

Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung XIX. Petrographie der Schotter aus der Würmterrasse von Friesach-Gratkorn

Von Josef Hanselmayer, Graz

Mit 4 Abbildungen auf 2 Tafeln und 1 Textabbildung

	Seite
I. Einleitung	137
II. Geröllgrößen. Siebanalyse	138
III. Petrographische Zusammensetzung der Schotter	139
IV. Physiographie ausgewählter Gerölle	140
V. Petrographische Systematik des gesamten Geröllbestandes	153
VI. Schluß	157

I. EINLEITUNG

a) Vorbemerkung

Über die petrographische Zusammensetzung steirischer Würmglazialschotter liegt erst eine einzige Studie vor (HANSELMAYER 1962, Grazer Steinfeldterrasse, speziell Schottergrube Don-Bosko). Man ersieht daraus, daß Gesteinstypen in größerer Mannigfaltigkeit vorhanden sind. Den größten Anteil an der Zusammensetzung dieses Grazer Geröllvolkes nehmen die granitoiden Gesteine (25 bis 27 Stück-%, ohne Pegmatite), aber auch die Beteiligung der Kalksteine (21 bis 24 Prozent) und der Amphibolite (14 bis 16 Prozent) ist beachtlich. Weiters folgen mengenmäßig Quarzfelse, Dolomite, quarzitisches Gesteine, Pegmatite, nichtkarbonatische Sedimente, Paragneise, Glimmerschiefer, diabasische Grünschiefer, Porphyroide und Mergel. Die für die mittelsteirischen Pannonschotter so bezeichnenden braunen, rotbraunen bis violettroten Quarzporphyre wurden nicht gefunden. Desgleichen fehlen massige Diabase, tiefgrüne Porphyroide, Serpentinite vom Typus Kraubath, Nephrite und Hornsteine, weiters Korallengesteine (z. B. Eklogite, Stainzer Plattengneise) und Vertreter aus dem Sausalgebirge. Gegenüber den mittelsteirischen Pannonschottern ergaben sich charakteristische Unterschiede (1962:75-76).

b) Das Friesacher Würmglazial

Ein verhältnismäßig großer künstlicher Aufschluß (1 ha 15 a) befand sich im Friesacher Becken am linken Murer. Diese Schottergrube, ca. 300 m von der Bundesstraße entfernt, an der Straße nach Friesach gelegen, wurde im Jahre 1950 eröffnet. Besitzer: EBNER Peter, vulgo FRANZBAUER in Friesach Nr. 4. Sie gehörte zum Gemeindegebiet Gratkorn. Die Schotter wurden der Würmterrasse entnommen. Die Einstellung des Abbaues fand bereits im Jahre 1959 statt.

Die Begehungen in der Schottergrube zeigten, daß Gerölle mit Durchmesser unter 30 mm in größerer Menge vorhanden sind. Von dieser Fraktion haben wir derzeit noch kein petro-

graphisches Bild. Da aber die Tatsache besteht, daß bei Gegenüberstellung gleich harter Gesteine dem kleineren Schotterkorn der längere Transportweg entspricht, ergibt sich die Notwendigkeit, auch diese Fraktion einer Untersuchung zu unterziehen, um zu zeigen, inwieweit sich der Geröllbestand dieser feineren Schotter von jenem der gröberen, in dieser Studie beschriebenen, abhebt. Eine solche petrographische Bearbeitung bleibt, genau so wie die ebenso wichtige Untersuchung der Sande, einer weiteren Studie vorbehalten.

Über Untersuchungs- und Gesteinsbestimmungsmethoden siehe HANSELMAYER 1962:42-43.

Vorliegende Studie soll nun einerseits die gesteinsmäßige Zusammensetzung der gröberen Würmschotter des Friesacher Beckens mit ihren örtlichen Verschiedenheiten gegenüber den Grazer Würmakkumulationen aufzeigen, andererseits auch ersichtlich machen, inwieweit sich die Unterschiede gegenüber den Pannonschottern verwischen oder verstärken, bzw. sich verallgemeinern lassen.

II. GERÖLLGRÖSSEN. SIEBANALYSE

Vereinzelte kamen Gerölle mit ϕ bis 40—50 cm vor. Allerdings erreichten nicht alle Gesteinsarten die Größen. Diese großen Individuen sind in Geröllen bzw. Geschieben aller Größenordnungen bis herab zum Sand eingebettet.

1. Fleckengrünschiefergerölle mit ϕ zwischen 40 und 50 cm wurden einige gefunden. Sie waren meist dickplattig und wenig gerundet. Begrenzung teils durch s, teils durch Scherflächen (hko), einige mit ansehnlichem Hämatitanflug auf s. Sie können aus nächster Nähe gekommen sein.
2. Aus dem Übelacheinzugsgebiet stammen
 - a) helle, migmatische Gneise der Gleinalpe, verhältnismäßig gut kantengerundet, ϕ ebenfalls bis 50 cm.
 - b) Amphibolite erreichen ϕ bis 20—28 cm.
3. Aus weiterer Ferne (Mürztal) kamen:
 - a) Mürztaler Grobgnais- bis Grobgranitgerölle. Sie sind sehr gut kantengerundet, nicht plattig sondern mugelig, ϕ höchstens 20—22 cm.
 - b) Semmeringquarzite sind ebenfalls gut gerundet, $\phi = 10$ bis 15 cm. Handelt es sich um Serizitquarzite, dann sieht man sehr gute Rundung, aber doch auch mehr oder minder Plattigkeit.
 - c) Quarzfelse mit feinstschuppigem Serizit, genau so aussehend wie jene Quarzfelse, welche Lazulith führen, haben ϕ von 10—15 cm.

Transportwege: Die oben angeführten Geröllgrößen entsprechen, dem Abnutzungsgrad proportional, gut der Entfernung:

Von Semriach und näherer Umgebung (Fleckengrünschiefer): 2 bis 10 km.⁵

Aus dem Gleinalpengebiet (Augengneise, Migmatitgneise etc.): 20 bis 40 km.

Aus dem Mürztale: 70 bis 100 km.

Ergebnis einer Siebanalyse

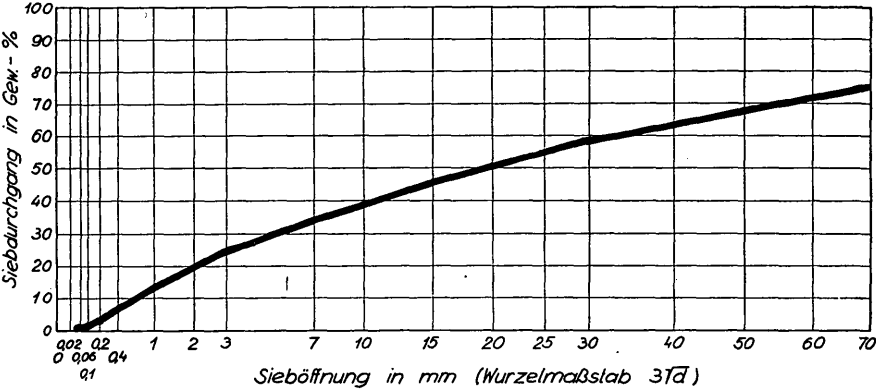
Aus den Basislagen der östlichen Schotterbruchwand wurden 107,74 kg Material entnommen. Die Körnungsverteilungsanalyse führte Doz. Dr. O. BLÜMEL an der Techn. Versuchs- und Forschungsanstalt der Techn. Hochschule in Graz durch. Hiefür sei herzlichst gedankt.

Methode: Das Material wurde getrocknet und dann gesiebt. Für Korngrößen über 1 mm wurden Lochsiebe, für solche unter 1 mm Maschensiebe verwendet.

Körnungsverteilung

Sedimente aus der Schottergrube EBNER in Friesach-Gratkorn (Würrn).

*Sieblinienschaubild des gesamten Materiales
nach G. Rothfuchs*



Kornzusammensetzung nach DIN 1179

Sieböffnung in mm	Durchgang durch die Siebe	Sieböffnung in mm	Durchgang durch die Siebe
70	74,9 Gew.-%	1	12,1 Gew.-%
50	67,8	0,2	3,1
30	59,5	0,09	1,1
15	46,7	0,06	0,8
7	35,8	0,04	0,6
3	25,2		

Der gewichtsmäßige Anteil der Gerölle mit ϕ über 70 mm ist beachtlich (25,1 Prozent), der Gerölle mit ϕ über 30 mm immerhin noch 40,5 Prozent. Die gröberen Komponenten (Grobschotter und Kies) liegen in einer reichlich sandigen Packung, während „Feines“ mit ϕ unter 0,2 mm nur in einem sehr geringen Prozentsatz vorhanden ist.

III. PETROGRAPHISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER SCHOTTER

Zwecks Materialsammlung wurden in der östlichen Schottergrubenwand übereinander Flächen von ca. 1 m² abgegrenzt und aus diesen Feldern ohne irgendwelche Auslese Gerölle mit ϕ über 30 mm entnommen. Vom obersten Feld 100 Stück, aus der Wandmitte 200 Stück und vom Wandfuß das Gesamtmaterial einschließlich Feinem für die Siebanalyse.

Jedes Gerölle wurde petrographisch bestimmt. Aus dieser Detailbearbeitung, welche besonders interessante Einzelheiten enthüllte, wird im folgenden aber nur eine Zusammenfassung gebracht, um den Überblick nicht komplizierter zu gestalten als hier notwendig erscheint. Auf die Ergebnisse der Detailbearbeitung soll an anderer Stelle eingegangen werden.

