der Mödlspitze sehr bald aus.

#### b) Weitere Breccienvorkommen

finden sich nur außerhalb der AVK., einerseits zwischen Gößnitz- und Gradental, andererseits vom Ködnitztal gegen W; und zwar zunächst im zerrissenen Steilgehänge SO vom Fiegerhorn. Dort liegt auf

1. hellem Muskowitschiefer bei der Scharte NW P. 2608
2. die bekannte Folge (vgl. oben) feinblättriger schwarzer Schiefer mit einzelnen Lagen von Dolomitbreccie; darauf, P. 2608 selbst bildend,
3. Dolomitbreccie, im ganzen ziemlich fein, stellenweise auch mit Flatschen von Quarzit. Stark mit dunklem Kalkschiefer durchflochten (vgl. die analogen  $\gamma$ -Breccien im unterostalpinen Lias Graubündens; 116, S. 205). — Bei s, s' Lagen schwarzer Schiefer = 2.
4. Kalkglimmerschiefer.
5. Helle Muskowitschiefer.

Die Breccien ziehen durch die wüsten Lawinengräben der Ostflanke zum Ködnitztal hinunter, treten hier jedoch mehr zurück zugunsten der begleitenden schwarzen Schiefer. Eine Verfolgung der einzelnen Bänke ist nicht möglich (auch nicht mit Hilfe des Feldstechers).

Auch weiter SO erscheint im Kammprofil nochmals eine einzelne Breccienbank, aus Dolomit aufgebaut und auf den ersten Blick solchen gleichend, am Abfall des Zackens SO P. 2531. Sie ist jedoch nur ein paar Meter mächtig und nicht weit zu verfolgen. Eingelagert ist sie in Glimmerschiefer.

W von hier bedeuten die aufschlußlosen Greiwiesen eine vollkommene Unterbrechung der Aufschlüsse. Erst die westliche Kante und der Abfall gegen den Wurger Bach bieten wieder solche. Das Profil ist hier das folgende:

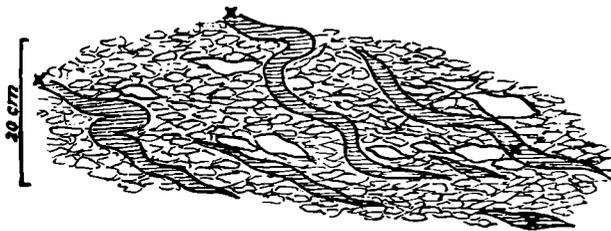


Abb. 86. Breccie mit einheitlich transversalgeschieferten Quarzitbändern (X); aus einem Block NP. 2401, SW Fiegerhorn; schematische Skizze.

1. Muskowitschiefer mit Lagen von bräunlichem Karbonatquarzit.
- 2.LICHTER Quarzit, massig, ca. 1 m (Lesesteine).
3. RAUHWACKE, 2–3 m.
4. HELLER massiger Dolomit, ca. 15–20 m.
5. Breccien und
6. schwarze feinblättrige Schiefer, beide mehrfach wechselnd und heftig miteinander verknüchtet; das Profil gibt nur ein der Wirklichkeit einigermaßen nahekommendes Schema. Bei x scheinbar eingekeilter Dolomitklotz, aus dem die Breccie hervorgeht.
7. HELLER Dolomit, als N-schauender Doppelheit in der Schiefer-Breccienreihe endend; bei y oberflächlich angeklebte Breccienreste und gelber Flaserdolomit mit Serizithäuten.
8. Lage von hellem Quarzit, 2–3 m (wohl von oben eingefaltet, verliert sich gegen abwärts!)
9. Feine Dolomitbreccien in großer Mächtigkeit (> 100 m), meist stark von dunkelgrauen kalkig-serizitischen Schiefen durchflochten und mit ihnen wechselnd. Sie reichen weit nach W hinab; dort bilden die Glimmerschiefer usw. des Pohlshorns das Hangende.

Zu bemerken ist noch, daß die Breccien (5) aus zwei Typen bestehen: einmal ziemlich grobe Dolomitbreccien, hell, massig, fast bindemittelfrei; aus dem Dolomit z. B. scheinen solche unmittelbar hervorzugehen. Und andererseits feinere, meist dünn geschichtet rotbraun anwitternd, mit dunklem (schwach!) kalkigem Bindemittel, und mit ebensolchen Schiefen wechselnd und verflasert, die auch sandig werden können; das ist derselbe Typus wie er auch in (9) zumeist vorliegt. Der erste entspricht den aus dem unterostalpinen Gebiet des Engadins als  $\alpha$ -Breccien, der zweite den von ebendort als  $\gamma$ -Breccien beschriebenen (vgl. 116, S. 197, bzw. 205).

In den Breccien des ersten Typus kommt auch hier zuweilen Quarzit vor. Er ist gewöhnlich zu dünnen Platten und Flatschen ausgewalzt; weit mehr als dies bei den Dolomitfragmenten je der Fall. Ein besonders lehrreiches Detail zeigt Abb. 86: hier sind die zu dünnen Platten gewalzten Quarzite nachträglich noch verbogen und transversalgeschiefert worden (während an den viel zahlreicheren Dolomitbruchstücken nichts Ähnliches zu bemerken ist). Das zeigt, daß der Quarzit nach seiner Einbettung in die Breccie noch ein beträchtliches Ausmaß von Dislokation und von Metamorphose — welches letzteres manchmal bestritten worden ist (vgl. 190) — erfahren hat — sofern er nicht überhaupt erst anlässlich der alpinen Metamorphose aus eingelagerten Sandschmitzen hervorging (vgl. unten).

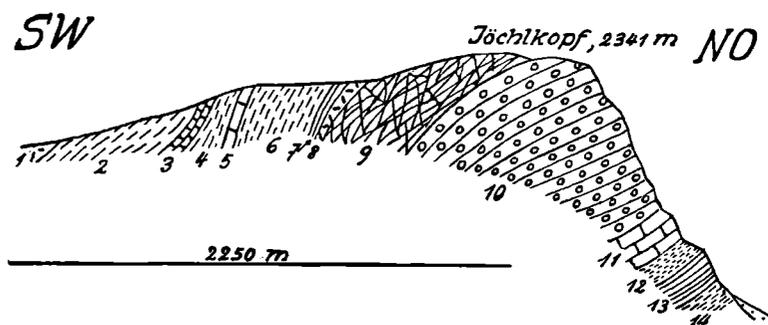
Ein Schliff des weißen, fein (aber hier nicht transversal!) geschieferten Quarzits aus einem Block im Kar NW Pohleshorn, in dem er auch dünne flachgewalzte Platten bildet, zeigt eckiges Quarzpflaster von 0,05—0,1, selten 0,2 mm; sehr selten sind einzelne Albit(?)körner beigemengt. Es wird von enggeschartten parallelen Lagen feiner Muskowitblätter durchzogen; linsenweise etwas Karbonat. Einzelne Körner von braunem Turmalin; ziemlich reichlich Magnetit. Hervorzuheben ist das vollständige Fehlen postkristalliner Deformationserscheinungen; es hat also, da Auswalzung innerhalb der Breccie feststeht, auch Rekrystallisation — und zwar vollständige! — innerhalb der Breccie stattgefunden!

Auch schwarze Phyllite finden sich gelegentlich in der Breccie; allerdings recht selten und nur jenseits der Grenzen des hier behandelten Gebietes. Am bequemsten zu sehen sind sie im „Gschlößstein“ (einem mächtigen, dem Ganotz-Bergsturz angehörenden Block im Kalser Tal unterhalb der Kranzwand) und anderen Blöcken seiner Umgebung. Außerdem wurden sie noch auf der N-Seite des Ganotz (ebenfalls in einem Block) beobachtet. Wie eben von den Quarziten beschrieben, sind sie auch ausgewalzt, aber noch stärker: zu wenige Millimeter dicken Flatschen. Auffallend ist, daß die Phyllite den Quarziten aus dem Wege zu gehen scheinen: nie wurden beide Gesteine nebeneinander in der Breccie beobachtet.

Kurz seien noch die Breccienvorkommen zwischen Gößnitz- und Gradental betrachtet; zunächst im Profil am Jöchlkopf (Abb. 87). Es beginnt am „Jöchl“ mit

1. Spuren von Rauhwacke; darunter an dem gegen den Jöchlkopf ansteigenden Rücken
2. grünlichgraue phyllitische Schiefer mit viel Quarzausscheidungen (= Glimmerschieferdiaphthorit?); schlecht aufgeschlossen, fast nur Lesesteine.
3. Lichter schieferiger Marmor mit grünen Serizitlagen.
4. Phyllitischer Schiefer, ähnlich (2).
5. Heller, massiger Dolomit.
6. Grünlicher, quarziger Phyllit.

Abb. 87. Profil des Jöchlkopfes, 1:3100 ca.  
Erklärung im Text.



7. Grauer Kalkschiefer.
8. Gelbe Rauhwacke.
9. Serpentin, vielfach sehr verschiefert, auch stengelig zerdrückt.
10. Dolomitreccie; oberste Lagen feinkörnig und größtenteils stark verwalzt; gegen unten zu bald gröber und besser erhalten. In einzelnen Lagen darin findet sich auch wieder Quarzit. Gelegentlich auch kupferrote Häute mit Serizitglanz. — An der Basis allmählicher Übergang (Aufarbeitung?) in
11. lichtgrauen, gelblich anwitternden Dolomit; scheinbar ganz massig, schichtungslos, doch sind stellenweise — nach unten zunehmend! — dünne Lagen von braunem kalkigem Schiefer eingeschaltet.
12. Schwarzer milder feinblättriger Schiefer (= Rhät? vgl. S. 258).
13. Graue phyllitische Kalkschiefer.
14. Liegendes: dunkler Phyllit.

Das nächste Breccienvorkommen bietet der Kreuzkopf: während auf seinem N-Kamm nur Dolomit sichtbar ist, den unmittelbar bräunlich verwitternde Kalkschiefer — im O-Gehänge wenig unter der Kammhöhe aufgeschlossen — bedecken, besteht die mächtige helle Felswand der Ostseite größtenteils aus Breccie, welche sich zwischen die beiden vorgenannten Schichtglieder einschleibt. Auch hier ist eine Grenze gegen den in geringer Mächtigkeit durchziehenden liegenden Dolomit meist nicht feststellbar. Die Breccie ist im unteren Teil ziemlich gut geschichtet, im oberen nur sehr undeutlich oder ganz massig und aus der Ferne kaum von Dolomit zu unterscheiden. In der Hauptsache ist sie ziemlich feinkörnig, doch kommen auch  $\frac{1}{2}$  m lange Dolomitblöcke darin vor, sowie stark plattig gestreckte Quarzitbrocken. Eine bei 10—20 cm Mächtigkeit über mehrere Meter Länge lückenlos verfolgbare, konkordant in der Schichtung liegende Platte von feinschieferigem Serizitquarzit (nur wenig über der Basis der Breccie NW über P. 2221) kann dagegen nur eine sedimentogene Einschaltung sein! Gleiches gilt von karbonatführendem Quarzit, der seinerseits Dolomitbrocken umschließt (cf. Tarntaler Köpfe — und oben, S. 233 f.) und ebenfalls konkordant eingelagert ist. — Z. T. ist die Breccie stark mit Quarz durchtränkt.

Gegen S stellen kleinere Aufschlüsse der Breccie — bei P. 2158 und N davon — die Verbindung her mit dem letzten zu besprechenden Vorkommen im Tal des Zopenitzenbaches. Zwischen dessen bei P. 2031 zusammenfließenden Quellbächen erhebt sich eine auffallende helle Felspartie (Abb. 88). Ihre Basis auf der O-Seite besteht aus grauem, stark mit Calcit durchhäutertem Dolomit (1), der trotz etwas mangelhafter Schichtung steiles Einfallen gegen NO erkennen läßt. Darauf liegt (2) Breccie aus verschiedenfarbigen Dolomit-

brocken von meist nur wenigen Zentimetern Durchmesser, die fast ohne Bindemittel eng aufeinandergepackt sind. Die Grenze gegen den Dolomit wurde durchwegs verdeckt gefunden, durch Grasstreifen von wenigen Metern Breite; ihr zunächst zeigt die z. T. deutlich geschichtete Breccie mittleres Einfallen gegen SW — gerade entgegengesetzt wie der Dolomit, mithin eine ausgesprochene Diskordanz! Weiterhin stellt sie sich aber sehr bald steil. An der Basis der Felsen auf der S-Seite stecken darin drei dünne Lagen von stark serizitisch-schieferigem Quarzit (y; weit übertrieben gezeichnet!), je 10—20 cm mächtig, aber mehrere Meter hoch aufgeschlossen. Ihre Deutung als umgewandelte sedimentogene Einlagerungen (Quarzsandschlieren) liegt auch hier wohl näher als die Annahme ausgewalzter Riesenblöcke. — Den W-Rand der Breccie bildet eine steil einfallende Aufschiebungsfläche, an welche sich grünlicher Phyllit anschmiegt; die weitere Fortsetzung des Profils siehe S. 265.

Zusammenfassend läßt sich über diese Breccien sagen: sie gehen hervor aus dem aufgearbeiteten triadischen Dolomit des Untergrundes; dessen genaueres Alter ist zwar nicht bekannt, doch ist, auch wenn er norisch ist, eine Schichtlücke wohl vorhanden: Rhät fehlt! Da es an anderen Stellen vielleicht vorhanden (vgl. S. 258), ist das ja wohl nur eine lokale Erscheinung. Das vereinzelt Vorkommen ausgeprägter Diskordanz steht damit wohl im Einklang; doch wird man dabei weniger an vorausgegangene Faltung, als an bloße Trockenlegung und unregelmäßige Erosion zu denken haben. Das obenstehende Beispiel (Abb. 88) ist solcherart ganz gut zu deuten: die Breccie überdeckte einen Steilhang — vielleicht den Rand einer Furche, die sie ausfüllte? Daß ihre höheren Schichten denen des liegenden Dolomits wieder mehr parallel liegen, wäre demnach eine primäre Erscheinung: die Unregelmäßigkeiten des Untergrundes wurden allmählich ausgeglichen.

Die Zusammensetzung der Breccien, weit überwiegend aus Triasdolomiten, zeigt, daß die Erosion im allgemeinen nicht tief ging. Immerhin hat sie stellenweise die — primär ja schon ziemlich schwächliche — Triasdecke durchbrochen, wie das vereinzelt Auftreten dunkler paläozoischer Schiefer darin zeigt. Die lichten Quarzite wird man ja am besten auf die Quarzite an der Triasbasis zurückführen — soweit sie nämlich wirklich als den

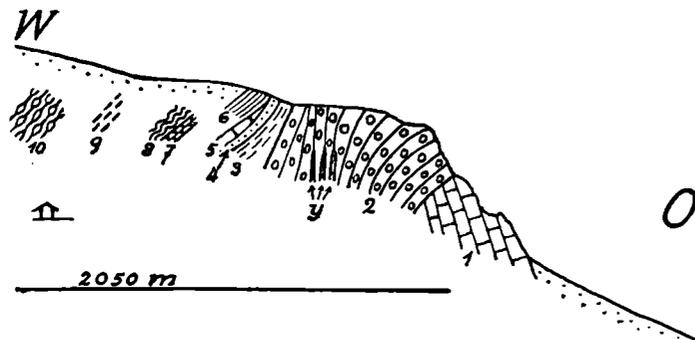


Abb. 88. Profil bei Zopenitzen. Erklärung im Text.

anderen gleichgeordnete Komponenten in der Breccie liegen; daß sie zur Zeit der Aufbereitung noch keine Metamorphose zeigen konnten, braucht uns nicht zu stören, denn wir fanden Anhaltspunkte dafür, daß nach der Einbettung Metamorphose erfolgt ist (S. 260). Damit löst sich auch das Rätsel der Quarzite, die ihrerseits Dolomitstücke umschließen, das insbesondere am Tauern-Westende so viel Kopfzerbrechen verursacht hat: es handelt sich um primär eingesedimentierte Sandlagen oder -schlieren, die durch nachträgliche Metamorphose den Triasquarziten ähnlich geworden sind. Solche Sandeinlagerungen sind ja in nichtmetamorphem Zustande z. B. aus den Liasbreccien des Piz Padella im Engadin bekannt (116, S. 117 f.). Es würde da also eine Konvergenz vorliegen: einmal Stücke von Sandstein, andererseits eingelagerter Quarzsand — beide durch Metamorphose innerhalb der Breccie zu Quarzit geworden.

### 7. Kalkschiefer (Lias) bzw. Kalkglimmerschiefer.

Ein Teil der Kalkglimmerschieferzüge, die im Kartenbereiche innerhalb der Matreier Zone ausgeschieden wurden, gleicht oder ähnelt wenigstens so weitgehend den Kalkglimmerschiefern der Oberen Schieferhülle, daß sich nach einem Hinweis auf diese (S. 131 f.) eine getrennte Beschreibung erübrigt. Es sind das besonders die Bänder, die am Nordrand der Matreier Zone mit Phylliten zu wechsellagern pflegen, derart, daß man nur konventionell eine Grenze gegen die Obere Schieferhülle ziehen kann und die mit den Schichten der Matreier Zone schwerlich in einem primären Verband stehen. Charakteristischer für die Matreier Zone — aber auch der Oberen Schieferhülle nicht fremd — sind anscheinend die „phyllitischen Kalkglimmerschiefer“, während die „sandigen Kalkglimmerschiefer“ auf sie beschränkt sind. Nachweisbar war ein solcher primärer Verband mit anderen Gesteinen der Matreier Zone nur bei Vorkommen außerhalb der AVK., auf die hier zunächst eingegangen wird.

Stellenweise haben sie noch den Zustand wenig metamorpher Kalkschiefer: dunkelgrau, gerade noch merklich fein kristallin, mit schwachen Serizitanflügen auf den s-Flächen, diese in etwa Millimeterabständen. Doch ist solche Ausbildung selten und immer nur lokal erhalten geblieben. Bei der Retschitzalm, im Hangenden des Dolomitkopfs N P. 2186, sieht man sie durch helle marmorisierte Lagen gebändert und gegen das Hangende in

dünnplattigen weißen Marmor übergehen. Noch lehrreicher sind die Aufschlüsse auf der W-Seite des Ködnitztales, in der Rinne N P. 2158. Dieselbe ist bedingt durch eine beiderseits von Dolomit begleitete Kalkschiefer-einschuppung im Quarzit, der im wesentlichen diesen Teil der Talflanke bildet. Im oberen Teil sind die Kalkschiefer z. T. wenig metamorph, wie oben beschrieben; im Streichen gegen den Fuß der Felsen aber gehen sie über in echte graue Kalkglimmerschiefer, die gerade so gut aus der Oberen Schieferhülle stammen könnten. Eine Breccienlage mit linsenförmigen kleinen Dolomitstückchen ist ihnen eingeschaltet.

Der eben erwähnte Übergang gibt die Berechtigung, die anderwärts in Verbindung mit der mesozoischen Serie der Matreier Zone auftretenden Kalkglimmerschiefer hier anzuschließen. — Bei der großen Masse, welche N von der soeben behandelten Stelle das SO-Gehänge von P. 2531 bildet, sind die stratigraphischen Beziehungen nicht klar. Besser steht es auf der Ostseite des Ködnitztales, wo Kalkglimmerschiefer als zusammenhängendes, wild gefaltetes Band von 10—20 m Mächtigkeit den Quarzit im Liegenden von ? Radiolarit (vgl. S. 264) im Hangenden trennt. Ganz entsprechend ist das Profil auf der S-Seite des Greibühels (soweit hier Radiolarit vorhanden). Am Abhang N des Geierspitz liegen mächtige Kalkglimmerschiefer vor, ebenfalls mit Radiolarit verfalltet; und auf der NW-Seite des Pohleshorns stecken sie in jenem Gestein als gegen W (bzw. unten) endender Keil. — Auch auf der W-Seite des Kalser Tals bleibt diese Vergesellschaftung gewahrt (Drillingschneid, W P. 1936 u. a.).

Auf die Frage nach dem Alter gibt die Verknüpfung mit Dolomit (Trias) einerseits, mit „Radiolarit“ (Jura) andererseits eine recht klare Antwort: es kann sich bei unseren Kalkschiefern, bzw. Kalkglimmerschiefern nur um Lias handeln. Dafür sprechen auch die unleugbaren Analogien der Gesteinsbeschaffenheit, sowohl mit dem Lias der Radstädter Tauern, als mit dem des Bündner Unterostalpins (wenigstens soweit die minder metamorphen Glieder in Betracht kommen).

Daß wir den Lias oben durch die Schiefer-Breccienserie vertreten fanden, nun aber durch Kalkschiefer, ist wohl die Folge eines scharfen Faziesgegensatzes. Immerhin zeigt der Kalkschiefer über Breccie am Kreuzkopf-N-Grat (S. 261), sowie das vorhin erwähnte Auftreten einer Breccienlage im Kalkglimmerschiefer, daß der Gegensatz nicht ganz unvermittelt ist; aber er ist jedenfalls schärfer als z. B. im Engadin, wo überall (soweit überhaupt Breccien vorhanden) beide Fazies übereinander,<sup>178)</sup> z. T. in enger Verzahnung auftreten (vgl. 116, S. 192 f.); im übrigen kann die gegenseitige Ablösung beider Fazies auch dort recht rasch erfolgen — und dort sind doch die Profile z. T. ungleich besser untereinander im Zusammenhang als in der Matreier Zone.

Die „sandigen Kalkglimmerschiefer“ sind in Formung und Art der Felsen den eigentlichen Kalkglimmerschiefern noch sehr ähnlich; ihr bezeichnendstes Vorkommen liegt um den P. 2867 nördlich des Bergertörls und wurde hier bereits von *Angel* (44/3, S. 148) beschrieben. Quarz und Karbonat sind gleichmäßig oder in Lagen, die durch glimmerige Häute getrennt sind, gemengt; im frischen Bruch licht und weißlich, werden sie bei der Verwitterung braun und durch Freiwerden der Quarzkörner sandig. Zusammenhängende Glimmerpartien sind gegenüber den eigentlichen Kalkglimmerschiefern feiner, mehr phyllitisch, und man ist bei manchen Bändern der Matreier Zone im Zweifel, ob man sie besser als sandige oder als phyllitische Kalkglimmerschiefer ausscheiden soll. Es dürfte sich demnach nur um eine fazielle Änderung gegenüber diesen und nicht um ein anderes stratigraphisches Niveau handeln.

Die phyllitischen Kalkglimmerschiefer unterscheiden sich von den gewöhnlichen Kalkglimmerschiefern durch phyllitische Schieferungsflächen und durch geringere Kristallinität. Für viele Gesteine dieser Gruppe wäre der kurze Ausdruck „Kalkphyllit“ ohne weiteres am Platz; die gewählte Bezeichnung soll aber ihre enge Beziehung zu den Kalkglimmerschiefern der Oberen Schieferhülle hervorheben und die Abtrennung von den „kalkigen Phylliten“ der Matreier Zone (siehe S. 249) ermöglichen, von denen sie trotz Übergängen in der Erscheinungsweise abweichen. Mit diesen zusammen bilden sie den Gesteinszug, den *Stark* (198) im Profil südlich der Pfortscharte als „Arler Kalkphyllit“ bezeichnet hat.

Ein Teil der phyllitischen Kalkglimmerschiefer ist von denen der Oberen Schieferhülle jedenfalls nur durch geringere Umprägung im Zusammenhang mit ihrer tektonisch höheren Lage unterscheidbar geworden, wie z. B. die Bänder südlich des Leitertales; bei einem anderen Teil scheint eine Durchmischung von Kalkglimmerschiefermaterial und Phyllit mitgespielt zu haben, wie am mittleren Leiterkopf und südlich der Pfortscharte.

In einem mehr sandigen, phyllitischen Kalkglimmerschiefer der Matreier Zone (P. 2466, Seelen, nördlich des Hahnkamp) fanden sich noch sicher erkennbare Crinoidenstielglieder.

Knapp südlich des Bergertörls und im Tal östlich davon finden sich unter der Kartenausscheidung Kalkglimmerschiefer auch grünliche Kalkschiefer, bestehend aus weißen körnigen Calcitfasern zwischen grünen chloritischen Häuten und schwach grünlichen Marmorhäuten. Die stratigraphische Zugehörigkeit dieser kleinen Vorkommen ist noch ganz unsicher.

<sup>178)</sup> Aus den südlichen Radstädter Tauern kann aber einigermaßen Vergleichbares angeführt werden; denn dort finden sich unter mächtigeren Breccien und über der Trias einerseits dunkle kalkige Schiefer mit Breccienlagen und andererseits — nicht weit davon — fast breccienfreie dunkle Kalkschiefer (etwas sandig erscheinend) in sonst gleicher Stellung (vgl. 104).

### 8. Radiolarit.

Auf Grund ihrer Gesteinsbeschaffenheit sowohl wie des stratigraphischen Verbandes abtrennbar von anderen quarzitären Gesteinen sind gewisse Vorkommen, welche ich mit Juraradiolariten vergleiche; allerdings geht die Umformung und Umkristallisation derselben stets sehr weit, von Radiolarien war keine Spur mehr zu finden. Skeptiker mögen daran Anstoß nehmen; und ohne Kenntnis etwa der Engadiner Radiolarite wäre es auch wirklich nicht möglich, auf jene Deutung zu verfallen. Im Besitze solcher Kenntnis aber fühlt man sich dazu unmittelbar herausgefordert, die beiderseitigen Gesteine zu vergleichen.

Im Bereiche der AVK. liegen nur wenige Vorkommen von Radiolariten; sie wurden hier gelegentlich der Aufnahmen noch nicht als solche erkannt und mit anderen Gesteinen zusammen als „quarzreiche Phyllite“ ausgedeutet. Ihre Abtrennung gelang erst gelegentlich der Kartierung des Anschlußgebietes im S; ja die überzeugendsten Stellen befinden sich sogar jenseits des hier zu beschreibenden Abschnittes der Matreier Zone, im Gebiete des Ganotz (Granatspitzgruppe). Aus diesem Grunde sei zunächst ein Profil von dort zum Ausgangspunkt der Betrachtung genommen. Am Nordgrat des Blauen Knopfes (P. 2593) beobachtet man zu oberst

1. Serpentin, welcher den genannten Gipfel aufbaut. Er geht bei der ersten tiefer eingeschnittenen Scharte über in

2. Ophicalcit, welcher hier wohl einem tektonischen Kontakt entspricht. Die folgenden Zacken bestehen aus

3. Radiolarit: ein feinkristallines — aber stets deutlich! — Quarzgestein mit serizitbelegtem Hauptbruch, meist in dünnen Platten brechend, die aber selbst stets wieder in millimeterdicke Lagen unterteilt sind, gewöhnlich mit intensiver Kleinfältelung. Die Farbe ist stets ausgesprochen bläulichgrün, vor allem auf angewitterten Flächen; der frische Querbruch ist meist viel lichter gefärbt. — Darunter folgen

4. dunkle feinblättrige, z. T. kalkige Schiefer mit eingelagerten mächtigen Dolomitbreccien, welche auffällige Felszacken (die „3 grauen Finger“) bilden; Lias (vgl. S. 258)! Am nördlichsten Finger kann man übrigens zweifeln, ob noch Breccie vorliegt oder anstehender Dolomit.

Es ist hier nicht der Ort, das Profil weiter zu verfolgen (es erscheint darin noch mehrfach Radiolarit, aber in z. T. schwieriger deutbaren Lagerungsverhältnissen). Es sei nur kurz darauf hingewiesen, daß sich jenes längs der ganzen N-Flanke des Ganotz im wesentlichen gleichbleibt: stets liegt der Radiolarit im Hangenden der Liasserie und wird vom Serpentin mit tektonischem Kontakt überdeckt. An der Basis des ersteren und mit ihm (wohl tektonisch) wechselnd, stellen sich am O-Ende dieses Aufschlußzuges die S. 266 erwähnten „Aptychenkalke“ ein.

Innerhalb des eigentlichen Gebietes unserer Beschreibung tritt der Radiolarit nirgends in so großzügigen und klaren Profilen auf; wenn auch sein Vorkommen zumeist gut mit dem obigen zu vergleichen ist. Vielleicht seiner unmittelbaren streichenden Fortsetzung gegen O entspricht auf dem

Gehänge S des Wurger Bachs der Radiolarit, der — meist in dichtem Wald — von etwa 1750 bis 2000 m die Basis der vom Pohleshorn herabziehenden Felsen bildet. Unterschiede bestehen jedoch in der Art des Verbandes: das unmittelbare Liegende wird von Dolomit gebildet (gegen O stellt sich darüber die Liasbreccie ein, aber dort ist kein Radiolarit mehr vorhanden). Im östlichen Teil der Aufschlüsse ist der Radiolarit durch eine (tektonische) Einschaltung von Kalkglimmerschiefer zweigeteilt. Das Hangende bilden die altkristallinen Gesteine des Pohleshorns.

Östlich der Häuser von Wurg treten nicht weit über dem Fuß des Gehänges ansehnliche Felsen aus diesem hervor, wiederum aus steil S-fallendem Radiolarit bestehend. Im Liegenden tritt Kalkglimmerschiefer auf (beim horizontalen Fußsteig auf etwa 1610 m); im Hangenden typischer „Aptychenkalk“ — beidenorts ohne daß der Kontakt unmittelbar entblößt wäre. — Vermutlich die Fortsetzung dieses Vorkommens befindet sich

N vom Steig zu den Wiesen am Schalotz; hier steckt im Wald von 1800 m aufwärts ein mächtiger Keil von Radiolarit in Kalkglimmerschiefer. Ein zweiter, südlicherer, NO oberhalb des Stalles bei P. 1934.

Auf den Wiesen S und SO vom Pohleshorn findet sich Radiolarit in etwas unklaren Lagerungsverhältnissen (bloß Lesesteine — und auch die ziemlich spärlich!).

Am Greibühel liegt eine Kappe N-fallenden Glimmerschiefers auf einem Band von Kalkglimmerschiefer; von W her schiebt sich zwischen beide Gesteine Radiolarit ein.

S P. 2531 legt sich auf Glimmerschiefer erst eine Dolomitbank von 1–2 m, dann nicht sehr typischer Radiolarit, mit steilem S-Fallen; er wird von Kalkglimmerschiefer überlagert. (NB.: Die Gesteinsfolge ist überkippt; vgl. das Profil vom Greibühel u. a.)

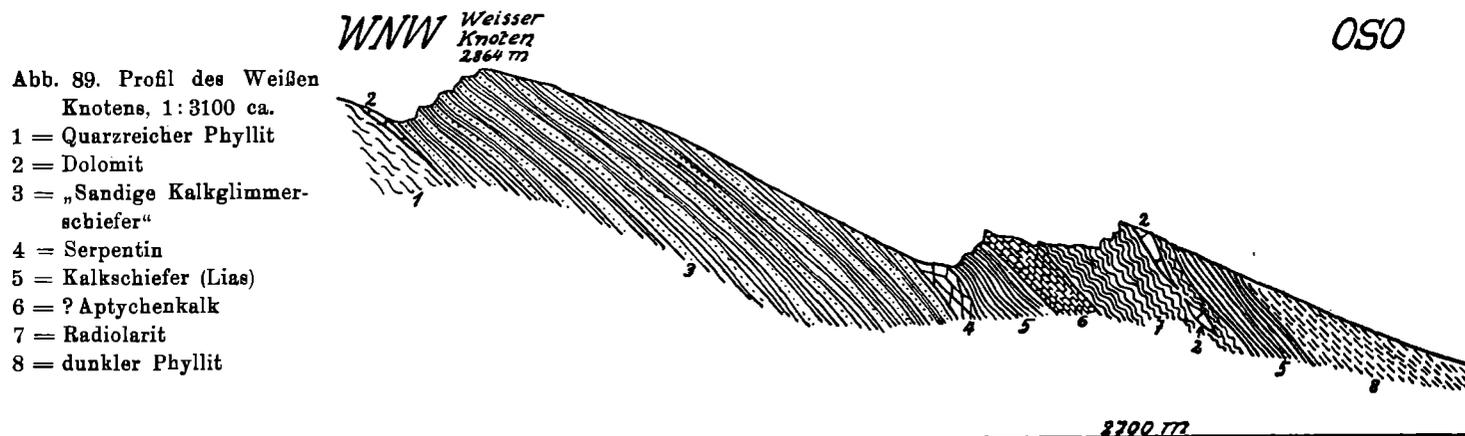
Auf der Ostseite des Ködnitztales — u. zw. des flachen Schotterbodens N vom Hutter — findet sich, in wilde Falten gelegt, die Folge: Quarzit unten; dann Kalkglimmerschiefer, darüber Radiolarit als konstant durchzuverfolgende Lage mit mindestens einigen Metern Mächtigkeit. Darauf, in die Falten zumeist mit einbezogen, das S. 240 f. erwähnte Altkristallin.

Am SO-Grat des Weißen Knotens (Abb. 89) befindet sich das bisher einzige sichere Vorkommen von Radiolarit innerhalb der AVK. (auf dieser als quarzreicher Phyllit eingetragen!). Er bildet den ersten scharfen Zacken des Grats, von Kalkglimmerschiefer überlagert; mächtige Linsen von Dolomit (auf der Karte

Marmor; vgl. S. 252/253) sind ihm eingeknetet. Im Liegenden zunächst typischer „Aptychenkalk“, dann die phyllitisch-sandigen Kalkschiefer des Weißen Knotens, mit einer Zwischenschaltung von größtenteils ganz zermalmtem Serpentin.

Vom Bergertörl gegen O, bzw. SO werden die Vorkommen ungleich spärlicher. Bekannt geworden ist ein solches östlich der Retschitzalm, in dem Kar unterm Kreuzkopf, wo in der Verlängerung des mehrfach erwähnten Dolomitsporns ein Wandl aus Liasschiefer von einer Einschaltung von Radiolarit geteilt wird; ferner auf der S-Seite des Kreuzkopfes, wenig oberhalb P. 2158: hier liegt er, wenige Meter mächtig, am Gehänge auf Kalkschiefer, der, unten braun verwittert, nach oben ganz licht wird und grünliche Serizitlagen aufnimmt (Aptychenkalk? vgl. S. 266). — Ein letztes Vorkommen endlich liegt zwischen den beiden Quellarmen des Zopenitzenbaches, in dem S. 262 abgebildeten Profil (Abb. 88). Über dem grünlichen Phyllit (3) folgt hier

4. Quarzit. serizitisch-schieferig, ein paar Meter.
5. Dolomit nur am Fuß des Aufschlusses auf der S-Seite; gegen oben auskeilend.
6. Graue Kalkschiefer (Lias), 6–8 m am oberen Rand des Aufschlusses; ohne sichtbaren Verband damit
7. gelblichweißer serizitischer Kalkschiefer, gelbbraun anwitternd (= Aptychenkalk?), 2–3 m, darüber
8. grüner Radiolarit, ebenfalls 2–3 m. — Weiter nach Schuttunterbrechung
9. diaphthoritische Glimmerschiefer und
10. Augengneis (diese beiden wohl schon zum aufgeschobenen Schober-Alt-kristallin gehörend).



Auf den Radiolarit all der genannten Vorkommen — mit denen die Gesamtzahl der aufgefundenen noch nicht erschöpft ist — trifft die oben beim Profil  $\alpha$  gegebene Beschreibung ungefähr zu. Hinzuzufügen wäre nur, daß das anderwärts bekannte „anorganische Leitfossil“ des Radiolarits, das Mn-Erz,<sup>179)</sup> in meist nicht über 1 cm dicken Zwischenlagen verschiedentlich gefunden wurde; so S. P. 2531; am SO-Grat des Weißen Knotens, W Greibühel (etwas zweifelhaft).

Dünnschliffe des Radiolarits<sup>180)</sup> zeigen den Quarz in eckigen Körnern von durchschnittlich 0,1 bis 0,3 mm Durchmesser; selten verzahnen sie sich etwas, größere Überindividuen fehlen (übereinstimmend mit der Forderung — die sich aus der stratigraphischen Auffassung ergibt! —, daß die vorliegende Korngröße wesentlich durch Wachstum erreicht wurde, nicht durch Zertrümmerung ehemals vorhandener größerer Körner. Selbstverständlich widerspricht dem nicht, daß gelegentlich einmal ein herangewachsenes Korn auch wieder mechanisch zerlegt werden konnte.). Längung der Körner //s nur verhältnismäßig selten und nur wo beiderseits von Glimmerblättern eingefaßt. Muskowit und — noch reichlicher! — Chlorit sind teils dem Quarzmosaik untergeordnet in kleinen Blättern, meist //s geregelt, beigemengt; teils bilden sie Zwischenlagen, die von der Dicke eines Glimmerblattes — 0,01 mm — bis zu der 1 mm schwanken. Irgend welche andere Mineralien wurden nicht beobachtet.