Schottergrube Friesach-Gratkorn (Würm)	Probe 1: 100 Gerölle Durchm. = 3 bis 16,8 cm		Probe 2: 200 Gerölle Durchm. = 3 bis 17,4 cm		Aus Siebanalyse 216 Gerölle Durchm. = 3 bis 24,5	
	Oberer Wandteil		Mittlerer Wandteil		Wandfuß	
	Stück	— %	Gew. — %			
Granitoide Gerölle	31	29,5	18,5	30,1	21,4	38,7
Pegmatite	1	2,5	1,5	0,8	0,9	0,8
Porphyroide	2	1,3	2,0	0,8	1,4	1,0
Diabasische Gerölle	3	9,8	0,5	4,1	0,9	3,0
Amphibolite	10	12,5	10,0	8,9	12,9	8,4
Andere kristalline Schiefer:						
Glimmerschiefer	—	—	5,0	5,8	3,7	1,3
Quarzitische Gerölle	8	3,7	4,0	4,0	11,6	16,4
Plagioklasschiefer	—	—	0,5	0,6	0,5	0,2
Chlorit-Biotit-Epidot-						
Albit-Schiefer	1	1,5	—	—	—	—
Nichtkarbonat. Sedimente	4	2,9	5,0	4,1	6,5	2,8
Kalksteine (einschl. Marmore)	22	20,5	37,5	28,3	25,9	15,9
Dolomite	8	6,8	9,0	9,0	4,6	2,7
Quarzfelse	10	9,0	6,5	3,5	9,7	8,8

IV. PHYSIOGRAPHIE AUSGEWÄHLTER GERÖLLE

1. Aplitgranit (Tauern-Zentralgranit-Typus)
2. Granatführender Hornblende-Saussurit-Gabbro
3. Kataklastischer, quarzführender Granatamphibolit
4. Biotit- und Chlorit-führender Epidot-Amphibolit
5. Spilitischer Klinozoisit-Albit-Uralitfels
6. Breunnerit-Antigoritit
7. Grüngrauer Diabastuffit
8. Tuffit mit Porphyroidmaterial
9. Quarzporphyrabkömmlinge: Porphyroide
10. Feldspat- und Granat-führender Glimmerschiefer
11. Graugelblicher toniger Kalksandstein
12. Violettgrauer Kalksandstein

1. Aplitgranit (Tauern-Zentralgranit-Typus)

Gerölle: 280 × 210 × 150 mm, massig, mittelkörnig, sehr hell gelblichgrau, mit grünlichen, bis mehrere mm großen Sprenkeln (Epidot, Chlorit, Biotit).

U. d. M.: Quarz ungleichkörnig, große Körner mit ϕ bis 2,8 mm undulös, Form pflastrig mit buchtigen Umrissen, oder mit zahnigen Konturen. KNaF¹⁾ immer als scharf gezeichneter Spindelperthit oder Fleckenperthit, einschlussfrei. ϕ bis 0,8 mm.

Plagioklase, ϕ bis 5 mm, in mehreren Generationen mit 10—17 Prozent An (Albit bis Oligoalbit), auch normalzonare Körner (innen 18 bis 20 Prozent An, außen 15 bis 16 Prozent An).

Eine Generation hat sehr grobe Serizitfülle mit wenig Klinozoisit, eine andere Generation sehr feine Serizitfülle mit Klinozoisitbeteiligung. Die Rinde der großen Plagioklaskörner und eine Generation von kleinen Plagioklasen bleiben ungefüllt, haben aber dieselbe Azidität. Mehrere größere

1) EXNERSche Abkürzung für Kalinatronfeldspäte.

Plagioklase enthalten als Einschluß Quarz (z. B. sechseckige Querschnitte mit schwachen Korrosionsspuren am Rande), Muskowittäfelchen, Epidot und Titanit (in einer Form, die vielleicht Pseudomorphosen nach Rutil bedeutet).

Muskowit, dicke Blätter, ϕ bis $0,48 \times 0,24$ mm, in der Zone (001) am Rande buchtig oder fingerig, vereinzelt mit Quarzeinschlüssen.

Prochlorit bis Delessit: Z = grüngelb, XY = tief bläulichgrün, ziemlich Fe-reich.

Brauner Biotit: X = hellgelb, YZ = braun, grüner Biotit: X = hellgelb, YZ = bräunlichgrün, beide in Verwachsung mit Chlorit, ϕ bis 0,15 mm.

Großkornepidot mit ϕ bis 0,3 mm, bräunlichgelber Kern und fast farblose Ränder, manche mit orthitsubstanzreichem Kern. Immer in Korngruppen (ϕ bis 1,6 mm).

Titanit, Kleinkornhaufen.

	Quarz	38 Vol. %
	Plagioklas	40
Dünnschliffauszählung:	KNaF, Perthit	13
	Epidot	3
	Muskowit	5
	Biotit, Chlorit	1
		100 Vol. %

Textur massig, Struktur blastogranitisch. Besondere Merkmale: Große grobgefüllte Albite bis Oligoalbite, klare KNaF und die groben Epidotaggregate mit schwach orthitischem Kern und mit Titanit.

Nach dem TRÖGERSchen Bestimmungsschlüssel kommt man in den Bereich der Aplitgranite, aber wegen des Zurücktretens von KNaF gegenüber Plagioklas in jenen bei TRÖGER nur durch ein Beispiel belegten Na-reichen Zweig, an der Spitze der Granodiorite eingereiht (Aplodiorit Nr. 105).

Ein Vergleich mit dem Volumsanalysen, welche METZ 1953 spez. S. 146 veröffentlicht hat, zeigt nahe verwandte Gesteinstypen aus den Seckauer Tauern, dort mit Aplit übertitelt, Typ β . Das gibt einen Hinweis auf die Herstammung unseres Gerölles.

2. Granatführender Hornblende-Saussurit-Gabbro

Gerölle: $122 \times 108 \times 56$ mm. Man sieht größere (bis 35 mal 16 mm) lichtgrüngraue Uralitaggregate, wobei es auffällt, daß diese einen schmalen dunkleren Saum von brauner Hornblende haben. Dazwischen befinden sich porzellanweiße Feldspatkorngruppen (bis 32×25 mm). An die Hornblenden gebunden treten die schon mit freiem Auge sichtbaren Rutil auf, welche einen mit der Lupe wahrnehmbaren Saum von Titanitkörnern tragen. Grobe Gabbrostruktur.

1. Braune Hornblende: ϕ bis 1,6 mm, X = hellbräunlich, YZ = kräftig braun, Z:c = 21° , $2V_x$ ist nahezu 90° , Doppelbrechung Z—Y = 0,014—0,015. Sie tritt saumbildend auf und bildet auch zahlreiche Flecken im helleren Kern, wobei diese Flecken mit dem Saum optisch gleich orientiert sein können. Auch Zwillinge nach (100).

2. Grüne Hornblende, aus der braunen hervorgegangen, nicht einmal $\frac{1}{4}$ der braunen Hornblendemenge bildend.

3. Das helle Mineral ist nicht mehr Diallag, der hier zu vermuten wäre,

sondern eine helle uralitische Hornblende, ϕ bis 4 mm. Z = blaß-graugrünlich, X = farblos, Y = fast farblos, Z:c = 18—19°. Sie umwächst auch die braune Hornblende. Das Mengenverhältnis von Uralit zu brauner Hornblende schwankt zwischen 6:1 bis 5:1.

4. Phlogopit, X = hellrötlichgelb, YZ = hellrotbraun, ϕ bis 0,22 mm, Basisblättchen rehbraundurchsichtig, wenige gedrunen gewachsene Blätter, Achsenwinkel sehr klein.

5. Labradorit mit 50—55 Prozent An, unzonar.

a) Körner (ϕ bis 3 mm) reich an schlanken Zoisitsäulchen, gelegentlich so dicht, daß mehr als 80 Prozent des Feldes dadurch ersetzt werden. Manchmal an Stelle des Zoisites feinkörniger Klinozoisit. Keine Zwillingslamellierung, Spaltung (nach welcher die Bestimmung möglich war) wenig ausgeprägt.

b) Klare, verzwillingte Körner, ϕ bis 0,4 mm.

6. Zoisit, schlanke Säulchen (siehe Abb. 2), welche zu Besen oder Garben aggregiert sind, aber in dieser Form nur im Plagioklas enthalten sind und nicht aus ihm herausgehen. Die einzelnen Säulen durchspießen manchmal die ganze sichtbare Schnittfläche des Plagioklaskornes.

7. Klinozoisit im Plagioklas, vereinzelt oder einzelne lockere Gruppen bildend, ϕ bis 0,08 mm.

8. Granat in Körnergruppen, Einzelkorn bis 1 mm, Einschlüsse von Quarz, brauner Hornblende und Klinozoisit, verwachsen mit Klinozoisitgruppen, mit Plagioklas und mit Hornblende.

9. Ilmenit und Hämatit auffallend wenig, bilden Einschlüsse in den von Uralit besetzten Feldern.

10. Rutil, eisenreich, braunrot, kräftige Stengel, z. B. 0,8 mm $\times$ 0,24 mm in Gruppen auftretend. In der Größe heruntergehend bis auf 0,16 $\times$ 0,03 mm.

11. Titanit: Die Rutilkörner sind von einem Saum von relativ grobkörnigem Titanit umgeben, dessen einzelne Körner die Größe der Rutilkörner übertreffen können. Leukoxen ist nirgends entwickelt. Diese Art der Verwachsung von Titanit-Rutil ist so charakteristisch, daß man darnach das Anstehende wieder erkennen würde.

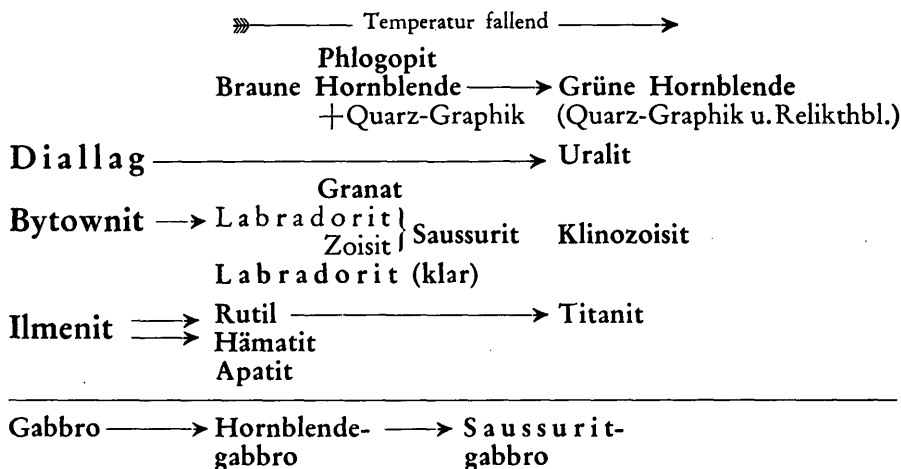
12. Apatit: ϕ bis 0,48—0,64 mm, selten Einzelkörner, eine sehr auffallende Erscheinung bilden in diesem Gestein einige Kornhaufen dieses Minerals.

13. Quarz nur als Einwachsung in der braunen Hornblende übernommen auch in der grünen Hornblende, welche dadurch das Aussehen einer graphischen Verwachsung gewinnen. Meist rund, selten eckig. Es sind nicht immer alle Körner gleich orientiert; aber dort, wo gleiche Orientierung auftritt, hat man ein Bild, wie das einer groben Diablastik vor sich. Korn- ϕ = 0,05 bis 0,16 mm.

	Hornblenden	46 Vol. %
	Saussurit	
	(Labradorit u. Zoisit)	43
Dünnschliffauszählung:	Apatit	3
	Granat	3
	Rutil, Titanit	4
	Phlogopit, Hämatit, Ilmenit	1
		100 Vol. %

Die ausgewiesenen Ziffern stimmen für den Dünnschliff, sind aber im einzelnen nur mit Vorbehalt repräsentativ für ein größeres Gesteinsvolumen, weil das Gefüge so grob ist und die Nebengemengteile in so ungleicher Verteilung auftreten (z. B. in einem Dünnschliff kein Granat). Aber man kann schon vom Handstück ablesen, daß das Verhältnis Saussurit zu Hornblende ungefähr 1:1 ist.

Paragenetisches Schema



3. Kataklastischer, quarzführender Granatamphibolit

Geschiebe: $165 \times 128 \times 50$ bzw. 25 mm, keilförmig, mit $\frac{1}{2}$ cm dicker eisenschüssiger Verwitterungsrinde. Im Innern befindet sich unverwittertes Plagioklas-Hornblendegewebe. Äußerlich ist eine Regelung oder Schieferung nicht zu sehen.

U. d. M.: Feldspäte:

Albit mit 10 Prozent An, durchwegs kleine Körner mit ϕ bis 0,48 mm, klar, fast alle schwach inverszonar, hie und da scharf lamelliert.

Andesin, ein Korn mit Labradorkern und Andesinhülle, normalzonar.

Quarz, ϕ bis 0,4 mm, undulös, Pflaster.

Hornblende: Kataklasten, ϕ bis 1 mm, X = fast farblos bis gelbgrün, Y = braungrün, Z = bräunlichgraugrün, Z:c = 22° . Hie und da heller Kern und dunklere Rinde. Einschlüsse: wenig Quarz, Titanit (z. B. kleine „Wecken“), Rutilkristalle mit oder ohne Leukoxenrinde, selten Zirkon mit pleochroitischem Hof.

Braungrüner Biotit in Form von Blättern, welche Hornblende korrodieren, ϕ bis 0,3 mm.

Eine Neukristallisation bringt jüngere blautichige Hornblende und Biotit. Beide Mineralien korrodieren die alte braungrüne Hornblende.

Granat farblos bis schwach ziegelrot, ϕ bis 1,4 mm, unter Kataklaste stark in Körner zerlegt. Einschlüsse: Quarz, Plagioklas. Nicht von einer Umwandlung betroffen.

Ilmenit, darin manchmal ein sehr feinschuppiger grüner Chlorit. ϕ bis 0,16 mm.

Rutil mit Ilmenitrinde.

	Hornblende	43 Vol. %
	Plagioklas	28
Dünnschliffauszählung:	Quarz	12
	Granat	16
	Biotit	1
		100 Vol. %

Struktur kataklastisch. Solche Typen wurden von der Gleinalpe nicht beschrieben, der Fazies nach könnten sie zwar von dort oder aus dem Rennfeldbereich stammen.

4. Biotit- und Chlorit-führender Epidot-Amphibolit

(Übergang zu Kränzhengneis)

Gerölle: $122 \times 82 \times 58$ mm, 730 g, weißgrün sprenkelig, auffallend hell, schiefrig.

U. d. M. Oligoklas mit 15–25 Prozent An, klar, ϕ bis 1,6 mm, auch inverszonar, sparsam lamelliert. Einschlüsse: Kleinkornepidot, Klinoisit.

Quarz pflastrig, ϕ bis 0,3 mm, kataklastisch.

Hornblende: X = hellgelb, Y = schmutzig grünbraun, Z = dunkelgrün, Z:c = 21° , ϕ bis 1,2 mm, mit Umwachsung einer fast farblosen Hornblende. Einschlüsse: Quarz, Rutil. Der Form nach handelt es sich um kataklastische Körner, die außerdem noch angegriffen sind und auf deren Rissen und Umfängen sich Chlorit, Biotit und Epidot abgeschieden haben. Die helle Fortwachsung tritt nur fallweise auf. Man sieht auch Putzen von Chlorit und Epidot, welche sich nicht mehr an Hornblendereste anschließen. In diesen Fällen ist die Hornblende vollständig aufgebraucht worden; auch diese Putzen sind auf Hornblende zurückzuführen.

Biotit: X = hellgelbbraun, YZ = dunkelbraun, oft mit Chlorit parallel verwachsen.

Chlorit: Z = fast farblos, YX = kräftig grün. Polarisationsfarbe = anomales Bronzebraun. Mg-Prochlorit. Komplexe Schuppengruppen und Körnergruppen (mit Biotit und Epidot).

Großkornepidot, ϕ bis 0,16 mm, in jeder Pseudomorphose nach Hornblende. Außerdem gibt es in den Plagioklasfeldern Kleinkornepidotkornhaufen, welche aber nicht echte Fülle darstellen, sondern ganze Kränze um die Plagioklaskörner bilden, wie ANGEL 1924:192–193 Ähnliches aus dem Stubalpenbereich beschrieben hat.

Zirkon selten, Rutil goldbraun, als Einschluß in Hornblende, Ilmenit und Titanit immer in den Paragenesen der Pseudomorphosen nach Hornblende, wenige Turmalinkörner (c = fast farblos, a = tief dunkelgrün, z. B. ein Kopfe mit guter kristallographischer Begrenzung, $\phi = 0,16$ mm) und Apatit, bis 0,2 mm, selten.

	Hornblende	32 Vol. %
	saurer Oligoklas	34,0
Dünnschliffauszählung: ²⁾	Epidot	17,0
	Chlorit	6,5
	Biotit	3,0
	Quarz	7,0
	Nebengemengteile	0,5
		100 Vol. %

²⁾ Bei allen schiefrigen Gesteinstypen wurde die Schliffage nach dem Querbruch gelegt, also auch senkrecht zu s.

Struktur granoblastisch und lepidoblastisch, Textur angedeutet schiefrig.

5. Spilitischer Klinozoisit-Albit-Uralitfels

Geschiebe: $70 \times 64 \times 22$ mm, 130 g, grünlichgrau mit zahlreichen Uralitknoten (ϕ bis 5 mm).

U. d. M.: Albit mit 10 Prozent An, leistenförmig, meist buchtig begrenzt, mit locker verteilten Klinozoisiteinschlüssen verschiedener Größe. Breitlamellige Verzwillingung nach dem Albit- und Periklingesetz.

Klinozoisit meist idioblastisch, oft große Individuen (bis $0,48 \times 0,35$ mm). Sehr charakteristisch ist auch das Auftreten mit Chlorit im Plagioklasgebälk, wo sie geballt zu einem groben Prismengebälk Teile der Plagioklasfelder vertreten.

Hornblende: X = blaß hellgrün, Y = schmutzig hellgraugrün, Z = hell bläulichgrün. $Z:c = 17^\circ$, aktinolithisch, Uralit, schilfig-faserig, in engerer Paragenese mit Karbonatkörnern, Klinozoisit und kaum doppelbrechendem Chlorit (zwischen den Fasern am Rande der Pseudomorphosen). Der die Hornblende begleitende Chlorit gehört zum Klinochlor. Reste von Pyroxen sind nicht mehr zu sehen.

Es gibt noch eine zweite Art von Pseudomorphosen, welche derzeit nur aus Chlorit und groben, eingewachsenen Klinozoisitkörnern bestehen. Kalzit mit schwachen Absorptionsunterschieden, Rhomboeder, ϕ bis 0,2 mm Titanit (Porphyroblasten), außerdem Leukoxen als Rinde um Ilmenit.

Nach dem Mineralbestand und der ophitischen Struktur entspricht dieses Gestein einem Spilit des pseudomorphen Flügels von Diabasen nach ANGEL 1955.

Dünnschliffauszählung:	Albit	26 Vol. %
	Uralit	40
	Klinozoisit	29
	Chlorit	2
	Kalzit, Titanit, Ilmenit,	
	Leukoxen.	3
		100 Vol. %

6. Breunnerit-Antigoritit

Geschiebe: $112 \times 108 \times 30$ mm, dunkelgraugrün, fast schwarzgrün, massig bis undeutlich schiefrig, mit braunen angewitterten Breunneritknoten (ϕ bis 6 mm), welche mit HCl erst nach längerer Zeit und nur schwach brausen.

U. d. M.: Antigorit bildet das Grundgewebe, Blättchen meist um 0,01 mm. Man sieht Lamellenzüge, hauptsächlich in zwei Scharen, wodurch eine — besonders bei schwacher Vergrößerung — stark ins Auge fallende optische Gitterung sichtbar wird. Es gibt auch fächerförmige und mottenflügelähnliche Wachstumsformen, alle gleich klein. Doppelbrechung $\sim 0,008$ — $0,010$, X steht senkrecht auf (001).

Breunnerit in Form großer Porphyroblasten (Rhomboeder und Rhomboedergruppen), ϕ bis 6 mm. Diese enthalten Inseln eines grünen Serpentinaggregates oder lockere Filze von dünnen Antigoritblättchen.

Bastitische Pseudomorphosen nach Pyroxen, ϕ bis mehrere mm. Z. T. sieht es so aus, als ob das Ausgangsprodukt die stark mit Erzinterpositionen ausgerüsteten Bronzite bzw. Enstatite gewesen waren, während Pseudomorphosen ohne Erzinterpositionen in ihrer Form auf monokline Pyroxene schließen lassen (Diopsid? Diallag?). Die Erzbestäubung ist z. T.

Magnetit, die kleinsten Individuen sind nicht bestimmbar. Manche Bastite sind bereits in Umlagerung zu Antigorit begriffen.

Die Größe der vermutlich primären Olivinkörner ist nicht mehr zu eruieren (siehe im Gegensatz hierzu HANSELMAYER 1962, Abb. 2 und 3, Antigorit von Don-Bosko, Graz, in dem Größe und Form der ehemaligen Olivinkörner noch sehr gut zu erkennen sind).

Es gibt selten Reste von γ -Chrysotilbändern, z. B.: $0,05 \times 0,2$ mm.

Die Erzverteilung im Gewebe ist typisch: Es gibt abständige Magnetitkonzentrationen, wie Schlieren aussehend, und nach s-Schieferung parallele Schleier, welche zwischen sich ganz erzarmer Lagen aufweisen.

Eine schwach betonte Schieferigkeit bemerkt man nicht nur am Handstück, sondern auch im Dünnschliff, im letzteren besonders durch die Anordnung der Erzstaubschlieren und auch durch die Einordnung der Bastite und der Breunertporphyroblasten.