Leider gelang es nicht, roten Radiolarit aufzufinden, wie er im Tarntaler Gebiet in ansehnlicher Menge vorhanden ist<sup>181)</sup> und neuerdings auch in den Radstädter Tauern — und zwar gerade in Verbindung mit grünen Quarzitschiefern, welche den unseren gleichen — gefunden wurde (Clar 104). Dieser Mangel ist wohl eine Folge sekundärer Vorgänge, auf die ja die Grünfärbung bei Radiolarit überhaupt zurückzugehen scheint (vgl. 116, Fußnote auf S. 220; dort weitere Literatur). In unserem Falle kommen nicht nur solche diagenetischer, sondern auch metamorpher<sup>182)</sup> Art in Frage; daß dabei das primär ja durchaus als  $Fe_2O_3$  vorliegende Eisen

<sup>179)</sup> Freilich haben die S. 250 beschriebenen Mn-Erze nichts mit Radiolarit zu tun.

<sup>180)</sup> Die allerdings aus dem Ganotzgebiet, W des Kalser Tals stammen!

<sup>181)</sup> R. Schwinner (190) hat solchen offenbar durch Zufall nicht zu sehen bekommen; sonst wäre sein Kampf gegen die Juraradiolarite dieses Gebiets unerklärlich.

<sup>182)</sup> Reduktion von Fe-Verbindungen bei der Metamorphose und damit Umfärbung der Gesteine von Rot in Grün scheint ein auch sonst weit verbreiteter Vorgang zu sein. Niggli, 163, S. 63) hat sie bereits in den obertriadischen Chloritoidschiefern des Gotthardmassivs beobachtet. In unserem Gebiet mußte sie bei den Buntsandsteinquarziten (S. 95), bei den Roßeckschichten (S. 254) angenommen werden. Man kann auch auf die Porphyroide verweisen, die ja ganz allgemein grün (oder weiß) sind, während porphyrische Ergußgesteine doch häufig — allerdings vielleicht oft erst durch sekundäre Oxydation — rot zu sein pflegen.

reduziert würde, wäre allerdings wohl nur beim Durchstreichen flüchtiger Bitumina usw. wahrscheinlich. Ob etwa die Liasgesteine — primär Fleckenmergel — solche geliefert haben?

Ein Einwand gegen die Deutung als Radiolarit ist die fehlende Rottfärbung somit jedenfalls nicht; kennen wir doch auch anderwärts genug grüne Radiolarite, z. B. in Graubünden. Den stärkst verschieferten von dort gleichen ungefähr die best erhaltenen unseres Gebiets.

Die Unterscheidung von den Quarziten des „Buchstein“-Typus ist, wenn der Blick erst einmal darauf geschult ist, fast immer leicht: deren Farbe ist meist viel blasser, das Korn etwas größer, die Glimmerlagen weniger gleichmäßig (außer bei sehr starker Verschieferung). Schwieriger kann die Unterscheidung von alten Phylliten werden, jedoch auch nur im Falle stärkster Verschieferung des Radiolarits.

### 9. Aptychenkalk?

Weiß bis gelbliche, feinkristalline Kalke, mit grünen Serizitlagen in Abständen von einigen Millimetern, unterlagern der Radiolarit am Weißen Knoten (vgl. S. 264). Auch am Waldgehänge östlich Wurg treten in seinem Hangenden solche Gesteine auf, trennen sich aber im Weiterstreichen gegen O von ihm, indem sie S von P. 1934 nach OSO zum Geierspitz ziehen, so daß hier die Zuordnung schon weniger sicher ist. Auch von Zopenitzen wurden oben (S. 265) ähnliche Gesteine erwähnt. — Wegen des Vorkommens unter dem Ganotz-O-Sporn (W Kalser Tal) vgl. S. 264.

Die fraglichen Gesteine gleichen stark manchen stärker verschieferten Aptychenkalcken aus dem Oberengadin (116, S. 214f.); auch der Gesteinsverband ist entsprechend — zwischen Liasschiefer und Radiolarit —, so daß die Bezeichnung Aptychenkalk vielleicht nicht allzu gewagt ist. Hinzuweisen ist allerdings darauf, daß sich sehr ähnliche — vielfach kaum oder gar nicht unterscheidbare — Gesteine auch in der Trias der Matreier Zone finden (S. 253). Doch ist hier der Gesteinsverband so gänzlich abweichend, daß man die obige Abtrennung ruhig annehmen kann.

### 10. Schalotzschiefer.

Eine große Rolle — jedoch nur außerhalb der AVK. — spielt im Aufbau der Matreier Zone in der Umgebung von Kals (und darüber hinaus nach W) ein Zug kalkiger Phyllite, für die es geraten scheint, einen Lokalnamen einzuführen, um sie nicht von vornherein mit anderen, denen sie vielleicht nicht gleichwertig sind, zusammenzuwerfen. Sie seien Schalotzschiefer genannt nach dem gleichnamigen Berge N Kals, der fast ganz aus ihnen besteht.

Auch das S-Gehänge des Geierspitz bilden sie, bis hinab ins Ködnitztal; ebenso dessen N-Flanke weiter ostwärts zum größeren Teil, wobei sie jedoch allmählich an Mächtigkeit abnehmen. Das Talknie überm Groder überschreiten sie nur noch als schmaler verquetschter Zug; so treten sie in der Rippe SW P. 2094, sowie W und N der Nickel-Alm auf, dann wieder mächtiger in der Ostflanke des Kessels um die Gratzwinkel-Alm und wohl — wenn auch z. T. etwas anders aussehend — längs des Bergerbaches. Ihr letztes sichtbares Auftreten — wieder stark reduziert — ist zwischen den beiden Dolomitriffen des Spornes O der Mödlspitze (die „sandigen Kalkschiefer“ des Weißen Knopfs sehen jedenfalls anders aus und befinden sich auch in anderem Verband).

Die Schalotzschiefer bestehen einmal aus grauen (oft mit Stich ins Bräunliche) fast dichten Kalklagen, die jedoch fast stets diffus oder in unscharf abgegrenzten Bändern mit weißem, deutlich kristallinem Calcit wechseln (das ist zwar zweifellos eine sekundäre Erscheinung, aber für das Gesteinsbild, wie es normalerweise vorliegt, ist sie typisch!). Sie wechseln mit mehr oder minder dunkelgrauen, fein serizitisch-phyllitischen Lagen, wobei das eine oder das andere der beiden Elemente vorherrschen kann; dementsprechend schwankt der Habitus der Ablagerung zwischen dünn-schichtig und phyllitisch-schieferig. Die Anwitterung ist meist braun, z. T. lebhaft rotbraun bis orangerot; manchmal feinsandig.

Wo die phyllitischen Lagen überhandnehmen, kommen Übergänge in dunkle Phyllite zustande; Grenzen sind da nirgends scharf zu ziehen, besonders nicht, wo man, auf Lesesteine angewiesen, nur die grauen Schieferplättchen im Rasen findet, wie sie die Verwitterung auch der Schalotzschiefer in einem bestimmten Stadium allein übrig läßt. Andererseits sind diese dunkeln Phyllite von den hier als paläozoisch betrachteten nicht zu trennen. Ob aber jene Übergänge wirklich primär sind oder durch Verwalzung zustande gekommen, das läßt sich durchaus nicht entscheiden.

Gelegentlich finden sich in den Schalotzschiefen Lagen von feinen Breccien. Aus unserem Gebiet sind sie allerdings nur in losen Stücken gefunden worden, in der Mulde N Tinkl, bei ca. 1800 m. Dagegen stehen sie W Kals am Ganotz an, im S-Abfall unmittelbar unterm Gipfel; ebenso auch bei Matrei in Osttirol, an den obersten Kehren des Weges SO Hinterburg. Die Breccien enthalten eckige Bröckchen von meist dunklen dichten dolomitischen Kalken (sie brausen mit verd. HCl auffallend schwächer als die Umgebung!), von höchstens etwa Zentimeterlänge, meist nicht allzu dicht eingestreut.

Das Alter der Schalotzschiefer ist stark problematisch. Sie erinnern dem Gesteinscharakter nach am ehesten an manches, was in Graubünden als „Flysch“ gilt; doch sei darauf nicht zu viel Wert gelegt. Festzuhalten ist jedenfalls, daß sie mit dem sicheren Mesozoikum der Matreier Zone nirgends in normalem Verbands stehen; was natürlich auch nicht ausschließt, daß sie einer anderen mesozoischen Serie angehören.

## VII. Altkristallin der Schobergruppe.

Das alte, auf die Matreier Zone überschobene Kristallin der Schobergruppe reicht im Nordhang des Kastenecks beim Bergertörl und östlich davon im Saukopf nur wenig über den Südrand in den Bereich der AVK. herein. Weiter östlich, jenseits des Gößnitztales, erreicht es dann noch einmal den Rand des Kartenblattes (südlich Die Scheid), ohne ihn jedoch zu überschreiten.

Von dem mannigfaltigen Aufbau des Kristallins im Inneren der Schobergruppe<sup>183)</sup> ist hier nichts mehr zu spüren; es ist nur eine recht eintönige Glimmerschiefermasse, die diesen Nordrand bildet, so daß keine weiteren Ausscheidungen gemacht werden konnten. In größerem oder geringerem Ausmaße sind alle diese Gesteine von einer Diaphthorese berührt worden.

Die weniger veränderten Gesteine sind grobschuppige harte Glimmerschiefer von grauer bis graugrüner Färbung. Neben Quarz spielt blättriger Muskowit die Hauptrolle, Biotit ist selten i. H. erkennbar, Granat fehlt wohl nie ganz, beteiligt sich aber in lagenweise verschiedenem Ausmaße. Chlorit ist wohl stets wenigstens in geringer Menge zugegen. Die Gesteine zeigen meist eine Kleinfaltung aus einander rasch ablösenden kurzen, welligen Fältchen, die den Eindruck scharfer Streckung erzeugen. Einerseits gewöhnlich am Nordrand dieses Kristallins, andererseits auch in Zonen weiter im Inneren sind die Gesteine mehr eben, dünnblättrig verschiefert. Es handelt sich offenbar um Bewegungszonen. Die Muskowitblätter werden dabei zu feiner schuppigen, hell glänzenden Flatschen verschmiert, wie überhaupt die Färbung etwas lichter wird. Die Granaten sind in solchen Typen entweder wenigstens von Chlorit umhüllt oder ganz in Chloritknäuel umgewandelt, an die auf den Schichtflächen ein chloritischer Hof oder Schweif anschließt; so sind die Schieferungsflächen von Chlorit grün gefleckt. Manchmal auch lassen nur mehr solche grüne Chloritflecken auf den Schichtflächen die frühere Anwesenheit von Granat vermuten. Biotit fehlt in solchen stark verwalzten Typen völlig.

Es handelt sich — wie ja *Angel* (46/3) gerade vom Kasteneck bereits festgestellt hat — um eine in allen Stufen belegbare Diaphthorese, die die Granatglimmerschiefer im Randgebiet des mächtigen Schoberkristallins besonders stark betroffen hat. Daher ist es wohl zulässig, diese Veränderungen mit den Überschiebungsbewegungen im allgemeinen in Verbindung zu bringen.

In der Formung besteht ein tiefgreifender und scharfer Schnitt zwischen den Gesteinen der Matreier Zone und diesem alten Kristallin. Auf der einen Seite die weichen Formen der phyllitischen Gesteine mit den bloßgelegten Bändern und Knollen der damit verschuppten härteren Gesteine, auf der anderen Seite die einheitlichen düsteren und blocküberrollten Felsabbrüche des Kristallins.

## VIII. Die Erzlagerstätten des Kartengebietes.

Eine systematische Untersuchung der Erz- wie auch der sonstigen Minerallagerstätten des kartierten Gebietes lag nicht mehr im Zweck der Aufnahme und wäre auch angesichts der Tatsache, daß die alten Einbaue verbrochen oder überhaupt am Tage nur mehr schwer kenntlich sind, nicht weit zu treiben gewesen. Die folgenden Zeilen enthalten daher in der Hauptsache nur eine Aufzählung und eine Zusammenstellung zumeist schon bekannter Daten. Wir können uns dabei insbesondere auf eine Darstellung stützen, die *R. Canaval* (43) auf Grund der älteren Nachrichten und eigener Besuche von den „Erzvorkommen im Bereiche der Großglockner-Hochalpenstraße“ gegeben hat. Denn weitaus die Mehrzahl der Baue liegt in der weiteren Nachbarschaft dieser Straße, besonders im Südostteile, während der Westen und Nordwesten des Kartengebietes fast frei von Lagerstätten ist.

Es kann vorausgeschickt werden, daß es sich durchaus um kleine Vorkommen handelt, denen wohl heute als Einzelobjekte keinerlei praktische Bedeutung mehr zukommt.

1. Mesenatten (Meschenaten). Die Baue liegen im Gehänge nördlich oberhalb der Steilschlucht („Fall“) des Tauernbaches und werden von der neuen Straße unmittelbar berührt. *Canaval* kennt hier die Reste eines alten Pochers und eines Berghauses, sowie vier Stollenhalden und einen Tagverhau, welche Einbaue ungefähr übereinander nach Nordwest den Hang bis an die oben anschließende Verflachung hinaufziehen. Die Stollen sind gänzlich verbrochen, die Halden stark verritten, so daß sie bei der Kartenbegehung nur z. T. wieder aufgefunden wurden. Bei der hier recht flachen Lagerung der Schichten dürften die Einbaue wohl mit Sicherheit auf einem echten Gang (bzw. deren mehreren) sitzen, dessen Streichen wohl mit der Richtung zweier Stollen und des Tagverhau (nach *Canaval* 3<sup>h</sup> und 2<sup>h</sup>) übereinstimmt. Man findet neben den dunklen, mehr oder weniger kalkigen Phylliten besonders auch braune ankeritische Schiefer mit Knollen eines hellgrünen Glimmerminerals (nach *Canaval* Fuchsit) und Karbonat-Quarzgängchen mit etwas Kies. Auf solchen Gängen kommt im Tagverhau auch ein lichtgrünliches säuliges Mineral vor, der schon von *Canaval* genannte Zoisit. Unsere Karte verzeichnet unter P. 2370 ein Band von der Art der Serpentinreaktionsränder, doch finden sich an dessen Westende gegen den kleinen Bach zu auch eklogitisches Gestein und grober Epidotprasinit in der Nachbarschaft des Tagverhau.

<sup>183)</sup> Über die Ergebnisse der dortigen Neuaufnahmen außerhalb der AVK. soll in einer besonderen Arbeit berichtet werden.

2. **Fuscher Wegscheide.** Schon die topographische Karte verzeichnet etwa 200 m südlich der Fuscher Wegscheide das Mundloch eines alten Stollens, der hier etwa gegen Süd in das flache Gehänge vorgetrieben ist. Daneben steht die Ruine eines alten Berghauses, die beim Straßenbau als Unterstand hergerichtet wurde, und auch eine nicht bedeutende Halde war so gut erhalten, daß sie vielleicht erst auf eine verhältnismäßig junge Betriebsperiode zurückgeht. Die neue Straße verschneidet sie, so daß sie jetzt wohl nicht mehr erkennbar ist. Der Stollen liegt nach Örtlichkeit und Haldenstücken ganz im Marmor, der vom Tauernkopf herüberzieht und hier im allgemeinen flach nach West einfällt und daneben eine stengelige Streckung nach N 15° W aufweist. Der Stollen scheint ungefähr der Richtung dieser Streckung zu folgen. Es handelt sich anscheinend um eine kurze streichende Auffahrung eines schwächtigen und armen Ganges, in dem nach Haldenstücken Pyrit, Bleiglanz, ein Fahlerz sowie Malachit und Lasur vorkommt. Als Gangart wurde Calcit, Quarz und Albit gefunden.

Zu diesen alten Bauen an der Fuscher Wegscheide gehörten jedenfalls auch noch einzelne Stollen, deren Reste bei den Bauarbeiten knapp vor dem Nordportal des Hochtortunnels freigelegt und nun wieder verschüttet wurden (ebenfalls in Marmor), sowie ferner auch ein Stollenmundloch, das südöstlich der Fuscher Wegscheide in Rauhacken sichtbar wird.

3. **Brennkogel.** Nach den Angaben *Mielichhofers* (4, in *Posepny*, 22) bestand der dortige Bergbau „Beim Glück“ aus sechs nach Gangfall angesteckten Stollen, die nach einer Skizze *L. St. Rainers* (25) vor allem am Ostabhänge des Brennkogels gelegen waren; Reste von Einbauen, die allmählich vom Eise freigegeben werden, finden sich aber auch am Nordgrat und in dessen NW-Flanke um den auf der Karte angegebenen Punkt. Es scheint, daß alle Gänge noch innerhalb der Serpentinmasse gelegen waren und eine quarzige kiesarme Ausfüllung hatten (*Mielichhofer*). Einige bei der Kartierung gesammelte kiesfreie Gangstücke vom Nordgrat haben jedoch Kalkspat als Gangart neben etwas Siderit und grünen, z. T. glimmerigen Überzügen, die an die Stücke von Mesenatten erinnern. Diese Gänge am Nordgrat hängen zusammen mit NNW-streichenden Verwerfungen, die dort an der Liegendgrenze des Serpentins erkennbar werden, und es ist möglich, daß auch die anderen Einbaue am gleichen System liegen.

Die Gruben am Brennkogel wurden — wie viele andere — zu Ende des 16. oder Anfang des 17. Jahrhunderts verlassen, der Betrieb dort aber anscheinend an der Wende des 18. zum 19. Jahrhundert wieder kurz aufgenommen, bis er (nach *E. Richter*) durch Zunahme der Vereisung endgültig eingestellt worden ist.

Der Au-Gehalt dieser Gänge ist möglicherweise bedeutend gewesen, denn *Mielichhofer* bestimmte an zwei Proben von Pocherzen 250 g/t, während *Rainer* von einer Probe aus der Lagerstätte 15 g/t Au und 32 g/t Ag angibt.

4. **Kloben (oberstes Guttal).** Am Kamm westlich des Brennkogel, vor dem kurzen Aufschwung zum Gipfel des Kloben, liegt die „Knappenstube“, wohl der bedeutendste unter den alten Bergbauresten des Kartengebietes. Die Reste der Baue sind von *Ruthner* (17, 18) 1861 wieder aufgefunden worden, nachdem sie nach seiner Angabe im Jahre 1857 vom Eise des Guttalkeeses freigegeben worden waren. Nach *Posepny* (22) hat sie jedoch schon *Mielichhofer* (4, 1831) gekannt, der mitteilt, sie seien erstmalig schon 1770 aus dem Eise aufgetaucht. In diesem scheinbaren Widerspruch liegt vermutlich ein Hinweis auf die zeitlich dazwischenliegenden, sonst allenthalben nachweisbaren Gletschervorstöße.

Das Guttalkees macht heute den Eindruck eines sterbenden Gletschers, denn seine frühere in den nächsten Taltrog hinabhängende Zunge ist als Toteiskörper abgetrennt und das Kees hat dadurch zugleich mit dem Abreißen seitlicher Speisung vom Spielmann etwa zwei Drittel seiner alten Länge eingebüßt; die Schneegrenze ist über das Firnbecken auf den Kamm gestiegen. Dementsprechend war die Umgebung der auf einem sanften Rücken gelegenen Baue zur Zeit der Aufnahmebegehung gänzlich eisfrei, wenn auch sommerliche Schneefelder nicht fehlten.

Die recht ansehnlichen Halden sind infolge der Eisbedeckung und Durchtränkung mit dem Hange einigermaßen abgeglitten, aber noch gut erkennbar, so daß sie auf der Karte ungefähr ausgeschieden werden konnten. Man sah drei übereinander liegende Einbaue auf der Südseite des Kammes und einen — gerade aus dem Eise des obersten Brennkogelkeeses auflauchend — auf der Nordseite, alle recht genau nach N—S, bzw. vielleicht N 5 bis 10° O ausgerichtet. Die Gesteine fallen hier mit etwa 30° nach Ost, so daß es im Sinne der „Resultate“ und entgegen *Rochata* sehr wahrscheinlich bleibt, daß sich die Baue auf einem echten Gange mit den Streichen der großen Tauerngänge bewegten. Einer der Baue wurde nach der Kartenbegehung eröffnet, doch war ein Besuch leider nicht mehr durchführbar.

Ein solcher Gang müßte hier aus den dunklen, etwas knotigen Phylliten im Liegend nach oben in ein vom Kloben herabziehendes Kalkglimmerschieferband übersetzen, womit übereinstimmt, daß in den höheren Teilen der Halden von einem Gängchenetzwerk durchzogene Kalkglimmerschiefer, in den tieferen Phylliten als Nebengestein vorherrschen. Stücke, die auf einen geschlosseneren mächtigen Gang schließen ließen, wurden auf den Halden nicht gefunden, sondern nur solche, die auf ein Netzwerk recht schwächtiger Gänge in dem brecciös zerbrochenen Nebengestein hinweisen. Die Erzführung besteht aus Pyrit, Arsenkies, Bleiglanz und Zinkblende in meist karbonatischer (ankeritisch), seltener quarziger Gangart, wobei die Kiese oft das Nebengestein imprägnieren, während Bleiglanz und Blende neben Kies karbonatische Gängchen bevorzugen. Die „Resultate“ führen ferner Bleierde, Mimetesit und Limonit als Zersetzungsprodukte an. Eine Zusammenstellung der an älteren

Proben ermittelten Edelmetallgehalte gibt *Canaval* (7–10 g/t Au und 32–790 g/t Ag); auch Freigold soll vorgekommen sein.

Eine Art nördliche Fortsetzung der Gangzone des Kloben soll gerüchtweise vor den Moränen des Brennkogelkeeses gefunden worden sein (erzführend?).

Der Gang am Kloben schneidet den obersten Teil der Brennkogeldecke gegen den Grenzbereich zur Oberen Schieferhülle.

5. Palig. Über den kleinen alten Einbau am Palig im Zuge der „Gletscherstraße“ liegt eine eingehendere Beschreibung von *Granigg* (35) vor. Es handelt sich um eine lagerhafte kiesführende Erzschiefer von geringer Erstreckung und einer Mächtigkeit bis zu 1,2 m, die dem „Reaktionsrand“ des dortigen Serpentin gegen den Kalkglimmerschiefer angehört (siehe S. 183). Der Pyrit imprägniert nach *Granigg* in kleinen Kriställchen, aber auch in Nestern, die bis zu Faustgröße anwachsen können, ein Band aus Tremolit und Strahlstein, Epidot, Zoisit, Diopsid, Albit, Calcit und Titanit. Der Edelmetallgehalt des Pyrites betrug nach Analysen *L. St. Rainers* 6 g/t Au und 26 g/t Ag.

6. Wasserrad. *Canaval* erwähnt ferner „am Wasserrad ober der Linsenbauer-Almhütte“ in der Gegend „Goserad“ „in ungefähr 2200 m Höhe eine fast ganz durch abgestürzte Felstrümmer verschüttete Grube“, auf deren Halden sich Bleiglanzspuren finden. Die genaue Örtlichkeit wurde bei der Aufnahme nicht gefunden, doch scheint es nach Obigem, daß dieser Bau innerhalb des großen Felsrutsches vom Wasserradkopf gegen das Guttal — wohl im Bereiche der Kalkglimmerschiefer — liegt. Die Erze sollen hinter der Gipferkapelle am Guttalbach aufbereitet und verschmolzen worden sein.

7. Bergbaue „an der Pasterze“. Die alten Daten über diesen, auch heute noch seiner Lage und Ausdehnung nach nicht sicher bekannten Bergbau hat *Rochata* verarbeitet, ferner ist das Ergebnis einer Suche nach ihm in den „Resultaten“ kurz niedergelegt. 1446 waren Gold- und Silberbergbaue an der Pasterze in voller Tätigkeit (*Riedl*), 1848 (die Beobachtung selbst kann älter sein) gibt *Reissacher* an, daß noch Halden und verbrochene Stollen sichtbar sind; das konnte jedoch weder *Rochata* noch spätere Beobachter bestätigen, so daß man seit *Rochata* annimmt, daß die Baue unter dem Eis der vorgerückten Pasterze begraben sind.

Nun ist in den letzten Jahren durch den Rückgang der Pasterzenzunge vor ihr ein auffallender linsiger Quarzgang frei geworden, unter dem wenigstens eine von Moränenschutt erfüllte Mulde als Anzeichen eines alten Einbaues gedeutet werden könnte. Der Gang führt nur spärlich Kupferkies und Pyrit, imprägniert aber das Nebengestein sehr reichlich mit Pyrit und Silikaten, die dessen Zusammensetzung grundlegend verändern. Diese Veränderungen sind derart, daß sie nur als eine an den Gang gebundene und unter erhöhter Stoffzufuhr vor sich gehende Steigerung der abseits als regionale Metamorphose wirkenden „Tauernkristallisation“ verstanden werden können (*Clar-Friedrich* 62).

Der behandelte Gang hat vergleichbare — wenn auch vielleicht meist erzfreie Begleiter in einem System von Quarzgängen, wie sie besonders in den Prasinitwänden unter der Franz-Josefs-Höhe auffallen. Bei etwa nordwestlichem Streichen könnte sich dieser Gang oder wenigstens dieses Gangsystem auch ohne weiteres noch unter das heute vom Eise bedeckte Pasterzengebiet fortsetzen und könnte somit sehr wohl dem überlieferten „Bergbau an der Pasterze“ zugrunde gelegen haben.

8. Die Bergbaue in der Gößnitz (Heiligenblut W, westlich der Wirtsbauernalm). Auch über diese Baue berichten *Rochata* und die „Resultate“ ausführlich. Bei der Aufnahmebegehung im Jahre 1930 waren im Gesteinsstreichen übereinander fünf Einbaue mit relativ gut erhaltenen Halden erkennbar, während die „Resultate“ außerdem noch zwei kleine, tiefer gelegene Halden vermutlich neueren Ursprunges anführen. Nach den von *Rochata* wiedergegebenen Nachrichten haben hier jedoch auch noch weitere Einbaue, allerdings von geringerer Bedeutung bestanden; so weiter westlich im Schoberkristallin am Zinketzkopf und am südlichen Talhang (natürlich ganz abgesehen von den tief im Inneren des Gößnitztales gelegenen alten Kupfergruben).

Auch bei der Begehung im Jahre 1930 fand sich auf den Halden nur taubes Material, so daß die Natur der Lagerstätte in gleicher Weise wie bisher unbekannt bleibt. Die wenigen kiesführenden Quarzbrocken, die man auf der tiefsten Halde im Talgrund findet (z. T. mit Malachitüberzug), können — wie die „Resultate“ schon hervorheben — gut auch von den Kupfergruben im inneren Gößnitztale herkommen.

Die Reihe der Stollen folgt in geringem Abstände der Liegendgrenze des Prasinitbandes, das aus der Tal-tiefe zum Hahnkamp emporzieht; es wird unterlagert von Schuppen aus dunklen Phylliten (z. T. chloritführend), Kalkglimmerschiefer und Linsen von Quarzitschiefer. Mit letzterem ist beim Mundloch des mittleren Stollens ein gleich dem Nebengestein streichender, aber steiler fallender Quarzgang verbunden. Es bleibt daher unsicher, ob die Baue einem Lager im Liegend der Prasinite folgten oder etwa einem ähnlich (mehr nördlich) streichenden Gang.

Die Baue in der Gößnitz sollen im 16. Jahrhundert sehr ergiebig gewesen sein, Ende des 17. waren sie — wie so viele andere — gefristet.

Der geologischen Lage nach handelt es sich hier um die hangendsten Teile der Matreier Zone, knapp unter der Überschiebung des Altkristallins der Schobergruppe.

9. Kreuzwand im Teischnitztal (bei Kals). Nach *Blaas* (33) und *Srbik* (49) bestanden im mittleren Teischnitztale, am Südhang der Kreuzwand, im 13. und 14. Jahrhundert ausgedehnte Gruben auf Kupfer- und Schwefelkies mit Rutil und Magnetisenerz „in Talk- und Chloritschiefer“, also vermutlich in den dortigen Prasiniten. Sie wurden bei der Aufnahme — vielleicht durch zu geringe Bedachtnahme darauf — nicht aufgefunden.

10. Hierzbachtal. Im Hierzbachtal bei Fusch bestanden zwei Gruppen von Bauen; einerseits noch unterhalb der Hierzbachalm, besonders im Nordhang des Tales gegen den Brennstein, anderseits innen im Tal an der Knappenleite unter dem Spitzbrett.

Die ersteren gingen in den Phylliten der Fuscher Phyllitzone auf N—S-streichenden Gängen um, welche in quarziger, dolomitischer und kalkiger Gangart Eisen-Arsen- und Kupferkies, Bleiglanz sowie auch Freigold führten (*Posepny, Canaval*). Diese Baue liegen bereits knapp außerhalb des Nordrandes unserer Karte.

Die Baue an der Knappenleite waren nach *Reissacher* die wichtigsten in einem Zuge von Kiesvorkommen, die sich aus dem Kapruner Tal über den Kamm bei der Zwingscharte, über die Knappenleite, das Streicheck und das Kar der Brechl bis in die Schmalzgrube erstreckten. Sie sollen an der Grenze von Kalkschiefer und „Chloritschiefer“ aufgetreten sein, was allerdings nach der Neuaufnahme für die Knappenleite nicht zutrifft. Hier sollen die Lager von derbem kristallinem Eisenkies die Mächtigkeit von 2 und mehr Klafter (3,8 m und darüber) erreicht haben; neben Kupfer sollen auch Edelmetalle gewonnen worden sein. Gelegentlich unserer Aufnahme aufgefunden wurde ein verstürzter Einbau an einer durch reichliche limonitische Hutbildung gekennzeichneten Stelle, in Prasinit (vgl. die Karte); gut kenntlich ist noch der dahin führende, z. T. in den Fels gemeißelte Knappensteig.

11. Schiedalpe. Diese alten Baue sind durch *Mohr* (37) wieder in Erinnerung gerufen und kurz beschrieben worden. Sie liegen SSW von Fusch im Westgehänge des Tales in etwa 1300 m Höhe, W der Waldalpe, also noch mitten in der Fuscher Phyllitzone. Nebengestein war ein relativ kalkreicher Kalkphyllit (*Mohr*), bzw. Kalkglimmerschiefer (*Posepny*), aber auch dunkler Phyllit kommt vor. Die Lagerstätte ist nach *Mohr* ein recht genau N—S-streichender, steil mit 55—70° einfallender Gang mit stark wechselnder, im Durchschnitt 30—40 cm betragender Mächtigkeit, der in zwei, vielleicht sogar drei Horizonten gebaut wurde. Die Mineralführung ist Bleiglanz, Kupferkies (?) und etwas Schwefelkies, meist fein eingesprengt in ankeritischer Gangart mit Quarz. Den Edelmetallgehalt fand *Mohr* in einer zusammengestellten Durchschnittsprobe höher als die Alten angeben, mit 7,5 g/t Au und 88—92 g/t Ag.

Nach *Posepny* liegen ähnliche Vorkommen auch noch am „Streichpoint und Kerngrub im Fuscher Tale“.

12. Kapruner Tal. Nach den von *Posepny* wiedergegebenen Nachrichten haben im Kapruner Tal, im Wasserfallkar und im Grubalpenkar alte Baue bestanden. Vom ersteren ist nicht mehr als seine Existenz überhaupt bekannt, der letztere bewegte sich (nach *Mielichhofer*) auf einem Lager von Bleiglanz, brauner Blende mit Eisen- und etwas Kupferkies und war bei geringer Mächtigkeit arm an Au und Ag.

Wo sich die genannten Örtlichkeiten befunden haben, ist dunkel, da die Namen auf den heutigen Karten nicht mehr vorkommen.

Die angeführten Lagerstätten liegen in verschiedenen tektonischen Einheiten des Glocknergebietes, und zwar Fuscher Wegscheide in der Seidlwinkeltrias, Brennkogel, Kloben, Meschenaten in der Brennkogeldecke, Palik, Wasserrad, Pasterze, Kreuzwand, Knappenleite in der Oberen Schieferhülle, die Baue des Gößnitztales in der Matreier Zone, die Schiedalpe und die Gänge des unteren Hierzbachtales in der Fuscher Phyllitzone. Es hat also in alle tektonischen Einheiten der östlichen Gebietshälfte eine Vererzung eingegriffen. Es muß jedoch noch vollkommen dahingestellt bleiben, ob das eine zusammengehörige Vererzung war, denn wegen ihrer noch ganz ungenügenden Erforschung kann nur ein Teil der Lagerstätten unbedenklich als westliche Ausläufer der Tauerngold-Vererzung angesprochen werden, nämlich die etwa N—S-streichenden echten Gänge unter ihnen. Der Gang an der Pasterze gehört vermutlich zu einer älteren Phase dieser Vererzung, während über die Lager (besonders Knappenleite und Palik) sowie über die so gut wie unbekanntesten Baue vom Gößnitztal, Wasserradkopf und Teischnitztal in dieser Hinsicht noch nichts ausgesagt werden kann.

Für die Gänge steht fest, daß sie jünger sind als die großen Schubbewegungen und Faltungen, und für ein Gleiches spricht auch ihr Auftreten in verschiedenen tektonischen Einheiten. Eine gewisse Abhängigkeit von der Tektonik kommt aber wohl darin zum Ausdruck, daß der durch eine relative Lagerstättenhäufigkeit ausgezeichnete Südosten am meisten von einer N—S- bis NNW-streichenden Verfaltung beherrscht wird, die mit dem NW-Streichen des erzeichen Sonnblickgebietes in ursächlichem Zusammenhang stehen kann.

Bei dem Gang an der Pasterze ist ein Zusammenfallen der Vererzung mit den Stoffwechselforgängen der nachtektonischen Metamorphose nachweisbar gewesen, ein Gleiches ist für das Lager am Palik dann anzunehmen, wenn die „Reaktionsränder“ der Serpentine Produkte der gleichen Kristallisation sind, wie S. 188 f. diskutiert wird. Bei den anderen fehlen in dieser Hinsicht Belege für und wider. Der Zusammenhang verschiedenartiger Lagerstätten mit dieser Tauernkristallisation am Tauernostende (*Friedrich* 133) weist aber auf die Möglichkeit hin, daß auch hier die Erzkonzentration Teil oder Abschluß der umfassenden Stoffverschiebungen im Zuge dieser nachtektonischen Metamorphose sein könnte.

**IX. Ergebnisse.**

**1. Übersicht über die Altersstellung der einzelnen Schichtreihen; Geologische Geschichte.**

Vorauszuschicken ist hier nochmals — worauf ja im vorausgehenden Text schon des öfteren hingewiesen wurde —, daß Fossilien (bis auf spärliche, nicht näher bestimmbare Spuren; S. 230, 263) im ganzen Gebiet bis heute vollkommen fehlen. Jeder Versuch einer Altersdeutung gründet sich mithin nur auf Vergleichung mit anderen Gebieten, deren stratigraphische Deutung besser begründet ist; selbstverständlich mit Berücksichtigung des lokalen Verbandes.

Das mag vielleicht ein mageres Ergebnis scheinen. Indessen bleibt doch zu betonen, daß, namentlich im N-Rahmen ebenso wie in der Matreier Zone, eine ganze Reihe von Schichtgliedern — besonders der Trias und jüngerer Serien — sehr wohl kenntlich sind (selbst dann noch, wenn sie von nicht ganz geringfügiger Umformung betroffen wurden); wobei die zur Bestimmung erforderlichen Analogien zunächst hauptsächlich vom Tarntaler und Radstädter Gebiet geliefert werden. Vom N-Rahmen und der Matreier Zone aber führen weitere Brücken zu den Serien der „Schieferhülle“ im Inneren des „Tauernfensters“. Man muß also, um diese zu deuten, gar nicht so sehr — mindestens nicht in erster Linie! — auf die westalpinen Analogien zurückgreifen!

Die beistehende Tabelle möge veranschaulichen, was sich über die Altersstellung der wichtigsten Schichtgruppen heute einigermaßen begründen läßt. Ganz unsichere Glieder, wie die Granatmuskowitschiefer usw. der Oberen Schieferhülle, sind weggelassen; aber auch von den eingetragenen mußten viele, wie man sieht, mit einem Fragezeichen versehen werden. Auch der Zentralgneis ist als unsicher ausgelassen (siehe unten).

Im einzelnen ist dazu noch zu bemerken: Recht gesichert ist das Mesozoikum in der Matreier Zone (wo ja auch wohl seit langem niemand mehr an seinem Vorhandensein zweifelt); insbesondere die unmittelbar an jene des Tarntaler und Radstädter Tauerngebiets anzuknüpfenden Breccien (Lias!) lassen kaum Zweifel, ebenso wenig aber auch die Vergesellschaftung von Dolomit, Rauhwanke, Gips (und grünen Serizitschiefern). Gerade diese beiden Schichtgruppen finden sich aber auch einerseits im N-Rahmen: hier muß also von ihnen daselbe gelten. Und andererseits treten auch dieselben beiden Schichtgruppen mit z. T. sehr bezeichnenden Schichtgliedern — speziell verwiesen sei auf die so unverkennbare Abart der Breccien mit quarzitischem Bindemittel

**Übersicht über die Schichtfolgen.**

	Granatspitzhülle	Riffeldecken	Brennkogel- und Seidlwinkeldecke	Obere Schieferhülle	Nordrahmen	Matreier Zone
Jura	—	—	—	—	—	Radiolarit ? Aptychenkalk
(Rhät. ? und Lias)	Kalkglimmerschiefer	Kalkglimmerschiefer Breccien	Kalkglimmerschiefer „Knotenschiefer“ Breccien Quarzite z. T. ?	Kalkglimmerschiefer	Kalkschiefer bis Kalkglimmersch. Breccien Quarzite z. T. ? Sandsteine und Arkosen	Kalkschiefer bis Kalkglimmersch. Breccien Schwarze kalkfreie Schiefer und dunkle Kalke
Trias	Dolomit (bis Marmor)	Dolomit u. Marmor Quarzite z. T.	Dolomit u. Marmor Rauhwanke, Gips Grüne Serizitschiefer Quarzite z. T. Helle Chloritoidschiefer ?	Dolomit	Serpentin „Eklogit“ Prasinite, Gabbroamphib. Epidotamphibolit	Dolomit u. Marmor. Gips, Rauhwanke, grüne Serizitschiefer Quarzite z. T. Chloritoidschiefer z. T. ?
Perm ?	—	—	—	—		Bunter Schiefer Porphyroid ?
Paläozoikum wesentl. vorvariszisch	Phyllite bis Glimmerschiefer ? mit schwarzem Quarzite und Prasiniten ?	Dunkle Phyllite	Dunkle Phyllite Quarzite z. T.	Dunkle Phyllite z. T.	Dunkle Phyllite mit schwarzem Quarzite. Lichte Quarzite z. T. ? Prasinite und Gabbroamphibolit	Dunkle Phyllite (mit Quarzite)
Vorpaläozoisch	Glimmerschiefer ? Amphibolit und Peridotit ?	Glimmerschiefer Grüngesteine Aplitisches Injektion Orthogneise z. T.	—	—	Glimmerschiefer Grüngesteine z. T. Amphibolit	Glimmerschiefer Amphibolit Serpentin Orthogneise

(S. 128, 233)! — im Inneren der Tauern, in der Brennkogel- und Seidlwinkeldecke, wieder auf: es ist kein Grund vorhanden, ihnen hier plötzlich eine andere Altersstellung zuzuweisen als in den Rahmenzonen. Daraus ergibt sich also ein Schluß auf die Anwesenheit von Mesozoikum im Inneren der Tauern, ganz unabhängig von allen westalpinen Analogien. Denselben Schluß hat übrigens auch Sander am Tauern-Westende schon lange gezogen, wo sich (ganz ebenso wie bei uns) bezeichnende Glieder des Tarntaler Mesozoikums in der „Schieferhülle“ wiederholen.

Man mag einwenden, daß die Brennkogeldecke vielleicht gar nicht zum echten „penninischen“ Inhalt des „Tauernfensters“ gehört, sondern einen eingewickelten Teil des N-Rahmens darstellt;<sup>184)</sup> daß mithin für die große Masse der Kalkglimmerschiefer damit noch gar nichts bewiesen ist. Allein nicht nur läßt sich der obige Schluß auch — wenn auch abgeschwächt, da weit weniger Vergleichstypen zur Verfügung stehen — auf die Dolomite und Breccien der Riffeldecken übertragen; sondern es läßt sich auf die Kalkglimmerschiefer selbst eine ganz ähnliche Schlußkette anwenden. Wie nämlich im Lias der Radstädter Tauern Kalkphyllite<sup>185)</sup> vorkommen, so auch in der Matreier Zone Kalkglimmerschiefer, die einerseits mit anderen mesozoischen Schichtgliedern in stratigraphischem Verband stehen, andererseits von den gleichen Gesteinen des Tauern-Inneren nicht zu unterscheiden sind.

So ergibt sich auch auf diesem Wege ein Anhaltspunkt für das mesozoische — und zwar post-triadische — Alter der Tauern-Kalkglimmerschiefer — wiederum unabhängig von den vielberufenen westalpinen Analogien. Aber auch diese letzteren sind heute noch zu berücksichtigen als früher, nachdem sich die Identität auch einer Reihe von weniger verbreiteten Gesteinstypen beider Gebiete herausgestellt hat (vgl. 114, 115, 119; wegen der „Tüpfelschiefer“ siehe oben, S. 138!), die den manchmal zum Vergleich herangezogenen paläozoischen Kalkschiefererien des Ostens fehlen.

Hierzu noch ein paar Anmerkungen. Die Übereinstimmung mit diesen letzteren, z. B. des Murauer Gebietes (Geyer 135, 136), beschränkt sich auf einzelne Glieder — wogegen in den penninischen Westalpen sich die ganze Serie, mit fast allen Einzelheiten, größtenteils ununterscheidbar wiederholt. Wenn also irgendwo von „bloßer Konvergenz“ zu reden ist, so wird dies viel eher bezüglich jener paläozoischen Analogien der Fall sein; daß Kalke beliebigen Alters, sofern sie nur die entsprechende Zusammensetzung haben, unter entsprechenden Bedingungen auch ganz gleichartige Kalkglimmerschiefer liefern müssen, ist ja wohl selbstverständlich! Eine solche Konvergenz kommt natürlich ins Spiel, wenn es sich in den Tauern-Kalkglimmerschiefern wirklich um eine „série compréhensive“ im Sinne *Termiers*. mit Beteiligung jüngerer mesozoischer Glieder (daß auch noch Eozän in Frage käme, ist uns wenig wahrscheinlich), handeln sollte; das ist zur Zeit jedoch noch gar nicht zu beurteilen. — Was endlich die Ansicht betrifft, der Begriff „Kalkglimmerschiefer“ bezeichne nur eine tektonische Fazies und habe überhaupt keine stratigraphische Bedeutung, so scheint uns das für den speziellen Einzelfall — hier also für die Kalkglimmerschiefer der Tauern — doch zu weit zu gehen: da sie doch im allgemeinen einen recht wohldefinierten Platz in der Schichtfolge einnehmen, wird man eben auch ein stratigraphisch relativ wohldefiniertes, einheitliches Ausgangsmaterial für sie suchen dürfen. Die Möglichkeit lokaler Ausnahmen bleibt dabei immerhin gewahrt.

Wegen der problematischen Stellung vieler Quarzite vgl. S. 120, 225.

Die großen Massen der paläozoischen Schiefer betrachten wir nicht so sehr als Karbon, wie das namentlich von westalpiner Seite gewöhnlich geschieht; dunkle Farbe und Gehalt an graphitischem Pigment allein sind dafür doch zu unsichere Stützen! Sondern die Beziehungen zum Grauwackenpaläozoikum machen es uns wahrscheinlicher, daß auch in unserem Gebiet wesentlich Glieder der vorvariskischen Serie vertreten sind (damit soll die Möglichkeit nicht ausgeschlossen sein, daß es mit der Zeit vielleicht noch gelingen wird, da und dort einzelne Vorkommen von Karbon abzutrennen; aber auch sein vollständiges Fehlen wäre in einem Gebiet, das vermutlich variskisch gefaltet war, gar nicht so erstaunlich!). Das gilt in erster Linie für den N-Rahmen; aber auch da lassen sich wieder verbindende Fäden einmal zur Matreier Zone ziehen, andererseits zu den (dem Gesteinsbestand nach ähnlichen, nur etwas stärker von der Metamorphose betroffenen) Serien im Tauern-Inneren: vor allem der Brennkogel-, aber auch der Riffeldecke; ja vielleicht lassen sich sogar die hochmetamorphen, granatführenden Glimmerschiefer aus der Granatspitzhülle hier anschließen, nachdem es auch da noch gemeinsame Typen (schwarze Quarzite!) gibt. Und was endlich die zahlreichen Lamellen dunkler kalkfreier Schiefer im Bereiche der Oberen Schieferhülle betrifft, so spricht deren Häufung in den Randgebieten wohl sehr dafür, daß auch dies, wenigstens z. T., eingeschuppte paläozoische Späne sind; doch liegt es uns ferne, diese Meinung verallgemeinern zu wollen.

Endlich das Altkristallin. So sicher dies in der Schobergruppe ist, aber auch in jenen einzelnen Fetzen, die in der Matreier Zone (wo auch der Serpentin dazugehört!) und im N-Rahmen mitverarbeitet sind, so wenig haben sich im Inneren der Tauern eindeutige Kennzeichen für sein Auftreten ergeben (vgl. S. 279). Wenn wir die große basale Amphibolitmasse (samt den begleitenden Peridotiten) der Granatspitzhülle dahin stellen, so geschieht dies mehr gefühlsmäßig; gleiches gilt auch von dem Hauptkomplex der Riffeldecken mit ihren Glimmerschiefern, Grüngesteinen, vielleicht manchen Orthogneisen (aber wohl nicht Hochweißfeldgranit!) und (?) der aplitischen Injektion.

<sup>184)</sup> Erörterung dieser Frage im tektonischen Teil.

<sup>185)</sup> Anscheinend von dieser Beobachtung ausgehend, hat E. Suess schon vor fast einem halben Jahrhundert auf das mesozoische Alter der Tauern-Kalkglimmerschiefer geschlossen; leider liegt darüber nur ein äußerst knapper Vortragsbericht (26 a) vor.

In aller Kürze nur sei angedeutet, was sich aus den Schichtfolgen der einzelnen Abschnitte bezüglich der geologischen Geschichte erschließen läßt. Gänzlich außer Betracht bleiben muß dabei die paläozoische Zeit angesichts der Unmöglichkeit, ihre Sedimente genauer einzuordnen. Es sei nur neuerdings hingewiesen auf die Wahrscheinlichkeit, daß die variszische Gebirgsbildung das Gebiet betroffen hat; und zwar nicht nur die Rahmenteile, sondern auch die Einheiten des „Fensters“ selbst: eine Wahrscheinlichkeit, die sich ergibt aus dem Übergreifen der Trias über paläozoische und (Riffdecken!) wahrscheinlich ältere Bildungen. Allerdings sind die Schichtreihen meist dermaßen tektonisch reduziert und zerstückelt, daß man dem Fehlen einer durchlaufenden Folge nicht zu viel Beweiskraft zuschreiben darf: doch bleiben die anderwärts (107 u. a.) hervorgehobenen Analogien zu berücksichtigen. Übrigens wird auch von anderen Seiten und von z. T. ganz verschiedenen Gesichtspunkten ausgehend (*L. Kober, A. Winkler, R. Schwinner, Gb. Dal Piaz*, 124, S. 41, 76) variskische Gebirgsbildung in den Tauern angenommen. — Die Trias fand das Gebirge jedenfalls schon tief abgetragen vor (Mangel grobklastischer Bildungen!); ihre Absätze lassen auf ein flaches Schelfmeer schließen, ohne geosynklinale Tendenz, dagegen zeitweilig durch Eindampfungsphasen (Gips!) unterbrochen. Mehr erlaubt die unsichere Stratigraphie nicht zu sagen; immerhin macht die Analogie der „Roßeckschichten“ zum Karpathenkeuper (vgl. S. 254) es wahrscheinlich, daß die Entwicklung bis in die „unterostalpine“ Matreier Zone sich mehr an die des germanischen als an die des alpinen Gebiets anschloß.

Einer Bewegungsphase im Lias verdanken die Breccien in den Rahmengebieten wie in der Brennkogel- und Riffdecke ihre Entstehung; auch hier ging die Entwicklung beiderseits weitgehend parallel! Daß die Bewegung nicht ganz unbedeutend war, zeigt der Umstand, daß häufig Quarzite (der Untertrias?), aber auch paläozoische Schiefer (Matreier Zone, S. 261) und Altkristallin (N-Rahmen, S. 230) aufgearbeitet wurden. Es sind die gleichen Erscheinungen wie sie in weiter Verbreitung im unterostalpinen und penninischen Lias Graubündens und der Westalpen bekannt sind; eine Beziehung auf „Deckenembryonen“ freilich läßt sich in unserem Falle nicht nachweisen.

Im übrigen griff mit dem Lias die geosynklinale Senkungstendenz auch auf das unterostalpin-penninische Gebiet über; ihr Ergebnis sind die mächtigen Kalkglimmerschiefer. Wie lange sie anhielt, kann niemand sagen. Im Bereiche der Matreier Zone führt sie — wie im größten Teil der Ostalpen überhaupt — im Oberjura bis zu (relativ!) abyssischen Zuständen (Radiolarit; vgl. 116, S. 227 f.; dort ausführliche Diskussion dieser Frage!).

Damit bricht die Überlieferung ab. Wie und wann das Einsetzen der alpinen Orogenese erfolgte, ist in unserem Gebiet vollkommen dunkel.

## 2. Zur Altersfrage des Zentralgneises.

Ein Hauptproblem der Tauern, ja der gesamten Alpengeologie, ist die Frage nach dem Alter des Zentralgneises. Sie soll hier nicht in ihrem ganzen Umfange aufgerollt werden; dies wird an anderer Stelle geschehen. Es sei nur kurz hingewiesen auf die Argumente, die unser Gebiet zu ihrer Entscheidung liefert.

Der Zentralgneis ist sicher jünger als die tiefste Schieferhülle, d. h., als der basale Amphibolitzug und die damit verknüpften Peridotitlinsen. Das bezeugen die Gänge der Bocksperrklamm (S. 15) und die Einschlüsse von Amphibolit<sup>186)</sup> im Zentralgneis (S. 22 f.). Damit ist freilich noch nicht viel gewonnen, da ja diese tiefste Schieferhülle selbst unbekanntes, am ehesten aber noch vorpaläozoischen Alters ist. Beziehungen zu jüngeren Schichtgliedern aber fehlen; insbesondere ist von der vielfach angegebenen Abhängigkeit der Metamorphose von der Entfernung vom Zentralgneis so gut wie nichts zu verspüren (S. 277), ja auch die nachweisbare Stoffzufuhr ist zum weitaus größten Teil sicher nicht von ihm abhängig (S. 44 u. a.).

Dagegen hat der Zentralgneis selbst noch zweifellos Metamorphose erlitten. Damit ist nicht nur die Entstehung der gefüllten Feldspate gemeint, die wir in Übereinstimmung mit *Becke, Andreatta, Bianchi* u. a. als Metamorphose auffassen, sondern vor allem die unzweifelhaften Anzeichen heftiger Durchbewegung in Gestalt von Verschieferung ausgedehnter Gesteinspartien bis zur lokalen Bildung von Muskowitschiefern. Daß diese Durchbewegung das schon verfestigte Gestein betroffen hat, zeigt sich darin, daß sie die Myrmekitkränze der K-Feldspate zerstört (S. 16), die doch selbst einer nachträglichen Veränderung des schon verfestigten Gesteines ihr Dasein verdanken, wie immer man sich ihre Entstehung vorstellen mag.

Damit ist nicht gesagt, daß nicht ein Teil der Paralleltexur im Zentralgneis auch primär sein kann; aber das beweist an sich noch nichts für das Alter. Wohl aber kann einmal in diesem Zusammenhang die Beobachtung wichtig werden, daß die S. 27 erwähnten Turmalinadern bereits Paralleltexur vorgefunden haben: wenn es nämlich sichergestellt sein wird, ob das die erste (primäre?) oder die zweite (tektonische) Schieferung ist. Aber vorläufig wissen wir dies noch nicht.

Hingewiesen sei hier auch auf die granitischen Orthogneise der Riffdecken, die, falls und soweit sie dem Zentralgneis des Granatspitzkerns genetisch gleichwertig sind (was sich nicht beweisen noch auch widerlegen läßt), nur tektonisch von ihm abgeschürft und über ihn hinwegbewegt sein können. Dabei sei die Tatsache speziell vermerkt, daß sich gerade in den höheren, stark laminierten Schuppen der Riffdecken der (z. T.

<sup>186)</sup> Die Einschlüsse von Granatmuskowitschiefer (S. 25) seien hier nicht herangezogen, weil wir über ihr Äquivalent in der Schichtreihe gar nichts sagen können.

	Pyroxen	Hornblende				Granat	Biotit	Chlorit	Chloritoit	Diäthen	Zoisit	Klinozoisit	Epitot	Albit (holobl.)	Plagioklas				K.-Feldspat	Pyrit m. Magnetitkörner	Rutil
		braun	blaugr.	bläugr.	lila										gefüllt	Kornzerf.	Quarz Zonenf.	Oligoklas			
<b>N-Rahmen</b>																					
Glimmerschiefer . . . . .	.	.	.	.	(+)	+	+	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	(+ → Schbr)	.	+	
Chloritfleckschiefer . . . . .	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	.	
Grünschiefer . . . . .	(+)	→	+	+	.	+	+	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	.	
Amphibolit (alt) . . . . .	.	.	+	+	+	+	+	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	.	
Fuscher Phyllit . . . . .	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	.	
Chloritoidschiefer . . . . .	.	.	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	
Klinochlorschiefer . . . . .	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	.	
Gabbroamphibolit . . . . .	(+)	+	.	+	.	+(Chr.)	+	+	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	.	
Prasinit . . . . .	.	.	.	+	.	+	+	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	.	
<b>Matreier Zone</b>																					
Orthogneis . . . . .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
Glimmerschiefer . . . . .	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	
Chloritschiefer . . . . .	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	
Amphibolit . . . . .	.	.	+	.	.	(+)	+	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	+	.	
Prasinit . . . . .	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	
Dunkler Phyllit . . . . .	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	
„Quarzreicher“ Phyllit . . . . .	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	
Chloritoidschiefer . . . . .	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	
<b>Brennkogel- u. Seidlwinkel-Decke.</b>																					
Dunkle Phyllite . . . . .	.	.	.	.	.	(+)	.	+	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	(+ Mk)	+
Glimmerschiefer . . . . .	.	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	+	+	(+)	.	.	.	.	.	.	+
Granatphyllit . . . . .	.	.	.	.	.	+	→	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+
Chloritoidschiefer . . . . .	.	.	.	.	.	(+)	.	+	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+
Schwarzkopffolge . . . . .	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+
Prasinit . . . . .	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+
<b>Obere Schieferhülle</b>																					
Kalkglimmerschiefer . . . . .	.	.	.	+	.	+	.	+	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	.	+
Kalksilikatfels . . . . .	+ (Ves!)	.	+	(Gr!)	.	+	+	+	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	+	+
Serpentin etc. . . . .	+	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+
Epidotamphibolit . . . . .	.	.	+	.	.	+	+	+	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	.	.



wenigstens!) besterhaltene Granit des ganzen Gebietes (Hochweißfeldgranit, S. 57 f.) befindet; lokal gute Erhaltung von Granitmerkmalen beweist eben hier so wenig wie anderwärts Unabhängigkeit von der Tektonik!

Wir können also nur sagen: der Zentralgneis (samt den ihm vielleicht z. T. gleichzustellenden Orthogneisen der Riffdecken) ist zweifellos älter als ein mindestens erheblicher Anteil der Tektonik und Metamorphose.

Ob er deswegen älter ist als die alpidische Orogenese überhaupt oder ob seine Intrusion noch mit deren früheren Phasen interferiert, das läßt sich von unserem Gebiete aus nicht entscheiden. Dies Hauptproblem bleibt demnach offen; wie es auch bei Berücksichtigung aller in anderen Abschnitten der Tauern geltend zu machenden Punkte vorerst offen bleiben muß.<sup>187)</sup>

### 3. Zur Metamorphose.

#### a) Mineralfazies.

In dem Plan unserer Arbeit stand von Anfang an mit an vorderster Stelle der Versuch, die Mineralfazies der metamorphen Gesteine mit der Tektonik in Beziehung zu bringen. Die Faziesklassifikation, wie sie von *van Hise*, *Becke*, *Grubenmann* begründet, später insbesondere von *Eskola* weiter ausgebaut worden ist, verlangt ja solche Beziehungen. Aber man darf sich nicht täuschen: in wohl den meisten petrographischen Arbeiten wird die Theorie viel zu sehr als gültig vorausgesetzt,<sup>188)</sup> während doch zunächst eine umfassende Gegenüberstellung mit der tektonischen Wirklichkeit notwendig ist, um ihre Gültigkeit zu erweisen: um zu prüfen, inwieweit die Forderungen der Theorie mit dem Über- und Nebeneinander der Gesteine in der Natur im Einklang stehen.

Wir verkennen dabei nicht die Schwierigkeiten eines solchen Unterfangens. Einmal ist schon nur ein entsprechend ausgedehntes und tief aufgeschlossenes Gebiet dafür geeignet — Bedingungen, die indessen gerade das Glocknergebiet in hervorragender Weise erfüllt; bietet es doch in der unserer Arbeit zugrunde liegenden Abgrenzung einen Ausschnitt quer durch die gesamte Aufwölbung der Hohen Tauern mit einer (tektonischen!) Aufschlußtiefe von mehreren Kilometern. Eine zweite Schwierigkeit besteht in der Rekonstruktion der Tektonik, insbesondere des durch Abtragung verschwundenen Deckgebirges. Sie ist im allgemeinen nicht ohne Hypothesen lösbar. Im Falle des Glocknergebiets glauben wir u. a. vom Gewölbebau der heute noch im Zusammenhang befindlichen Einheiten des Inneren auf einen solchen der höheren, heute nicht mehr zusammenhängenden, aber weitgehend sich entsprechenden im N und S schließen zu dürfen — um so mehr als der Zusammenhang ja am W- und O-Ende der Tauern noch weitgehend besteht; also auf ein „Fenster“ — so sehr dies von mancher Seite bestritten worden ist (Näheres dazu folgt im tektonischen Teil). — Eine Hauptschwierigkeit aber kann die Trennung von Metamorphosen verschiedenen Alters bieten, die für eine Lösung der gestellten Aufgabe unumgängliche Voraussetzung ist; sie ist um so größer, je weiter die Umwandlung überhaupt vorgeschritten, um so größer auch, je weniger sichere Altersmarken in Gestalt stratigraphisch festgelegter Schichtglieder gegeben sind. Wie sie anzupacken ist, siehe später (S. 278 f.). Auch die problematische Einwirkung von Intrusivmassen unbekannter Altersstellung kann Schwierigkeiten schaffen; der Zentralgneis liefert ein Beispiel.

Man möge also das Gesagte dem folgenden Versuch zugute halten und nicht enttäuscht sein, wenn man vielleicht mehr positive Ergebnisse erwartet hatte. Aber ein negatives Ergebnis ist auch ein Ergebnis!

Die beigegefügte Tabelle gibt eine Übersicht über das Auftreten der wichtigsten Mineralien und Mineralgesellschaften im untersuchten Bereich. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß Mineralbestände verschiedener zeitlicher Entstehung, die sich im gleichen Gestein überlagern, nicht auseinandergehalten werden konnten; nur solche Mineralien, die durchaus nur als instabile Relikte oder Pseudomorphosen vorliegen, sind durch Klammern kenntlich gemacht. Anerkannte Durchläufer, wie Quarz, Calcit, Muskowit, sind in die Tabelle nicht aufgenommen; ebensowenig monomineralische Gesteine oder solche, in denen Neubildungen der Metamorphose nicht auftreten; endlich sind auch manche ganz vereinzelt Vorkommen ausgelassen, wenn nicht gerade ihr Mineralbestand ein besonderes Interesse bezüglich der hier verfolgten Fragen bietet.

<sup>187)</sup> Anlässlich der Exkursion der Deutschen Geologischen Gesellschaft im Juli 1938 haben wir den von *Kölbl* (151) entdeckten diskordanten Intrusivkontakt des Zentralgneises im Habachtal gesehen. Derselbe steht ganz außer Frage! Ferner hat die Fortsetzung der Aufnahmen bis auf die W-Seite des Felbertals (H. P. C.) es so gut wie gewiß gemacht, daß es die alten Amphibolite des N-Rahmens (vgl. S. 203 f.) sind, welche dort vom Zentralgneis abgeschnitten werden. Das ist — gerade wenn man an der Fensterauffassung der Tauern festhält! — nur verständlich, wenn die Intrusion jünger ist als ein wesentlicher Anteil der Tektonik — sonst könnte sie nicht aus dem Fenster herausgreifen. Doch gilt dies zunächst nur für den NO-Teil der Venedigermasse; daß andere Zentralgneiskörper, z. B. der Granatspitzkern — wengleich vielleicht auch sie in die alpidische Gebirgsbildungsperiode zu stellen sein werden — älter und der Tektonik gegenüber in höherem Grade passiv sind, ist eine Annahme, die kaum Schwierigkeiten bieten dürfte.

<sup>188)</sup> Schuld daran mag bis zu einem gewissen Grade der Umstand sein, daß Petrographie und Tektonik auf unseren Hochschulen im allgemeinen säuberlich getrennten Fachgebieten angehören; die Vertreter des einen sind selten auch im anderen ganz zu Hause. Die Verteilung der Aufgabe aber an einen Geologen, der die Geländeaufnahme besorgt, und einen Petrographen, der die Gesteine untersucht, ist nur ein Notbehelf, der selten zu einwandfreien Ergebnissen führt.

## a) Zur räumlichen Verteilung.

Zunächst ist zu erwarten, daß eine Steigerung der Metamorphose von höheren zu tieferen Zonen stattfindet. Vor allem was die Korngröße betrifft: während z. B. die triadischen Dolomite der Matreier Zone und des N-Rahmens z. T. — nicht durchgehends! — noch fast dicht sind, herrschen in der Brennkogel- und Riffdecke überall ausgesprochene zuckerkörnige Dolomitmarmore. Ähnlich verhalten sich die mesozoischen Breccien und Kalkschiefer: von kalkphyllitischer Beschaffenheit in der Matreier Zone und im N-Rahmen führen — schon innerhalb dieser beiden! — Übergänge zu den ausgesprochenen Kalkglimmerschiefern der Oberen Schieferhülle, zu den ebenfalls wesentlich stärker kristallinen Breccien der Brennkogeldecke. Auch die dunklen Phyllite des N-Rahmens und der Matreier Zone wird man mit den wesensgleichen, aber gröber kristallinen Gesteinen der Brennkogeldecke im Handstück — von Ausnahmefällen abgesehen — kaum verwechseln. Selbst die unter Stoffzufuhr (vgl. S. 286 f.) neugebildeten Albite bleiben in den Schiefen des N-Rahmens stets winzige Knötchen von einigen Zehntelmillimetern, während sie in Kalkglimmerschiefern und Grüngesteinen der Oberen Schieferhülle bis zu einigen Millimetern erreichen können, und ebenso auch in den tieferen Serien.

Es ist jedoch bezeichnend, daß solche Unterschiede nur zwischen den Außenzonen und der Oberen Schieferhülle (bzw. deren Liegendem) merklich sind. Von der Oberen Schieferhülle zu noch tieferen Stockwerken findet keine — mindestens keine durchgreifende — Änderung der durchschnittlichen Korngröße mehr statt;<sup>189)</sup> die Annäherung an den Zentralgneis z. B. macht sich nicht fühlbar.

Dann läßt sich auch bezüglich des Mineralbestandes zunächst ganz allgemein eine Zunahme an gewissen Mineralien gegen die Tiefe feststellen; so von Biotit, Hornblenden, Granat (von voralpidischen Reliktgesteinen, vgl. z. B. S. 204, natürlich abgesehen!). Dagegen überwiegen in den höheren Lagen — etwa von der Oberen Schieferhülle an — Chloritminerale und Muskowit. Allein alle darauf zu gründenden Unterschiede bleiben ziemlich vage, da in der Hauptsache die Verschiedenheiten mehr nur relativer Art sind (vgl. unten).

Dann ist auch zu fragen, inwieweit in horizontaler Richtung Unterschiede in der Ausbildung sich geltend machen. Dies ist jedenfalls nur in geringem Ausmaß der Fall: eine allgemeine Zunahme der Metamorphose<sup>190)</sup> gegen S, wie am Tauern-W-Ende, im südlichen Graubünden oder im Gotthardgebiet, läßt sich nicht feststellen. Immerhin sind einzelne dahin zählende Erscheinungen festzuhalten: einmal die größere Bedeutung von neugebildetem Oligoklas im S-Teil der Granatspitzhülle (S. 51, 53) gegenüber dem N (wo er nur in Gestalt basischer Randzonen um Albitkerne vorkommt). Dann die Beschränkung eklogitischer Mineralbestände auf den S-Teil des Gebiets (vgl. unten). Endlich kann man vielleicht noch die Zunahme des Chloritoids in der Brennkogeldecke anführen, der im N nur spärlich, im S viel mehr verbreitet ist; doch ist darauf kaum viel Gewicht zu legen, zumal ja ganz gleichartige Chloritoidgesteine sogar im N-Rahmen, wenn auch selten, schon vorkommen.

Die Verteilung der Grüngesteine hier anzuführen (nach Analogie von *Sander* 179, S. 286, 292), scheint uns kein Anlaß vorzuliegen; denn wir haben keinen Anhaltspunkt gefunden, um in ihnen Produkte einer Metamorphose aus kalkigen und dolomitischen Tongesteinen zu sehen, wie das *Sander* in Erwägung zieht. Im übrigen lassen die Grüngesteine zwar eine gewisse Zunahme im S erkennen, doch lange nicht in dem Maße wie am Tauern-W-Ende; es scheint uns nicht nötig, diese Verteilung irgendwie mit der Metamorphose in Beziehung zu bringen — sie dürfte viel eher rein tektonisch bedingt sein.

Von den Unterschieden in der räumlichen Verteilung unter Stoffzufuhr gebildeter Komponenten soll später die Rede sein.

Wenn wir die obenstehende Tabelle betrachten, so fällt uns sofort auf, wieviel „relative Durchläufer“ es gibt: d. h. Mineralien, die durch mehrere oder alle Zonen des tektonischen Baues als sichere Neubildungen hindurchgehen. — Dahin gehören zunächst die blassen und blaugrünen Hornblenden, die vom N-Rahmen und von der Matreier Zone bis hinab zum Granatspitzkern sich überall finden können; violette kommen nur sporadisch, braune nur als Relikte vor. Letzteres ist auch bei Pyroxenen der Fall, abgesehen vom Diopsid der Skarnbildungen, welche eine Mineralfazies für sich<sup>191)</sup> bilden. Ein relativer Durchläufer ist auch der Biotit, der ebenfalls vom Zentralgneis an bis in die Rahmengesteine hinaufgeht; und nicht minder die Chloritminerale, die in allen Zonen des Gebiets zu den allergemeinsten Neubildungen zählen — nur im unmittelbaren Zentralgneisbereich sind sie ausschließliches Ergebnis von Diaphthorese. Ähnliches gilt vom Antigorit, der von der Matreier Zone bis zur tiefsten Granatspitzhülle verbreitet ist. Der Chloritoid geht vom N-Rahmen (und Matreier Zone) bis in die Brennkogeldecke; tiefer unten (Granatspitzhülle) kommt er nur noch als geschütztes Relikt (Einschluß in Granat) vor. Disthen findet sich im N-Rahmen, in der Brennkogeldecke und — knapp jenseits des Kartenrandes (121) — im Zentralgneisbereich, ist also ebenfalls relativer Durchläufer. Ebenso gilt dies auch in weitem Umfange vom Granat (Almandin), der vom Zentralgneis bis in die Obere Schieferhülle hinaufgeht; bei seinen spärlichen Vorkommen in noch höheren Lagen ist es z. T. fraglich, ob es sich nicht um Relikte handelt (zum andern Teil ist dies sicher der Fall). Relative Durchläufer sind auch die Epidot- und Zoisitminerale; höchstens für die gemeinen und einachsigen

<sup>189)</sup> Die großen Hornblenden der gabbroiden Amphibolite am Karlingerkees sind ja wohl ein Erbe primärer Gemengteile (Uralite!) und keine Holoblasten.

<sup>190)</sup> Nämlich innerhalb eines und desselben tektonischen Horizonts!

<sup>191)</sup> Über deren Problematik vgl. S. 188 f.

Zoisite steht es etwas besser: sie gehen nur von der Granatspitzhülle bis zur Oberen Schieferhülle. Ein vollkommener relativer Durchläufer ist endlich auch der Rutil, der ebenfalls vom Zentralgneis bis in den N-Rahmen überall vorkommen kann.

Dabei kommen noch solche Paradoxa vor, daß z. B. in der Brennkogeldecke die Granat + Chloritoid führenden Glimmerschiefer der Hangendgrenze oberhalb der granatfreien Chloritoidschiefer liegen — also gerade umgekehrt wie man es nach der herrschenden Tiefenstufenlehre erwarten möchte! Ebenso liegt hier die Kombination Disthen—Chloritoid höher als Chloritoid allein. (Zur Abwehr von Mißverständnissen sei nochmals ausdrücklich betont, daß dabei weder der Granat noch der Disthen instabile Relikte aus einem früheren Abschnitt der Gesteinsgeschichte sind: beide sind ebenso die Durchbewegung überdauernd kristallisiert wie der Chloritoid selbst!) — Auch in der Oberen Schieferhülle läßt sich keine zonenmäßige Abgrenzung der granatführenden Prasinite gegenüber den granatfreien vornehmen.

Sehen wir weiter über unser — epi- bis mesozonales (siehe unten) — Gebiet hinaus, so finden wir, daß aus einer Reihe jener relativen Durchläufer unbedingte werden; und zwar z. T. auch aus solchen, die bisher mehr oder minder für typomorph galten. Das gilt vom Biotit, der bekanntlich auch in tiefsten Zonen noch sehr gemein ist; vom Disthen, der als primärer Gemengteil in Eklogiten eine Rolle spielt; ähnlich vom Zoisit, vom Almandin und auch vom Rutil.

Für eine Beurteilung der Faziesstellung unseres Gebiets besagen also alle die genannten Mineralien wenig oder nichts. Am ehesten kann man da noch das Aussetzen des Chloritoids gegen unten verwenden, zumal sich dieser auch in den W-Alpen als ein einigermaßen zonenbeständiges<sup>192)</sup> Mineral erwiesen hat. Oder das Verschwinden des Granats gegen oben, wenn wir uns auch bewußt bleiben müssen, daß er noch weit in Regionen hinaufgeht, die immer als Typus der Obersten Tiefenzone gegolten haben (und wohl auch gelten müssen).

Ganz lassen für unsere Frage die farbigen Mineralien im Stich: weder auf Biotit-Chlorit (die in weitestem Umfang sich als selbständige gleichgeordnete Neubildungen nebeneinander finden) noch auf die Hornblenden läßt sich innerhalb des untersuchten Bereiches eine Tiefenzonensystematik gründen.

So bleiben schließlich noch die Feldspate übrig. Und in der Tat: während es von der Oberen Schieferhülle aufwärts als Neubildung nur Albit gibt (und vormetamorph vorhandene Plagioklase „gefüllt“, d. h. zu Albit + Muskowit + Zoisit entmischte werden), stellt sich im Liegenden auch Oligoklas ein, zunächst in der Brennkogeldecke schüchtern und ausschließlich in Gestalt von Randzonen um Albitkerne; in der Riffeldecke und noch mehr in der Granatspitzhülle nehmen sie zu, und hier kommen z. T. — allerdings ausnahmsweise (S. 51, 77, 80, 81) auch selbständige Oligoklasindividuen neugebildet vor. (Wegen des Verhältnisses des neugebildeten Oligoklases — und der inversen Zonenfolge überhaupt — zur „Füllung“ der Feldspate vgl. S. 283). — Auch den K-Feldspat dürfte man heranziehen können; oberhalb der Zentralgneis-Hangendgrenze scheint er überall instabil zu sein (Ausnahme: die neugebildeten Randzonen um klastischen Mikroklin in Quarziten, S. 94!) allerdings auch unterhalb, sofern entsprechend energische Durchbewegung eingewirkt hat (vgl. S. 21), so daß man auf sein sonst stabiles Verhalten im Zentralgneis selbst vielleicht besser nicht zu viel Gewicht legt.

Das Dilemma, nach welchem Gesichtspunkt man eine Tiefenzonenscheidung vornehmen soll — da zwischen den verschiedenen dafür in Frage kommenden Merkmalen keine Übereinstimmung besteht —, dürfte vielleicht am besten seine Lösung darin finden, daß man die Grenze dahin setzt, wo Natronkalkfeldspat beginnt stabil zu werden; d. h. in unserem Fall in die Gegend der Liegendgrenze der Oberen Schieferhülle.

Dies gilt zunächst für das Endstadium der alpinen Metamorphose. Wir werden bald sehen, daß die Zonengrenze nicht immer diese Lage gehabt hat, wie denn überhaupt die Bedingungen der Umwandlung auch zeitlich schwanken (siehe unten); auch eine (bisher ziemlich unbeachtet gebliebene) Schwierigkeit für die genauere Definition der Tiefenstufen!

Jedenfalls aber ersieht man eines aus dem oben Mitgeteilten: wie gering doch eigentlich die Empfindlichkeit der einzelnen Mineralien, bzw. Mineralkombinationen gegen wechselnde Druck- und Temperaturbedingungen sein muß. Sonst könnte die von einheitlicher Mineralfazies beherrschte Gesteinsmächtigkeit nicht so groß sein, wie dies tatsächlich der Fall ist! Unter diesem Gesichtspunkte wird es leicht verständlich, daß die normale Überlagerung einer Tiefenstufe durch die andere so selten auf Erden einwandfrei beobachtet werden kann.