Um die Herkunft festlegen zu können, würde es notwendig sein, daß neben dieser Art von Antigoriten auch Gerölle von Serpentin vom Kraubather-Typus oder von einem anderen Gesteinstypus mit Olivinresten mitangetroffen werden, womit dann eine Aussage über die Herkunft ermöglicht wäre. Zur Zeit fehlen leider solche Herkunftshinweise. Im wahrscheinlichen Liefergebiet gibt es eine Anzahl von Antigoritvorkommen, so daß man derzeit noch nicht entscheiden kann. In Frage kommt der Bereich Übelbachtal nordwärts bis weit murtal-aufwärts (noch oberhalb Bruck und Leoben).

Bisher wurden aus den Pannon- und Würmschottern nur ganz wenige Antigorite beschrieben (HANSELMAYER 1960: Abb. 5, 1962 Abb. 2, 3 und 1959:801 bis 803), welche verschiedenartig sind. Hierzu tritt nun diese neue Abart.

7. Grüngrauer Diabastuffit

sehr feinkörnig, feinschichtig-schieferig

Gerölle: $154 \times 133 \times 48$ mm. U. d. M. sieht man im Gewebe sehr viel Prochlorit im sedimentären s eingeregelt, darin allerdings auch Querchlorite, weiters Serizit, auch Karbonat (hin und wieder größere Kornfasern bis 0,8 mm), Albit mit 10—13 Prozent An (mit ganz wenig Einschlüssen von Karbonat und Serizit, aber nicht nach Art von Fülle) und relativ wenig Quarz (ϕ bis 0,16 mm, meist kleiner). Im Gewebe fallen verhältnismäßig große (ϕ bis 0,4 mm) und zahlreiche Magnetite (Oktaederschnitte mit buchtig verlaufenden Kristallkanten oder modellscharfe Kriställchen) auf. Es gibt auch Titanomagnetite mit Leukoxenrinde. Das ganze Gewebe ist ferner feinst erzbestäubt (Goethit, auch viel Ilmenit), an gewissen Lagen stärker. Diese goethitreichen Gewebepartien sieht man auch am Hauptbruch des Gesteines durch ihre graubraune Färbung.

Dieses Gestein ist lepidoblastisch-körnig, dem Waldsteinit (ANGEL 1954) ähnlich.

8. Tuffit mit Porphyroidmaterial

Gerölle: $126 \times 104 \times 50$ mm, hellgraugrün, dünnlagig, schieferig. Lagenhafte Anreicherung von Karbonat auch äußerlich sichtbar.

U. d. M. sieht man ein deutlich lagiges Tuffgewebe: In einer sehr feinkörnigen Matrix treten als größere Körner und in Kornzeilen auf:

1. Albite, ϕ bis 1,1 mm, z. T. noch mit Umrissen, welche einer magmatischen Korrosion zu verdanken sind (Korrosionsbuchten, im Innern Schnitte von Korrosionsschläuchen), z. T. als Auswürflinge klastisch geformt.

2. KNaF seltener, im gleichen Zustand, ϕ bis 0,8 mm.

3. Quarze: Größere Körner mit ϕ bis zu 0,2 mm sind nicht häufig, kleinere mit ϕ um 0,05 mm treten auch zu Korngruppen zusammen, die wie deformierte und zerdrückte Einsprenglinge aussehen.

4. Zeilen von spätem Karbonat, vereinzelt auch Körner zwischen den Lagen. Es handelt sich um Kalzit und um Dolomit (an der Lage der Zwillinglamellierung diagnostiziert).

5. Goethitkörnerchen (wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Pyrit), die größeren (ϕ bis 0,24 mm) haben feinstnadeligen Aufbau.

6. Schließlich gibt es noch Leukoxen mit Goethit durchwirkt.

Im Grundteig sind neben reichlichem Quarz auch Serizit und ebenso feiner, sehr schwach grüner Chlorit. Wieviel Feldspat darinnen enthalten ist, konnte wegen der Feinheit des Gewebes nicht ermittelt werden. Erz ist spärlich, z. T. ist es limonitisch, z. T. handelt es sich um Magnetit (Oktaederschnitte).

9. Quarzporphyrabkömmlinge: Porphyroide

Die Gerölle zeigen makroskopisch deutlich eine gewisse Zusammengehörigkeit. Die Farbe ist gelblichlichtgrau (z. B. Fr. 2)³⁾ lichtgrau (Fr. 3, 5, 8) oder grau (Fr. 13, 19), alle mit grünlichem Stich. Textur massig. Die Feldspateinsprenglinge (ϕ bis 1–3 mm, selten bis 6 mm), meist weiß-porzellanartig, einige schwach eisenschüssig, überwiegen häufig über die dunkelgrauen, durchscheinenden Quarzeinsprenglinge. Biotit oder seine Pseudomorphosen treten an den Handstücken nicht deutlich hervor.

Das Muster Fr. 10 nimmt eine Sonderstellung ein. Das Gerölle ist weiß-graustreifig mit grünlichem Stich, Einsprenglinge sind am Handstück nicht zu sehen. Dieses Gestein ist als Quarzporphyrabkömmling nur bei mikroskopischer Untersuchung zu erkennen.

Die tiefgrünen Porphyroide bzw. Meta-Quarzkeratophyre, wie sie in der steirischen Grauwackenzone (z. B. um Eisenerz) so häufig sind und auch leicht erkannt werden, sind in dem Friesacher Würmschotter nicht vertreten.

Quarzeinsprenglinge

Schliff- Nr.	2	3	5	8	10	13	19
Vol.-%	6	17	10	7	0,3	14	7

Fr. 2: Vorwiegend mechanisch unverletzte Quarzeinsprenglinge verschiedener Größe, ϕ bis 2,5 mm, in der Minderzahl auch solche, von denen wenige kleine Splitter abgetrennt sind. Sie bleiben aber in engster Nachbarschaft des Mutterkorns. Die Einsprenglinge haben Korrosionsbuchten, man sieht auch Schnitte von Korrosionsschläuchen.

Das Muster Fr. 19 stellt einen Übergangstypus zu folgender Gruppe dar.

Fr. 3, 5, 8, 13: Die buchtig korrodierten Quarzeinsprenglingskörner wurden in ganze Trümmerhaufen (ϕ bis 4,1 mm) zerlegt, deren Teilkörner zwar noch immer als zusammengehörig erkennbar sind, aber bereits (meist allerdings wenig), eine Verswenkung mitgemacht haben und durch dazwischengedrückte Grundmasse mit Quarzsplitterchen weiter voneinander isoliert werden. Diese Grundgewebsteile sind fast serizitfrei. Auffallend ist, besonders in Fr. 13, daß das auf den Sprüngen wohl mechanisch erzeugte Quarzbröselwerk wieder zu einem ganz feinen, buchtig konturierten Pflaster ausgeheilt ist. Die Einzelkörner zeigen oft noch optische Spannung. Manche Einsprenglinge haben Böhmsche Streifung, ohne sonst stark zerlegt zu sein.

³⁾ Kennzeichnung des Gesteinsmusters mit zugehörigem Dünnschliff.

Im allgemeinen ist noch bemerkenswert, dies gilt auch für Fr. 2 und 19, daß um die Einsprenglinge und um deren Teilkörner oft eine quarzkörnchenreiche, serizitarne, bis serizitfreie Grundmasse anschließt (Rinde bzw. Schale). In den Korrosionsbuchten und Korrosionsschläuchen ist die Körnchenmasse meist fast serizitfrei. Fallweise beteiligt sich kristalliner Kalzit (nicht Sinter) an den Rißausfüllungen.

In dieser Gesteinsgruppe schreitet die mechanische Zerdrückung der Quarzeinsprenglinge bis zur Durchbewegung in der Weise fort, daß man an Stelle der Einsprenglingsquarze nur mehr weit ausgedünnte Kornfasern von Quarz in paralleler Ausrichtung beobachten kann (Fr. 10). Dazwischen sind die Partien der Grundmasse stark serizitisiert. Auch diese serizitreichen Grundmassegewebstreifen sind zu den Quarzkornfasern parallel ausgelängt, so daß auch makroskopisch ein auffälliges Streifungs- oder Lagenbild zustandekommt.

Im gesamten Schliffbereich befindet sich nur ein einziger Quarzeinsprengling (siehe Abb. 5), der zu drei Vierteln noch nahezu unverletzt erhalten ist, auch die für Porphy Quarze typischen „Korrosionsschläuche“ zeigt. Allseitig besitzt er eine dünne Quarzsplitterrinde. Eine Ecke ist in Körnchen aufgelöst, die gegeneinander und zum Hauptkörper (= Quarzeinsprengling) desorientiert sind. Die gelängten Quarzkornfasern haben ungefähr das Ausmaß des erhaltenen Quarzeinsprenglings. Das ist ein Hinweis darauf, daß die Quarzkornfasern sehr wahrscheinlich ausgewalzte ehemalige Einsprenglinge sind.

Die KNaF-Einsprenglinge

erreichen in Fr. 5 Größen wie die Quarzeinsprenglinge (ϕ bis 3 mm). Auch die Umrissverhältnisse verhalten sich wie jene der Quarze, d. h. neben kristallographischen Begrenzungen der Kornschnitte sieht man auch Korrosionsbuchten. Manche ehemaligen Einsprenglinge liegen nur mehr als Bruchstücke vor. Die KNaF sind klar und einschlußfrei und zeigen vereinzelt Sanidinoptik, mehrere Körner deutliche Perthitisierung (Spindelperthite).

Die KNaF-Einsprenglinge in Fr. 13 sind der Größe nach mit denen im vorigen Muster vergleichbar (ϕ bis 2,8 mm), auch sieht man mechanisch unversehrte Individuen mit teilweise korrodierten Rändern und Körner mit protoklastischer Deformation. Einschlüsse: Serizit; auf Rissen eingesiedelt Kalzit, Serizit und ganz wenig Chlorit. Die Seriziteinschlüsse sind manchmal unregelmäßig-fleckig verteilt, in einigen Einsprenglingen befinden sich Anwachszone mit reichlicheren Seriziteinschlüssen wie im Kern. Ein Korn mit Sanidinoptik; manchmal Fleckenperthite, auch mit Kalziteinschlüssen.

Es sieht so aus, als ob die primären Sanidineinsprenglinge zerbrochen wurden. Nach der Protoklastik ging die Rekristallisation zu Perthit und die Besiedlung und Ausheilung der Risse mit Serizit, Kalzit und Chlorit vor sich, ferner Serizit und Kalzit als Einschuß.