### β) Mischung verschiedener Mineralfazies; Phasen der Metamorphose.

Bei allen Untersuchungen über metamorphe Vorgänge ist es eine der wichtigsten Aufgaben, die Wirkungen zeitlich verschiedener Perioden der Metamorphose auseinanderzuhalten, d. h. polymetamorphe Gesteinskörper, soweit solche vorhanden, auszuscheiden. Soweit ausgesprochene Ungleichgewichte erhalten sind: Relikte eines älteren Mineralbestandes inmitten eines später gebildeten, scheint die Sache einfach. Trotzdem sind auch da, vom einzelnen Schriff aus, weitgehende Fehlschlüsse möglich: man wird nämlich leicht

<sup>192)</sup> Vgl. sein Verschwinden zugunsten von Biotit, Granat, Staurolith auf der S-Seite des Gotthardmassivs (van Holst-Pellekaan 148; L. J. Krige 152; L. Bossard 98).

dazu verführt werden, als Ergebnis zeitlich weit getrennter Perioden zu betrachten, was tatsächlich nur verschiedenen, durch voneinander abweichende Bedingungen gekennzeichnete Phasen eines und desselben, zeitlich ausgedehnten Vorganges seine Entstehung verdankt. Sicherheit ist da nur zu gewinnen, wenn es gelingt, die einzelnen Mineralbestände stratigraphisch zu fixieren (und zwar derart, daß danach eine Auswahl unter den in Frage kommenden Perioden getroffen werden kann); d. h. wir werden stets trachten müssen festzustellen, auf welche jüngste Schichtgruppe ein bestimmter Mineralbestand noch übergreift — womöglich in Gestalt progressiver Neubildungen; denn rückschreitende Metamorphose ist auch möglich unter Bedingungen, die überhaupt noch keine vorschreitende zulassen, also nur mit Vorsicht zu verwenden!

Sind in einem bestimmten Gebiet, so wie in den Tauern, alle Glieder hochmetamorph, so wird doch häufig die Verfolgung bis in Gegenden gelingen, wo jüngere Zyklen der Metamorphose ausklingen und nur ältere ungemindert erhalten bleiben. Auf diese Weise gelingt es oft leicht, das „Altkristallin“ abzuscheiden.

Eine Schwierigkeit schafft dabei vor allem die Durchbewegung, wenn sie so weit geht, daß das einst vorhandene ältere Gefüge vollständig zerstört wird; speziell wenn sie, wie gewöhnlich, mit Diaphthorese verknüpft ist. In solchen Fällen bleibt die einzige Hoffnung die Verfolgung im Streichen, um Übergänge in besser erhaltene Gesteinspartien oder wenigstens Relikte solcher zu finden.

Eine andere Schwierigkeit kann darin liegen, daß mehrere aufeinanderfolgende Metamorphosezyklen im gleichen Gebiet gerade ungefähr bis zu der gleichen Mineralfazies gediehen sind. Das ist — besonders wenn es sich um die Mineralfazies der obersten Tiefenstufe handelt, die verhältnismäßig leicht erreicht wird — durchaus kein unerklärlicher Zufall, sondern eine Möglichkeit, die oft eintreten kann und auch tatsächlich eingetreten ist; leicht verständlich, wenn wir uns Rechenschaft geben, daß die Zahl unterscheidbarer Mineralfazies ja gar nicht so groß ist.<sup>193)</sup> Die Verfolgung in weniger metamorphe Gegenden wird da meist eine Entscheidung ermöglichen.

Endlich ist hier noch zu erwähnen die Festlegung der zeitlichen Beziehungen von Deformation und Kristallisation (*Sander*), die sehr oft wichtige Rückschlüsse auf die Umwandlungsgeschichte zulassen (vgl. S. 281). Nur muß man sich auch da vor einer Fehlerquelle hüten: ebenso wie sich mehrere zeitlich weit getrennte Kristallisationen überlagern können, ebenso kann es auch mehrere Deformationsperioden geben; und die Frage ist immer: welche der einen ist mit welcher der anderen in Beziehung zu setzen? Der Nachweis vorkristalliner Falten im ostalpinen Altkristallin (z. B. der Schobergruppe oder des Ötztals) beweist z. B. keineswegs, daß hier die Kristallisation die alpidischen Bewegungen überdauert hätte; denn andere Tatbestände — Auflagerung nichtmetamorpher Trias! — zeigen zur Genüge, daß dieses Altkristallin schon in voralpidischer Zeit seine Mineralfazies längst besessen haben muß.

Nach diesen theoretischen Vorbemerkungen seien nun unsere Gesteinsserien auf Anzeichen älterer Metamorphosen hin betrachtet. Leicht zu erkennen sind solche vor allem im südlichen Rahmen: beim Altkristallin der Schobergruppe ist kein Zweifel möglich, daß wir es mit Produkten einer älteren Metamorphose zu tun haben, die nur wenig, hauptsächlich in Bewegungszonen, von der jungen, alpinen, überprägt sind. Ebenso haben die entsprechenden Gesteine des N-Rahmens W vom Stubachtal noch ganz den Habitus alter Gneise und Amphibolite gewahrt; im Bereich der vorliegenden Untersuchung freilich sind sie z. T. schon so stark überprägt, daß ohne die Kenntnis dieser westlichen Fortsetzung die Deutung schwierig wäre. Immerhin heben sie sich noch deutlich von den umgebenden Fuscher Phylliten ab, nicht nur durch im allgemeinen bedeutendere Korngröße und Führung von Relikten (gefüllte Feldspate), sondern auch z. T. durch Besonderheiten im Mineralbestand (Reichtum an neugebildetem Biotit!), die vielleicht durch den von der alten Metamorphose ererbten bedingt sind (freilich ist nicht ganz klar, wieso dies möglich ist).

Ganz dasselbe gilt auch von der Matreier Zone. Nur ist hier die Überprägung teilweise schon so stark, daß alle Erinnerungen an den alten Bestand restlos ausgelöscht erscheinen und nur der geologische Verband die Möglichkeit einer Diaphthorese aus altmetamorphen Bildungen vermuten läßt (quarzreiche Phyllite, S. 248).

Auch die (vermutlich) paläozoischen Phyllite usw. des N-Rahmens wie der Matreier Zone dürften schon eine ältere Metamorphose — allerdings weit weniger tiefgreifender Art — erlitten haben; darauf läßt die analoge Beschaffenheit altersgleicher (und wohl auch jüngerer) Gesteine in der ganzen Grauwackenzone schließen — auch dort, wo die Trias nicht metamorph und mit Diskordanz darüber liegt (vgl. 194; 188). Da jedoch die alpine Metamorphose mit gleichartiger Mineralfazies darübergangen ist, sind die Wirkungen beider Ereignisse größtenteils nicht zu trennen. In der Matreier Zone ahnt man noch den Metamorphosehiatus: die alten Phyllite haben

<sup>193)</sup> Hier ist der Trugschluß zurückzuweisen, dem man — bei mehr geologisch als petrographisch eingestellten Autoren! — mitunter begegnet: daß längeres Andauern der Umwandlungsbedingungen eine weitergehende Stufe der Metamorphose zu erreichen gestatte. Soweit damit ein Übergang zu anderer, höherer Temperatur entsprechender Mineralfazies gemeint ist, beweist obiger Trugschluß nur mangelndes chemisch-physikalisches Denken: die Erreichung einer bestimmten Mindestbildungstemperatur eines Minerals kann niemals durch auch noch so langes Verweilen auf einer auch nur wenig niedrigeren Temperatur ersetzt werden. So wenig als wir ein Ei hartsieden werden, wenn wir es ein Jahr lang auf 40° erhitzen. Wir können also z. B. ein phyllitisches Gestein getrost nochmals den Bedingungen phyllitischer Metamorphose ausgesetzt denken — es wird nie etwa daraus ein Staurolithglimmerschiefer werden, sondern es wird stets ein Phyllit bleiben. (Nur soweit Stoffänderung mit der Metamorphose verbunden, gilt dieser Schluß natürlich nicht!)

deutlich größeres Korn als die aus Rhät-Liasgesteinen entstandenen, so daß man sie trotz ähnlichen Aussehens bei etwas Übung meist noch trennen kann.

In den Serien des Tauern-Inneren steigen die Schwierigkeiten noch bedeutend. Hier hat ja die junge alpine Metamorphose die Gesteine viel einschneidender verändert — kenntlich daran, daß die prasinitische Mineralfazies auf die mesozoischen Sedimente übergreift, mit Neubildungen nicht nur von Muskowit, Chlorit, Albit, sondern auch von Hornblenden, Zoisit und sogar Granat (S. 135, 146 f. u. a.). Unter solchen Umständen läßt sich nur noch bei manchen Gesteinen ahnen, daß bereits metamorphe Bildungen eines älteren Zyklus vorgelegen haben können. So insbesondere bei den aplitisch durchäderten Glimmerschiefern und Grünschiefern der Riffeldecken. Aber irgend ein Relikt eines früheren Mineralbestandes fehlt. Und wenn *Angel* und *Heritsch* (88) die tiefste Schieferhülle als altkristallin betrachten, so wird man gefühlsmäßig wohl geneigt sein, dem zuzustimmen; allein der Mineralbestand der Glimmerschiefer zeigt sich ausschließlich mit und nach der Durchbewegung gebildet, und im basalen Amphibolit sind die einzigen (seltenen) Relikte solche von gabbroider Struktur; so daß irgend ein sicherer Beweis für Polymetamorphose auch hier aussteht.

Man wird da auf *Eklogitabkömmlinge* verweisen, welche sowohl in der „Unteren Schieferhülle“ (Brennkogel- und Riffeldecke), als auch in der Oberen Reste eines älteren, in Umbildung begriffenen Mineralbestandes bewahrt haben. Allein es wurde gezeigt, daß auch hier gewichtige Gründe — Einschlüsse! — dafür sprechen, daß der Granat in einer Mineralfazies gewachsen ist, die von der prasinitischen nicht verschieden war; ebenso zeigt die Anordnung dieser Einschlüsse, daß er eine Schieferung bereits vorgefunden haben muß. Beides spricht gegen ein Wachstum in der tiefsten Tiefenstufe (und ebenso gegen primärmagmatische Bildung!). Es wurde die Vermutung geäußert (S. 168 f.), daß auch die Bildung des „eklogitischen“ Mineralbestandes noch in die alpine Metamorphose fällt und nur einer leichten Abwandlung der Bedingungen von der normalen Prasinitfazies gegen höhere Temperaturen entspricht. Dafür ließe sich auch die weite Verbreitung gleichartiger Gesteine in analoger tektonischer Stellung, in den mesozoischen Ophiolitgebieten der Westalpen, ins Feld führen — woselbst sie z. T. ganz gleichartige Erscheinungen bieten (119). Es ist ja wohl sehr unwahrscheinlich, daß diese mesozoischen Gebiete — hier wie dort — jemals unter so extreme Bedingungen gekommen sind wie sie die herrschende Tiefenstufentheorie für die Metamorphose zu Eklogiten voraussetzt;<sup>194</sup>) und auch von dem Einfluß einer „Migmatitfront“, wie ihn *Backlund* (90) zugrunde legt, ist — in der Oberen Schieferhülle! — nichts zu verspüren; warum hätte er sich über weite Entfernung hinweg gerade nur an diesen kleinen Linsen fühlbar gemacht? Und den Gedanken tektonischen Einschubs aus einer ganz anderen Zone — beschränkt gerade nur auf die Eklogite! — wird man wohl auch von der Hand weisen müssen: wenn es sich nur um ein Vorkommen (oder eine Gruppe von solchen) handeln würde, ließe sich darüber reden; der mehrfachen Wiederholung ganz gleichartiger Vorkommen — besonders auch in den Walliser und piemontesischen Alpen — gegenüber wird eine solche Auskunft gar zu unwahrscheinlich.

Es scheint also nichts übrig zu bleiben, als für die eklogitartigen Gesteine — vor allem in der Oberen Schieferhülle — die Tiefenstufentheorie in der bisher geltenden Fassung aufzugeben und die Ausbildung ihres Mineralbestandes auf Sonderbedingungen innerhalb der Obersten Tiefenstufe zurückzuführen. Sehr befriedigend ist das ja gewiß nicht, da wir über das Zustandekommen dieser Sonderbedingungen die Auskunft schuldig bleiben müssen. Aber eine Stütze dieser Auffassung liefert die räumliche Verteilung: alle Eklogitvorkommen liegen auf der S-Seite des Hauptkammes (vgl. unten).

Für die rätselhaften Prasinite mit hellen „Einsprenglingen“ gilt, falls sie wirklich Abkömmlinge von Eklogiten sind (vgl. S. 173 f.), selbstverständlich — abgesehen von der Verbreitung! — ganz dasselbe; ohne daß man sie mit *Angel* (47) zu Altkristallin-Diaphthoriten machen müßte.

Darüber hinaus aber muß das, was für die Eklogite recht ist, auch für andere Gesteine billig sein, die sich dem Tiefenstufenschema nicht fügen wollen. Das sind einmal die Granatmuskowitschiefer (bzw. -phyllite). Auch hier haben wir — in der Oberen Schieferhülle — zuerst an Einschuppungen von Altkristallin mittlerer Tiefenstufe mit nachfolgender Diaphthorose gedacht; die Erfahrung aber, daß die Reihenfolge der Vorgänge z. T. gerade umgekehrt ist: erst Chlorit-, dann Granatbildung (S. 148 u. a.), hat uns skeptisch gemacht; eine Folge von Chloritoid zu Granat ist sogar fast allgemein; und die Beziehungen von Granatphylliten zu (vermutlich) liasischen Knotenschiefern der Brennkogeldecke (S. 112 f.) scheinen zu zeigen, daß auch die Granatphase bereits alpidisch ist.

Eine schwere Unstimmigkeit bereiten endlich die skarnartigen Randbildungen der Serpentine mit (z. T. chromhaltigem) Diopsid, Vesuvian, Kalkgranat — einer Mineralfazies also, welche gar nicht zur Obersten Tiefenzone paßt. Und hier sind — zum Unterschied von den zuvor besprochenen Fällen — meist nicht einmal diaphthoritische Erscheinungen daran kenntlich! Die einfachste Lösung wäre wohl die, diese Bildungen aus der allgemeinen Metamorphose herauszunehmen und einem gesonderten Vorgang zuzuordnen: einer Kontaktmetamorphose von seiten des peridotitischen Magmas. Aber es ist die Frage, ob diesen Weg die geologischen

<sup>194</sup>) Das hat auch *Kündig* für die westalpinen Eklogite bemerkt (153, S. 304; vgl. auch 154, S. 44 f., sowie *Frischknecht* 134, S. 78 f.); er glaubt, sich mit der Annahme primärmagmatischer Entstehung helfen zu können, übersieht dabei aber, daß auch in diesem Fall die Theorie extreme Bedingungen verlangt. — Bezüglich der Vorkommen im ostalpinen Altkristallin vgl. auch *Wieseneder* (216).

Befunde zu gehen erlauben (S. 188 f.)! So wird man auch da zur Annahme von Sonderbedingungen gedrängt, die sich freilich so wenig wie oben bei den Eklogiten genauer festlegen lassen.

Schließlich ist hier zu erwähnen das nochmalige Auftreten von Olivinkristallen auf Klüften des bereits serpentinierten „Stubachits“ der tiefsten Schieferhülle (S. 41); endlich die Ausbildung der inversen Zonenfolge bei den Plagioklasen von der Basis der Oberen Schieferhülle abwärts (S. 283), nachdem vorher vielfach die gleichen Plagioklase in einem vorausgehenden Stadium unter Ausscheidung von „Fülle“ diaphthorisiert, in den Muskowitschieferzonen des Granatspitzkerns sogar alle Feldspate restlos zerstört waren.

Wir erhalten somit in einer ganzen Reihe von Fällen eine **Aufeinanderfolge von Phasen der Metamorphose**, die sämtlich als alpidisch anzusprechen sind: bei den Eklogitverwandten folgt auf eine prasinitische Phase eine eklogitische, endlich wieder Diaphthorese in Prasinitfazies; ähnlich bei den Granatglimmerschiefern auf eine Chlorit-Chloritoidphase eine Granatphase, endlich z. T. wieder Diaphthorese des Granats zu Chlorit. Es ist zwar nicht zu beweisen, aber vielleicht nicht unwahrscheinlich, daß diese Vorgänge in den beiden Gesteinsgruppen parallel verlaufen: daß die Granatphase der Glimmerschiefer der Eklogitphase auch zeitlich entspricht. Ob man ihr auch die Skarnbildungen an den Serpentinrändern zuordnen darf, erscheint wohl noch fraglicher, wenn sich auch manches dafür geltend machen läßt (vgl. S. 188 f.).

Manche Anzeichen sprechen dafür, daß die letzte, diaphthoritische, Phase in einer zeitlichen Beziehung steht zu der Albitisierung, welche im Gefolge einer regional verbreiteten Na-Zufuhr den postkinematischen Schlußabschnitt der Metamorphose kennzeichnet (vgl. S. 286 f.): nicht nur treten manchmal beide Erscheinungen in auffälliger Weise kombiniert auf (S. 149) — das könnte immerhin noch auf Zufall beruhen —, sondern es sind auch einzelne Fälle bekannt geworden, wo durch Umschließung mit neugebildetem Albit geschützte Mineralkörner von der sonst durchgreifenden Diaphthorese verschont geblieben sind (S. 149). Die Oligoklasphase in den inversen Randzonen usw. der tieferen Schieferhülle scheint gelegentlich (S. 53) auch noch in engeren Beziehungen zur Diaphthorese zu stehen. Diese Phase ist noch jünger als die Na-Zufuhr. Daraus geht hervor, daß sie nicht etwa mit der obigen Eklogitphase zeitlich gleichgesetzt werden kann; sie schließt sich vielmehr als ein weiteres jüngstes Glied an die oben gegebene Folge an. Möglicherweise darf man die Olivinkristalle auf den Klüften des Totenkopf-Stubachits, die ja auch auf eine Temperaturerhöhung hinzuweisen scheinen (S. 41), ebenfalls dieser jüngsten Phase einreihen.

#### b) Deformation und Kristallisation.

Betrachten wir entsprechend den von *Sander* eingeführten Gesichtspunkten das vorliegende Material im Hinblick auf das zeitliche Verhältnis von Deformation und Kristallisation, so können wir für fast das ganze Untersuchungsgebiet das Überdauern der letzteren feststellen. Nachkristalline Durchbewegung gibt es selbst in den Gesteinen des N-Rahmens und der Matreier Zone nur verhältnismäßig untergeordnet und meist beschränkt auf Quarz und Muskowit;<sup>195)</sup> nur an Gesteinen, die einer stetigen Umformung so schwer zugänglich sind wie Dolomit, ist eine unstetige in Gestalt von brecciöser Zertrümmerung ohne Ausheilung durch überdauernde Kristallisation häufig, aber auch da nicht allgemein (S. 227)!

Besonders im Inneren der Tauern treten nachkristalline Störungen fast ausschließlich noch in Gestalt von Brüchen auf; aber selbst da gibt es z. T. (Glocknerscharte, S. 158) noch ausheilende Kristallisation!

Wir können aber darüber hinaus noch weitergehende Aussagen bezüglich des Verhaltens einzelner Kristallisationsphasen zur Durchbewegung machen. Es erfolgt nämlich z. T. mindestens noch gleichzeitig mit ihr die Kristallisation von Granat in Glimmerschiefern und Eklogitverwandten, wie die häufigen Einschlußwirbel und verlegten Relikttexturen überhaupt dartun (z. T. aber hat die Granatkristallisation auch noch länger angedauert; S. 146). Ist somit die „eklogitische“ Phase jedenfalls parakinematisch, so ist die Albitisierung zum größten Teil ebenso zweifellos nachkinematisch (S. 289); damit aber auch die mit ihr ja zeitlich (siehe oben!) nahe zusammenfallende junge Diaphthorese, die ja zumeist nicht mit Anzeichen von Durchbewegung verbunden und keinesfalls etwa an zusammenhängende nachkristalline Bewegungsbahnen geknüpft ist.

Das mag überraschend scheinen — gilt doch Diaphthorese im allgemeinen als Begleiterscheinung tektonischer Vorgänge. Aber ihre Verbreitung steht mit dem soeben behaupteten Zusammenhang im Einklang. Es sind die gleichen Gesteinstypen — z. B. die Granatglimmerschiefer —, in denen sie ohne Rücksicht auf tektonische Stellung sporadisch immer wieder auftritt, von der tiefsten Granatspitzhülle bis in die oberste Kalkglimmerschieferregion.

Diese Diaphthorese erscheint somit auch als eine statische Metamorphose: eine Anpassung an geänderte Gleichgewichtsbedingungen; wobei die Änderung im vorliegenden Falle wohl wesentlich auf vergrößerte H<sub>2</sub>O-Konzentration — vielleicht in Verbindung mit der Albitisierungsphase — zurückzuführen ist: bei der Umwandlung von Muskowit zu Albit wird nicht nur K<sub>2</sub>O, sondern auch Wasser frei (vgl. S. 288).

<sup>195)</sup> Dabei ist abgesehen von manchen Gesteinen, denen wir schon voralpidisch eine hochkristalline Beschaffenheit zuschreiben müssen; hier können u. U. die Merkmale mechanischer Umformung gegenüber denen ausheilender Kristallisation in den Vordergrund treten, so daß der Eindruck vorwiegend postkristalliner Umformung zustande kommt; die auch hier tatsächlich überdauernde Kristallisation konnte eben die Deformationsspuren nur unvollständig verwischen. So vor allem in manchen — hier noch nicht behandelten! — grob gefeldspateten Glimmerschiefern des N-Rahmens W vom Stubachtal.

## c) Gefüllte Feldspate.

Zur Frage der gefüllten Feldspate wurde bereits vor einigen Jahren an anderer Stelle (117, vgl. auch 122) ausführlich Stellung genommen. Die seitherigen Beobachtungen haben das dort Gesagte im wesentlichen bestätigt; nur verhältnismäßig wenig bleibt hinzuzufügen.

Was zunächst die Physiographie betrifft, so bleibt es bei der Zusammensetzung aus Zoisit, bzw. Klinozoisit und Muskowit, wozu wieder in einzelnen seltenen Fällen noch Granat kommt; allerdings darf man nicht jeden in Feldspat eingeschlossenen Granat ohne weiteres als „echte Fülle“ betrachten: weder die einzelnen verhältnismäßig großen Individuen des Granatspitzgneises, die nicht streng an die Feldspate gebunden und vielleicht am ehesten doch ein primärer Gemengteil sind (vgl. S. 17); noch die in manchen anderen Fällen auftretenden Schwärme kleiner Granaten — sie scheinen zwar auf die Plagioklase beschränkt, bevorzugen aber da wieder so ausschließlich einen Teil von deren Individuen (während sie in anderen selten sind oder ganz fehlen), daß man sie kaum als gesetzmäßiges Umwandlungsprodukt derselben wird auffassen können. Es bleiben also lediglich einige wenige Fälle in basischen Gesteinen verschiedener tektonischer Stellung (S. 70). Weshalb da gerade Granat aus dem An-Molekül gebildet wurde, in anderen Fällen — und zwar der großen Mehrzahl! — aber nicht, das ist eine Frage, die vorläufig nur gestellt, aber nicht beantwortet werden kann.

Festgehalten werden muß auch jetzt wieder, daß es nicht gelang, auch nur ein einziges Mal Sillimanit als Bestandteil der „Fülle“ festzustellen — im Gegensatz zu der Angabe von *Christa* (100, S. 555). Und auch die häufig mit ihr vergesellten kleinen rundlichen Quarzeinschlüsse sind zwar wohl häufig innerhalb eines Schliffes, aber sonst so wenig konstant in ihrem Auftreten, daß auch sie besser nur als eine zufällige Beigabe betrachtet werden. In einzelnen Fällen konnte übrigens wahrscheinlich gemacht werden, daß sie auf vormaligen Myrmekit zurückgehen, was freilich kaum verallgemeinert werden darf.

Die Größenverhältnisse der Füllungsmineralien gehen z. T. noch über das a. a. O. Mitgeteilte hinaus; die Muskowite im Zentralgneis (S. 17) erreichen bis 0,3, die Zoisite in den gabbroiden Amphiboliten bis 0,5 mm Länge (wegen der besonderen Formen, welche die gefüllten Plagioklase hier z. T. annehmen, vgl. S. 73). Dazwischen aber gibt es z. B. im basalen Amphibolitzug (S. 35), auch viel feinere Füllungen. In höheren Decken ist die Größenabnahme deutlich; aber auch hier bleiben sehr oft, z. B. in den Glimmerschiefern des N-Rahmens wie der Matreier Zone, die Füllungsmuskowite (um solche handelt es sich da vorzugsweise) als wohlindividualisierte Blättchen erkennbar.

Die Erfahrung, daß auch Plagioklas als Einschuß in anderen Mineralien — besonders K-Feldspat — gefüllt zu sein pflegt, hat sich wiederum bestätigt; allein es konnte festgestellt werden, daß öfters die Füllung solcher Einschußplagioklase schwächer, der Grundplagioklas etwas basischer bleibt als bei den frei liegenden Plagioklasen des umgebenden Gesteins — entsprechend dem stärker behinderten Zutritt der umwandelnden Agentien zu jenen (vgl. dazu auch 217).

Auch die andere Erfahrung hat sich bestätigt, daß die Erscheinung der Feldspatfüllung in stärker durchbewegten Gesteinen wesentlich auf reliktsche Feldspate beschränkt ist. Wohl aber finden sich ab und zu auch in sonst ganz ungefüllten Albitoloblasten gefüllte Kerne, scharf abgegrenzt und meist wenig ausgedehnt (vgl. S. 65, 86, 155 u. a.). Der Verdacht liegt nahe, daß es sich auch da um Reliktfeldspate handelt, die dem neu aufsprendenden Albit als Ansatzzentren dienen.

Was die Verbreitung der gefüllten Feldspate betrifft, so ist auch hier festzuhalten, daß sie durch die ganze Reihe der Massengesteinsabkömmlinge vom granitischen Orthogneis bis zum gabbroiden Amphibolit vorkommen. Sie fehlen aber auch nicht Sedimentabkömmlingen, sofern diese nur reliktsche Plagioklase — klastisch beigemengt oder als Holoblasten aus einem früheren metamorphen Stadium, dies wohl zumeist in den hier betrachteten Fällen — enthalten. Beispiele bieten ebenso die Biotitschiefer der Riffeldecken als die (altkristallinen) Glimmerschiefer des N-Rahmens und der Matreier Zone; Gesteine also, die man höchstens als Angehörige der mittleren Tiefenstufe klassifizieren kann.

Wir können also bezüglich der Genese uns keineswegs mit der Ansicht einverstanden erklären, daß dafür irgend welche besondere Bedingungen zur Zeit der Erstarrung verantwortlich seien. Jene Glimmerschiefer haben ja eine Erstarrung gar nicht erlebt, als umgewandelte Sedimente! Hier ist es wohl klar, daß einzig eine Diaphthoresis in die oberste Tiefenstufe die Stabilität des zuvor vorhandenen Plagioklases aufgehoben haben kann, so daß er zerfiel. Es bleibe dabei dahingestellt, inwieweit eine K-Zufuhr von außen im

<sup>196)</sup> Es muß auch hier wieder festgestellt werden, daß die Erscheinung auf Plagioklas beschränkt ist. Das wußte zwar schon *Weinschenk* (211, S. 81) ebenso wie *Becke* (91, S. 99, 123); trotzdem rennt die ausdrückliche Feststellung keine offenen Türen ein! Wäre jene Erkenntnis allgemein durchgedrungen, so würde nicht z. B. *Kölbl* (151, S. 54) schreiben: „Überall, wo wir beobachten können, daß in Gesteinen unter der Wirkung des Gebirgsdruckes der vorhandene Plagioklas instabil wird und sich in Zoisit, Albit usw. umwandelt, wird dieser Vorgang von der Umwandlung des Kalifeldspates in Serizit oder Muskowit begleitet“, und das Ausbleiben dieser Umwandlung als Argument für seine Deutung der Plagioklasfüllung im Zentralgneis als hydrothermale Zersetzungserscheinung verwenden. Nach unserer langjährigen, mehrfach (z. B. 105, S. 285) niedergelegten Erfahrung entspricht dies Verhalten jedoch der allgemeinen Regel in Myloniten usw.; eine „Deformationsverglümmung“ der K-Feldspate ist höchstens seltene Ausnahme, deren spezielle Bedingungen noch zu klären sind. Vgl. auch S. 21! — Daß im übrigen auch das Instabilwerden des Plagioklases nichts mit „Gebirgsdruck“ zu tun hat, wurde schon des öfteren ausgeführt.

Spiel war, im Sinne von *Angels* (87) und eigenen früheren (117) Ausführungen; oder ob das  $K_2O$  des Muskowits gänzlich auf ursprüngliche Beimengung von K-Feldspatmolekül zurückzuführen ist, welches demnach bei der Diaphthorese ähnlich umgewandelt wäre wie das An-Molekül (daß selbständiger K-Feldspat gleichzeitig nicht umgewandelt wird — vgl. die Augengneise der Matreier Zone, S. 240 —, ist kein unbedingter Gegenbeweis; es muß sich eine und dieselbe Substanz in reiner Form nicht ebenso verhalten wie als isomorphe Beimischung zu einer anderen!). Um eine Stoffzufuhr kommen wir bei dem Vorgang freilich nicht herum: um die Zufuhr von  $H_2O$ .

Ein wichtiges Problem stellen noch die gefüllten Feldspate der tiefsten tektonischen Elemente, insbesondere des Zentralgneises und der Granatspitzhülle, in ihrer Beziehung zu den — z. T. am nämlichen Feldspat, jedenfalls aber in der gleichen Tiefenzone — gebildeten Oligoklas-Randzonen. Wie unten (S. 284) ausgeführt, handelt es sich da wohl auch wieder um eine zeitliche Verschiedenheit: erst Abbau der Plagioklase unter „Füllung“, dann in einer wärmeren Schlußphase wieder Anlagerung von Oligoklas. Vermutlich darf man die bedeutende Größe, zu welcher die Füllungsmineralien in dieser Zone (zwar nicht immer, aber) in den meisten Fällen heranwachsen, überhaupt mit der hier höheren Temperatur in Zusammenhang bringen.

#### d) Inverse Zonenfolge.

Diese Erscheinung ist genetisch bis heute fast ebenso rätselhaft geblieben als sie es ihrem Entdecker *Becke* (vgl. 91, S. 123) war. *F. E. Sueß* (198 a), dann *Marchet* (156) haben wohl einige wichtige darauf bezügliche Beobachtungen gesammelt und Deutungsmöglichkeiten gezeigt.

Uns ist es nun gelungen, wenigstens für den vorliegenden Fall — wir möchten vorerst nichts verallgemeinern! —, das zeitliche Auftreten der inversen Zonenfolge im Verlauf der Gesteinsgeschichte eindeutig festzulegen; so daß es wohl gewagt werden darf, eine Arbeitshypothese aufzustellen.

Wir können unsere Erfahrungen in folgenden Sätzen zusammenfassen:

1. Inverse Zonenfolge findet sich — vgl. Tabelle S. 274 — fast ausschließlich unterhalb<sup>197)</sup> der Oberen Schieferhülle: Brennkogeldecke, Riffdecken, vor allem aber in der Granatspitzhülle. In der Oberen Schieferhülle fehlt sie selbst den Prasiniten usw., in denen man sie auf Grund stofflicher Analogien am ehesten erwarten würde; und zwar ohne jede Ausnahme. Schon *Becke* (91, S. 123) hebt ja hervor, daß sie den „obersten Tiefenstufen“ fehlt.

2. In den genannten tektonischen Elementen findet sich inverse Zonenfolge vor allem — wenn auch nicht ausnahmslos! — in Abkömmlingen von basischen Gesteinen,<sup>198)</sup> Amphiboliten, bzw. Prasiniten; im Tonalitgneis der Riffdecken; dann aber auch in Sedimentabkömmlingen, wie den Glimmerschiefern der Granatspitzhülle. Sie fehlt fast ganz den granitischen Orthogneisen und also auch dem normalen Zentralgneis,<sup>199)</sup> ist aber in dessen basischer Randfazies — und erst recht in den eingeschlossenen Amphibolitschollen — gleich wieder da. Und — vereinzelt! — auch in Aplitlagen in Glimmerschiefern und Prasiniten der Riffdecke, endlich in Kalksilikatgesteinen am Rande des Heiligenbluter Serpentin.

3. In einer ganzen Reihe von Fällen erwies sich die inverse Zonenfolge mit Sicherheit als eine ganz junge Zutat zum Gesteinsbild: jünger als die Ausbildung der Füllung, da gefüllte Plagioklase öfters ungefüllte basischere Randzonen besitzen (z. B. S. 35); jünger als der Kornzerfall, da die einzelnen Teilkörner eigene Randzonen besitzen (S. 35 u. a.); ja auch jünger als die Albitisierung, da mehrfach an Albitoloblasten, die nicht aus dem primären Gesteinsbestande stammen können, Randzonen beobachtet wurden (S. 21, 43, 104 u. a.). Da nun die Albitisierung in fast allen Fällen nachweislich alle tektonischen Bewegungen überdauert hat (vgl. S. 289), so ergibt sich, daß die inversen Randzonen erst recht jünger sein müssen als jene!

4. Die in einzelnen Fällen bestehende Abhängigkeit von Gesteinsvektoren: breitere Entwicklung der Randzonen an den Enden nach s gestreckter Kristalle, läßt sich ebenso dahin deuten, daß jene die Anisotropie des Gesteins bereits vorgefunden haben.

5. Im allgemeinen nicht bestätigt werden<sup>200)</sup> kann dagegen eine Abhängigkeit der inversen Randzonen von der Art der anstoßenden Mineralien: ob das Hornblenden und Epidot oder Quarz und Glimmer sind, spielt keine Rolle. Vereinzelt Ausnahmen kommen indessen vor.

<sup>197)</sup> Das S. 187 unter „Obere Schieferhülle“ erwähnte ausnahmsweise Vorkommen in den Randzonen des Heiligenbluter Serpentin gehört dem Mischungshorizont an der Grenze gegen die Brennkogeldecke an, den man hier- oder dorthin stellen kann; es durchbricht somit auch nicht nennenswert die obenstehende Regel. — Die einzige wirkliche Ausnahme: in der Matreier Zone, S. 243, wurde dort bereits als voralpidisches Relikt gedeutet.

<sup>198)</sup> Wie das auch anderwärts gemachten Erfahrungen entspricht!

<sup>199)</sup> Ausnahme: im Muskowitschiefer des Granatspitzkern-N-Randes! Aus dessen Zentralgneis selbst erwähnt *Kölbl* vereinzelt inverse Zonenfolge (151, S. 297); *Becke* beobachtete sie häufig in Zentralgneisen (vgl. z. B. das Diagramm 91, S. 225), und zwar auch schon bei sehr sauren Typen.

<sup>200)</sup> Wohlgemerkt: für den vorliegenden Fall! In den von *Marchet* untersuchten Waldviertel-Amphiboliten — von welchen Dr. *L. Waldmann* in dankenswerter Weise Schiffe zur Einsicht zur Verfügung gestellt hat — ist eine solche Abhängigkeit zweifellos verwirklicht.

Wir können also festhalten: die Erscheinung der inversen Zonenfolge ist bis zu einem gewissen Grade ortsgebunden: sie erfordert eine gewisse Tiefe im tektonischen Bau, d. h. wahrscheinlich eine bestimmte Minimaltemperatur — leicht begreiflich, da ja bei zu tiefen Temperaturen kalkreichere Plagioklase überhaupt nicht mehr gebildet werden. Sie ist ferner stoffgebunden an einen bestimmten Minimalgehalt des Gesteins an Ca; wenigstens bis zu einem gewissen Grade; Nachbarschaft kalkreicher Gesteine kann einen Ersatz liefern. Endlich ist die Bildung der basischen Randzonen zeitgebunden: an den Schlußabschnitt der Metamorphose, nach der Durchbewegung und der gleichzeitigen oder anschließenden Kristallisation des Mineralbestandes, ja auch nach der postkinematischen Na-Zufuhr.

Es kann demnach wohl als ausgeschlossen gelten, daß inverser Zonenbau irgendwie mit der Durchbewegungsmetamorphose oder mit den speziellen Bedingungen der Kristallisation im festen Gestein an sich zusammenhänge. Es kann sich nur um eine Reaktion handeln, die auf irgend eine Änderung der Bedingungen hin eintritt. Dies wird ganz klar, wenn wir uns vergegenwärtigen, daß in vielen Fällen zuerst Plagioklas zerlegt wurde, unter Bildung von Albit, Muskowit, Zoisit usw. — sei es in Gestalt gefüllter Feldspate oder von selbständigen Kristallisationen; in einer zweiten Phase wurde dann Plagioklas neugebildet — eben in Gestalt der basischen Randzonen.

Man könnte also einmal annehmen, daß im Schlußabschnitt der Metamorphose die Temperatur angestiegen sei und im Bereiche der „Unteren Schieferhülle“ die für die Bildung des An-Moleküls erforderliche Höhe erreicht, bzw. überschritten hätte. Eine solche Möglichkeit hat schon *Becke* — auf eine Anregung von *Jesser* hin — einmal angedeutet (92, S. 7). Daß dabei die vorher zerfallenen basischen Plagioklase nicht als solche wiedergebildet wurden, ist kein Hindernis: die Bildung der Zoisitminerale — vom Muskowit ganz abgesehen — auf Kosten des An-Moleküls ist ja gewiß kein einfach umkehrbarer Vorgang! Aber wo neues CaAl-Silikat gebildet wurde, geschah es nun nicht mehr in der Form des Zoisits usw., sondern in der des An-Moleküls, das sich dem Albit isomorph beimischte. Eine Schwierigkeit bleibt freilich die Erklärung der plötzlichen Temperatursteigerung; den Zentralgneis jedenfalls können wir nicht dafür verantwortlich machen, denn, mag er so jung sein als er will, im Endstadium der alpinen Metamorphose war er unter allen Umständen schon lange da (ganz abgesehen davon, daß ja aus dem Zentralgneis selbst auch inverse Zonenfolge bekannt ist (vgl. oben!).