In Fr. 8 haben die KNaF-Einsprenglinge (ϕ bis 1,1 mm) Orthoklasoptik. Sie sind häufig zerlegt, die Kornränder durch Protoklastik oder Kataklastik geformt und Kornanteile abgesplittet. Die Teilstücke sind gegeneinander verschwenkt, wie man an den optischen Erscheinungen erkennen kann. Diese Feldspäte haben nur schwachen Seriziteinschlußgehalt. Serizit ist nach mehreren Scharen geordnet, von welchen einige den Spalttrichtungen folgen. Außer diesen locker verteilten Seriziteinschlüssen enthalten die Einsprenglinge auch spärlich Kalziteinschlüsse im Innern sowie auf Bruchspalten. Einzelne Körner sind als Kryptoperthit erkennbar.

Fast durchwegs sehr stark verglimmert sind die KNaF-Einsprenglinge im Muster Fr. 19, so daß eine regelrechte Bestimmung meist nicht durch-

föhrbar ist. Die Umgrenzung ist oft noch gut erkennbar. Ein größerer Einsprengling ($\phi = 1,1 \times 0,8$ mm), unlamelliert, Karlsbaderzwilling, zeigt Orthoklasoptik. Er ist schwächer mit Serizit beschickt. Neben diesen gestaltet sich gut erhaltenen Einsprenglingen treten zahlreiche kleinere Porphyroklasten auf, welche dieselbe Optik und dieselbe schwache Serizitbeschickung aufweisen.

In Fr. 3 sind die KNaF-Einsprenglinge z. T. perthitisch entwickelt. Ein Korn hat ϕ von 2 mm, sonst handelt es sich durchwegs um kleinere Porphyroklasten, welche im allgemeinen weniger Glimmereinschlüsse enthalten als die Plagioklaspseudomorphosen.

Fr. 2: Die Feldspateinsprenglinge sind wegen der starken Kaolinisierung und Glimmerfülle selten zu diagnostizieren. In einem Falle wurde ein Fleckenperthit festgestellt, einspringende Winkel im Umriss einiger Pseudomorphosen deuten auf KNaF-Zwillinge.

In Fr. 10 herrschen wegen der starken Durchbewegung besondere Verhältnisse. Es gelang nur in den Quarzlagen kleine Körnchen (ϕ bis 0,3—0,5 mm) von KNaF zu finden, von denen sich einige als Kryptoperthite erkennen ließen.

Die Plagioklaseinsprenglinge

sind in Fr. 8 verhältnismäßig gut erhaltene Porphyroklasten (ϕ bis 2 mm) mit scharfer Zwillingslamellierung. Ihre Fülle ist locker verteilter Serizit. Wie überall in diesen Quarzporphyrabbkömmlingen handelt es sich um Albite mit einem An-Gehalt um 10 Prozent. An Rissen haben sich Kalzite eingenistet. Manche Einsprenglinge sind der Form nach noch gut erhalten, bei anderen macht sich Protoklase bemerkbar, entweder nur randlich oder als Zerbrechung des Kornes in mehrere Stücke. Diese sind etwas auseinandergerückt und oft auch gegeneinander ein wenig verschwenkt. Um die Albite befinden sich Höfe, welche mit Quarz aus dem inneren Stoffhaushalt besiedelt sind.

Ganz ähnlich verhalten sich die Plagioklaseinsprenglinge in den Mustern Fr. 3, 13 und 19. Aber es gibt auch Körner, in denen klare zwillingslamellierte Kornteile mit stark verglimmerten wechseln. In manchen Feldspatkörnern taucht neben dem Serizit auch Klinozoisit auf.

In Fr. 5 sind die Plagioklase sehr stark verglimmert und stets weniger gut erhalten als die KNaF-Einsprenglinge.

Im Muster Fr. 2 sind die Feldspatkörner so dicht kaolinisiert, daß man nur in Ausnahmefällen noch erkennen kann, daß sie einmal Plagioklase waren. In allen Fällen, wo man dies erkennen kann, bleibt offen, in welchem Ausmaße auch KNaF kaolinisiert worden sind. Immerhin konnten einige Körner noch an Relikten als Albite diagnostiziert werden. Einige klare Körner sind einschlußfrei und scharf und eng zwillingslamelliert. Diese sichtlich jüngeren Kristalloblasten erwiesen sich ebenfalls als Albite. Solche Feldspäte gibt es auch in Fr. 19.

In Fr. 10 sind nur kleine Plagioklase vorhanden (ϕ bis 0,4 mm), stets in Stücke zerbrochen. Sie befinden sich — genau so wie die KNaF — nur in den quarzreichen Gewebeteilen.

Pseudomorphosen nach Biotit.

Biotite oder Biotitreste sind nicht vorhanden. Man sieht nur deren Pseudomorphosen, welche in den einzelnen Gesteinsmustern in Bau und Ausbildung variieren.

Im Muster Fr. 3 sind die Pseudomorphosenquerschnitte (ϕ bis 1,8 mm) einzeln im Gewebe regellos verstreut oder zu Gruppen (z. B. zu viert) ver-

einigt. Sie bestehen aus außerordentlich blaßfärbigen Chloritschuppenaggregaten mit Nestern von metasomatischem Karbonat, welches längs Spalttrissen eingesiedelt ist.

Auf Chloritblattschnitten senkrecht zu (001) sieht man die Spaltung sehr gut und eine anomale blaugraue Polarisationsfarbe, wie sie bei Chloriten im Bereich der Grenze zwischen Klinochlor und Pennin auftreten. Z = farblos, XY = sehr blaß hellgraugrünlich. Zu betonen wäre die aus der Optik ersichtliche Fe-Armut dieses Chlorites.

In diesen Pseudomorphosen kommen noch vor: Goethitwürfelschnitte nach Pyrit (ϕ bis 0,03 mm), Titanit, welcher als Leukoxen auf Spaltflächen nistet; ein sehr lockerer zarter Filz aus Rutilnadelchen, Zirkon, Apatit, hie und da auch etwas Serizit.

Weiters sieht man Pseudomorphosen mit sechsseitigem Umriß (Basisschnitte) mit ϕ bis 0,9 mm. Sie bestehen derzeit aus Chloritschuppenaggregaten, in denen sich in lockerer Verteilung Leukoxenkrümelnchen, Rutilnadelchen, ein Karbonat (Dolomit?) und vereinzelt Zirkone mit pleochroitischen Höfen befinden.

In allen Schnittlagen der Pseudomorphosen trifft man neben den erwähnten Umwandlungsprodukten auch Quarzkörnchen und mehr als diese schwächer doppelbrechende winzige Leistchen (KNaF). Einige dieser Reste nach Biotit lassen zwar die dicktafelige Form der ehemaligen Einsprenglinge erkennen, aber sie erscheinen plastisch verformt, im Querschnitt leicht gewellt und in auseinandergefloßte Stücke zerlegt.

Im Muster Fr. 2 enthalten manche Pseudomorphosen nach Biotit (ϕ bis 1,4 mm, meist kleiner) verhältnismäßig große Ilmenitkerne mit Leukoxenrinde (ϕ bis 0,4 mm), aber kein Karbonat. Das primär pseudomorphosierte Mineral war sechsseitig-tafelig entwickelt (Biotit) und ziemlich dick: bis $\frac{2}{3}$ des ϕ (001). Die Umwandlung hat sie aufgeblättert und an den Spalttrissen hat sich Leukoxen eingenistet. Wieder ist die helle grünliche Farbe des pseudomorphosierenden Chlorites bzw. der Chloritaggregate (Fe-Armut) bezeichnend. Den optischen Eigenschaften nach handelt es sich um einen Pennin (Doppelbrechung positiv, fast Null). In diesen Pseudomorphosen sieht man außerdem noch Serizit, Quarz, Feldspatleistchen und vereinzelt Zirkon.

Die Art der Verformung der Biotitpseudomorphosen (dies betrifft auch die übrigen Gesteinsmuster) hat kein Anzeichen von Durchbewegung im festen Zustand.

In Fr. 13 sind weniger Pseudomorphosen nach Biotit vorhanden. Sie haben reichlich Serizit und einen im Schnitt kräftig grünen Chlorit (Bereich Delessit bis Prochlorit). Z = gelblichgrünlich, XY = grün. Polarisationsfarbe = anomal graublau, Doppelbrechung ca. 0,002. Weiters sieht man Ilmenit, z. T. Leukoxen und vereinzelt Turmalinsäulchen (Z = gelblichbraun, X = fast farblos). In den größeren Pseudomorphosen sind die sonst erdigen Leukoxenmassen bereits in kleine ($\phi = 0,005-0,015$ mm) durchsichtige Titanitkörnchen individualisiert. Es ist viel mehr Karbonat mit erkennbaren Absorptionsunterschieden zu konstatieren als in Fr. 3. Damit wird Dolomit in den Pseudomorphosen wahrscheinlich.

Chlorit-Epidot-Pseudomorphosen nach Biotit (Fr. 5) mit ϕ bis 1,6 mm: Sie enthalten Schuppenaggregate eines lichtgrünen Klinochlors mit normalen Polarisationsfarben in Grau, körnigen Dolomit, Leukoxen bzw. Titanitkörnchen, selten Apatit (sowohl zarte Säulchen als auch sechsseitige Querschnitte), vereinzelt Zirkon und verhältnismäßig viel Epidot (Korn- ϕ bis 0,07 mm, rauchig-bräunlich gefärbt, etwas pleochroitisch, hohe

übernormale Polarisationsfarben). Daneben kommen Pseudomorphosen vor, welche weniger Epidot haben, aber das sind Ausnahmen.

Es ist kein gewöhnlicher und kein leicht verständlicher Fall, daß sich in diesem Gesteinsmuster soviel Epidot und Karbonat in den Pseudomorphosen nach Biotit entwickeln, denn der Biotit ist ein Ca-freies Mineral und schon für die Titanitbildung muß CaCO_3 zugeführt werden. Es besteht ferner hier die Besonderheit, daß mit der Kalkzufuhr auch Dolomit im Gestein entsteht. Das Gefüge der Pseudomorphosen, welche Verbiegungen und Spaltungen zeigen, wie sie von Glimmern bekannt sind, läßt aber keinen Zweifel zu, daß es sich nicht um Pseudomorphosen nach Hornblende oder Pyroxen handelt. Es handelt sich vielmehr um metasomatische Verdrängung von Biotit unter Stoffwechsellerscheinungen.

In Fr. 19 sind gut geformte Pseudomorphosen, unter denen man auch sechsseitige Schnitte sieht, in der Minderheit. Die Glimmerpseudomorphosen sind meist verbogen und oft ziemlich auseinandergeflößt, (wobei der Leukoxen die Verbiegungen abbildet). Schließlich gibt es noch Gewebeteile, in denen keine Pseudomorphosen mehr zu sehen sind. Auch in diesem Muster sind an der Pseudomorphosenbildung Chlorit und krümelig verteilter Epidot beteiligt.

Daß auch im Muster Fr. 8 Biotit pseudomorphosiert worden ist, erkennt man darin, daß Kornfasern zu beobachten sind, welche aus Chlorit, Ilmenit-Leukoxen und Dolomit aufgebaut werden. In diesen Bereichen kommen auch größere Ilmenitkristalle (ϕ bis 0,4 mm) vor. Die ehemaligen Glimmerumrisse sind nicht mehr erkennbar, da die Pseudomorphosen durch Zerbrechung (das ganze Gewebe zeigt ausgiebige Kataklyse) und Zertriftung zu Kornfasern aufgelöst worden sind.

Fr. 10: Pseudomorphosen nach Biotit sind nicht vorhanden. Selten trifft man serizitreiche Gewebepartien mit einem grauen erdigen Leukoxen durchwirkt. Das könnte man auf ehemalige Pseudomorphosenreste beziehen.

Außerdem wurden beobachtet:

„Vergrünungschlorit“ auf Fugen, im Muster 13: Delessit, in 8: Prochlorit.

Pyritkerne umrandet von Goethit, z. B. in Fr. 2, als Seltenheit Granat, ϕ bis 0,24 mm, Rhombendodekaeder in Fr. 19, Magnetit, (111) mit ϕ bis 0,05 mm in Fr. 8, spärlich Limonit, Fahnen im Gesteinsgewebe.

Grundmasse:

Ein Gesteinsmuster mit serizitfreier Grundmasse gibt es in den untersuchten Geröllen nicht. Es wurde auch nur einerlei Form der Grundmassegestaltung gefunden, d. h. primär massig, mikrogranitisch, sekundär im verschiedenen Ausmaß feinst serizitisiert (Serizitschuppen: $0,003 \times 0,008$ bis $0,007 \times 0,02$ mm). Am Aufbau der Grundmasse nehmen ferner teil: Quarz; im Muster Fr. 3 gibt es Partien, in denen sehr viel kleinste unlamellierte Feldspatkörner zu beobachten sind, zwar zu klein zum Bestimmen, aber ihre relativ niedrige Doppelbrechung spricht für Alkalifeldspat. Ein bedeutender primärer Feldspatanteil ist in den meisten Mustern zu erwarten, weil in ihnen viel sekundärer Serizit auftaucht. Glas ist nirgends mehr vorhanden. In Fr. 13 sieht man schlierigen Bau der Grundmasse, abgebildet durch den Wechsel serizitreicherer und serizitärmerer in einem gestreckten kurzen Lagen. Dies kann auf Schlierigkeit (Fließgefüge) der primären Grundmasse zurückgeführt werden, in welcher Alkalifeldspat-reichere und Alkalifeldspat-ärmere Par-

ten nebeneinander bestanden. Eine Sonderstellung nimmt wieder Muster Fr. 10 ein, in dem Quarzlagen oder Quarzkornfasern mit serizitischen Lagen bzw. Flasern in einer Anordnung wie in kristallinen Schiefern miteinander wechsellagern.

Zusammenfassung

Die Bezeichnung „*massiger Porphyroid*“ stimmt für alle beschriebenen Formen mit Ausnahme von Fr. 10, welches Gestein schon als „*schiefriger Porphyroid*“ zu bezeichnen ist. Von Quarzporphyr unterscheiden sich diese Formen in Folgendem:

- a) Die Grundmasse ist meist in beträchtlichem Ausmaß serizitisiert.
- b) Dies trifft auch für die Feldspateinsprenglinge zu.
- c) Die ehemaligen Biotite wurden durch Pseudomorphosen ersetzt, welche z. T. sogar am metasomatischen Stoffwechsel beteiligt sind.

10. Feldspat- und Granat-führender Glimmerschiefer

mylonitisiert und diaphthoritisert (Phyllonit)

Geschiebe: $86 \times 79 \times 19$ mm, 250 g, hellgrau mit kleinen Knötchen von Granat (ϕ bis 2 mm), feinlagig, ebenschiefrig.

U. d. M. sieht man aus der Phase vor der Durchbewegung *Zahnquarzgeweberelikte* mit Korn- ϕ bis 0,8 mm. Nach der Durchbewegung bildete sich ein feines bis sehr feines mylonitisches Pflaster (Quarkorn bis 0,03 bis 0,1 mm). Nicht rekristallisiert.

Albit: Kornschnitte lamelliert oder unlamelliert, tektonoklastische Körner vom Format der mittelgroßen Quarkörner, klar oder sehr einschlußarm.

Klinochlor: X = fast farblos, YZ = blaßgrün, grünblaue anomale Polarisationsfarbe. c = Z, Doppelbrechung $\sim 0,003$. Es handelt sich um Klinochlor an der Grenze gegen Delessit. Blätter z. B. $0,08 \times 0,24$ mm.

Biotit, kleine Schuppen, fetzig.

Muskowit fein zerrieben.

Gemeiner Almandin, siebartig gebaut, Kornanteile in Chlorit umgesetzt.

Man sieht Lagen von fein zerriebenem Muskowit in Wechsellagerung mit Quarzgewebe, das örtlich auch Albit aufnimmt und sehr ungleichkörnig ist. Der Klinochlor, z. T. pseudomorph nach Granat, bildet aber auch selbständige Blattaggregate, zu denen sich winzigschuppiger Biotit gesellt. Granat sieht man in den quarzreichen Gewebeteilen, aber es ist sichtbar, daß er sich unter Aufzehrung von glimmerreichem Gewebe gebildet hat. Das Gestein ist mylonitisiert und durchgeschiefert, aber nicht vollständig rekristallisiert.

11. Graugelblicher toniger Kalksandstein

Dickes Geschiebe, $98 \times 58 \times 22$ mm, 220 g, sehr feinkörnig, grau mit gelblichem Stich. Selbst am frischen Bruch ist ein deutliches s nicht zu erkennen, es wird aber im Dünnschliff sichtbar.

U. d. M.: **Kalzit,** $\phi = 0,015$ bis 0,04 mm, wenige Großkalzite mit ϕ bis 0,5 mm mit Zwillingslamellierung.

Albit fallweise mit Zwillingslamellierung, ϕ bis 0,14 mm.

Quarz scharfkantig-splittrig, ϕ bis 0,15 mm.

Chlorit: Z = blaßgelblich, YX = kräftig bläulichgrün, Polarisationsfarbe tiefrotviolett. Nm $> 1,59$; Prochlorit bis Delessit. ϕ um 0,1 mm.

Feinmuskowit, z. B. $0,16 \times 0,016$ mm.

Biotite ausgebleicht, $0,2 \times 0,03$ mm und kleiner.

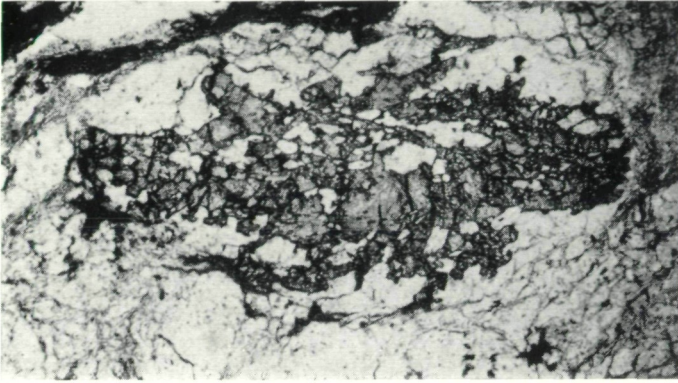


Abb. 1: Feldspat- und Granat-führender Glimmerschiefer (Geschiebe), Friesach-Gratkorn. — Gemeiner Almandin ($1,9 \times 0,9$ mm) postkristallin über kleingefaltetes Gewebe gewachsen, welches reliktsch als internes Quarz-si erhalten ist (Poikiloblast).

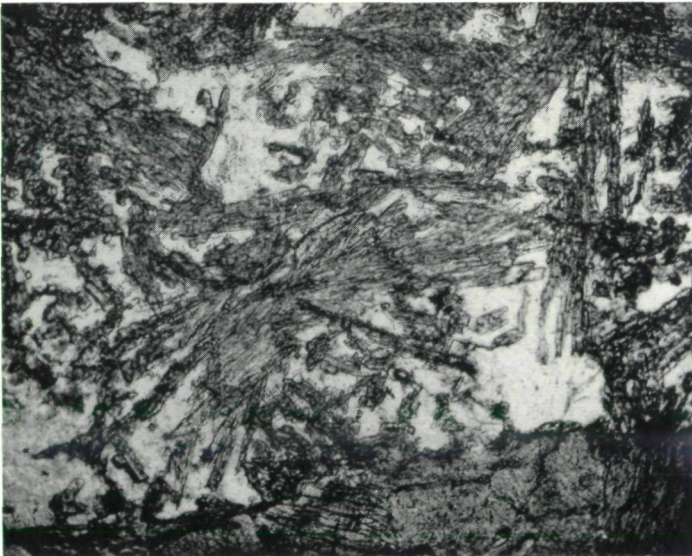


Abb. 2: Granatführender Hornblende-Saussurit-Gabbro (Gerölle), Friesach-Gratkorn. — Im Labradorit sind Zoisite in garben- oder besenförmiger Aggregation eingewachsen. Am unteren Bildrand Teil eines größeren Hornblendekornes. Vergr. 38fach.

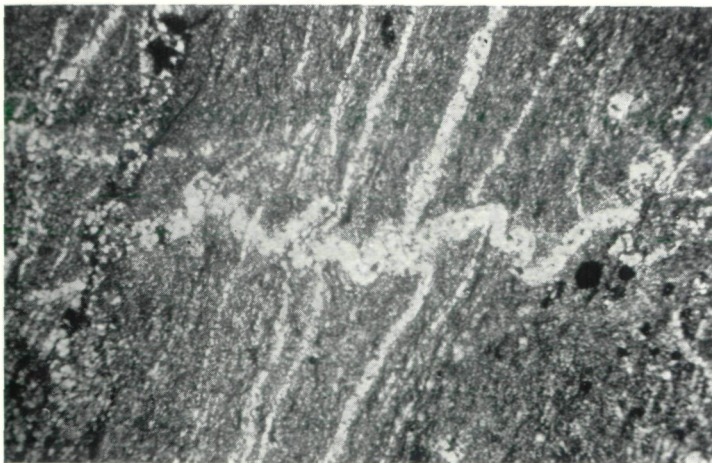


Abb. 3

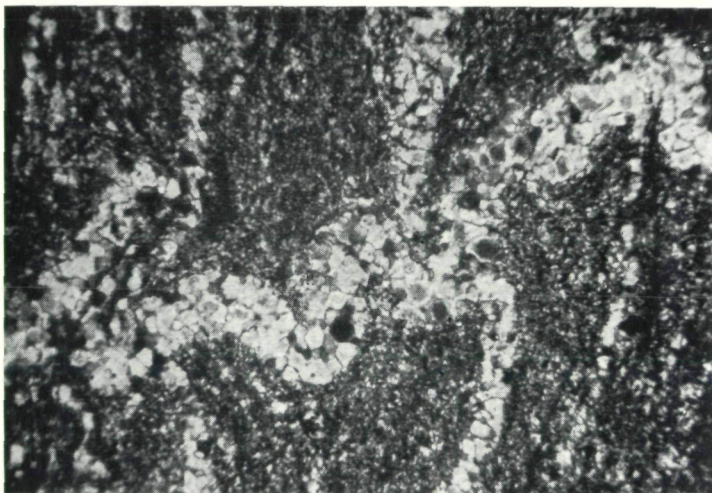


Abb. 4



Abb. 5

Braune und trübgrüne Turmaline, ϕ z. B. 0,05 mm.