Wir können aber auch ausgehen von der Annahme einer Änderung der Konzentrationsverhältnisse. Wir wissen ja (vgl. S. 286 f.), daß in dem spät- bis nachkinematischen Abschnitt der Metamorphose eine Na-Zufuhr großen Stiles stattgefunden hat. Solange sie anhielt, überwog das Na so sehr unter den Bestandteilen der auf dem Intergranularnetz zirkulierenden Gesteinslösung, daß nur Albit gebildet werden konnte (mit dem geringen Betrag beigemengter An-Substanz, wie er öfters nachgewiesen ist). In dem Moment, da die Na-Zufuhr zum Stillstand kam, mußten sich andere, aus dem Gestein selbst oder aus dessen Nachbarschaft stammende Elemente in der Lösung stärker bemerklich machen; und mit dieser geänderten Zusammensetzung der Lösung mußten sich die vorher kristallisierten Albite ins Gleichgewicht setzen. Das geschah durch randlichen Austausch<sup>201)</sup> von NaSi gegen CaAl.<sup>202)</sup> Eine Schwierigkeit ist hier, daß inverse Randzonen auch an ursprünglich gesteinsigen Feldspaten auftreten; ja selbst in Gesteinen, in denen überhaupt keine Na-Zufuhr nachzuweisen ist.

Die Schwierigkeiten heben sich aber hinweg, wenn wir die beiden Hypothesen verbinden und die Temperaturzunahme mit der Stoffzufuhr in Zusammenhang bringen. Die stoffbringenden Lösungen kamen ja — mögen sie nun unmittelbar magmatischen oder pseudojuvenilen Ursprungs sein — aus tieferen, heißeren Regionen der Erdkruste; sie brachten also Wärme mit. Zudem dürfen wir wohl annehmen, daß auch die Reaktionen, welche die zugeführten Stoffe im Gestein fixierten, im allgemeinen exotherm verliefen; auch dadurch wird also den Gesteinen voraussichtlich Wärme zugewachsen sein (vgl. 138, S. 135). Man darf sich aber gewiß nicht vorstellen, daß dieser Wärmezuwachs auf die Gesteine beschränkt geblieben sei, in denen sich die Stoffzufuhr ersichtlich auswirkte: die zuführenden Lösungen müssen ja auch durch andere Gesteine hindurchgegangen sein, in denen sie keine Spuren hinterlassen haben; und wenn die Wärmeleitung in Gesteinen auch langsam vor sich geht — wir haben Zeiträume zur Verfügung, in denen sie die in Betracht kommenden, meist nicht sehr beträchtlichen Abstände ebenfalls überwinden können. Im Gefolge der Stoffzufuhr ist also eine Temperatursteigerung durchaus plausibel; und soweit dieselbe über die Untergrenze des Existenzfeldes des An-Moleküls hinaufgeführt hatte, soweit mußten sich die vorher, sei es unter Na-Zufuhr, sei es durch Zerfall ursprünglicher Plagioklase, gebildeten Albite mit der Gesteinslösung ins Einvernehmen setzen<sup>203)</sup> — soweit nämlich in dieser nach Aufhören der Na-Zufuhr entsprechend Ca vertreten war; eine Bedingung, die in Ca-reichen Gesteinen und in ihrer Nachbarschaft (also auch in Aplitlegen innerhalb jener!) meist erfüllt

<sup>201)</sup> Einen solchen nachträglichen Austausch leitet auch *Marchet* (156, S. 294) aus der Beobachtung ab, daß in den Plagioklas von außen hineinragende Sporne anderer Mineralien von den Randzonen umgeben sind, Einschlüsse, welche ganz im Plagioklas liegen, aber nicht.

<sup>202)</sup> In einzelnen Fällen (S. 48) scheint es dabei zu Ausscheidung der Kieselsäure in myrmekitähnlicher Form gekommen zu sein; normalerweise muß auch sie in Lösung gegangen sein.

<sup>203)</sup> *Wenk* (215, S. 84) faßt ebenfalls die Zonarstruktur der Feldspate als sekundäre Anpassung an den Gesteinschemismus auf; in seinem Falle war das Gleichgewicht durch mechanische Sonderung der Gemengteile gestört.

gewesen sein dürfte.<sup>204)</sup> Eine bisher nicht zu überwindende Schwierigkeit besteht nur darin, daß auch in solchen Gesteinen und in einer Tiefenlage, wo sie zu erwarten wären, die inversen Randzonen manchmal ausbleiben.

Es liegt nahe, auch die sonstigen zonargebauten Mineralien kristalliner Schiefer unter ähnlichen Gesichtspunkten zu betrachten (soweit es sich nicht einfach um Anlagerung an vorher existierende Kerne handelt, wie bei den so häufigen Albiträndern gefüllter Plagioklase oder den blaßgrünen Randzonen brauner Gabbro-Hornblenden). Allzu häufig sind solche hier ja nicht. In unserem Material kommt Zonenbau mit einiger Häufigkeit bei Hornblenden vor (normale grüne um blau-grüne und lichtviolette Hornblende; Abnahme von Na, Zunahme von Ca), ferner bei Epidot (Kern eisenreicher als Randzone), Turmalin (Wechsel von Färbung und Intensität ohne bestimmte Regel; Bedeutung ganz dunkel); vereinzelt bei Granat (Prasinit der Riffeldecken, S. 82: Kern blaßrosa, Randzone farblos = Abnahme des Fe<sup>+++</sup>-Gehalts?); auch die gelegentlich beobachtete Umwachsung von Ankerit durch Calcit ist hierher zu stellen. Es scheint demnach immerhin in einer Anzahl von Fällen ein Übergang von zuerst gebildeten eisenreicheren zu späteren eisenärmeren, dafür kalkreicheren vorzuliegen. Was er zu bedeuten hat und ob insbesondere genetische Zusammenhänge mit der Bildung der Feldspat-Randzonen bestehen, ist indessen noch nicht abzusehen. Es sei hier demnach das Problem nur gestellt; eine Antwort wird sich wohl mit der Zeit ergeben.

#### e) Pyrit mit Magnetiträndern.

Eine Erscheinung, die gewiß schon weit öfter beobachtet als im Schrifttum festgehalten<sup>205)</sup> worden ist, ist die Umgürtung der Pyritkristalle mit schmalen — oft nur einige Hundertstelmmillimeter breiten — Magnetiträndern. Die Sache ist jedoch nicht so unwichtig als sie auf den ersten Blick erscheinen mag: ist sie doch zweifellos auf einen Oxydationsprozeß<sup>206)</sup> zurückzuführen, der sich tief in der Erdkruste abgespielt hat, ganz unabhängig von atmosphärischen Einflüssen. Dies ist daraus zu ersehen, daß die letztgenannten nicht nur den Pyrit, sondern auch (wenn auch seltener und oft weniger tiefgreifend) den Magnetit selbst in ganz anderer Weise verändern: in limonitische Substanzen.

Wir können nun leider auch nicht für Lückenlosigkeit der folgenden Übersicht gutstehen; noch weniger eine genaue — im Positiven wie im Negativen — Skizze der Verbreitung der Magnetitsäume geben. Sind wir doch selbst erst verhältnismäßig spät auf sie aufmerksam geworden. Immerhin scheint es nützlich, einmal zusammenzustellen, von wo derartige Beobachtungen bisher überhaupt vorliegen.<sup>207)</sup>

Dies ist der Fall: aus dem Zentralgneis; in der Granatspitzhülle aus dem basalen Amphibolit, den Porphyroblastenschiefern,<sup>208)</sup> den darüber folgenden Glimmerschiefern, Grüngesteinen, Granatmuskowitschiefern. Aus den Riffeldecken wieder aus Grüngesteinen, ferner aus Hochweißenfeld- und anderen Orthogneisen, endlich aus Quarzit. Aus der Brennkogeldecke: aus dunklen Phylliten und Prasinit. Aus der Oberen Schieferhülle: ebenfalls aus Prasinit, ferner aus Kalkglimmerschiefer. Aus dem N-Rahmen liegt keine (!) Beobachtung vor; aus der Matreier Zone vereinzelt: aus Chrysobiotitphyllit (S. 246), RoBeckschiefer (S. 254).

Diese Übersicht zeigt zunächst, daß die Magnetitränder durch die ganze Deckenfolge verbreitet sind — abgesehen vom N-Rahmen. Immerhin aber scheint auch weiter daraus hervorzugehen, daß sie in den tieferen Elementen viel allgemeiner vertreten sind als in den höheren — besonders wenn das Fehlen im N-Rahmen nicht nur zufällig sein sollte. Allzuviel Gewicht sei vorerst nicht darauf gelegt; es wird notwendig sein, die Beobachtung anderwärts zu kontrollieren, insbesondere auch durch die Gegenprobe: wo Pyrit ohne Magnetitrand vorkommt. Erst wenn darüber genügend Material vorliegt, wird man versuchen können, die Verbreitung der Erscheinung zu erklären. — Wenn in der obigen Übersicht die verschiedenen Grüngesteine einigermaßen bevorzugt erscheinen, so ergibt sich dies einfach daraus, daß in ihnen der Pyrit als Nebengemengteil verhältnismäßig häufiger ist als anderwärts.

Ein Oxydationsmittel steht wohl überall zur Verfügung in Gestalt von Lösungen dreiwertigen Eisens<sup>209)</sup> Soweit die Gesteinsanalysen solches ausweisen,<sup>210)</sup> ist es nicht nötig, nach einer anderen Sauerstoffquelle zu suchen. Ersteres ist aber mit wenigen Ausnahmen durch die ganze Lithosphäre der Fall, soweit sie

<sup>204)</sup> Wie sich dazu allerdings die von *Becke* u. a. beobachteten Fälle inversen Zonenbaues in sauren Zentralgneisen verhalten, entzieht sich unserer Beurteilung. Es wäre immerhin denkbar, daß dieselben aus der Nachbarschaft basischer Spaltungsprodukte oder eingeschlossener Schollen (von Amphibolit u. a.) stammen! Für jenen Muskowitschiefer vom N-Rande des Granatspitzkerns trifft solche Nachbarschaft jedenfalls zu. Eine Beschränkung der Randzonen auf die Nachbarschaft Ca-reicher Mineralien, wie in *Marchets* Waldviertel-Amphiboliten, ist vielleicht so zu deuten, daß hier der Lösungsumsatz überhaupt weniger intensiv war als in den Tauern, mithin sich mehr bloß zwischen unmittelbar benachbarten Mineralkörnern abgespielt hat.

<sup>205)</sup> Die nachgesehenen Handbücher (*Rosenbusch-Mügge*, Mikroskopische Physiographie; *Schneiderhöhn*, Erzmikroskopie) erwähnen nichts davon. — Pseudomorphosen von Magnetit nach Pyrit, als Vorkommen auf Klüften usw., sind gelegentlich bekannt geworden; z. B. Gulsen bei Kraubath in Steiermark.

<sup>206)</sup> Denn eine primäre, regelmäßige Umwachsung von Pyrit durch Magnetit ist nicht gut anzunehmen wegen der verschiedenen Kristallstruktur; mindestens sollten dann die (100)-Flächen des Pyrits vom Magnetit nicht glatt abgebildet werden, sondern z. B. durch vorspringende Oktaederecken rau sein. Beobachtungen dieser Art liegen aber nicht vor.

<sup>207)</sup> Manche davon dürften in den Detailbeschreibungen vernachlässigt worden sein, da uns die Sache gelegentlich der Niederschrift auch nicht hinreichend wichtig schien.

<sup>208)</sup> Hier handelt es sich z. T. nicht um Pyrit, sondern um Magnetkies.

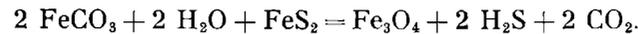
<sup>209)</sup> Bzw. von Limonit, soweit es sich um oberflächennah gebildete oder (vor der Metamorphose!) beeinflusste Gesteine handelt! Vgl. *Angel* (80, S. 221)!

<sup>210)</sup> Wenigstens in Mengen, die über den in Magnetit und verwandten Erzen gebundenen Anteil hinausgehen.

unseren Beobachtungen zugänglich ist; wenn es auch bekanntlich im einzelnen Fall oft unmöglich ist zu sagen, wieviel davon auf sekundäre Veränderungen zurückgeht.

Die Kehrseite: die Oxydation des Pyrits muß Schwefelsäure liefern! Man muß deswegen nicht gleich eine katastrophal zersetzende Einwirkung derselben im umgebenden Gestein erwarten; aber ganz zu vernachlässigen ist sie sicher nicht. Angenommen, ein Gestein enthalte  $\frac{1}{10}\%$  Pyrit, so ist dies  $1 \text{ dm}^3$  auf  $1 \text{ m}^3$  Gestein oder  $5 \text{ kg}$ . Werden hiervon  $10\%$  oxydiert, so ergibt dies rund  $0,8 \text{ kg SO}_4\text{H}_2$ ; dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß sich die Produktion dieser Menge auf eine voraussichtlich lange Zeit verteilt. Immerhin wird man darin einen Faktor sehen dürfen, der geeignet ist, die chemische Wirksamkeit der auf dem Intergranularnetz zirkulierenden Lösung zu erhöhen; und vielleicht werden sich auch noch spezifische Wirkungen der Schwefelsäure ermitteln lassen, wenn man nur erst einmal danach suchen wird.

Nachträglich werde ich noch auf eine andere Möglichkeit aufmerksam, die durch die Gleichung (*Niggli*, 163, S. 63):



ausgedrückt wird; d. h. Zutritt einer Eisenkarbonatlösung zum Pyrit könnte die Umwandlung hervorgebracht haben. Eine solche ist in unseren — ja fast allgemein Ankerit wenigstens als Übergemengteil führenden! — Gesteinen überall zu haben. Die entstandene freie Kohlensäure wäre in der allgemeinen Karbonatüberschwemmung untergegangen, während der Verbleib des  $\text{H}_2\text{S}$  erst zu suchen wäre — sofern man nicht einfach annehmen will, daß er entwichen ist. — Ob dieser Deutung der Magnetitränder der Vorzug vor der zuerst ausgeführten zu geben ist, wird von weiteren Untersuchungen, zunächst über ihre Verbreitung, abhängen; sollte es sich herausstellen, daß sie auf Gesteine, bzw. Gesteinskomplexe beschränkt ist, in denen  $\text{FeCO}_3$  eine Rolle spielt, so wäre dies vielleicht entscheidend.

#### f) Stoffänderung bei der Metamorphose.

Wie schon einleitend (S. 10) bemerkt, sind wir genötigt, mit dem Dogma radikal zu brechen, das seit den klassischen Untersuchungen von *Rosenbusch* und *Sauer* im Schwarzwald die deutsche petrographische Literatur beherrscht hat: dem Dogma, daß die Metamorphose zu kristallinen Schiefen ohne wesentliche Änderungen des stofflichen Bestandes vor sich geht. Wir nähern uns somit wieder in gewisser Hinsicht dem Standpunkt von *J. Lehmann*. Übrigens ist die Überzeugung von dem Vorhandensein einer Stoffzufuhr gerade in den Tauern eigentlich nie ganz ausgestorben — auch wenn man von *Weinschenk* (der ja seinen theoretischen Ansichten nach als Vertreter der französischen Schule gelten muß) ganz absieht; hat doch Altmeister *Becke* stets in einzelnen Fällen (75, S. 209 u. a.) die Notwendigkeit einer Zufuhr anerkannt, und in einer bekannten Arbeit (94) aus seinen letzten Jahren die chemischen Möglichkeiten eingehend erörtert, und in den letzten Jahren hat vor allem *Angel* mehrfach (80, 85, 87 u. a.) auf solche Vorgänge hingewiesen.

Unser Vorgehen ist also nicht ganz so revolutionär als es zunächst vielleicht scheinen mag. Zudem haben wir gar nicht die Absicht, das Kind mit dem Bade auszuschütten: die Stoffzufuhr ist uns nicht etwa das Um und Auf der Metamorphose, sondern nur eine Komponente, die hinzutritt zu den anderen Komponenten: Gefügebildung im Gefolge von Durchbewegung, Kristallisation, eventuell Entstehung eines neuen Mineralbestandes im Gefolge von (vor allem) Temperaturänderung. Sie tritt hinzu in stärkerem oder schwächerem Ausmaß; oder — sie tritt auch nicht hinzu, so daß es immerhin auch Fälle genug geben wird, für welche die Auffassung *Rosenbuschs* Gültigkeit behält. Freilich, eine Zunahme eines Stoffes lassen fast alle Analysen kristalliner Schiefer (oberster und mittlerer Tiefenstufe) erkennen; eine Zunahme, die bisher meist ohne viel Kopfzerbrechen hingenommen wurde: nämlich von  $\text{H}_2\text{O}$ ; darauf wurde bereits wiederholt nachdrücklich hingewiesen (110, S. 49; 116, S. 316 f.).

Ganz allgemein redet man übrigens besser nicht von Stoffzufuhr, sondern von Stoffänderung. Denn die Zufuhr eines Stoffes wird sehr oft — wenn nicht immer — mit Abfuhr von anderen verbunden sein. Und es gibt auch zweifellos Fälle, in welchen vor allem die Abfuhr in die Erscheinung tritt; von solchen wird später noch kurz die Rede sein (S. 297). Freilich ist der exakte Nachweis einer Abfuhr meist viel schwieriger: was verschwunden, läßt sich nicht so leicht feststellen als was hinzugekommen ist!

Zunächst sei kurz die Stoffzufuhr überblickt. Die Erscheinungen, die auf eine solche hinweisen, sind von verschiedener Art: <sup>211)</sup>

#### α) Albitisierung.

Die erste Rolle unter den bei der Metamorphose zugeführten Stoffen spielt  $\text{Na}_2\text{O}$ , welches im Glocknergebiet ausschließlich in der Form von Albit auftritt.

Nachdem bereits *Becke* (75, S. 209) für gewisse Albitporphyroblastenschiefer eine Alkalizufuhr als nahe liegend betrachtet, hat *Sander* (177, S. 593) vor mehr als zwanzig Jahren wohl als erster entschieden auf die Rolle der Albitisierung <sup>212)</sup> in der Tauern-Schieferhülle hingewiesen. Mehrfach wurde dann von anderen Seiten Ähnliches

<sup>211)</sup> Man vergleiche dazu (116, S. 316 f.) die Angaben für ein anderes alpines Gebiet in z. T. wesentlich anderer tektonischer Situation!

<sup>212)</sup> Wobei er jedoch ausdrücklich keine Behauptung über Stoffzufuhr mit diesem Begriff verbunden wissen will.

erwähnt, z. B. von *Hammer* (143) vom N-Rand der Venedigermasse (und schon vorher in großer Ausdehnung in Westtirol; 141a). Aber erst unsere Untersuchungen lassen die Verbreitung der Erscheinung über einen größeren Bereich der Tauern einigermaßen übersehen.

Ehe darauf eingegangen werden kann, seien noch kurz die Kriterien für Albitisierung unter Na-Zufuhr betrachtet. Es sind dies

a) Das Auftreten des Albites in Gesteinen, in denen er auf Grund ihres stofflichen Bestandes nicht zu erklären ist. Das sind in erster Linie die Karbonatgesteine: Dolomit, Dolomitreccien, Kalkglimmerschiefer; wo in ihnen Albit nicht nur als zufälliger,<sup>213)</sup> sondern als wesentlicher Bestandteil auftritt, da muß er eingewandert, bzw. unter Na-Zuwanderung gebildet worden sein. Es gehören dahin aber auch weiter einige Silikatgesteine, deren normalem Bestand der Albit — und ein Na-reiches Mineral überhaupt — fremd ist: die Quarzmuskowitschiefer der Granatspitzmasse; die Epidotamphibolite der Oberen Schieferhülle; die dunklen Phyllite der Brennkogeldecke und des N-Rahmens u. a. Wenn sich da plötzlich — und meist in großen Mengen — Albit einstellt, ist ebenfalls der Schluß auf Na-Zufuhr berechtigt.

b) Das Auftreten des Albites in Gesteinen, denen er zwar an sich auch primär angehören könnte, dann, wenn seine Menge so groß wird, daß seine primäre Zugehörigkeit unwahrscheinlich oder selbst unmöglich erscheint. Solche Fälle sind bekannt geworden aus Orthogneisen; aus Amphiboliten, bzw. Prasiniten, aus sedimentogenen Glimmerschiefern, bzw. Phylliten. Man muß ja bedenken: Albit enthält 11,8% Na<sub>2</sub>O; besteht nun ein Gestein zu 50% aus Albit, so gibt dies schon einen Gehalt von 5,9% Na<sub>2</sub>O — eine schon ziemlich außergewöhnliche, von Bauschanalysen nur recht Na-reicher Alkaligesteine ausgewiesene Menge. Aus den stark albitisierten Bereichen unseres Aufnahmsgebietes trifft man aber immer wieder Proben, die Albitgehalte von 60 bis 70%, ja gelegentlich bis 80 und 90% schätzen lassen! Freilich wird in solchen Fällen selten der ganze Albitgehalt auf Na-Zufuhr gedeutet werden dürfen, und es wird zumeist schwer sein, den Anteil zu bestimmen, der solcher zuerkannt werden muß. Immerhin gibt es Fälle, wo sich primäre Plagioklase und unter Zufuhr gebildete Albite deutlich unterscheiden, indem z. B. die ersten gefüllt sind, die zweiten nicht.

c) Das typische Schlibfbild unter Zufuhr gebildeten Albits ist im vorausgehenden Text oft beschrieben und abgebildet worden, so daß hier ein kurzer Hinweis genügt. Zunächst bilden sich einzelne unregelmäßig im Gestein verstreute Porphyroblasten, die gewöhnlich das Gefüge mit scharfen Rändern abschneiden (Fig. 11, 12 auf Taf. II), seltener auch Gefügeflächen nachastend sich verästeln (Fig. 9), fast immer aber Gefügereste als sie umschließen. Alsbald schließen sie sich zu Gruppen zusammen. In einem weiteren Stadium bleiben nur noch einzelne Zwickel des ursprünglichen Gefüges zwischen ihnen ausgespart (Fig. 13), und endlich wird das ganze Gestein zu einem Albitpflaster, dessen Vergangenheit einzig die umschlossenen Gefügereste noch halbwegs entziffern lassen (Fig. 14). All dies sind ja Erscheinungen, die auch aus anderen Gebieten des öfteren schon beschrieben wurden (z. B. 177, S. 593; 189, S. 339).

So charakteristisch diese Bilder sind, so ist es doch nicht immer unbedenklich, aus ihnen allein Na-Zufuhr abzuleiten. Denn es ist ja kaum auszuschließen, daß ein Porphyroblast, der auf Grund von Umsetzungen innerhalb des Gesteins ohne Stoffzufuhr heranwächst, auch ähnliche Formen annehmen kann. Deshalb darf aus dem Dünnschliffbild erst dann mit Sicherheit auf Na-Zufuhr geschlossen werden, wenn einer der unter a und b genannten Fälle vorliegt. Bei Gesteinen, die primär schon größere Na-Mengen enthalten können, wie Orthogneise oder Prasinite, bleiben deshalb die schwächeren Stadien der Albitisierung unsicher; erst wenn sie überhand nimmt, wird sie auch hier unzweifelhaft.

Allerdings geht aus dem Schliffbild meist hervor, daß der Albit sich durch rücksichtslose Aufzehrung der Mineralien, an deren Stelle er getreten ist, Platz geschaffen hat. Das Na muß also in reaktionsfähiger Form vorgelegen haben. Bloße Umlagerung von fertiger Albitsubstanz, wie sie etwa der Zerfall von Plagioklasen liefern könnte, kommt in solchen Fällen — und das sind die allermeisten! — nicht in Frage: sie könnte nur zu einem Wachstum führen, das das vorhandene Gefüge auseinanderdrängt (oder zu einer Ansiedlung in „Scherungsschatten“, die ja manchmal Tatsache ist, aber auch gegen Zufuhr nichts beweist). Nun ist ja wohl das meiste Na, das in den Gesteinen vorhanden war, bereits in Feldspatform vorgelegen und scheidet also für das Wachstum unserer Albitporphyroblasten aus. Eher kann man an die in anderen Silikaten — vor allem Hornblenden, Pyroxene, Glimmer — gebundenen Na-Mengen denken (vgl. die „Feldspaturalitisation“, 130!); aber das kommt nur in wenigen Gesteinen in Betracht — insbesondere eine Herleitung aus dem Glimmer dort nicht, wo solcher in großer Menge verdrängt worden ist (vgl. unten). Denn Paragonit ist bekanntlich ein seltener Gesteinsgemengteil, ja neuerdings ist seine Rolle als solcher noch problematischer geworden (vgl. 165, S. 141); normaler Muskowit aber, den wir im allgemeinen annehmen dürfen, kann nur geringe Mengen Na-Silikat liefern. So führt auch dieser Gedankengang dazu, für Albitisierung der genannten Art im allgemeinen Na-Zufuhr anzunehmen: sie vermag die Eigentümlichkeiten ihres Auftretens am ungezwungensten zu erklären. Aber vor Verallgemeinerung sei ausdrücklich gewarnt; jeder einzelne Fall bleibt für sich zu beurteilen.

<sup>213)</sup> Geringfügiger Gehalt an Albit ist bekanntlich selbst nichtmetamorphen Karbonatgesteinen nicht immer fremd. Wie er dort entstanden, ist ja eine Frage für sich, deren Erörterung hier zu weit führen würde.

d) Die chemisch-analytische Vergleichung albitisierter und nichtalbitisierter Gesteinstypen wird vielen als der sicherste Weg erscheinen, die Bedeutung der Na-Zufuhr festzustellen. Sie wäre es auch zweifellos, wenn die Sache nicht einen großen Haken hätte: daß es nämlich in den meisten Fällen unmöglich ist, mit Bestimmtheit zu sagen, daß der betreffende nichtalbitisierte Typus wirklich dem Ausgangsmaterial eines bestimmten albitisierten genau entspricht! Mit einzelnen Analysen von wenigen Handstücken wäre also nicht viel erreicht; der einzige Weg, jene Unsicherheit auszuschalten, wäre die Anfertigung ganzer Serien von Analysen. Da er uns aus naheliegenden Gründen nicht gangbar war, haben wir auf den chemisch-analytischen Weg vorläufig überhaupt verzichtet.

Über den Vorgang der Albitisierung läßt sich einiges erschließen aus der Art ihres Auftretens. Zunächst ist es klar, daß der Einbau eines zugeführten Stoffes dort am einfachsten erfolgt, wo er ein Kristallgebäude vorfindet, in das er sich sozusagen hineinschwindeln kann; zerstört wird dasselbe nicht, nur einer seiner Bausteine muß dem Eindringling weichen. In unserem Falle trifft dies zu beim K-Feldspat. Die Ersetzung seines K durch Na führt indessen nur in seltenen Fällen zu dem bekannten Bilde des Schachbrettalbits (S. 16, 200); aus den Orthogneisen der Riffdecke, wo die Erscheinung sehr häufig ist (insbesondere im Scharkogelgneis, S. 65), wurden ganz andere Ausbildungsweisen beschrieben (vgl. auch S. 59), die vielleicht am ehesten auf Grund vorheriger mechanischer Störung des K-Feldspates bis zum Kornzerfall zu verstehen sind. Doch kann dies nur als Hypothese gelten; irgend ein Anzeichen, das den Unterschied sicher zu deuten gestatten würde, wurde nicht gefunden.

Wo aber kein K-Feldspat Verwendung finden kann, da müssen andere Mineralien für die Albitbildung verbraucht werden; und zwar ist dies — zunächst in kieselsäurereichen und phyllitischen Gesteinen — in erster Linie der helle Glimmer. Dies geht nicht nur daraus hervor, daß sich solcher — auch in daran verhältnismäßig reichen Gesteinen — meist nur sehr untergeordnet als unverdauter Einschluß in den Albitporphyroblasten erhält; sondern es liegen auch direkte Beobachtungen darüber vor, wie die Albite den Glimmerlagen nachtasten und diese aufzehren (bes. S. 21 und Abb. 9 auf Taf. II). Das steht im Einklang mit den Feststellungen von *Goldschmidt* (138, S. 118) im Stavangergebiet. Anders als dort wird aber offenbar auch ein großer Teil von gesteins eigenem Quarz mitverbraucht: wenn er auch in den Albitporphyroblasten fast regelmäßig noch als Einschluß vorkommt, so erkennt man doch gegenüber dem umschließenden Gewebe stets deutlich seine Mengenabnahme. Es ist dies auch leicht einzusehen, da Albit mehr  $\text{SiO}_2$  braucht als Muskowit:<sup>214)</sup>



Bezüglich der Form, in der das Na vermutlich zugeführt wurde, siehe unten (S. 293).

Weniger klar ist der Vorgang bei basischen Gesteinen. Gewisse Beobachtungen weisen darauf hin, daß hier — und z. T. auch bei der vorgenannten Gesteinsgruppe — z. T. Chlorit verbraucht wurde, der ja vermöge seines Tonerdeüberschusses auch zur Alkalibindung geeignet ist (*Goldschmidt* a. a. O.); in manchen Fällen reicherte sich das „unverdaute“ Eisen bei diesem Vorgang als Erz in den Einschlüssen an (S. 202). Aber das ist selten nachweisbar. Die charakteristischen Einschlüsse der Albite in Prasiniten und Amphiboliten, ebenso aber auch in biotitreichen Schieferen (z. B. der Riffdecken) sind vielmehr blaßgrüne Hornblenden; sie fehlen dort nie als Einschluß, sind mindestens in Spuren vorhanden — auch wenn sie sonst in dem betreffenden Schriff überhaupt nicht vorkommen. Die nächstliegende Annahme ist in manchen Fällen — z. B. den aus Amphibolit hervorgehenden Biotitporphyroblastenschiefern (S. 42) — zweifellos die eines Relikts aus einem früheren Zustande des Gesteins, der außerhalb der schützenden Albit-hülle noch weitgehend verändert wurde. Allein die konsequente Verallgemeinerung dieses Gedankens führt notwendig zu der Folgerung, daß nicht nur die Chloritprasinite usw., sondern auch die Biotitschiefer der Riffdecken aus Amphiboliten hervorgegangen seien; noch mehr: daß sie erst nachalbitisch den heutigen Zustand angenommen hätten — und das scheint mir zum mindesten bei jenen Biotitschiefern (S. 86) mit ihrem nie fehlenden Quarzgehalt doch zu gewagt.

So bleibt als wahrscheinliche Annahme nur die, daß die Hornblende der genannten Einschlüsse eben auch nichts ist als ein „Verdauungsrückstand“ — von Chlorit oder Biotit. Um ihren Ca-Gehalt zu deuten, muß man freilich annehmen, daß auch ein Ca-Mineral, z. B. Klinozoisit, mitverdaut worden sei. — Inwieweit Hornblende selbst für die Albitisierung verbraucht wird, ist fraglich; einzelne Beobachtungen (S. 178 z. B.) scheinen dahin zu deuten, daß sie intakt bleibt (die diablastischen Strukturformen sind ja wohl nicht auf eine Aufzehrung von Hornblende zu deuten! vgl. S. 162f.).

Gelegentlich — Epidotamphibolit; S. 178 — scheint Epidot für die Albitisierung verwendet worden zu sein; ähnlich auch in einem Grüngestein des Nordrahmens (S. 202).

Nicht für die Albitisierung verwendet wird — abgesehen von Apatit, Rutil, Titanit und Erzen, die selbstverständlich als Einschlüsse stets intakt sind, vor allem ein Silikat: der Granat,<sup>215)</sup> der als wohlumgrenzter Einschluß in den Albitporphyroblasten oft erhalten ist (und durch sie, wie anderwärts — 116, S. 107 — gezeigt, vor dem Schicksal der Diaphthorese bewahrt werden kann!). Es steht das im Widerspruch zu den Beobachtungen

<sup>214)</sup> Normaler Muskowit! Aber auch die kieselsäurereicheren Abarten enthalten noch zu wenig!

<sup>215)</sup> Von den Vorgängen an den Eklogitgranaten und der Bildung der mysteriösen hellen „Einsprenglinge“ (S. 171 f.) in Prasiniten ist dabei abgesehen; inwieweit dabei Vergleichbares in Frage kommt, ist noch ungeklärt.

von *Goldschmidt* (138, S. 118), der den Granat nur nicht so schnell angreifbar fand; dabei ist aber zu beachten, daß die äußeren Bedingungen beiderorts gewiß nicht übereinstimmen.

Nicht albitisiert wird ferner eine ganze Gruppe von Gesteinen: die peridotitischen, bzw. ihre Umwandlungsprodukte, die Serpentine sowie die sie begleitenden Chlorit-, Talk-, Strahlsteinschiefer (diese mit ganz geringen Ausnahmen, S. 187). Die erstgenannten enthalten keine (oder fast keine) Tonerde und können daher kein Alkali binden; während man dies von den Chloritschiefen wohl voraussetzen möchte.

Dies ist aber — innerhalb der Gebirgsteile, wo die Albitisierung eine größere Rolle spielt — fast die einzige Gesteinsgruppe, welche ihr gegenüber immun ist; nur bei dem einen oder anderen minder wichtigen Typus wurde sie noch nicht getroffen. Wohl aber ist ihre quantitative Bedeutung in verschiedenen Gesteinen sehr verschieden: in allen Karbonatgesteinen bleibt sie eine seltene Erscheinung, und auch im Quarzit tritt sie nur vereinzelt auf. Im übrigen zeigt sie sehr ausgesprochen das launenhafte Verhalten, das durch *Termiers* bekannten Vergleich (200) mit dem Ölfleck in einem Papierstoß charakterisiert ist.

Einen wichtigen Fingerzeig gibt die Beobachtung an dem Erzgang unter der Pasterze (*Clar-Friedrich* 62), dessen Ränder auf etwa 1 m Abstand von Albitisierung des Kalkglimmerschiefers begleitet sind. Auch hier ist die Albitkristallisation postkinematisch in bezug auf die Durchbewegung in s; wenn auch schwache postkristalline Störungen (auf Bewegungen an der Gangspalte zu beziehen?) vorhanden sind. Quantitativ besteht ja ein gewaltiger Unterschied gegenüber der diffusen Albitisierung ausgedehnter Gesteinsbereiche; aber man ersieht aus dem Vorkommen, das (vermutlich in einem späteren Stadium) ähnlich zusammengesetzte Lösungen auf Klüften zirkulierten, wie sie bei der Metamorphose der Gesteine Stoffe zugeführt hatten. Zumal außer dem Albit auch noch andere Mineralneubildungen (Biotit, Epidot, Turmalin, Rutil, Apatit — von denen man freilich z. T. bei den Vorkommen in Gesteinen nicht oder nicht sicher auf Zufuhr schließen kann!) beiderorts eine Rolle spielen.

Die Verteilung der Albitisierung im tektonischen Bau bringt jene „Launenhaftigkeit“ auch im großen zum Ausdruck. Dem Zentralgneisgebiet fehlt sie bis auf wenige Ausnahmefälle am N-Rand. Dem basalen Amphibolizug fehlt sie im allgemeinen, tritt aber an seiner Hangendgrenze (Biotitporphyroblastenschiefer, S. 42) besonders N vom Tauernmoos reichlich auf. Die darüber folgenden Schiefer der Granatspitzhülle sind sporadisch albitisiert, mit Zunahme nach oben (*Schwarzkarl*, S. 47 f.) und anscheinend vom Odenwinkel gegen S (S. 50). Das Maximum der Albitisierung aber wird erreicht in den Riffeldecken, etwa in der Gegend zwischen ihrem Untertauchen im Süden und dem Reichensbergkar; von dort gegen N nimmt sie ab. In der Brennkogeldecke ist sie nur untergeordnet vertreten, und zwar hauptsächlich westlich vom Fuscher Tal. In der Oberen Schieferhülle tritt sie sporadisch auf, mit deutlicher Zunahme vom Kapruner Tal gegen W. Im N-Rahmen sind schwächer oder stärker albitisierte Flecken nicht selten, ohne erkennbare Gesetzmäßigkeit; wogegen in der Matreier Zone derartiges überhaupt nur in geringem Ausmaße da und dort vorkommt.

Auffallend ist das ungefähre Zusammenfallen der stärkst albitisierten Teile der Riffeldecken mit der Gegend starker Aplitudurchhaderung. Daß trotzdem nicht auf einen primären Zusammenhang beider Erscheinungen geschlossen werden darf, ergibt sich daraus, daß auch die Aplitlagen selbst albitisiert zu sein pflegen (S. 89).

Wegen der Herkunft des zugeführten Na vgl. S. 294.

Die zeitliche Einordnung der Albitisierung ergibt sich aus den Beziehungen zu den Deformationserscheinungen mit großer Eindeutigkeit: ganz selten nur haben die Albite noch selbst eine Drehung oder sonstige Bewegung erfahren; sehr häufig dagegen läßt sich nachweisen, daß sie nicht nur die Paralleltexur, sondern auch deren Falten und Verbiegungen abschneiden, bzw. als Relikttexturen umschließen. Die Na-Zufuhr fällt daher in die späten Stadien und — wohl zur Hauptsache — in die Zeit nach Abschluß der Durchbewegung.<sup>216)</sup> — Daß dies jedoch nicht verallgemeinert werden darf — nicht einmal innerhalb des Bereichs der Tauern-Schieferhülle —, zeigt *Sanders* Feststellung (177, S. 594) über die Häufigkeit während und nach der Albitisation fortdauernder Durchbewegung am Tauern-W-Ende.

#### β) Biotitisierung.

Neben der Na-Zufuhr spielt auch eine solche von K eine nicht ganz unbedeutende Rolle. Sie führt aber niemals — wie in eigentlichen Migmatitgebieten — zur Bildung von K-Feldspat;<sup>217)</sup> wo solcher in den Gesteinen der Schieferhülle vorkommt — es ist dies nicht sehr häufig der Fall —, ist er ausschließlich<sup>218)</sup> Relikt primär-magmatischer (Orthogneise!) oder klastischer (Quarzit!) Mineralbestände. Das bezeichnende Mineral der K-Zufuhr ist vielmehr der Biotit (vgl. dazu auch 85 u. a. Arbeiten *Angels*).

Nun darf man freilich — so wenig wie im Falle des Albits — beileibe nicht ein jedes Biotitvorkommen gleich auf Stoffzufuhr deuten. Auch besondere Formen des Auftretens dieses Minerals, z. B. als Porphyroblast

<sup>216)</sup> Eine gleiche Altersstellung von — allerdings etwas basischeren — Plagioklasporphyroblasten hat *L. Bossard* (98, S. 134, 148) in metamorphen Gesteinen aus dem nördlichen Tessin feststellen können. Von Na-Zufuhr wird dort jedoch nichts erwähnt.

<sup>217)</sup> Solches scheint im Gesamtgebiet der Tauern überhaupt nur ausnahmsweise (*Hammer* 143, S. 275) vorzukommen (abgesehen natürlich vom Altkristallin des Rahmens).

<sup>218)</sup> Ungeklärt ist das ausnahmsweise Vorkommen in biotitisierten Grüngesteinen der Riffeldecke (S. 79, 300), ebenso wie jenes in Schiefen des N-Rahmens (S. 200; in Schachbrettalbit umgewandelt!).

mit Relikttextur — übrigens unvergleichlich viel seltener als beim Albit! —, müssen keineswegs auf jene zurückgehen; sie könnten immer auch noch bloße Sammelkristallisation schon vorher im Gestein vorhandenen Biotits oder durch Reaktionen zwischen anderen Gemengteilen gebildet worden sein. Entscheidend ist vielmehr allein das reichliche Auftreten des Biotits in Gesteinen, welche normalerweise solchen (oder ein anderes K-Mineral) nicht in größerer Menge führen.

Es ist demnach leicht einzusehen, daß die Zahl der Gesteine, welche eine solche Biotitisierung erkennen lassen, nicht groß sein wird. Praktisch kommen fast nur die verschiedenen Glieder der Amphibolite, bzw. Prasinite in Frage. Daß von ihnen die Biotitisierung auch auf die sedimentogenen Glimmerschiefer der Nachbarschaft übergreift, geht in einem Fall aus der Verfolgung im Gelände hervor (Biotitporphyroblastenschiefer, S. 41 f.); im allgemeinen aber entzieht sie sich bei solchen — die ja stets reichlich Muskowit führen — schon einem sicheren Nachweis.

Die Art, wie das K festgehalten wird, ist eine doppelte: entweder wird es in den Chlorit eingebaut, dessen Raumgitter ja dem des Biotits sehr nahe steht. Oder es reagiert mit der Hornblende, deren Kristallgebäude zwar nicht unmittelbar verwendet werden kann, aber doch einen entsprechenden Umbau leicht zuläßt, wie die zahllosen längst bekannten Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende beweisen. Endlich liegt — freilich nur vereinzelt (S. 149) — auch noch eine dritte Art der K-Bindung vor: durch Granat; ebenfalls eine anderwärts schon lange bekannte Sache.

Die Verteilung im tektonischen Bau ist hier ähnlich launenhaft wie im Falle der Albitisierung. Am Kontakt des Zentralgneises mit dem basalen Amphibolitzug ist dieser stark biotitisiert, jedoch nur innerhalb eines meist bloß nach Zentimetern messenden Saumes; sonst ist er mehr oder minder verschont geblieben. Dagegen sind die wenigen Amphibolitschollen im Zentralgneis (mit Ausnahme der größten, S. 23) meist stark betroffen. An der Obergrenze des basalen Amphibolits (Porphyroblastenschiefer, S. 41 f.) macht sich die Biotitisierung wieder stark geltend; weiterhin in den höheren Teilen der Granatspitzhülle und ebenso in den Riffdecken nur sporadisch, anscheinend stärker im S als im N. Aber auch in Grüngesteinen der Oberen Schieferhülle finden sich noch ab und zu biotitisierte Flecken (Lorenzkopf u. a.) — anscheinend mit Zunahme gegen W im Bereiche des Stubachtals. Der Brennkogeldecke fehlt Biotitisierung anscheinend, ebenso der Matreier Zone; wogegen im N-Rahmen immerhin einzelne Anzeichen ihres Vorhandenseins, und zwar wieder mit Zunahme gegen W im Bereiche des Unteren Stubachtals, vorliegen (S. 203, 205).

Die zeitliche Einordnung der Biotitisierung ist nicht immer ganz so sicher möglich wie jene der Albitisierung. Immerhin gibt es Fälle, die erkennen lassen, daß auch sie die Durchbewegung überdauert hat. Oder es hat die K-Zufuhr die in Albitoloblasten eingeschlossene Hornblende nicht erreichen können, wohl aber die außerhalb befindliche (S. 42 f.); dies zeigt, daß sie mindestens nicht älter sein kann als die Na-Zufuhr, führt also — da letztere bekanntlich spät- bis nachkinematisch — mittelbar zum gleichen Ergebnis. Wir können also wohl annehmen, daß die K- und die Na-Einwanderung ungefähr gleichzeitig, mit und nach den Schlußphasen der Durchbewegung, erfolgt ist.

#### γ) Muskowitisierung.

Von *Angel* (87) wird angenommen, daß auch die Bildung von Muskowit in gefüllten Feldspaten unter K-Zufuhr vor sich geht; und der eine der Verfasser ist ihm auf diesem Weg gefolgt (117). Dagegen läßt sich einwenden, daß auch die Plagioklase kleine Beimengungen von K-Feldspat-Molekül enthalten können, und daß möglicherweise diese bei der Entmischung den Füllungsmuskowit liefern. Die Frage ist wohl ohne weitere chemisch-analytische Behandlung nicht entscheidbar und soll daher nicht weiter verfolgt werden.

Darüber hinaus kann eine Muskowitanreicherung aber auch in allen möglichen Gesteinen im Gefolge gesteigerter Durchbewegung eintreten: nicht bloß bei Graniten, bzw. Orthogneisen, wo sie mindestens teilweise eher auf Stoffwegfuhr gedeutet werden kann (vgl. S. 21), sondern auch bei Gesteinen, die primär sehr wenig oder gar keinen Muskowit, bzw. K-haltige Gemengteile überhaupt führen. Das wurde anderwärts am Beispiele des Gabbros von Grevasalvas gezeigt (116, S. 266). Im Glocknergebiet liefern ebenfalls gabbroamphibolitische Gesteine z. T. Beispiele (S. 72); auch der Muskowitgehalt verschieferter Eklogitabkömmlinge (bes. S. 164) darf hier angeführt werden.<sup>219)</sup> Inwiefern auch der hin und wieder in Prasiniten (S. 155) auftretende größere Muskowitreichtum dahin gehört, bleibe unentschieden; wenn es auch wohl nicht gerade wahrscheinlich ist, daß er hier anderer Abkunft wäre.<sup>220)</sup>

Die K-Zufuhr, die sich da zu erkennen gibt, ist vielleicht anderer Art als die bei der Biotitisierung wirksame. Mindestens dürfte sie nicht gleichzeitig erfolgt sein; denn es besteht wohl kein Grund dafür, sie erst ans Ende der Durchbewegung zu versetzen, da sie doch in ihrem Auftreten oft deutliche Beziehungen zu dieser zeigt: Einordnung der Scherflächen, bei gabbroiden (bzw. prasinitischen) Gesteinen.

<sup>219)</sup> Gerade für Eklogite scheint die Muskowitaufnahme — und zwar z. T. in ganzen Lagen — auch sonst typisch zu sein; vgl. Venedigergruppe (83); ferner eine Reihe von Beispielen aus den Westalpen (119, 122 a).

<sup>220)</sup> Man könnte auch bezüglich des Muskowitgehalts der Kalkglimmerschiefer versucht sein, an K-Zufuhr zu denken. Doch entspricht ein Gehalt an 2–3% K<sub>2</sub>O durchaus dem bei Mergeln üblichen.

## δ) Karbonatisierung.

Auch die Karbonate, und zwar sowohl Calcit wie Ankerit, gehören zu den ganz häufig unter Zufuhr mindestens von  $\text{CO}_2$  neugebildeten Gesteinsgemengteilen.<sup>221)</sup>

Im allgemeinen gilt ja Gehalt an Karbonaten in Silikatgesteinen als Zeichen der Unfrische. Z. T. mit Unrecht; wenigstens ganz entschieden beim Ankerit: dieses gegen Verwitterungseinflüsse selbst so ungemein empfindliche Mineral kann niemals erst eine Bildung der Verwitterung oder Infiltration sein! Aber auch auf den Calcit ist diese Schlußfolgerung auszudehnen, zunächst soweit er mit Ankerit eng vergesellt oder vikariierend auftritt, wie das sehr vielfach der Fall ist. Weiter ist er aber auch sonst oft in einem so innigen Verband mit anderen Gemengteilen — insbesondere mit Albitporphyroblasten! —, daß es unmöglich wird, ihm einen ganz andersartigen — zeitlich und genetisch! — Ursprung zuzuschreiben als diesen. Ist somit eine Entstehung durch Verwitterung bei sehr vielen unserer Gesteine unbedingt ausgeschlossen, so nicht minder eine primäre Zugehörigkeit bei ebenfalls sehr vielen: nämlich allen Abkömmlingen von Erstarrungsgesteinen, in welchen ja Karbonate als primäre Gemengteile im allgemeinen nichts zu suchen haben. Aber auch in manchen Sedimentabkömmlingen weist die Art ihres Auftretens auf spätere Bildung unter Stoffzufuhr: besonders wieder, wenn sie als Porphyroblasten ähnlich den Albiten, wohl auch mit diesen verzahnt und durch wechselseitige Einschlüsse verknüpft, das Gefüge abschneiden und in Resten umschließen. Letztere pflegen allerdings im Calcit sich durch sehr unvollkommene Erhaltung auszuzeichnen; um so schöner können sie im Ankerit sein — bildet dieser doch die wunderbarsten Intergranularskelette, die neben denen des Granats überhaupt in unseren Gesteinen vorhanden sind. Es bleiben lediglich einige Phyllite (Brennkogeldecke, Matreier Zone, Obere Schieferhülle) und Karbonatquarzite (Brennkogeldecke, N-Rahmen) übrig, wo das Karbonat wahrscheinlich primär mitsedimentiert ist;<sup>222)</sup> ohne daß dies jedoch auf alle oder auch nur die Hauptmenge der Gesteine gleicher Art mit einiger Wahrscheinlichkeit verallgemeinert werden könnte. (Selbst lagenweise Wechsellagerung ist kein unbedingter Beweis dafür; wenn sie auch in vielen Fällen auf Sedimentation zurückgehen wird, so kann sie doch auch möglicherweise dadurch zustande kommen, daß eingedrungenes Karbonat nach der besten Wegsamkeit wandert!)

Läßt sich somit in wohl der Mehrzahl der Fälle sowohl ein primärer Karbonatgehalt ausschließen, als auch seine Entstehung durch Verwitterung, so bleibt nur die Möglichkeit einer Zufuhr gelegentlich der Metamorphose. Dabei wird in sehr vielen Fällen bloß  $\text{CO}_2$  zugeführt worden sein und mit den silikatischen Bestandteilen reagiert haben — ohne daß indessen sicher zu sagen wäre mit welchen. In anderen Fällen mag wohl auch fertiges  $\text{CaCO}_3$  gewandert sein; insbesondere dort, wo solche Wanderung über kurze Strecken möglich war, d. h. in allen Gesteinen aus der unmittelbaren Nachbarschaft von Kalkglimmerschiefern, ist wohl in erster Linie an sie zu denken. Aus dem Gefügebild möchte man auf diese Art des Vorgangs besonders dort schließen, wo das ganze Gesteinsgefüge durch Karbonat abgeschnitten und ersetzt ist, z. B. Muskowit- ebenso wie Quarzlagen (vgl. z. B. S. 64), ohne Rücksicht darauf, ob überhaupt die betreffenden Mineralien sich an einer Reaktion beteiligen können, die zur Bildung von Calcit führt.

Fragen wir nun wieder nach der Verbreitung der Karbonatisierung, so kann die Antwort nur lauten: in fast allen Gesteinen von der Granatspitzhülle aufwärts; lediglich in deren tiefstem Gliede (Amphibolit + Peridotit<sup>222a)</sup>) und ebenso im Zentralgneis selbst fehlt sie ganz. In den Riffldecken sind nur manche Gabbroamphibolite und der Hochweißfeldgranit — nicht aber dessen Einschlüsse! — ausgenommen; während in anderen Orthogneisen hier sogar ungewöhnlicher Reichtum an Karbonat auftreten kann; in den Paragesteinen tritt dasselbe hier zurück. Um so größer ist seine Bedeutung dafür in solchen der Brennkogeldecke — allerdings ohne daß daraus stets auf Zufuhr geschlossen werden müßte. In den nichtkarbonatischen Gesteinen der Oberen Schieferhülle tritt Karbonateinwanderung auf, aber im ganzen auffallend selten. Um so allgemeiner verbreitet ist sie dann wieder in den Gesteinen des N-Rahmens, wogegen sie in der Matreier Zone allgemein höchstens geringfügig bleibt. — Weitere Unterschiede in der geographischen Verteilung sind hier nicht augenfällig.

Sehr bemerkenswert ist die häufig enge Verknüpfung der Karbonate mit den eingewanderten Albiten, die vielfach bis zu gegenseitiger Umschließung der beiden Mineralien führt (S. 104). Sie scheint den besten Anhaltspunkt für eine zeitliche Festlegung der Karbonateinfuhr zu liefern: auch sie muß ungefähr gleichzeitig mit der Na-Zufuhr, am und nach dem Ende der tektonischen Großbewegungen erfolgt sein. (Daß auch in vielen Schlifften neben neugebildeten Albiten Karbonat fehlt, ist kein Einwand: die Bedingungen mußten ja nicht überall für ein Wegfangen der Alkalien und der  $\text{CO}_2$  gleich günstig liegen! Außerdem kann fertig gebildetes  $\text{CaCO}_3$  auch noch seinerseits auf Wanderschaft gehen!)

<sup>221)</sup> Ähnlich z. T. im Engadin; vgl. 116, S. 96—97; ferner im Kristallin der Westkarpathen nach Zoubek 220.

<sup>222)</sup> Von reinen Karbonatgesteinen und Kalkglimmerschiefern natürlich abgesehen! Denn wenn Schwinner (191a, S. 314, Fußnote) neuerdings auch für die Hauptmasse dieser letzteren Karbonatzufuhr in Erwägung zieht, so sehen wir dafür keine Notwendigkeit; im Gegenteil wird schon angesichts der riesigen Massen, die da in Frage kommen: von Genua bis zum Katschberg — zumal große Teile von ihnen viel weniger kristallin sind als z. B. im Glocknergebiet! — ein solcher Vorgang ganz unwahrscheinlich. Auch ist die große Masse der Kalkglimmerschiefer doch einigermaßen stratigraphisch horizontierbar — im Westen wie in den Tauern! Einzelne lithologische Übergänge usw. mögen wohl auf dem Wege der Karbonatzufuhr zustande kommen; vgl. Angels „Kalkglimmerschiefer 2. Art“. Die große Masse dieser Gesteine aber — mindestens in ihren tieferen Teilen (vgl. S. 294) — kommt viel mehr als Ausgangsgebiet denn als Ergebnis solcher Wanderungen in Frage!

<sup>222 a)</sup> Aber in Talkschiefern, die aus solchem hervorgehen, kann Ankerit sehr reichlich auftreten!

Was für Reaktionen speziell der Festlegung der  $\text{CO}_2$  dienten, ist schwer zu ermitteln. Ca-reiche Plagioklase dürfte sie im allgemeinen nicht mehr angetroffen haben: sie waren schon vorher zerfallen. Epidotminerale kommen kaum in Frage — sie sind ja sehr widerstandsfähig gegen Zersetzungsvorgänge bei relativ niederen Temperaturen, durch die sie selbst so häufig erst entstehen! Es bleiben also als Ca-Spender nur einerseits die Hornblenden, andererseits Granat — soweit er einen nennenswerten Ca-Gehalt besitzen sollte — übrig. Aber bestimmte Beziehungen des Karbonats zu diesen Mineralien sind nicht erkennbar! Immerhin wäre daran zu denken, daß z. B. die Karbonatreaktion die diaphthoritische Umbildung der genannten Mineralien zu Chlorit begleitet; freilich müßte dann wohl sehr oft das entstandene Karbonat für sich noch weiter gewandert sein. Aber wie steht es in Orthogneisen usw., die ja gewöhnlich weder Hornblende noch auch Ca-reiche Granaten besitzen? Hier tappt man bezüglich einer karbonaterzeugenden Reaktion noch mehr im Dunklen; wieder ein Gesichtspunkt mehr, um eine Wanderung der fertigen Karbonate in Betracht zu ziehen.

Ebenso wie zur Albitisierung, läßt sich auch zur Karbonatisierung ein Beispiel der Imprägnation von Gängen aus anführen: die große unzugängliche Prasinitwand nördlich unter dem Teufelskampkees ist durch mehrere, in der Falllinie verlaufende, härtere Rippen gegliedert; die Mitte dieser Härtezonen bildet eine ankeritische Kluft. Nach einer ähnlichen Beobachtung am Fuß des Glocknerwandkamp (einmal auch an der Freiwand) ist der Prasinit neben einer solchen Kluft reicher an Karbonat als die übrige Masse und durch diese späte Imprägnation gefestigt. Wie bei der Albitisation dürften also auch bei der Karbonatisierung ähnliche Lösungen, wie sie früher eine mehr diffuse Durchtränkung hervorgerufen hatten, zum Schluß nur mehr an Klüften zirkuliert sein, von denen aus sie nur mehr schmale Zonen imprägnieren konnten.

#### e) Turmalinisierung?

Von manchen Petrographen, z. B. von *Weinschenk*, wurde der in kristallinen Schiefen, insbesondere auch der Tauernhülle, weitverbreitete Gehalt an mikroskopischem idiomorphem Turmalin als sicherer Beweis pneumatolytischer Stoffzufuhr angesehen. Tatsächlich hat derselbe fast nie Formen, die auf eine allothigene, klastische Komponente schließen ließen. Indessen haben vor einigen Jahren *Goldschmidt* und *Peters* (139) zeigen können, daß marine tonige Sedimente Bor speichern; womit eine Möglichkeit zur Turmalinbildung auch ohne Stoffzufuhr gegeben erscheint.

Wenn also der Turmalin — soweit er nicht unmittelbar an Pegmatite und andere Gesteine, bzw. Mineralaggregate (Erzgänge!) gebunden, in denen er als juvenile Bildung ohne weiteres daseinsberechtigt ist; von solchen Fällen (z. B. S. 239) soll hier nicht weiter die Rede sein — auf die oben angedeutete Quelle zurückgeht, so möchte man zunächst erwarten, daß seine Menge einigermaßen der sedimentierten Tonsubstanz proportional wäre; oder, im Falle metamorpher Gesteine, der Menge der aus jener entstandenen Glimmer und Chlorite. Das ist nun offensichtlich nicht der Fall: schon bei verschiedenen, einander sonst — auch im Glimmergehalt! — durchaus ähnlichen Schliften eines und desselben Gesteins kann die Menge des Turmalins stark schwanken, derart, daß im einen Schliff überhaupt keiner zu sehen ist, während man im zweiten fort und fort auf ihn stößt. So ist es z. B. in den grünlichen Quarzphylliten der Matreier Zone. Es gibt dann aber auch Gesteine, in welchen seine Menge überhaupt ein Vielfaches ausmacht — ohne daß wesentlich größerer Glimmerreichtum dafür haftbar gemacht werden könnte — von dem in anderen üblichen Maße: so gehört er in den Granatmuskowitschiefern — sowohl der Granatpitzhülle s. str. wie der Oberen Schieferhülle — stets zum normalen Gesteinsbestand, während er in den benachbarten, doch auch sehr glimmerreichen dunklen Phylliten der Granatpitzhülle lange nicht so hervortritt.

Sehen wir dann noch ab und zu den Turmalin massenhaft auftreten in einem Gestein, wo er an und für sich nichts zu suchen hat, z. B. im Prasinit des Gaissteins (S. 155) oder im Serpentin der Brennkogelmasse (S. 188), so drängt sich doch die Überzeugung auf, daß  $\text{B}_2\text{O}_3$  gewandert ist. Dazu kommt, daß jener mit Vorliebe eingebettet in Glimmer liegt, welche vermöge des Tonerdeüberschusses ein geeignetes Fällungsmittel darstellen (vgl. *Goldschmidt* 138, S. 137; ferner *Cornelius* 116, S. 66).

Allerdings wird man nun auch nicht ohne weiteres jeglichen Turmalin auf juvenile Stoffzufuhr deuten dürfen. Wir können zunächst nur sehen, daß  $\text{B}_2\text{O}_3$  gewandert ist — nicht wo es herkam; und es kann sich sehr wohl um einen primär in den tonigen Sedimenten gleichmäßig verteilten Gehalt handeln, der sich unter dem Einfluß der einwirkenden Faktoren in bestimmten Lagen stärker konzentrierte, gegebenenfalls auch z. T. in ganz andere Gesteine übersiedelte<sup>223</sup>) (vgl. unten, S. 294).

Tatsächlich liegt auch der Zeitpunkt der Turmalinbildung früher als der der übrigen Stoffzufuhr: fertige Turmalinkristalle sind oft z. B. in Albiten eingeschlossen. Das spricht also wohl dafür, daß die  $\text{B}_2\text{O}_3$ -Zufuhr — soweit eine solche stattfand — mit der Albitisierung nichts mehr zu tun hatte.

Von den Turmalinadern im Zentralgneis (S. 27) sei hier nicht mehr die Rede; ebensowenig von den zweifellos sehr jungen Turmalin-Ankeritadern der nördlichen Rahmenzone (S. 239).

<sup>223</sup>) Auch *Zoubek* (220, S. 238) hat für die W-Karpathen als möglich angenommen, daß das im dispersen Zustande anwesende Bor während der Durchbewegung in Gestalt von Turmalin konzentriert wird.

### ζ) Verknüpfung und Herkunft der Stoffzufuhr.

Wir haben gesehen, daß die drei wichtigsten Stoffzufuhren: Na (Albit), K (Biotit),  $\text{CO}_2$  (Ankerit, Calcit), auch soweit sie nicht unmittelbar miteinander gekoppelt auftreten, im großen und ganzen in die gleiche Zeit fallen. in den postkinematischen Schlußabschnitt der Gesteinsumwandlung. Dies legt die Vermutung nahe, daß zwischen ihnen eine engere Beziehung besteht. Im allgemeinen wird ja angenommen, daß die Zufuhr der Alkalien in Silikatform vor sich geht; ob das richtig ist, können wir natürlich nicht sagen. Wir möchten da nun die Frage aufwerfen, ob nicht vielleicht wenigstens ein Teil des Na in anderer Form zugewandert ist: nämlich als  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ . Die erwähnte häufige Verknüpfung mit Karbonaten legt eine solche Vermutung nahe, wenn sie sich auch leider nicht sicher erweisen läßt.<sup>224)</sup>

Wenn sie richtig ist, so liegt die weitere — übrigens grundsätzlich von der ersten unabhängige! — Annahme nahe, daß nicht nur Zufuhr erfolgt ist, sondern ein Austausch: daß an Stelle der zugeführten Alkalien andere Basen abgewandert sind. (Im Falle anderer Metasomatosen, z. B. bei Karbonatgesteinen, ist dies ja auch nicht anders!) Was für welche — das ist am besten zu übersehen bei der so vielfach durch Dünnschliffe belegten Aufzehrung von Kaliglimmer durch Albit: hier kann nur K an Stelle von Na in Lösung gegangen sein! Ein überraschendes Ergebnis, wenn wir bedenken, daß anderwärts — mitunter aber auch im gleichen Gestein — auch K zugeführt worden ist. Aber, fragen wir weiter, kann denn nicht gerade dasselbe K, das, an der einen Stelle durch Na verdrängt, in Lösung ging, an einer anderen seinerseits mit Hornblende oder Chlorit reagiert haben und in Biotit festgesetzt worden sein? Daß dies teilweise geschehen konnte — für diese Annahme ist keine Schwierigkeit zu finden; aber alles verdrängte K ist auf diese Weise nicht unterzubringen. Denn die Neubildung von Albit reicht weiter — mindestens allgemeiner — gegen die (tektonische Ur-) Oberfläche des Gebirges empor als die Biotitisierung. Oder dürfen wir auch in Muskowitneubildungen (eventuell in gefüllten Feldspaten) gebundenes K als bei der Albitisierung verdrängt auffassen? Da besteht die Schwierigkeit, daß die Einwanderung von (selbständigem) Muskowit meist wohl während der Durchbewegung stattgefunden hat, die Albitisierung nachher; freilich müssen beide Vorgänge durchaus nicht überall gleichzeitig im strengen Sinne des Wortes erfolgt, bzw. zu Ende gekommen sein! Auch bezüglich der gefüllten Feldspate — falls in ihnen K-Zufuhr von außen wirksam war! — besteht die Schwierigkeit, daß sie dort, wo Albitisierung im gleichen Gestein auftritt, älter sind als diese; aber auch das besagt nichts für ihr Auftreten in anderen tektonischen Lagen. Man kann sich beide Erscheinungen sehr wohl als allmählich gegen die Oberfläche vorrückende Fronten vorstellen (vgl. dazu die Vorstellung Wegmanns [209] über Fronten der einzelnen bei Migmatitbildung wandernden Stoffe!).

Diese Vorstellung wechselseitiger Verdrängung verringert einerseits die Stoffmengen, die wir uns auf Wanderschaft denken müssen; und andererseits beseitigt sie die Schwierigkeit, daß bloße Stoffzufuhr zu einer ungeheuren Schwellung<sup>225)</sup> der betroffenen Gesteinskörper führen müßte (vgl. 138, S. 121) — einer Schwellung, von der die Beobachtungen nichts zeigen.

Auch bei anderen Stoffzufuhren wird es sich eher um einen Austausch handeln; nur ist das Wie? da nicht so leicht zu erkennen. Bei der Karbonatisierung zeigen die Schliiffbeobachtungen ja vielfach ganz deutlich, daß andere Mineralien verdrängt worden sind (vgl. S. 64).

Es erhebt sich nun die Frage nach der Herkunft der zugeführten Stoffe. Im allgemeinen pflegt sie von allen Forschern, die bisher in den Tauern eine Stoffzufuhr angenommen haben, auf den Zentralgneis bezogen zu werden; z. T. — Becke (94), Angel (85 u. a.) — unter speziellem Hinweis auf Goldschmidts Erfahrungen in Norwegen. Es entspricht ja einer vielfältig und in den verschiedensten Gebieten der Erde gemachten Erfahrung, daß von großen Massen granitischer Gesteine alle möglichen Stoffwanderungen ihren Ausgang nehmen; es ist also nur naheliegend, daß man sie auch in unserem Falle mit ihnen verknüpfen möchte. Chemisch ist das sicherlich möglich; ob es auch geologisch möglich ist — das wurde bisher noch nie näher untersucht.<sup>226)</sup>

Tatsächlich ist es geologisch unmöglich — mindestens in dem größten Teile des hier untersuchten Gebietes. Es sei ganz abgesehen von der Altersstellung des Zentralgneises; so sehr unsere Befunde auch für ein höheres Alter desselben zu sprechen scheinen — wir sind uns bewußt, daß dieselben vielleicht nicht maßgebend sind und betrachten die Frage als offen (vgl. S. 273 f.). Aber die oben skizzierte räumliche Verteilung der Stoffzufuhr ist wohl unvereinbar mit einer Ableitung von dem Zentralgneis. Es wäre doch nicht zu verstehen, daß die Na-Zufuhr zwar ganz lokal (S. 21) in den Hangendpartien des Zentralgneises zur Geltung gekommen wäre, dann aber durch den ganzen basalen Amphibolitzug hindurch wenig oder nicht, stark erst an dessen Hangendgrenze. Man mag einwenden, daß der Amphibolit zum Abfangen von Na weniger

<sup>224)</sup> Glücklicherweise dürfte sie experimenteller Nachprüfung zugänglich sein: das Studium der Einwirkung wässriger  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ -Lösung auf Kaliglimmer + Quarz (eventuell auch andere Bodenkörper) bei Temperaturen um  $300^\circ$  (eventuell auch darüber) sollte einem entsprechend ausgestatteten Laboratorium keine unüberwindlichen Schwierigkeiten bieten!

<sup>225)</sup> Unbeschadet der von Goldschmidt in Rechnung gestellten — übrigens rein hypothetischen — Kompressibilität! Denn wenn eine solche besteht, besteht sie erstens auch für andere Gesteine, die aus den gleichen Silikaten zusammengesetzt sind; und zweitens muß die Schwellung zur Geltung kommen in dem Maße als Druckentlastung eintritt.

<sup>226)</sup> Die Ausführungen von F. E. Suess (199) — die sich bezüglich des Zentralgneises und seines Verhältnisses zur alpinen Metamorphose vielfach mit unserer Stellungnahme berühren — erschienen erst nach Abschluß dieses Abschnittes.

geeignet ist (wenn schon der Fall immerhin auch vorkommt!). Aber dann ist es erst nicht zu verstehen, daß auch im N-Teil der Granatspitzhülle zunächst verhältnismäßig wenig albitisierte Glimmerschiefer usw. herrschen, erst gegen das Hangende die Albitisierung überhand nimmt und erst im Bereich der Riffldecken — 500 bis 1000 m über der Zentralgneis-Hangendgrenze! — ihr Maximum erreicht. Andererseits geht starke Albitisierung auch noch hinaus bis in die Schiefer des N-Rahmens bei Kaprun, d. h. etwa 15 km vom sichtbaren Zentralgneis; näher als von diesem liegt da doch wohl eine Herleitung aus unbekannter Tiefe! — Ähnlich steht es im Fall der Biotitierung. Notwendigerweise auf den Zentralgneis zu beziehen ist sie nur in dem stark biotitisierten Saum längs dessen Kontakt mit dem basalen Amphibolitzug. Aber dieser Saum mißt günstigenfalls nach Dezimetern (S. 37); und im übrigen hat schon der Amphibolit nur mehr wenig abbekommen — und zur K-Aufnahme war er doch gewiß in vollkommenem Maße geeignet! Dafür setzt sie dann plötzlich an seiner Hangendgrenze stark ein — vollkommen unverständlich, wenn das K aus dem Zentralgneis kommt. — Daß auch die diffuse Turmalinführung vieler Gesteine keineswegs auf juvenile Zufuhr — und mithin auch nicht auf den Zentralgneis — gedeutet werden muß, sei hier nur kurz in Erinnerung gebracht (vgl. S. 292).

Der Zentralgneis kommt also als Lieferant für den größten Teil der Stoffzufuhr nicht in Frage. Daß sie auch mit der aplitischen Durchdringung in den Riffldecken nicht in Zusammenhang steht, wurde bereits betont (S. 90). Was aber dann?

Es bleibt für den größten Teil des untersuchten Bereiches nur übrig, daß die Zufuhr aus noch tieferen, heute noch nicht aufgeschlossenen Zonen herkommt. Das mag nicht sehr befriedigend klingen; aber schließlich müssen wir uns damit abfinden, daß überall auf Erden unter dem, was wir kennen, sehr viel mehr liegt, was wir nicht kennen, und wir müssen die Einwirkungen dieses Unbekannten in Rechnung stellen.

Wir könnten also einmal an tieferliegende granitische Massen, bzw. Granitisierungsbereiche: *Wegmanns* „Migmatitfront“ (209), denken (wovon die sichtbaren Zentralgneismassen, falls sie jung sind, ja „Ausstülpungen“ — wenn auch relativ alte — darstellen mögen). Der Einwirkungsbereich von solchen kann sich ohne weiteres über das ganze Tauerngebiet — und noch darüber hinaus — erstrecken; und es macht gewiß keine Schwierigkeiten, von ihnen die zugeführten Stoffe abzuleiten. Nur die CO<sub>2</sub>-Zufuhr ist in diesem Ausmaß wenigstens aus klassischen Granitisierungsgebieten — Finnland; Kaledoniden von Skandinavien und Ostgrönland usw. — nicht bekannt.

Es ist aber andererseits vielleicht gar nicht nötig, unmittelbar magmatischen Ursprung anzunehmen für eine Stoffzufuhr wie sie in unserem Falle vorliegt — die ja bei aller Intensität noch lange nicht die Bilder liefert wie sie anderwärts als Migmatitisierung, Granitisierung usw. beschrieben worden sind. Mit jeder Orogenese großen Stils ist ja notwendigerweise (vgl. 116, S. 321) eine Versetzung großer, unter Oberflächenbedingungen entstandener, bzw. durch Jahrmillionen hindurch an sie angepaßter Gesteinsmassen in tiefere Zonen der Erdkruste verbunden: d. h. unter die Einwirkung wesentlich höherer Temperatur auch schon in dem Fall, daß unmittelbare Berührung mit Magma nicht stattfindet. Eine solche Temperaturerhöhung muß aber nicht nur zur Einstellung der Mineralbestände auf neue Gleichgewichte führen — das, was man gemeinhin unter Metamorphose versteht —, sondern sie muß auch dazu führen, daß die unter Oberflächenbedingungen aufgenommenen flüchtigen Stoffe bestrebt sein werden auszuwandern; sobald wenigstens eine bestimmte Temperaturgrenze überschritten wird, die wir vermutungsweise in die Nähe der kritischen Temperatur des Wassers, also um 350–400°, setzen können. Denn Wasser wird dabei immer in erster Linie in Betracht kommen; doch wird es nie allein abwandern, sondern stets als gesättigte Lösung, zumal es ja bei den genannten Temperaturen in hohem Grade auf Silikate einzuwirken befähigt ist. Es erscheint durchaus plausibel, daß auf diese Weise eine Wanderung von Alkalien (eventuell auch anderen Stoffen) in Gang kommen kann, die demnach keineswegs irgend welchem Magma entstammen müssen, sondern nur irgend welchen tiefversenkten, tektonisch begrabenen Gesteinsmassen. Es wäre dann allerdings zu erwarten, daß anderwärts in entsprechend tiefer aufgeschlossenem Gebirge auch gelegentlich Gesteine — nicht notwendig magmatischer Herkunft! — einen entsprechenden Alkalifehlbetrag erkennen ließen; daß man sie bisher nicht gefunden, kann einmal darauf beruhen, daß man sie auch nicht gesucht hat, andererseits auf der Schwierigkeit, einen solchen Fehlbetrag überhaupt zu erkennen (vgl. S. 286).

Auf Grund dieser Betrachtungsweise ebensogut zu deuten wie bei unmittelbar magmatischer Herleitung ist die CO<sub>2</sub>-Zufuhr. Ganz zweifellos gehen ja die Kalkglimmerschiefer (und andere mesozoische Karbonatgesteine) noch weit unter die heutige Oberfläche hinab; auch unabhängig davon, ob die Deckentheorie bezüglich der Zentralgneise und ihrer Umhüllung durch Mesozoikum vollkommen recht hat! Und es ist von vornherein keineswegs unwahrscheinlich, daß jene bis in eine Tiefe hinabreichen, wo CaCO<sub>3</sub> unter Neubildung von Silikaten zersetzt wird. Dabei muß aber CO<sub>2</sub> frei werden. Dagegen eingewendet werden könnte höchstens, daß im penninischen Deckengebiet der Westalpen, wo entsprechend tief begrabene Kalkgesteine tatsächlich (Simplongebiet!) nachgewiesen sind, eine entsprechende Karbonatisierung in höheren penninischen Decken nicht bekannt ist (nach manchen Anzeichen, die ich in Wallis und Piemont beobachten konnte, scheint solche jedoch immerhin vorzukommen, wenn sie auch das aus den Tauern geläufige Höchstausmaß anscheinend nicht erreicht (H. P. C.; vgl. auch 116, S. 318).