Goethite pseudomorph nach Pyrit, Schwärme von Würfelchen. Sie nehmen vornehmlich an Gewebepartien teil, die noch als Mikrofossilschalen mit sedimentärer Füllung erkennbar sind.

Vereinzelte auch Rhomboederchen (ϕ um 0,02 mm) von stark goethisiertem Siderit.

Das Gewebe besteht zu 62 Vol.-% aus Kalzit, den Rest bilden vorwiegend Quarzsplitterchen, wenig Plagioklas, ferner Chlorit, Feinmuskowit, ausgebleichte Biotite, Goethit und Siderit. Chlorit und Glimmer = 7 Vol.-%.

Ein sedimentäres *s* wird durch Parallelordnung von Muskowitschüppchen längs *s*-Ebenen, sowie durch die Lage der Mikrofossilien, deren Hohlräume mit Sedimentsubstanz (meist feinsten Quarzsand) erfüllt sind, deutlich.

Es dürfte sich um ein paläozoisches Gestein handeln.

12. Violettgrauer Kalksandstein

mit siltigem Zement

Dickes Geschiebe, $114 \times 68 \times 33$ mm, undeutlich schichtig.

U. d. M. sieht man ein offenes Gewebe von Quarz (Kornumrisse zackig oder teilweise in verschiedenem Grade gerundet mit ϕ bis 0,05 bis 0,15 mm) mit sehr geringer Feldspatbeteiligung und von gleich großem Kalzit (ungefähr in gleicher Menge), gebunden durch einen sehr feinkörnigen-schuppigen Zement mit hauptsächlich Serizit, Feinquarz und ziemlich reichlichem Pigment (Hämatit, Magnetit und wenig Ilmenit). Daraus erklärt sich die Farbe dieses Gesteinsmusters. Ein blaßgrüner Chlorit in der Größe der Quarz- und Karbonatkörner ist nur mit wenigen Prozenten an der Bildung des Gewebes beteiligt. Selten noch Turmalin und Zirkon.

Im Dünnschliff gibt es einen Wechsel von pigmentärmeren und pigmentreicheren Gewebepartien, welcher aber nicht zu einer deutlichen Schichtung führt.

V. PETROGRAPHISCHE SYSTEMATIK DES GESAMTEN GERÖLLBESTANDES

Aplitische Gesteine: Wenn hier die Bezeichnung „aplitisch“ gebraucht wird, dann im Sinne NIGGLIs Magmencharakteristik, die nicht allein gangförmige Apliten, sondern auch die ihnen mineralogisch und petrographisch entsprechenden Partien granitoider Kerne umfaßt, wobei dann das Korn gegenüber den Gangaplititen sehr vergrößert sein kann. Aplitische Gesteine in diesem Sinne sind im Geröllbestand selten.

Ein untersuchtes Muster (siehe S. 140), das dem Aussehen nach ebenfalls zu Aplitgraniten gestellt werden muß, erwies sich im Dünnschliff bereits als ein aplitischer Granodiorit, nicht mehr Granit.

Granite: Massige Formen, zunächst mit schwacher Biotitbeteiligung, übergehend in reichlich Biotit-führende Formen (Biotitgehalt bis 15 Vol.-%), alle mit weißen und/oder rosaroten Feldspäten. Sie sind durchwegs mittelkörnig.

Weiters kommen granitisch-migmatistische Gesteinstypen mit flaseriger, schieferiger, streifiger oder augiger Ausbildung bis zu Nebuliten vor. Ihr Paläosom ist entweder Kornbeständen von Glimmerschiefern $\pm$ Granat entnommen, oder Diaphthoriten mit Chlorit, oder Amphiboliten, wovon die übernommenen Amphibolkörner am meisten auffallen.

Granodiorite bis Diorite mit migmatischem Charakter: Die Korngröße nimmt bei ihnen auffallend stark ab und die Farbe wird dunkelgrau. Die

Textur wird feinlagig-schiefriq, der Bruch aber ist dickplattig. Sehr häufig fanden sich neben diesen Formen Streifen- und Bändermigmatite, bestehend aus aplitgranitischem Neosom und plattigen bis faltigen und flaserigen amphibolitischen Paläosom. Dieses Paläosom verteilt sich in den Migmatiten in der Weise, daß je nach der Mengung von Paläosom und Neosom abwechselnd hellere und dunklere bis noch amphibolitische Platten zustande kamen.

Unter den granitischen und granitisch-migmatischen Gesteinen wurde an Hand von Dünnschliffen auch Zentralgranitfazies festgestellt (siehe S. 140). In welchem Ausmaß sie gegenüber Gleinalpenfazies verbreitet ist, steht noch nicht fest.

Verhältnismäßig häufig sind „Geschiebeleichen“ von Biotitgneisen zu finden.

Zwei interessante Typen seien herausgehoben:

1. Augengneise des Gleinalpentypus mit starker Vertretung eines Biotit-reichen Grundgewebes, in dem Quarz nicht auffällt.

2. „Mürztaler Grobgnais bis Grobgranit“: Der Unterschied von Gleinalpen-Augengneisen liegt darin, daß in diesen Grobgraniten bzw. Grobgneisen die groß entwickelten Mikrokline, bald Einsprenglinge, bald Augen, von einem Grundgewebe eingeschlossen werden. In diesem umspinnt ein Quarzgeflecht, dem auch Glimmerfasern zugesellt sind, ganz auffällig die Mikrokline. Solche Form der Gewebebildung fehlt den Gleinalpen-Augengneisen.

Pegmatite waren in diesen Würmschottern nicht häufig, man findet sie aber immer wieder. Häufiger wurden sie in einer Grobgeröllhalde gefunden, welche die Schottergrubenarbeiter zusammengetragen hatten, und zwar Turmalinpegmatite (ϕ bis 20—30 cm) mit örtlich reichlicher Schörlbeschildung (Kristallquerschnitte bis über 1 cm). Auch „Schriftgranite“ gab es dort. Die Pegmatite sind z. T. fast glimmerfrei, z. T. enthalten sie groben Muskowit.

Dioritporphyrite wurden trotz intensiver Suche nur in drei Exemplaren gefunden. Auch in den Grazer Würmschottern bildete dieser ausgefallene Gesteinstypus eine Seltenheit (Physiographie siehe 1962:53).

Gabbros waren selten. Physiographie einer Probe siehe S. 141.

Amphibolitische Gesteine:

- a) Plagioklasamphibolite: Massig oder flaserig, körnig-streifig, dünnlagig kleinfaltelig, $\pm$ Granat (Granat-Plagioklasamphibolite), darunter wenige Muster mit Hornblende. Eine Sonderform: Kataklastischer, quarzführender Granat-Amphibolit (S. 143).
- b) Gemeine Amphibolite: Massige, auch auffällig streifige Formen, $\pm$ Granat (gemeine Granatamphibolite).
- c) Issitische Formen: Grobkörnig oder feinkörnig, darunter Hornblendefelse mit Pennin, etwas Epidot und $\pm$ Granat.
- d) Formen mit grobem Lagenwechsel von Orthoamphibolitmaterial mit aplitischem. Die Lagenmächtigkeit kann mehrere cm betragen.

Bei a, b und c gibt es Formen mit auffallendem weißen Plagioklas-hof um die Granatkörner.

Alle diese amphibolitischen Typen sind Orthoamphibolite, ganz entsprechend den von ANGEL 1925 beschriebenen Gleinalpentypen.

Sonderform: Biotit-Chlorit-Epidot-Amphibolit, Übergang zu Kränchengneis (ANGEL 1924:192), das wäre ein diaphthoritisierter Orthoamphibolit mit K-Metasomatose.

Antigoritite ($\pm$ Breunnerit), dunkel schwarzgrün, seltener bläulich-grün. Sie sind trotz des großen möglichen Einzugsgebietes wenig vertreten, der

Farbe wegen aber auffällig. Serpentinite vom Typus Kraubath wurden bisher in diesen Würmschottern nicht gefunden.

Fleckengrünschiefer (Stücke mit maximalem ϕ von 30 cm, seltener bis 50 cm), wie sie aus dem Semriacher Becken altbekannt sind, sind verhältnismäßig häufig. Wir wissen aber, daß das nicht ihre einzige Heimat ist, sondern daß sie auch im Gebiet Stübing-Übelbach-Frohnleiten auftreten. Es handelt sich um Diabastuffe mit ausgeplätteten Pseudomorphosen nach Augitkristallauswürflingen.

Mit ihnen kommen auch diabasische Tuffite vor. Einmal wurde auch ein „Waldsteinit“-Gerölle (ANGEL 1954) gefunden. Eigentliche körnige Diabase waren unter den aufgesammelten Mustern nicht, welche Tatsache immerhin merkwürdig erscheint, da man solche Gesteine doch erwarten müßte. Eine Ausnahme bildete ein spilitischer Klinozoisit-Uralitfels.

An diese diabasischen Gesteine schließen sich Epidosite an, wie solche auch die anstehenden diabasischen Gesteine begleiten. Sie sind nicht selten, auch größere Gerölle mit ϕ bis 18 cm kommen vor. Meist sind sie gleichmäßig epidotgrün, in einigen Fällen mit eingewachsener dunkelblaugrüner Hornblende. Ob auch Amphibolitbegleiter darunter sind, konnte nicht festgestellt werden.

Quarzporphyre vom Typus wie in den Pannonschottern der Grazer Umgebung (HANSELMAYER 1958, 1959, 1960, 1961) fehlen.