Es gibt aber auch noch andere Möglichkeiten, die CO<sub>2</sub>-Zufuhr zu erklären; z. B. die Oxydation von dunklem (graphitischem usw.) Pigment (vgl. *Mohr* 160 und *Angel* 80). Als Oxydationsmittel kommt wohl

nur dreiwertiges Eisen in Betracht, über dessen Herkunft man sich bekanntlich den Kopf nicht zu zerbrechen braucht. Tatsächlich sind einzelne Fälle von Entpigmentierung schon in dem aufgeschlossenen Bereich, und sogar in dessen höchsten tektonischen Elementen, beobachtet (S. 237). Man kann sich leicht vorstellen, daß der Vorgang mit steigender Temperatur nach der Tiefe zu eine viel größere Rolle spielen wird.

Endlich hat *Zoubek* auf die in den Poren granitischer Quarze eingeschlossene  $\text{CO}_2$  hingewiesen, die bei Durchbewegung wenigstens teilweise in Freiheit gesetzt wird und auf Wanderschaft gehen kann; er glaubt, darin eine Möglichkeit zur Erklärung der Karbonatisierung in kristallinen Gesteinen der Westkarpathen zu erkennen (220).

Wie man sieht, sind für eine Stoffzufuhr auf „pseudojuvenile“ (*Mohr* 161) Wege verschiedene Quellen verfügbar. Es ist vielleicht nicht unwahrscheinlich, daß fallweise die eine oder die andere oder auch mehrere vereinigt wirksam waren.

\* \* \*

Von der Möglichkeit, daß auch andere Stoffe wandern, wurde bisher abgesehen. *Goldschmidt* (138) nimmt z. B. auch für das in Epidot gebundene Ca Zufuhr an. Nun ist in unseren Gesteinen Epidot (bzw. Zoisit oder Klinozoisit) eines der allerverbreitetsten Mineralien; es sind nur wenige Schiffe, denen er fehlt. Und tatsächlich scheint es in einigen Fällen, z. B. im Scharkogelgneis (S. 65) oder in manchen sedimentogenen Glimmerschiefern, wo er in Menge auftritt, recht verlockend, seine Bildung unter Ca-Zufuhr anzunehmen. Doch fehlt es vorläufig an Kriterien, um die Frage sicher zu entscheiden; ohne umfassende analytisch-chemische Untersuchungen wird sie wohl nicht lösbar sein. Und so mag sie denn einstweilen auf sich beruhen.

Daß es jedoch auch Fälle gibt, in denen zugewandertes Ca in anderer Form<sup>227)</sup> festgelegt wurde, möge der folgende, einem Spezialproblem gewidmete Abschnitt zeigen.

η) Zur Entstehung der Chlorit-, Talk- und Strahlsteinbildungen an Serpentinrändern.

In allen Einheiten, wo Serpentinesteine auftreten, sind uns auch die genannten Bildungen begegnet (S. 39, 84, 181, 193). Sie sind auch anderwärts sehr häufig mit jenen verknüpft, in metamorphen Gebieten der Alpen — insbesondere der Tessiner Alpen (76, 97, 147, 165), aber auch im Altkristallin der Ostalpen, z. B. Schobergruppe (45, S. 169) oder Gleinalpe (80) — ebenso auch in außeralpinen Gebieten (169; hier auch einige weitere Literaturangaben).

Bemerkenswert ist die häufige Entwicklung dieser Bildungen in Gestalt konzentrisch angeordneter Schalen, wie auch wir sie in einzelnen Fällen getroffen haben. Die vollständige Entwicklung ist nach *Read* (169) u. a.: Kern von Peridotit, bzw. Antigoritfels—Talkschale—Aktinolithschale—Chloritschale—Biotitschale, welche gegen das Nebengestein scharf abgesetzt (nachträgliche tektonische Ablösung!) oder mit ihm unlösbar verbunden sein kann. Der Kern kann auch fehlen; ebenso kann die eine oder andere Schale unterdrückt sein (insbesondere die Chloritschale); die Reihenfolge aber bleibt im allgemeinen dieselbe. Dies gilt, soviel wir sehen können, für alle bisher bekannten Vorkommen dieser Art, mit nur geringen Abweichungen.<sup>228)</sup>

Eine Deutung dieser Gebilde ist bisher wesentlich auf zwei Wegen versucht worden:

Einmal wird angenommen — *L. Hezner* (147); *P. Niggli* (165, S. 146 f.); *F. Angel* (45, 80) u. a. —, daß eine primäre, auf magmatischer Differentiation beruhende Anlage nachträglich, unter wesentlicher Erhaltung des Stoffbestandes der Metamorphose erlag. Dafür spricht, daß sich zu gewissen Gliedern — Aktinolithgesteine mit oder ohne Talk! — tatsächlich chemische Analoga unter den Massengesteinen nachweisen lassen: Pyroxenite, Hornblendite; auch daß (*E. Diehl* 124 a, S. 337) in manchen ähnlichen Talkgesteinen Reste primärer Mineralien — bräunliche Hornblende, Biotit — vorkommen, die dem benachbarten normalen Serpentin fremd sind; ferner daß pyroxenitische Gesteine manchmal den Beginn einer Umwandlung erkennen lassen (S. 40), die, zu Ende geführt gedacht, tatsächlich zu Tremolit-, bzw. Strahlsteinfelsen führen könnte; endlich daß *Ambühl* (76) im Gotthardmassiv solche Gesteine in ausgesprochenen Gängen gefunden hat. Andererseits spricht gegen diese Erklärung, daß auch ihre Verfechter zu manchen der oben genannten Gesteinstypen (Biotit- und Chloritschiefer) kein chemisch gleiches, nichtmetamorphes Ausgangsmaterial aus der Reihe der Erstarrungsgesteine namhaft machen können. Ferner das Vorkommen des obigen Schalenbaues — wenn auch meist in reduzierter Ausbildung — auch um ganz kleine, sicher tektonisch geformte Linsen (vgl. oben, S. 193, 194; ferner *Read* a. a. O.), wo von einer magmatischen Differentiation konzentrischer Schalen keine Rede sein kann — fällt doch die Ausbildung der Linsenform in eine Zeit, da längst kein magmatischer Zustand mehr vorhanden war; auch die allem Anschein nach nachtektonische Kristallisation mindestens eines Teiles der obigen Schalenfolge — radial angeordnete Strahlsteinbüschel! — darf man wohl hier anführen. Ferner wächst der Strahlstein mitunter (vgl. S. 192 u. a.) in Calcitaggregate hinein, die wohl nur dem sedimentogenen Nebengestein entstammen können. Und endlich ist die ganze Erscheinung, soviel sich übersehen läßt, ausschließlich beschränkt auf ausgesprochen metamorphe Gebiete; läge ihr eine vormetamorphe, magmatische Differen-

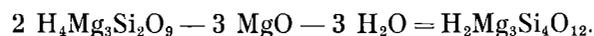
<sup>227)</sup> Ganz abgesehen ist von der Zuwanderung von Ca in Form von fertigem Karbonat; vgl. oben, S. 291.

<sup>228)</sup> Von dem selbständig an den Serpentinrändern auftretenden Chloritschiefer mit Magnetitporphyroblasten ist dabei abgesehen.

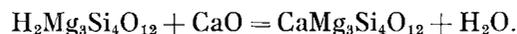
tiation zugrunde, so müßte man erwarten, daß eine entsprechende Anordnung der nichtmetamorphen Ausgangsgesteine auch an den zahlreichen Serpentinlinsen nicht oder ganz schwach metamorpher Gebiete, z. B. des nördlichen und mittleren Graubündens, mit einer gewissen Regelmäßigkeit auftreten würde. Das ist aber unseres Wissens nicht der Fall.

Somit spricht die größere Wahrscheinlichkeit für die andere Auffassung: daß die fraglichen Gesteine durch Stoffaustausch aus dem Serpentin, bzw. Peridotit hervorgehen;<sup>229)</sup> wie das *Bossard* (97, S. 68), *Read* (169) und neuerdings *Leitmeier* (154 a) annehmen. Freilich, ganz ohne Schwierigkeiten ist sie auch nicht. *Niggli* (165, S. 146) hat für das Gotthardgebiet angewendet, daß die anstoßenden Paragneise am Kontakt nirgends stoffliche Änderungen erkennen ließen; ferner (S. 149), daß die Peridotite im Tessin z. T. so jung sind, daß ihnen Injektion in der Nachbarschaft — wie sie *Read* in seinem Untersuchungsgebiet (und ähnlich *Leitmeier*) für den Stoffaustausch verantwortlich macht — nichts mehr anhaben konnte, weil sie viel älter ist. Letzteres gilt, je nach der Altersstellung, die wir dem Zentralgneis zuteilen, vielleicht auch in unserem Gebiet — wohl mit Ausnahme der Vorkommen um die Peridotite, die mit dem basalen Amphibolitzug zusammenhängen, der ja auf alle Fälle älter ist als der Zentralgneis. Eine andere Schwierigkeit scheint sich daraus zu ergeben, daß die in Rede stehenden Bildungen vom Nebengestein weitgehend unabhängig sind: sie finden sich im Kontakt mit Kalkglimmerschiefer (S. 193) ganz ähnlich wie mit Silikatgesteinen. Allerdings ist die Ausbildung in Einzelheiten verschieden: Biotithüllen sind auf den letztgenannten Fall beschränkt, aber auch da nur teilweise (S. 41) vorhanden; ausgesprochene Chloritschiefer scheinen im Kontakt mit Karbonatgesteinen nicht vorzukommen (wohl aber mit Prasinit!).

Wie man sich den Stoffaustausch im einzelnen vorstellen kann, sei nur kurz angedeutet — nicht um eingehenderen Untersuchungen vorzugreifen, sondern um zu solchen anzuregen! Es ist vielleicht nicht unwahrscheinlich, daß jener in mehrere Phasen zerfällt: zuerst eine synkinematische, mit Abtransport von MgO unter dem Einfluß von Differentialbewegung;<sup>230)</sup>



So kann man sich es vorstellen, daß der Serpentin zu Talk „ausgeschmiert“ wird, wie das ja gelegentlich unmittelbare Beobachtung zu ergeben scheint (S. 39). Für die Selbständigkeit dieses Vorgangs spricht auch, daß sein Verbreitungsgebiet größer ist als das der zweiten Phase: Talkschiefer kommen auch für sich allein vor (S. 39, 193) — auch in Gebieten, wo die folgenden Umsetzungen überhaupt ausbleiben. Diese bestehen zunächst in weitester Verbreitung in einer Aufnahme von Ca, welche ja den Übergang von Talk zu Strahlstein sehr einfach gestaltet:



Weniger allgemein ist es auch zu einer Aufnahme von  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — bzw. zu einem Austausch derselben gegen  $\text{SiO}_2$  und  $\text{MgO}$  — gekommen in den Chloritschiefern — soweit dieselben überhaupt in diesen Zusammenhang hineingehören! — (allerdings dürfte wohl auch der Strahlstein kleine Mengen  $\text{Al}_2\text{O}_3$  erhalten haben!). Die — in unserem Gebiet seltene! — Biotitschieferbildung ist vielleicht erst auf nachträgliche Veränderung von Chloritschiefern durch K-Zufuhr — entsprechend oben (S. 290)! — zurückzuführen.

Alle diese Reaktionen — vielleicht mit Ausnahme der letzten — gehen wohl ohne weite Wanderungen vor sich, mehr als Anpassung eines Minerals von extremem Chemismus an den durchschnittlichen der Umgebung, wie er die Zusammensetzung der Lösung bestimmt, die auf dem Intergranularnetz zirkuliert. Nicht nur ein einzelnes Mineral — vgl. das oben (S. 284) zur Frage der inversen Zonenfolge der Plagioklase Gesagte — auch ein ganzer Gesteinskörper muß ja das Bestreben haben, im Verlaufe metamorpher Vorgänge sich mit dem Chemismus seiner Umgebung ins Gleichgewicht zu setzen; auf diese Stoffunterschiede ausgleichende Tendenz wurde ja auch von *Becke* (93) schon hingewiesen. Und daß sie im einen Falle mehr, im anderen weniger zur Geltung kommen wird, ist leicht verständlich: handelt es sich doch um Verbindungen von sehr verschiedener Zusammensetzung und entsprechend verschiedener Reaktionsfähigkeit; letztere wäre eben beim Talk — unter den in Frage kommenden P. T.-Bedingungen! — besonders groß, wenn unsere Deutung richtig ist! — Unter dem gleichen Gesichtspunkt ist auch verständlich, daß dabei z. T. ganz andere Stoffe aufgenommen werden als wir in anderen Fällen feststellen konnten; mit Na z. B. scheint eben der Talk nicht zu reagieren. — Daß immerhin häufig auch eine  $\text{CO}_2$ -Aufnahme stattgefunden hat, bezeugt der oft reichliche Ankeritgehalt in den Talkschiefern.

Alle diese Vorgänge dürften wohl zu einer zweiten, wesentlich nach kinematischen Phase des Stoffaustausches zusammengefaßt werden. Unmittelbar zu ersehen ist dies an den Strahlsteinprismen, die ungeniert

<sup>229)</sup> Damit soll keineswegs behauptet sein, daß nicht fallweise auch die Differentiationshypothese im Recht sein kann. Gänge von Strahlsteinaggregaten, z. B. wie die von *Ambühl* aus dem Gotthardgebiet beschriebenen, mögen sehr wohl auf ein pyroxenitisches Spaltungsprodukt des basischen Magmas zurückgehen.

<sup>230)</sup> Vgl. dazu *Kündig* (153, S. 300). — *Leitmeier* (154 a, S. 300) läßt den Talk zwar auch unter „Dynamometamorphose“ aus dem Serpentin hervorgehen, jedoch unter gleichzeitiger Zufuhr von  $\text{SiO}_2$  aus granitischem Magma; daran kann man bei Vorkommen am Rand des Zentralgneises, wie in der Legbachrinne, wohl denken, nicht aber bei vielen von den unseren, die mitten in Kalkglimmerschiefer liegen!

über alle Gefügeflächen hinwegwuchern. In den anderen Fällen fehlen zwar genauere Beobachtungen; immerhin sind die prachtvoll ausgebildeten Magnetitporphyroblasten der Chloritschiefer kaum mehr von Durchbewegung betroffen worden (daß sie ein Nebenprodukt der Chloritbildung darstellen und mithin einen Rückschluß auf deren Altersstellung erlauben, ist freilich auch eine bisher nicht streng beweisbare Annahme).

Wo heute die Randzonengesteine für sich allein auftreten, ohne Serpentin, da müssen wir nach dem Gesagten wohl annehmen, daß solcher einmal vorhanden war; und daß er entweder tektonisch entfernt wurde — wie dort, wo Talkschiefer die Bewegungsbahnen von Serpentinlinsen kenntlich machen (S. 39) —, oder daß er durch die angedeuteten Stoffaustauschprozesse restlos aufgezehrt wurde.<sup>231)</sup> Dies ist wohl bei all den zahlreichen — auf der Karte nur zum kleinen Teil eingetragenen — kleinen Linsen solcher „Randzonengesteine“ der Fall.

Von einem Zusammenhang mit „Injektion“ darf man bei alledem jedenfalls absehen,<sup>232)</sup> so daß eine der oben angedeuteten Schwierigkeiten entfällt. Und die andere schwindet gleichfalls, wenn wir uns Rechenschaft geben, daß für den Stoffaustausch nicht nur die nächstbenachbarten paar Meter, sondern viel weitere Bereiche des Nebengesteins herangezogen werden müssen: ist doch maßgebend das Konzentrationsgefälle der Lösung, das sich durch die Ausfällung auf der Talkschieferseite beständig erneuert.

### §) Stoffwegfuhr.

Die chemische Veränderung granitischer Gesteine in Zonen intensiver Scherbeanspruchung (nicht „Presung“!) ist bereits wiederholt untersucht worden, mit stets ungefähr gleichem Ergebnis (93; 205, u. a.): daß vor allem Verlust an  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{CaO}$  stattfindet, während  $\text{K}_2\text{O}$  mindestens relativ, wenn nicht auch absolut — durch gleichzeitige Zufuhr (116)! — angereichert erscheint.

In dem hier untersuchten Gebiet findet sich nun auch ein Fall dieser Art: die „Muskowitschiefer“ des Zentralgneisgebietes (und analoge Fälle — S. 64 — in den Riffdecken.<sup>233)</sup> Er unterscheidet sich jedoch von allen anderweitig behandelten Beispielen dadurch, daß als Ergebnis der mechanischen Beanspruchung nicht etwa ein Mylonit herauskam, sondern ein vollkristallines Gestein: jene war von kräftiger Kristallisation begleitet, bzw. überdauert. D. h. die Umformung vollzog sich unter oberflächenferneren Bedingungen, vor allem wohl bei höherer Temperatur.

Damit wird wohl in Zusammenhang stehen, daß sie äußerst radikal verlief: nicht nur Na und Ca scheinen vollständig entfernt zu sein, sondern auch Fe fast ganz (S. 21); wieviel von anderen Stoffen, ist nicht ohne weiteres zu sagen. Eine Arbeitshypothese bezüglich des Vorgangs ist bereits a. a. O. gegeben worden; darauf sei hier verwiesen und zugleich nochmals die grundsätzliche Bedeutung der Angelegenheit für die Vorgänge bei der Entstehung vieler kristalliner Schiefer betont.

Eine Frage liegt nahe: wenn hier Stoff entfernt wurde, ist es dann nicht möglich, daß da die Quelle der vorher behandelten Stoffzufuhr in der Schieferhülle vorliegt? Zumal beiderorts Na eine hervorragende Rolle spielt! Dazu ist zweierlei zu sagen: einmal sind die Muskowitschieferzonen im Zentralgneis der Menge nach unbedeutend — erreichen sie doch selten mehr als einige Meter an Mächtigkeit. Selbst wenn wir annehmen, daß sie nur die Rückstände einer vielfachen Menge aufgearbeiteten Gneismaterials sind, ist es wohl zu wenig, um die gewaltigen Massen von in die Schieferhülle gewandertem Na unterzubringen. Und zweitens geht es mit der Zeit nicht aus:<sup>233)</sup> die Bildung der Muskowitschiefer entspricht einem — wenn auch wohl relativ späten — Akt der Durchbewegung; die Albitisierung aber erfolgt (in der Hauptsache) erst am Ende und nach jeglicher Durchbewegung, ja sie hat (S. 21) auf die fertigen Muskowitschiefer selbst noch (wenigstens lokal) übergreifen. Selbstverständlich ist anzunehmen, daß die weggewanderten Stoffe — soweit sie nicht als Kluftfüllungen zur Ruhe gekommen sind — irgendwo in anderen Gesteinen eingebaut wurden; aber gegenüber der Masse jüngerer, nachkinematischer Stoffzufuhr bleiben jene unerkennbar.

Daß auch für die Talkschieferbildung aus Serpentin ein Abtransport (von  $\text{MgO}$ ) angenommen werden muß, sei hier nochmals betont (vgl. oben). Möglicherweise handelt es sich um einen der Muskowitbildung aus K-Feldspat weitgehend analogen Vorgang.

### g) Alter der Metamorphose.

Zur Frage nach dem Alter der Metamorphose läßt sich von unserem Gebiet aus nur sagen: sie ist jünger als die jüngsten ihrem Alter nach zu deutenden Schichten — d. h. jünger als der ?Oberjura-Radiolarit der Matreier Zone (S. 264); sie ist aber mindestens zu einem großen Anteil (Stoffzufuhr, S. 286 f.!) auch jünger als jede größere tektonische Bewegung überhaupt.

<sup>231)</sup> Wie dies auch *Read* (169) für entsprechende Fälle annimmt.

<sup>232)</sup> Womit nicht behauptet sein soll, daß ein solcher Zusammenhang in anderen Fällen, z. B. Habachtal (*Leitmeier* 154 a) nicht wahrscheinlich wäre!

<sup>233)</sup> Auch noch in tektonisch bedeutend höherer Lage kann gleichartiges vorkommen: im Altkristallin der Schobergruppe („Oberostalpin“) gehen die schmalen Orthogneislamellen des tektonisch großenteils stark mitgenommenen Nordrandes öfters. unter Verlust aller Feldspate, in Quarzserizitschiefer über (72) — derart, daß sie einst mit eingeschuppten Quarziten der Matreier Zone verwechselt worden waren (46/5).

Was letzteres in stratigraphischem Zeitmaß bedeutet, wissen wir nicht. Und wir haben auch keine Aussicht, darüber zur Klarheit zu kommen, solange nicht wenigstens das Alter der (wirklich oder vermeintlich) jüngsten am Aufbau der Tauern beteiligten Gesteine entschieden ist; z. B. des angeblichen Flysches von Staub (40).

Analogieschlüsse auf Grund westalpiner Verhältnisse würden ja dafür sprechen, daß die Metamorphose noch jünger wäre als Eozän (vgl. Franchi 132; von näherliegenden Vorkommen, z. B. Glarner- oder Prättigau-flysch, sei abgesehen, da deren Metamorphose sehr schwach ist). Aber dieser Analogieschluß ist nicht ganz zwingend — die Metamorphose muß ja nicht unbedingt überall gleich alt sein.

Noch gefährlicher wäre der andere Analogieschluß: wenn man nämlich auf Grund des festgestellten nachkinematischen Alters von Stoffzufuhr und Kristallisation dieselben für jünger erklären wollte als alle größeren tektonischen Bewegungen der Alpen überhaupt und sie demgemäß ins jüngste Tertiär oder Quartär versetzen wollte. Er läßt sich aber leicht ad absurdum führen: einerseits gibt es Anzeichen dafür, daß die Tektonik der inneren Alpenzonen längst fertig war als erst die Großbewegungen in den Randgebieten erfolgten (112). Und dann reichen die in den Tauern erhaltenen Oberflächensysteme — mag man bezüglich der einzelnen angenommenen Parallelisierungen und Datierungen noch so skeptisch sein — doch jedenfalls, ähnlich wie anderwärts, bis ins Jungtertiär, mindestens ins Pliozän zurück. Soweit aber Metamorphose eine Angelegenheit der Tiefe ist — und es besteht kein Grund, gerade im Falle der Tauern daran zu zweifeln — kann sie niemals auch nur in einiger Nachbarschaft einer Landoberfläche zur Ausprägung gekommen sein. Mit anderen Worten: die Metamorphose in den Tauern muß beträchtlich älter sein als Pliozän.

Ob man sie deshalb gerade an die vorgosauische Bewegungsphase anschließen muß,<sup>234)</sup> ist natürlich noch nicht gesagt; auch die verschiedenen alttertiären kommen jedenfalls in Frage. Und auch das ist denkbar, daß die Metamorphose gar nicht mit einer einzigen Gebirgsbildungsphase verknüpft wäre, sondern über verschiedene Phasen fortgewirkt hätte.<sup>235)</sup> Erkennbar ist ja freilich im allgemeinen nur das Andauern der Kristallisation über das Erlöschen der Bewegung hinaus. Allein wir sahen oben (S. 280 f.), daß immerhin eine Anzahl von Gesteinstypen einen z. T. mehrfachen Wechsel der Gleichgewichtsbedingungen in den Folgen ihrer Mineralparagenesen widerspiegeln; und wir hatten Grund zu der Annahme, daß alle alpidischen Alters sind. Es wird vielleicht möglich sein, diesen Wechsel mit einem solchen von Bewegungsphasen und Ruhepausen, von tektonischer Eindeckung und Erosionsentlastung, von An- und Absteigen der Geoisothermen in Beziehung zu bringen. Doch ist es wohl noch verfrüht, in dieser Hinsicht ins einzelne gehende Vermutungen zu äußern.

#### h) Zu den physikalischen Bedingungen der Metamorphose.

Für die Ermittlung der physikalischen Bedingungen zur Zeit der Metamorphose kommen zwei Gruppen von Tatbeständen in Betracht:

Einmal der sehr weitgehend stetige Charakter der Durchbewegung, der sich — wenigstens im Inneren der Tauern — auf alle Gesteine erstreckt; auch auf solche, die sich sonst gegen Durchbewegung weitgehend ablehnend verhalten, wie Dolomit. Lediglich einige größere Massengesteinskörper werden von den Gleitflächen randlich umgangen, so daß linsenförmige Gebilde von der Durchbewegung verschont bleiben; so vor allem die mächtigen Peridotite der Granatspitzhülle (nicht aber die meist weitgehend verschieferten Serpentine der Oberen Schieferhülle!), ferner auch manche Teile granitischer Massen: Hochweißfeldgranit, in größerem Maßstabe anscheinend — aber erst W außerhalb des untersuchten Gebietes — das Herzstück des Granatspitz-Zentralgneises.

In dieser Stetigkeit und — relativen! — Gleichmäßigkeit der Durchbewegung gibt sich der Einfluß der Belastung zu erkennen, unter welcher jene vor sich ging. Leider fehlt es an Anhaltspunkten, um deren Größe ziffernmäßig zu berechnen; wir können nur versuchen, sie ungefähr abzuschätzen durch Vergleichung mit anderen Gebieten, wo der Belastungseinfluß weniger zu spüren ist. In den Nördlichen Kalkalpen z. B. ist stetige Durchbewegung ein Ausnahmefall, beschränkt auf die Nachbarschaft größerer Bewegungsflächen, und auch da im allgemeinen auf dafür empfängliche, tonig-schieferige oder dünnschichtige Gesteine, wie Werfener Schichten oder Aptychenkalk; massive Kalke werden von ihr höchstens randlich, Dolomite gar nicht betroffen. Wesentlich stärker greift sie schon durch in den unterostalpinen Gebieten des Alpeninneren: Radstädter, Tarntaler Köpfe, Oberengadin usw.; aber auch von da zur Tauern-Schieferhülle geht es noch einen bedeutenden Schritt weiter.

Wenn nun z. B. Ampferer (77) in den Nördlichen Kalkalpen eine Belastung von 3 km Gestein für ausreichend hält für das Zustandekommen aller beobachteten Deformationen, so muß die entsprechende Last in den Tauern ganz wesentlich größer gewesen sein. Für den Ostalpenrand im Septimergebiet wurden (116, S. 315) 4–5 km Belastung (minimal!) geschätzt; wenn wir für das Glocknergebiet um 8–10 km — über

<sup>234)</sup> Wie das Sander gelegentlich vermutet hat (180, S. 179).

<sup>235)</sup> Vor Jahren glaubte ich (107, S. 308) einen positiven Anhaltspunkt hierfür — zunächst für die Westalpen — zu haben: die Angabe Termiers, daß in dem Flyschkonglomerat der berühmten „quatrième écaillé“ des Briançonnais bereits metamorphe Schistes lustrés-Gesteine aufgearbeitet seien. Nach einer neuerlichen Veröffentlichung von Gignoux (137) handelt es sich da aber um wohl ältere Grüngesteine, zudem ist das Alter des Konglomerats ganz unsicher, so daß jener Anhaltspunkt entfällt.

der Basis der Oberen Schieferhülle — als Minimalbelastung annehmen, so erscheint damit den obigen Unterschieden im mechanischen Verhalten vielleicht genügend Rechnung getragen.

Dieser Gedankengang ist ja nicht neu. Es sei z. B. erinnert an die Ausführungen *Sanders* (178, S. 229 f.), die auf Ähnliches hinauslaufen. Neu ist für die Tauern lediglich der Versuch einer größenordnungsmäßigen Schätzung; allein es sei ausdrücklich davor gewarnt, denselben für mehr zu halten als er sein will, und sich an die obenstehenden Ziffern zu klammern: diese können und sollen nichts weiter geben als einen ungefähren Anhaltspunkt.

Die zweite Tatsachengruppe, welche für eine Festlegung der physikalischen Bedingungen heranzuziehen ist, liefern die Mineralbestände. Es ist ja schon oft der Vorschlag gemacht worden, Umwandlungspunkte usw. als „geologische Thermometer“ auszuwerten. Leider ist das praktisch nicht so einfach wie es theoretisch richtig ist; aus dem Grunde, weil gerade über die Umwandlungspunkte der Mineralien und Mineralparagenesen, die in kristallinen Schiefen eine Rolle spielen, noch fast alle genaueren experimentellen Daten fehlen (von manchen anderen Schwierigkeiten abgesehen; vgl. *Seifert* 192) Ganz roh können wir vielleicht für die tiefere Schieferhülle und jenen höher temperierten Schlußabschnitt der Metamorphose, in welchem dort die Oligoklasrandzonen der Feldspate wuchsen, Temperaturen von 300 bis 400° voraussetzen; mehr ist vorderhand nicht möglich (vgl. 164).

Normale geothermische Tiefenstufe vorausgesetzt, entspräche dies einer Überdeckung von etwa 10.000 bis 13.000 m. Nun war aber die geothermische Tiefenstufe wohl nicht normal; wir haben ja oben bereits annehmen müssen (S. 284), daß die Stoffzufuhr aus der Tiefe und die mit ihrem Einbau verbundenen Reaktionen<sup>236</sup>) eine Temperatursteigerung zur Folge hatten. Nehmen wir an, daß dadurch die geothermische Tiefenstufe auf 25 m für 1° C herabgedrückt worden sei (vgl. dazu 116, S. 216), so hätten wir immer noch 7500 bis 10.000 m Überdeckung. Ähnliche Beträge wurden ja auch (110, S. 45, korrigiert 116, S. 316) für die mineralfaziell gleichartige Fedozserie geschätzt.

Es sei gar kein Gewicht darauf gelegt, daß diese Größe der oben aus dem mechanischen Verhalten geschätzten recht nahe kommt: weder die eine noch die andere erhebt irgend welchen Anspruch auf Exaktheit. Was gezeigt werden soll ist nur die Größenordnung der anzunehmenden Überdeckung. Und diese nähert sich zweifellos den manchmal als phantastisch belächelten Werten, welche westalpine Geologen für das penninische Gebiet errechnet haben (die ja auch dort gewiß nicht ganz wörtlich zu nehmen, aber größenordnungsmäßig wohl zutreffend sind). Demgegenüber sei hier betont, daß die obigen Schätzungen in keiner Weise durch Annahmen über die Tektonik beeinflusst sind.

Fragen wir jedoch nach dem tektonischen Korrelat der geforderten Überdeckung, so fällt die Antwort nicht schwer: einige Kilometer bestreitet bereits die Obere Schieferhülle, die weiteren ohne Schwierigkeit Äquivalente der Matreier Zone (= Radstädter Tauern) und oberostalpinen Kristallin und Paläozoikum; auf Kalkalpen-Mesozoikum brauchen wir nicht einmal unbedingt zurückzugreifen.

Näheres dazu im kommenden II. Teil unserer Arbeit.

---

<sup>236</sup>) Mit dem primär-magmatischen Wärmeinhalt des Zentralgneises brauchen wir für den angenommenen Zeitpunkt: am Ende der großtektonischen Vorgänge, wohl nicht mehr zu rechnen — welches immer das geologische Alter des ersteren sein mag (vgl. S. 273 f.).

## Nachträge und Berichtigungen.

Zu S. 79. Auch auf der W-Seite des Bärenkopfkeeses geht der Prasinit über in biotit- und hier auch muskowitzreiche Schiefer von „floititischem“ Habitus. Auch hier zeigt der Schliff neben den üblichen meist runden Albiten einen gestaltlosen Untergrund von K-Feldspat! Beide liegen streifen- und inselweise verteilt in dem vorherrschenden, parallelblättrigen Glimmeraggregat, das den Hauptanteil des Schliffes ausmacht; in diesen Streifen herrscht Muskowit bei weitem über den sonst vorwiegenden Biotit. Ganz blaßgefärbter Epidot ziemlich reichlich, idiomorph; lichtgrüne Hornblende nur stellenweise, meist — aber nicht ausschließlich — in Feldspat eingeschlossen. Quarz sehr spärlich, nur Einschluß in Albit! Titanit und fleckenweise auch Apatit auffallend angereichert; etwas Zirkon (mit pleochroitischen Höfen in Biotit).

Zu S. 139. Klinochlorgestein vom Hirzbachtörl. — Dieses Gestein, feinschuppig, lichtgrünlichgrau, im Felde als glimmerreicher Serizitschiefer gesammelt, zeigt im Schliff ein rein monomineralisches Gefüge aus Klinochlorblättern von 0,1 bis 1 mm. Sie sind eben wahrnehmbar grünlich, ohne merklichen Pleochroismus; silbergraue Interferenzfarben, nahe  $c = c$ , gewöhnlich schwach divergent-büschelige Aggregation mit wandernder Auslöschung. Paralleltexur ist bedingt nicht so sehr durch Regelung nach (001), als vielmehr rein nach der Korngestalt, deren Grenzen gewöhnlich schief zu allen kristallographischen Richtungen liegen.

Zu S. 208. Die Wand des Seetalkogels als Beispiel für Wandbildung in Fuscher Phylliten ist zu streichen! Es ist dies ein Irrtum, veranlaßt durch die hier bis 1939 nicht nachgeprüfte Kartierung *Ohnesorges*. Nun haben Neubegutungen gezeigt, daß die Wand aus größtenteils phyllitisierten alten Glimmerschiefern im Wechsel mit Amphiboliten vom Wiedrechtshäuser Typus (vgl. S. 203 f.), bzw. daraus hervorgehenden Grünschiefern besteht; sie bilden ein unregelmäßiges Gewölbe, das gegen O unter die bei der Seetalalm auflagernden Fuscher Phyllite hineingeht. Andererseits kommen solche auch am Fuß des Gehänges W unter der Wand im Kern des Gewölbes zum Vorschein!

Zu S. 215. „Biotit-Pünktchenschiefer“. — Östlich P. 1972 im Dietersbachkar, von dem N unterhalb folgenden porphyroidverdächtigen Gestein nur durch 2–3 m grauen Phyllits getrennt, steht ein grauweißer feingeschieferter Phyllit an, mit serizitischen Häuten und zahlreichen dunklen Pünktchen; ein Gestein ungefähr vom Habitus vieler Chloritoidphyllite. — Im Dünnschliff: sehr gut parallelgeordnete Muskowitblättchen, 0,05 bis 0,2 mm lang; Quarz, in auch z. T. s gestreckten Körnern von 0,03 bis 0,1, selten 0,2 mm Durchmesser; Albit von ähnlicher Größe und Ausbildung bilden ein nur unscharf in Lagen gesondertes Grundgewebe. Biotit liegt einsprenglingsartig darin; seine tiefbraunen Blätter sind einschlußarm und scharfrandig, ausgenommen den Fall, daß (001) // s liegt: dann sind sie stark in s gestreckt und randlich zerlappt. Wenn (001)  $\perp$  s, sind dagegen die Umrisse fast quadratisch. Dies Verhalten spricht mehr für Neubildung als für reliktsche Natur des Biotits! Maximaldurchmesser gegen 1 mm. Calcit kommt als Einschluß darin vor; im Grundgewebe ist er lagen- und nesterweise reichlich, z. T. auch Ankerit damit vergesellt. In einem Teil des Schliffes Anhäufungen von feinen Serizitblättchen, die an Pseudomorphosen erinnern; doch fehlt jeder Hinweis auf das Ursprungsmineral. Etwas Apatit. — Genetisch ist dies Gestein einigermassen dunkel; ein Porphyroid scheint es jedenfalls nicht zu sein.

---

# Literaturverzeichnis.

## a) Das untersuchte Gebiet betreffend.<sup>1)</sup>

1. Ha c q u e t s Mineralogisch-Botanische Lustreise von dem Berge Terglou in Krain, zum dem Berge Glockner in Tyrol, im Jahre 1779 und 1781. Wien 1784.
2. W ö l l n e r, F., Nachrichten über den vormaligen Gold- und Silberbergbau in Oberkärnten. Kärntner Z. 1828, S. 88.
3. S c h e u c h e n s t u e l, K. v., Über den vormaligen Bergbau im Möllthal in Oberkärnten. Karinthia 1829, Nr. 17 u. 18.
4. M i e l i c h h o f e r, Berichtigungen und Zusätze zu Russeggers Darstellung „Über das Vorkommen des Goldes in Salzburg“. 1831. Manuskript, hier nur nach P o š e p n ý (22) zitiert.
5. R u s s e g g e r, J., Über den Bau der Central-Alpenkette im Herzogtum Salzburg. Baumgartners Z. f. Phys. (Referat: N. Jb. Miner. 1835, S. 203.)
6. R u s s e g g e r, J., Über den Nordabhang der Alpen in Salzburg und Tirol. N. Jb. Miner. 1835, S. 505.
7. v. H e l m r e i c h e n, Resultate der geognostisch-montanistischen Bereisung des östlichen Pusterthals. Ber. Geogn.-Montan. Ver. f. Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1840, S. 16.
8. R o s t h o r n, F. v., Brief an Geh.-Rat v. Leonhard. N. Jb. Miner. 1841, S. 185.
9. R e i s s a c h e r, K., Die Gold führenden Gangstreichen der Salzburgerischen Central-Alpenkette. Haidingers Naturw. Abh. 2/II, 1848, S. 17.
10. S t u d e r, B., Über eine Reise in die Osterreichischen Alpen im Herbst 1848. N. Jb. Miner. 1849, S. 166.
- 10 a. Geognostische Karte von Tirol, herausg. v. Geognost.-Montan. Ver. f. Tirol u. Vorarlberg 1849.
11. C r e d n e r, H., Geognostische Bemerkungen über die Central-Kette der Alpen in Ober-Kärnten und Salzburg. N. Jb. Miner. 1850, S. 513.
12. R o s t h o r n, F. v. u. C a n a v a l, J. L., Beiträge zur Mineralogie und Geognosie von Kärnten. Jb. Naturhist. Landesmus. Kärnten 2, 1853, S. 113.
13. S t u d e r, B., Geologie der Schweiz. I. Bern u. Zürich 1851, S. 113 f.
14. P e t e r s, K., Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgau's, insbesondere der Centralalpen. Jb. Geol. Reichsanst. 5, 1854, S. 766.
15. S t u r, D., Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. Jb. Geol. Reichsanst. 5, 1854, S. 818.
- 15 a. S t u r, D., Der Groß-Glockner und die Besteigung desselben. Jb. Geol. Reichsanst. 6, 1855, S. 814.
16. S t u r, D., Die Geologischen Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. Jb. Geol. Reichsanst. 7, 1856, S. 405.
17. R u t h n e r, A. v., Verfallener Bergbau am Kloben. Mitt. Geogr. Ges. Wien. 5, 1861, S. 96.
18. R u t h n e r, A. v., Wanderungen auf dem Glocknergebiete. Mitt. Geogr. Ges. Wien 6, 1862, S. 27.
19. D r a s c h e, R. v., Über Serpentine und serpentinähnliche Gesteine. Miner. Mitt. (im Jb. Geol. Reichsanst.). 1871, S. 1.
20. R i e d l, E., Die Goldbergbaue Kärntens und ihre Bedeutung für die Jetztzeit. 1873.
21. R o c h a t a, C., Die alten Bergbaue auf Edelmetalle in Ober-Kärnten. Jb. Geol. Reichsanst. 28, 1878, S. 213.
22. P o š e p n ý, F., Die Goldbergbaue der Hohen Tauern, mit besonderer Berücksichtigung des Rauriser Goldberges. Arch. Prakt. Geol. I, 1880, S. 1.
23. H u s s a k, E., Über einige alpine Serpentine. Tschermaks Miner.-Petr. Mitt. 5, 1883, S. 61.
24. S c h u s t e r, M., Serpentin aus der Pasterzen-Moräne am Groß-Glockner, Verh. Geol. Reichsanst. 1883, S. 287.
25. B a c h i n g e r, J., Über ein Mineralvorkommen aus der Fusch. Tschermaks Miner.-Petr. Mitt. 6, 1884, S. 40.
- 25 a. V a c e k, M., Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. Jb. Geol. Bundesanst. 34, 1884, S. 609.
26. R a i n e r, L. St., Die alpinen Goldbergbaue und die Goldtiefenfrage; Bericht über den Allg. Bergmannstag zu Wien 1888 (1889).
- 26 a. S u e s s, E., Über den Kalkglimmerschiefer der Tauern. Anz. Akad. Wiss. Wien 27, 1890, S. 245.
27. B e c k e, F., Olivinfels und Antigoritserpentin aus dem Stubachtal (Hohe Tauern). Tschermaks Miner.-Petr. Mitt. 14, 189, S. 271.
28. W e i n s c h e n k, E., Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, speziell des Groß-Venedigerstockes I. Über die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentinesteine. Genetischer Zusammenhang derselben mit den sie begleitenden Minerallagerstätten. Abh. Bayr. Akad. Wiss. II. Kl. 18/III, 1894, S. 653.
29. „Resultate“; Die Resultate der Untersuchung des Bergbauterrains der Hohen Tauern, herausg. vom k. k. Ackerbauministerium 1895.
30. L ö w l, F., Der Granatspitzkern. Jb. Geol. Bundesanst. 45. 1895, S. 615.
31. L ö w l, F., Kals. Z. D. u. Ö. Alpenver. 28, 1897, S. 34.
32. L ö w l, F., Rund um den Großglockner. Z. D. u. Ö. Alpenver. 29, 1898
33. B l a a s, J., Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck 1902.
34. D i e n e r, C., Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien u. Leipzig 1903.
35. G r a n i g g, B., Geologische und petrographische Untersuchungen im Ober-Mölltale in Kärnten. Jb. Geol. Reichsanst. Wien, 56, 1906, S. 367.
36. M o h r, H., Über einen alten Goldbergbau auf der Schiedalpe bei Fusch (Salzburg). Mont. Rd. 3, 1911, S. 324.
37. K o b e r, L., Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 121, 1912, S. 105.
38. K o b e r, L., Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und in seiner weiteren Umrahmung. Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 121, 1912, S. 425.
39. K o b e r, L., Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 98, 1923, S. 201.
40. S t a u b, R., Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, n. F. 52, 1924.
41. K ö l b l, L., Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 133, 1924, S. 291.
42. K ö l b l, L., Zur Tektonik des mittleren Abschnittes der Hohen Tauern. Zbl. Miner. 1924, S. 291.

<sup>1)</sup> Ohne glaziale und rezente Bildungen, sowie Morphologie!

43. Canaval, R., Die Erzvorkommen nächst der Großglocknerhochalpenstraße. Berg- u. Hüttenm. Jb. Leoben 74, 1926.
44. Kober, L., Mesozoische Breccien in der oberen Schieferhülle der Sonnblick- und Glocknergruppe. Anz. Akad. Wiss. Wien 65, 1928, S. 275 und Zbl. Miner. Abt. B, 1928, S. 607.
45. Angel, F., Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. Verh. Geol. Bundesanst. 1928, S. 153.
46. Angel, F., Dazu Teilergebnisse:  
Nr. 3: Die Überschiebungszone des Kasteneck. Verh. Geol. Bundesanst. 1929, S. 146.  
Nr. 5: Die westliche Umrahmung des Gößnitztales; ebendort, S. 156.  
Nr. 6: Peischlachtörl—Tschadinhorn—Böses Weibele; ebendort, S. 182.  
Nr. 7: Der Ostrahmen des inneren Gößnitztales, ebendort, S. 213.  
Nr. 9: Um das äußere Gößnitztal; Verh. Geol. Bundesanst. 1930, S. 101.  
Nr. 10: Der Gradentaler Abschnitt; ebendort, S. 107.
47. Angel, F., Der Stüdlgrat (Großglockner). Verh. Geol. Bundesanst. 1929, S. 69.
48. Ascher, H. u. Powondra, K., Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Stubachwerkes. Jb. Geol. Bundesanst. 80, 1930, S. 261.
49. Srbik, R. v., Bergbau in Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart; Innsbruck 1929.
50. Clar, E., Vorbericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe. Verh. Geol. Bundesanst. 1930, S. 121.
51. Cornelius, H. P., Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im Stubach- und Kaprunertale (Glocknergruppe). Verh. Geol. Bundesanst. 1930, S. 117.
52. Stark, M., Über Pseudomorphosen im Grünschiefer des Großglockners und über Formermittlung aus dem Gesteinsgewebe nicht herauslösbarer Komponenten. Zbl. Miner. Abt. A 1930, S. 481.
53. Clar, E., Zweiter Vorbericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe. Verh. Geol. Bundesanst. 1931, S. 107.
54. Cornelius, H. P., Zweiter Bericht über geologische Aufnahmen in der nördlichen Glocknergruppe. Verh. Geol. Bundesanst. 1931, S. 102.
55. Hlawatsch, C., Ein neues Apatit- und Magnetitvorkommen von den Totenköpfen im Stubachtal. Miner.-Petr. Mitt. 41, 1931, S. 481.
56. Hlawatsch, C., Mineralogische Mitteilungen. Ann. Naturhist. Mus. Wien 45, 1931, S. 287.
57. Hottinger, A., Über geologische Untersuchungen in den zentralen Hohen Tauern. Eclogae geol. Helv. 24, 1931, S. 167.
58. Cornelius, H. P., Aufnahmebericht über Blatt Großglockner. Verh. Geol. Bundesanst. 1932, S. 35.
59. Cornelius, H. P. u. Clar, E., Dritter Vorbericht über geologische Aufnahmen im Glocknergebiet. Verh. Geol. Bundesanst. 1932, S. 75.
60. Kölbl, L., Nordrand des Tauernfensters zwischen Mittersill und Kaprun. Anz. Akad. Wiss. Wien 69, 1932, S. 266.
61. Cornelius, H. P. u. Clar, E., Vierter Vorbericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe. Verh. Geol. Bundesanst. 1933, S. 76.
62. Clar, E. u. Friedrich, O., Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. Z. prakt. Geol. 41, 1933, S. 73.
63. Cornelius, H. P., Bericht über Revisionen auf Blatt Kitzbühel—Zell am See sowie Anschlußbegehungen auf Blatt Großglockner. Verh. Geol. Bundesanst. 1934, S. 31.
64. Hottinger, A., Zur Geologie des Nordrandes des Tauernfensters in den zentralen Hohen Tauern. Eclogae geol. Helv. 27, 1934, S. 11.
65. Cornelius, H. P., Bericht über außerplanmäßige Aufnahmen auf Blatt Großglockner. Verh. Geol. Bundesanst. 1935, S. 28.
66. Cornelius, H. P. u. Clar, E., Erläuterungen zur Geolog. Karte des Glocknergebiets, 1:25.000. Wien 1935.
67. Hottinger, A., Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharngruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. Eclogae geol. Helv. 28, 1935, S. 249.
68. Klebelsberg, R. v., Geologie von Tirol. Berlin 1935.
69. Braumüller, E., Der Tauernnordrand zwischen dem Fuscher- und Rauristal. Anz. Akad. Wiss. Wien 1936, Nr. 11.
70. Kraus, E., Der Abbau der Gebirge I. Der alpine Bauplan. Berlin 1936.
71. Staub, R., La succession pennique des Tauern à l'Est du Gross-Glockner. — Nouvelles remarques sur les nappes penniques des Tauern. — Sur les rapports entre les nappes penniques des Tauern, des Grisons et des Alpes occidentales. CR. somm. Soc. Géol. France, 1936, S. 257, 264, 282.
72. Cornelius, H. P., Aufnahmebericht über Blatt Großglockner. Verh. Geol. Bundesanst. 1937, S. 60.
73. Hammer, W., Bemerkungen zu Blatt Kitzbühel—Zell am See der geolog. Spezialkarte (1:75.000). Verh. Geol. Bundesanst. 1937, S. 99.
74. Kieslinger, A., Aufnahmebericht über Blatt Hofgastein. Verh. Geol. Bundesanst. 1937, S. 63.
75. Meixner, H., Das Mineral Lazulith und sein Lagerstättentypus. Berg- u. Hüttenm. Jb. 85, S. 1.
- 75 a. Hammer, W., Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgau und der Kitzbühler Alpen. Verh. Geol. Bundesanst. 1938, S. 171.
- 75 b. Kober, L., Der geologische Aufbau Österreichs. Wien (Springer) 1938.
- 75 c. Cornelius, H. P., Aufnahmebericht über Blatt Großglockner, Zell am See—Kitzbühel und Hofgastein. Verh. Geol. Landesanst. 1939, S. 38.

## b) Sonstige angeführte Literatur.

76. Ambühl, E., Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. Schweiz. Miner.-Petr. Mitt. 9, 1929, S. 265.
77. Ampferer, O., Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. Jb. Geol. Bundesanst. 73, 1923, S. 99.
78. Andreatta, C., Analisi strutturali di rocce metamorfiche III: La disposizione dei microliti micacei nei plagioclasti di ortogneis. Period. Miner. 4, 1933.
79. Andreatta, C., Desgl. IV: Disposizione dei microliti micacei in plagioclasti di rocce intrusive. Period. Miner. 5, 1934.
80. Angel, F., Das Gleinalpengebiet als metamorphe Einheit. N. Jb. Miner. Beitr., Bd. 51, 1923, S. 213.
81. Angel, F., Gesteine der Lonza bei Mallnitz, Kärnten. Mitt. Naturw. Ver. Steiermark 62, 1926, S. 21.
82. Angel, F., Stubachit und Stubachitserpentin vom Ganoz. Z. Krist. 72, 1929, S. 1.
83. Angel, F., Gesteine vom südlichen Großvenediger. N. Jb. Miner. Beitr., Bd. 59, 1929, Abt. A, S. 223.
84. Angel, F., Gesteinskundliche und geologische Beobachtungen in Osttirol (Venediger). Mitt. Naturw. Ver. Steiermark 66, 1929.
85. Angel, F., Der Windbacher Typus floititischer Amphibolite. Zbl. Miner. 1930, Abt. A, S. 124.
86. Angel, F., Notizen zur Morphologie des Antigorit. Mitt. Naturw. Ver. Steiermark 67, 1930, S. 3.

87. Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. Mitt. Naturw. Ver. Steiermark 67, 1930, S. 36.
- 87a. Angel, F. u. Heritsch, F., Ein Beitrag zur Petrographie und Geologie des mittelsteirischen kristallinen Gebirges der Stubalpe. Jb. Geol. Staatsanst. 69, 1919, S. 43.
88. Angel, F. u. Heritsch, F., Das Alter des Zentralgneises der Hohen Tauern. Zbl. Miner. 1931, Abt. B, S. 516.
89. Angel, F. u. Staber, R., Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Miner.-Petr. Mitt. 49, 1937, S. 117.
90. Backlund, H., Zur genetischen Deutung des Eklogits. Geol. Rdsch. 26, 1935, S. 451.
91. Becke, F., Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer, und folgende Arbeiten in Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 75/1, 1913.
92. Becke, F., Intrusivgesteine der Ostalpen. Tschermaks Miner.-Petr. Mitt. 31, 1914.
93. Becke, F., Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. Fortschr. Miner. 5, 1916, S. 210.
94. Becke, F., Stoffwanderungen bei der Metamorphose. Tschermaks Miner.-Petr. Mitt. 36, 1923, S. 25.
95. Bianchi, A., Studi petrografici sull' Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. geol. Univ. Padova 10, 1934.
96. Bleser, P., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. Bull. Inst. Grand Ducal, Luxemburg, 1934.
97. Bossard, L., Zur Petrographie der unterpenninischen Decken im Gebiete der Tessiner Kulmination. Schweiz. Miner.-Petr. Mitt. 9, 1929, S. 47.
98. Bossard, L., Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner Kulmination. Ebendort, S. 107.
99. Cadisch, J., Geologie der Schweizer Alpen. Zürich 1934.
100. Christa, E., Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jb. Geol. Bundesanst. 81, 1931, S. 533.
101. Christa, E., Das Greiner-Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen in geologisch-petrographischer Betrachtung. Veröff. Mus. Ferdinandeum 13, 1933, S. 1.
102. Christa, E., Zur Frage der Mikrolithenschwärme in Plagioklasen. Schweiz. Miner.-Petr. Mitt. 16, 1936, S. 290.
103. Clar, E., Modereckdecke oder Rote Wandgneisdecke. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1932, S. 153.
104. Clar, E., Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 146, 1937, S. 249.
105. Cornelius, H. P., Zur Kenntnis der Wurzelregion im Unteren Vellin. N. Jb. Miner., B.-Bd. 40, 1915, S. 253.
106. Cornelius, H. P., Zur Frage der Beziehungen von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen. Zbl. Miner. 1921, S. 1.
107. Cornelius, H. P., Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. Geol. Rdsch. 11, 1921, S. 283.
108. Cornelius, H. P., Die kristallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebung. Mitt. Geol. Ges. Wien 14, 1921, S. 1.
109. Cornelius, H. P., Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. Geol. Rdsch. 16, 1925, S. 366.
110. Cornelius, H. P., Über einige Gesteine der „Fedozserie“ aus dem Disgraziagebiet (Rhätische Alpen). N. Jb. Miner., B.-Bd. 52, Abt. A, 1925, S. 1.
111. Cornelius, H. P., Über tektonische Breccien, tektonische Rauhacken und verwandte Erscheinungen. Zbl. Miner., Abt. B., 1927, S. 120.
112. Cornelius, H. P., Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller Intrusion. Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 137, 1928, S. 541.
113. Cornelius, H. P., Zur Frage der Beziehungen von Metamorphose und Tektonik in den französischen Alpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 23, 1930, S. 142.
114. Cornelius, H. P., Über einige seltene Gesteinstypen aus dem Grüngesteinsgebiet von Zermatt (Wallis). Mitt. Geol. Ges. Wien 26, 1933, S. 158.
115. Cornelius, H. P., Das Profil des Col Lauzon in den Grajischen Alpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 27, 1934, S. 132.
116. Cornelius, H. P., Geologie der Err-Juliergruppe I. Beitr. Geol. Karte Schweiz, neue Folge 70, 1935.
117. Cornelius, H. P., Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Miner.-Petr. Mitt. 15, 1935, S. 4.
118. Cornelius, H. P., Zur Geologie von Lützelstübach. Verh. Geol. Bundesanst. 1935, S. 145.
119. Cornelius, H. P., Profile aus der oberen Val Tournanche. Mitt. Geol. Ges. Wien 28, 1935, S. 103.
120. Cornelius, H. P., Aufnahmebericht über Blatt Mürz-zuschlag: Grauwackenzone und Semmeringgebiet. Verh. Geol. Bundesanst. 1936, S. 50.
121. Cornelius, H. P., Ein Vorkommen von Lazulith am Graulahnkopf. Verh. Geol. Bundesanst. 1936, S. 115.
122. Cornelius, H. P., Nochmals zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Miner.-Petr. Mitt. 17, 1937, S. 80.
- 122a. Cornelius, H. P., Einige Beobachtungen an den Gneisen des Monte Rosa und Gran Paradiso. Mitt. Geol. Ges. Wien 29 (Suess-Festband), 1936, S. 1.
123. Cornelius, H. P. u. Furlani-Cornelius, M., Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepaß. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 102, 1930, S. 207.
124. Dal Piaz, G. B., Studi geologici sull' Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. geol. Univ. Padova 10, 1934.
- 124a. Diehl, E., Geologisch-Petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont. (Prov. Aosta, Italien). Schweiz. Miner.-Petr. Mitt. 18, 1938, S. 214.
125. Diener, C., Einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der Krimmler Schichten und über den Tauerngraben im Oberpinzgau. Jb. Geol. Reichsanst. 50, 1900, S. 383.
- 125a. Dietiker, H., Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). Dissert. Zürich 1938.
126. Dünner, H., Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. Diss. Zürich 1934.
127. Eskola, P., The mineral facies of Rocks. Norsk. Geol. Tidsskrift 6, 1920, S. 143.
128. Eichenberger, Geologische und petrographische Untersuchungen am SW-Rand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). Eclogae geol. Helv. 18, 1923/24, S. 451.
129. Foullon, H. v., Über die petrographische Beschaffenheit kristallinischer Schiefergesteine aus den Radstädter Tauern und deren westlichen Fortsetzung. Jb. Geol. Reichsanst. 34, 1884, S. 635.
130. Franchi, S., Über Feldspat-Uralitisierung der Natron-Tonerde-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella. N. Jb. Miner. 1902/II.
131. Franchi, S., Di una eclogite in filoni nella lherzolite dei dintorni di Voltaggio. Boll. Soc. geol. Ital. 39, 1920, S. XXXII.
132. Franchi, S., Passaggi graduali a forme cristalline, calcescitose e marmoree, del Nummulitico e del Cretaceo fossiliferi, nelle Valli del Gesso e della Stura di Cuneo. Rendic. Acc. naz. Lincei 323, 1926, cl. sci. fis., S. 257.
133. Friedrich, O., Überblick über die ostalpine Metallprovinz; Zs. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen usw. 85, 1937 (Leobener Bergmannstag) und darin angeführte Arbeiten.
134. Frischknecht, G., in: Jenny, Frischknecht, Kopp, Geologie der Adula. Beitr. Geol. Karte Schweiz, n. F. 51, 1923.
135. Geyer, G., Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete des Spezialkartenblattes Murau. Verh. Geol. Bundesanst. 1891, S. 108.
136. Geyer, G., Bericht über die geologischen Aufnahmen im Oberen Murtale. (Phyllitmulde von Murau und Neumarkt.) Ebendort, S. 352.

137. Gignoux, M., Stratigraphie de la bordure Ouest du Briançonnais entre Briançon et le Galibier; Origine de la „4e Ecaille“ Briançonnaise. Bull. Soc. géol. France 1936, S. 155.
138. Goldschmidt, V. M., Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete. Videnskapselskapets skrifter, 1920/2.
139. Goldschmidt, V. M. u. Peters, Cl., Zur Geochemie des Bors. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. I, 1932.
140. Hammer, W., Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. Jb. Geol. Bundesanst. 64, 1914, S. 443.
141. Hammer, W., Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). Jb. Geol. Bundesanst. 68, 1918, S. 205.
- 141 a. Hammer, W., Einige Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme in den Westtiroler Zentralalpen. Geol. Rdsch. 16, 1925, S. 147.
142. Hammer, W., Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. Jb. Geol. Bundesanst. 85, 1935, S. 1.
143. Hammer, W., Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostals, Tirol. Jb. Geol. Bundesanst. 86, 1936, S. 265.
144. Hartmann, E., Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern. Jb. Geol. Bundesanst. 63, 1913, S. 207.
145. Heim, Alb., Geologie der Schweiz, II. Leipzig 1921/22.
146. Heritsch, F., Studien über den Chemismus der Granaten. N. Jb. Miner. Abt. A. Beil.-Bd. 55, 1926, S. 60.
147. Hezner, L., Der Peridotit von Loderio. Vierteljschr. Naturf. Ges. Zürich 1909.
148. Holst-Pellekaan, W. von, Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Diss. Zürich 1913.
149. Kieslinger, A., Ganggesteine im Zentralgneis am Zirmsee, Kärnten. Jb. Geol. Bundesanst. 86, 1936, S. 253.
150. Kieslinger, A., Bericht über Aufnahmen im Gold-erzgebiet der Hohen Tauern. Jb. Geol. Bundesanst. 1936, S. 51.
151. Kölbl, L., Das Nordostende des Grobenedigermassivs. Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 141, 1932, S. 39.
152. Krige, L. J., Petrographische Untersuchungen in Val Piora und Umgebung. Eclogae geol. Helv. 14, 1918, S. 519.
153. Kündig, E., Selektive Metamorphose. Schweiz. Miner.-Petr. Mitt. 6, 1926, S. 294.
154. Kündig, E., Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. Eben-dorf.
- 154 a. Leitmeier, H., Das Smaragd-vorkommen im Habach-tal in Salzburg und seine Mineralien. Miner.-Petr. Mitt. 49, 1937, S. 245.
155. Leitmeier, H. u. Feigl, F., Eine Methode zur Erkennung von Chrom in Mineralien und Gesteinen. Zschr. Krist., Abt. B, 49, 1931, S. 95.
156. Marchet, A., Zur Kenntnis der Amphibolite des nieder-österreichischen Waldviertels. Tschermaks Miner.-Petr. Mitt. 36, 1924, S. 170.
157. Meixner, H., Eine neue Manganparagenese vom Schwarzsee („Kolsberger Alpe“) bei Tweng in den Rad-städter Tauern (Salzburg). N. Jb. Miner., Abt. A, Beil.-Bd. 69, 1935, S. 500.
158. Meixner, H., Epidot vom Wildkreuzjoch, Südtirol. Zbl. Miner. Abt. A, 1936, S. 110.
159. Meixner, H., Bestätigungsreaktionen an einigen neueren österr. Funden von Fuchsit, grünen Glimmern und Talk. Zbl. f. Miner. Abt. A, 1931, S. 318.
160. Mohr, H., Über die Entstehung einer gewissen Gruppe von Graphitlagerstätten. Berg- u. Hüttenmänn. Jb. 1920.
161. Mohr, H., Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. Z. Deutsch. Geol. Ges. 75, 1923, Mber. S. 114.
162. Mügge, O., Bewegungen von Porphyroblasten in Phyl-liten und deren Messung. N. Jb. Miner. Abt. A, Beil.-Bd. 61, 1930, S. 469.
163. Niggli, P., Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrand des Gotthardmassivs. Beitr. Geol. Karte Schweiz, u. F. 36, 1912.
164. Niggli, P. u. Grubenmann, U., Die Gesteinsmeta-morphose. Berlin 1924.
165. Niggli, P., Preisweck, H. und Mitarbeiter, Geologi-sche Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. Geol. Karte Schweiz, u. F. 71, 1936.
- 165 a. Ohnesorge, Th., Bericht über geologische Unter-suchungen um Wald und Krimml im Oberpinzgau. Anz. Akad. Wiss. Wien 66, 1929, S. 200.
166. Petrascheck, W., Die Magnesite und Siderite der Alpen. Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 141, 1932, S. 195.
167. Prey, S., Zur Frage des Auftretens der Dent blanche-Decke in der Sonnblickgruppe. Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 1936, Nr. 11.
- 167 a. Prey, S., Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. Mitt. Geol. Ges. Wien 29, 1936, S. 429.
168. Raguin, E., Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne. Mem. Carte Géol. détaillée France, Paris 1930.
169. Read, H. H., On zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite and biotite in Unst, Shetland Islands. Min. Mag. 23, 1934, S. 519.
170. Redlich, K. A., Turmalin in Erzlagerstätten. Z. prakt. Geol. 16, 1908, S. 169.
171. Rothpletz, A., Geolog. Querschnitt durch die Ost-alpen. Stuttgart 1894.
172. Sander, B., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (erster Bericht). Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 82, 1911, S. 257.
173. Sander, B., Zum Vergleich zwischen Tuxer- und Präti-gauer Serien. Verh. Geol. Reichsanst. 1911, S. 339.
174. Sander, B., Über Zusammenhänge zwischen Teilbewe-gung und Gefüge in Gesteinen. Tschermaks Miner.-Petr. Mitt. 30, 1911, S. 281.
175. Sander, B., Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. Geol. Reichsanst. 1912, S. 249.
176. Sander, B., Über einige Gesteinsgruppen des Tauern-westendes. Jb. Geol. Reichsanst. 62, 1912, S. 219.
177. Sander, B., Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge, I und II. Jb. Geol. Reichsanst. 64, 1914, S. 567.
178. Sander, B., Zur Geologie der Zentralalpen. Verh. Geol. Reichsanst. 1916, S. 206 und 223.
179. Sander, B., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern, II. Bericht. Jb. Geol. Staatsanst. 70, 1920, S. 273.
180. Sander, B., Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. Geol. Staatsanst. 71, 1921, S. 173.
181. Sander, B., Zur petrographisch-tektonischen Analyse. Jb. Geol. Bundesanst. 73, 1923, S. 163; 2. Teil, 75, 1925, S. 187; 3. Teil, 76, 1926, S. 323.
182. Sander, B., Erläuterung zur geolog. Karte Meran—Brixen. „Schlernschriften“ 16, 1929.
183. Sander, B., Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930.
184. Schmidt, W., Bewegungsspuren in Porphyroblasten kristalliner Schiefer. Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 127, 1918, S. 293.
185. Schmidt, W., Gesteinsumformung. Denkschr. Natur-hist. Mus. Wien 3, 1925.
- 185 a. Schmidt, W., Tektonik und Verformungslehre. Ber-lin 1932.
186. Schwinner, R., Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 136, 1927, S. 333.
187. Schwinner, R., Ein exotischer Block in Karbon(?)schie-fern bei Feistritz an der Gail. Verh. Geol. Bundesanst. 1929, S. 137.
188. Schwinner, R., Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. Geol. Rdsch. 20, 1929, S. 211 und 343.

189. Schwinner, R., Zur Geologie der Oststeiermark. Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 141, 1932, S. 319.
190. Schwinner, R., Zur Stratigraphie der Tarntaler und der Radstädter Berge. Jb. Geol. Bundesanst. 85, 1935, S. 51.
191. Schwinner, R., Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. Verh. Geol. Bundesanst. 1936, S. 117.
- 191a. Schwinner, R., Die Lagerstätten kristallinen Magnetsits und ihre Verteilung im Gebirgsbau der Ostalpen. Berg- u. Hüttenm. Jb. 85, 1937, S. 206.
192. Seifert, H., Geologische Thermometer. Fortschr. Miner. 14, 1930, S. 67.
193. Spengler, E., Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. Jb. Geol. Staatsanst. 70, 1920, S. 235.
194. Spengler, E., Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. Verh. Geol. Bundesanst. 1926, S. 127.
- 194 a. Spengler, E. u. Stiny, J., Erläuterungen zu Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz; herausg. v. d. Geol. Bundesanst. Wien 1926.
195. Spitz, A., Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. Jb. Geol. Reichsanst. 68, 1918, S. 171.
- 195 a. Spitz, A. u. Dyhrenfurth, G., Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Scafs, Schuls und dem Stilsferjoch. Beitr. Geol. Karte Schweiz, n. F. 44, 1915.
196. Stark, M., Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 121, 1912, S. 195.
197. Stark, M., Grünschiefer mit Reliktstruktur. Tschermaks Miner.-Petr. Mitt. 26, 1907, S. 141.
198. Stark, M., Grünschiefer etc. aus dem Großarl- und Gasteintal. Mitt. Wien. Miner. Ges. (in Tschermaks Miner.-Petr. Mitt. 26), 1907, S. 39.
- 198 a. Sueß, F. E., Das Grundgebirge im Kartenblatt Sankt Pölten. Jb. Geol. Reichsanst. 54, 1904, S. 398.
199. Sueß, F. E., Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose in ihrer tektogenetischen Bedeutung (Bau- steine zu einem System der Tektogenese, I). Fortschr. Geol. 13/42, 1937.
200. Termier, P., Les schistes cristallines des Alpes Occidentales. C. R. IX. Intern. Geol. Kongr. Wien 1903/II, S. 571.
201. Termier, P., Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. géol. France, 4. sér. 3, 1903, S. 711.
202. Termier, P., Sur la genèse des terrains cristallophylliens. C. R. XI. Intern. Geol.-Kongr. Stockholm 1910.
203. Termier, P., Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Alpenexkursion der Geol. Vereinigung. Geol. Rdsch. 4, 1913, S. 42.
204. Trauth, F., Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. I. Teil. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 100, 1925, S. 101.
205. Tröger, E., Chemismus und provinzielle Verhältnisse der variskischen Gesteine Mitteldeutschlands. N. Jb. Miner. Abt. A. Beil.-Bd. 60, 1930, S. 1.
206. Tschopp, H., Die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes. Eclogae Geol. Helv. 18, 1923/24, S. 77.
207. Vendl, M., Die Geologie der Umgebung von Sopron I. Die kristallinen Schiefer. Mitt. Berg- u. Hüttenm. Abt. Ung. Hochschule Berg- u. Forstwesen, Sopron 1929, S. 225.
208. Vendl, M., Vorläufiger Bericht über die Genesis der Leukophyllite im nordöstlichen Teile der Ostalpen. Földtani Közlöny 63, 1933, S. 57.
209. Wegmann, C. E., Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rdsch. 26, 1935, S. 305.
210. Weinschenk, E., Über Serpentine aus den östlichen Central-Alpen und deren Contactbildungen. Habil.-Schr. München 1891.
211. Weinschenk, E., Beiträge zur Petrographie der östlichen Central-Alpen, speziell des Groß-Venedigerstockes II. Über das granitische Centralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneis. Abh. Bayr. Akad. d. Wiss. 18, 1894, S. 717.
212. Weinschenk, E., Ganggestein aus dem Habachtal, Oberpinzgau. Tschermaks Miner.-Petr. Mitt. 12, 1891, S. 328.
213. Weinschenk, E., Die Minerallagerstätten des Groß-Venedigerstockes in den Hohen Tauern. Z. Krist. 26, 1896, S. 337.
214. Weinschenk, E., Beiträge zur Petrographie der östlichen Central-Alpen, speziell des Groß-Venedigerstockes III. Die kontaktmetamorphe Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. Abh. Bayr. Akad. d. Wiss. 22/II, 1903.
215. Wenk, E., Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud. Bull. Geol. Inst. Upsala 26, 1936, S. 53.
- 215 a. Wieseneder, H., Petrographische Untersuchungen im Kristallin östlich der Wechselserie. Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 67, 1930, S. 219.
216. Wieseneder, H., Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite. Miner.-Petr. Mitt. 46, 1934, S. 174.
217. Wieseneder, H., Ergänzungen zu den Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes. Miner.-Petr. Mitt. 48, 1937, S. 317.
218. Winkler, A., Geologische Probleme in den östlichen Tauern. I. Teil. Jb. Geol. Bundesanst. 76, 1926, S. 245.
219. Zoubek, V., La tectonique de la vallée supérieure du Hron et sa relation avec la distribution des sources minérales. Věstník stat. geol. Ust. Čsl. Rep. 11, 1935, S. 85.
220. Zoubek, V., Bemerkungen über das Kristallin der Westkarpathen. Věstník stat. geol. Ust. Čsl. Rep. 12, 1936, S. 207.

## Tafel I.

- Abb. 1. Basaler Biotitschiefer, Aderwand. Großer Querbiotit mit teilweise verlegtem si. Vergr. 37 fach.
- Abb. 2. Knotenphyllit, Wasserradkopf (Lage in Kalkglimmerschiefer). Knoten mit Pigment-si. Umgrenzung vom Korngefüge teilweise übergriffen (hier Muskowit, Quarz, Albit, Klinochlor). Vergr. 28 fach.
- Abb. 3. Knoten-Kalkglimmerschiefer. Blaue Köpfe. Kleine; von den Korngrenzen des Kalkspatgefüges unabhängige Pigmenttüpfel als wahrscheinlich klastische Vorzeichnung. Vergr. 30 fach.
- Abb. 4. Faltung, Injektion und Albitdurchschwärmung in der „Lagenserie“ (injizierte Amphibolite und Prasinite) der Riffdecke am Stähreck (Dorfertal Ost).
- Abb. 5. In Bändern injizierte Amphibolite der Riffdecke („Lagenserie“) in den Rundbuckeln am Laperwitkees oberhalb der Aderwand.
- Abb. 6. Albitschwärme an Gangzonen in Kalkglimmerschiefer; beim Quarzgang vor der linken Pasterzenzunge.
- Abb. 7. Gefalteter Karbonatquarzit mit Auswitterung der karbonatreichen Bänder. Graben nördlich Schwarzkopf bei Bad Fusch (wenig außerhalb des östlichen Blattlandes).
- Abb. 8. Weißer Gips, von Dolomitbrocken- und reinen Dolomittagen durchzogen. Leitenkopf („Edelweiß-Spitze“) Nordostabfall. Oben der Hammer als Maßstab.

## Tafel II.

- Abb. 9. Muskowitschiefer (Verschieferungszone im Zentralgneis). Fenster II des Tauernmoos-Schrägstollens. — Imprägnation durch Albitporphyroblasten (Zwillingslamellierung; z. T. inverse Zonenstruktur — in der Photographie übertrieben deutlich!), welche sich // den s-Flächen verästeln und dabei vor allem die Muskowitlagen ersetzen (vgl. S. 21). — Vergr. 16 fach; Nikols +.
- Abb. 10. Orthogneis. W Karlingerkees-Ende, N vom Amphibolit, K-Feldspat, bis auf ganz geringe Reste ersetzt durch subparallel einwachsende, einfach verzwilligte Albite, z. T. mit myrmekitähnlichen Quarzeinschlüssen. Einzelne Epidotkörner liegen dazwischen (vgl. S. 59). — 36 fach; Nikols +.
- Abb. 11. Glimmerschiefer der Granatspitzhülle; Aufstieg zur Unteren Ödenwinkelscharte. — Albitporphyroblast (Zwilling!), welcher die Paralleltexur abschneidet und zugleich unverlegt, nur leicht verbogen unschließt (hauptsächlich durch graphitisches Pigment, daneben Quarz gezeichnet!); eine scharf abgesetzte Randzone bleibt frei davon (S. 47). — 20 fach ca.; Nikols +.
- Abb. 12. Fuscher Phyllit, albitisiert. Gamskragenhöhe N-Seite, über 2200 m. — Die Albitporphyroblasten siedeln sich zunächst einzeln an, wobei sie wieder die Paralleltexur abschneiden und umschließen; auch hier bleibt eine Randzone frei von Einschlüssen (S. 209). — 25 fach; ohne Nikol.
- Abb. 13. Fuscher Phyllit, stärker albitisiert. Östlich Weißenstein-Alm. — Hier schließen die Albite, durch welche die Paralleltexur ganz unverlegt hindurchsetzt, bereits zu Körnergruppen zusammen, zwischen denen nur in einzelnen Zwickeln phyllitisches Gefüge erhalten bleibt (S. 209). — 36 fach; Nikols +.
- Abb. 14. Ferleitner Glimmerschiefer, stärkst albitisiert; östl. Mahdwand. Das Gestein ist wesentlich zu einem (Parallelgefüge unverlegt unschließenden) Albitaggregat geworden; nur in spärlichen Resten dazwischen Glimmer-Chloritgefüge erhalten. Calcit (größtenteils feinelamelliert) vielfach mit Albit verwachsen (S. 104). — 16 fach; Nikols +.
- Abb. 15. Chloritisierter Epidotamphibolit. Nebelkarscharte. Hohle Hornblendeprismen, teils von Albit, teils von Chlorit erfüllt, von Chloritaggregat umgeben (S. 178). — 25 fach ca.; ohne Nikol.
- Abb. 16. Muskowitschiefer mit Chloritflecken. Vord. Spitzbrett. — Während die Chloritflecken wahrscheinlich auf diaphthorisierten Granat zurückzuführen sind, sprossen in einer jüngsten Phase der Gesteinsgeschichte bereits wieder kleine Granatkriställchen aus den Glimmerlagen auf (S. 148). — 30 fach ca.; ohne Nikol.