Man findet hingegen jene hellgrauen bis hellgraugrünlischen Porphyroide, welche vom Verfasser schon aus den Pannonschottern beschrieben wurden (z. B. 1959:811-816). Vorherrschend sind darunter massige Typen, es gibt aber auch schwach schiefrige Formen und Übergänge bis zu Orthoserizitschiefern. Manche Porphyroide sind im Felde schwer oder gar nicht von gewissen Sandsteinen zu unterscheiden, wieder andere lassen am frischen Bruch deutlich die glashellen Quarzeinsprenglinge erkennen. Diese hellen Porphyroide stammen sicherlich aus der obersteirischen Grauwackenzzone.

Wie zu erwarten, kommen neben den eigentlichen Porphyroiden auch hier und da porphyroidische Tuffite vor.

Vertreter jener typischen stark vergrünzten Porphyroide, wie solche von ANGEL 1939 aus der Obersteiermark beschrieben wurden, fehlen.

Hochkristalline Schiefer, wie man sie im Gleinalpenbereich findet, sind mit folgenden Formen vertreten: Helle Granatglimmerschiefer, Glimmerquarzite, Granatglimmerquarzite, graue bis braune Quarzite, Plagioklasschiefer und phyllonitischer Albit- und Granat-führender Glimmerschiefer in Diaphthorose (nur ein Fund). Eine Sonderform ist ein gneisiges Gestein, in dem noch Quarz- und Lyditgeröllchen erkennbar sind (Konglomeratgneis).

Hornblendegarbenschiefer waren auffällig genug, um der Beobachtung nicht zu entgehen, kamen aber nur vereinzelt vor. Andere Para-Amphibolite, wie sie im Übelbachgraben mächtig vorkommen, und deren Anwesenheit hier zu erwarten gewesen wäre, wurden bisher noch nicht gefunden.

Aus der Grauwackenzzone stammen als auffälligste Elemente Lydite, Phthanite und gewisse Graphitquarzite. Feinkonglomeratische Grauwackensandsteine und andere Typen von Grauwackensandsteinen wurden selten angetroffen. Ein Arkoseschiefer war ein Ausnahmefall, ebenso ein graues Konglomerat mit groben Quarzgeröllen.

Ockerige Quarzsandsteine und graue Tonsandsteine stammen vermutlich aus dem älteren Paläozoikum.

Leicht zu erkennen waren Gerölle von „Erzführendem Kalk“ (CORNELIUS 1952) wegen der charakteristischen braunen bis rotbraunen Verwitterungsrinde.

Kristalline Kalke als Marmore sind selten. Was von den sonst häufigen Karbonatgesteinen zum Paläozoikum und was jüngeren Formationen zuzurechnen ist, kann nicht für jeden Fund erkannt werden; aber einige feinkristalline Kalksteine mit paläozoischem Habitus ließen sich aussondern. Paläozoische Dolomite scheinen in diesen Schottern zu fehlen.

Serizitschiefer, Serizitquarzite und dichte, reine Quarzite des Semmeringmesozoikums sind leicht zu erkennen und relativ häufig. Apfelgrüne Typen heben sich von allen anderen ab. Ihre natürliche Begleitung sind feinere bis gröbere Konglomeratquarzite mit bis über cm-großen rosaroten Quarzkörnern.

Dichte Kalke fanden sich in großer Zahl und guter Erhaltung. Ihre Körnung ist auch mit Lupe noch nicht zu erkennen. Fossilien wurden leider nicht beobachtet, aber der Habitus ist nicht paläozoisch, sondern mesozoisch. Färbung: Grauweiß, hellgrau (auch mit Rotfleckung bzw. roten Kalzitadern), grau, dunkelgrau (auch rotgeädert oder mit späterer weißer Äderung), braungelb, bräunlich, rötlich bis rotbraun. In den Geröllen läßt sich weder Schichtung noch Bankung wahrnehmen, auch keine Schieferung. Dieselben Gesteine fand der Verfasser in Quartärschottern von Krieglach, Kindberg und Sankt Marein. Daher stammen diese dichten Kalke sicherlich aus dem Einzugsgebiet der Mürz.

Einige schwarze schwach tonige Kalktypen gleichen mehr Karbonalken als mesozoischen.

Dolomite sind weniger vertreten, dichte helle überwiegen über graue bis dunkelgraue. Manche Proben enthalten Kleinhöhlen, Typen, wie vom Verfasser schon aus den Grazer Würmschottern beschrieben (HANSELMAYER 1962:63). Alle diese Dolomitgesteine unterscheiden sich von den gefundenen Kalkgeröllen und Kalkgeschieben durch die fühlbar rauhe Oberfläche. Auch solche Dolomittypen wurden vom Verfasser in den quartären Schottern des Mürztales gefunden.

Rauchwacken: Gelbe und weißlichgelbe Formen. Sie sind trotz ihrer Seltenheit wegen des Gefüges auffällig.

Die Restquarze haben in diesen Würmschottern geringen Anteil und kommen in folgenden Typen vor:

- a) Normale Quarzfelse,
- b) solche mit Resten von Glimmerschiefern oder mit Phyllitfetzen und
- c) Quarzfelse mit Ankerit.

Unter den Sandsteinen fanden sich zwei Formen mit reichlich Kalzit, eine graue, wahrscheinlich paläozoische und eine violettgraue, wahrscheinlich von einer nicht metamorphen Werfener Basis, obgleich in diesem Gerölle der sicher nicht gewöhnliche Reichtum von Kalzit auffällt. Eine größere Anzahl von Gesteinsformen weist ganz spärliche oder überhaupt keine Kalzitbeteiligung auf und sieht wie Werfener Sandsteine aus; sowohl Farbe als auch Körnung und Mineralbestand stimmen damit überein, außerdem auch ihre Begleitung durch kleinkonglomeratische Sandsteinformen. Rotviolette und grünliche Tonsandsteine, wahrscheinlich auch aus Werfener Schichten, z. T. mit ϕ bis 20 cm, sind ebenfalls vorhanden.

Von jüngeren Trümmergesteinen sind noch solche vom Typus Eggenbergerbresche und Dolomitbreschen mit kalkigem Bindemittel zu erwähnen.

Eine Auswahl von 98 Geröllen wurde der Hauptschule in Gratkorn als heimatkundliche Sammlung zur Verfügung gestellt.

VI. SCHLUSS

Unter den Geröllen dieser Friesacher Würmglazialschotter treten drei Gruppen deutlich hervor und zwar Granitoide, Amphibolite und Kalksteine. In beachtlicher Menge sind ferner Dolomite vorhanden, natürlich auch quarzitisches Gesteine. Bemerkenswert ist der verhältnismäßig geringe Anteil der Quarzfelse am Geröllgesamtbestand.

Vergleicht man diese Ergebnisse mit den Grazer Würmschottern (HANSELMAYER 1962), so sieht man dort abermals dieselben drei Gruppen in Vormachtstellung. Das untersuchte Material reicht aber, meiner Meinung nach, bis jetzt noch nicht aus, um detaillierten Gesetzmäßigkeiten — betreffend Beteiligungshöhe der einzelnen Geröllarten — auf die Spur zu kommen.

Bezüglich der diabasischen Gerölle läßt sich schon eine Aussage machen. In dem rapiden Absinken diabasischer Grünschiefer in den Grazer Würmschottern (HANSELMAYER 1962:47) gegenüber der relativen Höhe ihres Anteiles in den Friesacher Würmakkumulationen spiegelt sich unverkennbar ein durchaus lokaler Anlieferungseinfluß wider.

Die Herkunftsgebiete sind dieselben, wie schon in der Studie über die Grazer Würmschotter ausführlich angegeben (HANSELMAYER 1962:73-75): Bereich des oberen Murtales: Gleinalpe, Seckauer Tauern, Grauwackenzone, Mürztal. Und Bereich des mittleren Murtales von Bruck bis Friesach, einschließlich Übelbachtal und Semriacher Becken.

Ein Vergleich mit dem petrographischen Bestand der pannonischen Schotter der Grazer Umgebung zeitigte dieselben Ergebnisse, siehe HANSELMAYER 1962:75-76. Die schon erarbeitete Zusammenstellung der Unterschiede (vgl. Tabelle 1962:75) erwies sich in allen Einzelheiten auch für die Friesacher Würmglazialschotter als gültig.

Herrn Hochschul-Prof. Dr. A. POLLAK, Vorstand der Lehrkanzel für Mineralogie und Techn. Geologie an der Techn. Hochschule in Graz, sei für die Bewilligung, die Photoapparaturen benutzen zu dürfen, herzlichst gedankt.

Literatur

- ANGEL F. 1933. Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. Mitt. naturw. Ver. Steiermark, 1-20.
— 1940: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Wiss. Jb. Univ. Graz, 251-304.
— 1955. Über Diabasformen aus dem Bereich des Murauer Paläozoikums. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 3:175-180.

- HANSELMAYER J. 1962. Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung XVIII. Erster Einblick in die petrographische Zusammensetzung steirischer Würmglazialschotter (speziell Schottergrube Don-Bosko, Graz). S.-B. Akademie Wiss. Math.-nat. Kl. I. 171:42-78. Mit weiteren Literaturangaben.
- METZ K. 1953. Beiträge zur Kenntnis der Seckauer Tauern. I. Die Kerngesteine (Gneise und Granite). Mitt. naturw. Ver. Steiermark, 83:87-103.
- NIGGLI P. 1936. Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petrogr. Mitt. XVI:335-399.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Josef HANSELMAYER,
Graz, Rechbauerstraße 54.

Erläuterungen zu den Abbildungen auf Tafel XV

- Abb. 3: Phthanit (Gerölle), Friesach-Gratkorn. — Charakteristisches Bild des gröberkörnigen Adernetzes im feinstkörnigen Grundgewebe. Die Formung des Adernetzes ähnelt ptygmatischen Falten. Vergrößerung 20fach.
- Abb. 4: Phthanit, Detail aus Bildmitte der Abb. 3. Nic. +, Vergr. 56fach.
- Abb. 5: Schieferiger Porphyroid (Gerölle), Friesach-Gratkorn. — Im Porphyroidgewebe treten deutlich ausgedünnte Quarzkornfläsen in paralleler Ausrichtung hervor. Oben ein Porphy Quarz ($1,2 \times 1,3$ mm), welcher nur an einer Ecke mechanisch zerkörnt wurde. Er ist der einzige gut erhaltene Einsprengling im gesamten Schliffbereich. „s“ in kleinem Winkel zur langen Bildkante. Nic. +.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1963

Band/Volume: [93](#)

Autor(en)/Author(s): Hanselmayer Josef

Artikel/Article: [Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung XIX. Petrographie der Schotter aus der Würmterrasse von Friesach-Gratkorn. 137-158](#)