

# Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien

42.—43. Band, 1949—1950.

S. 1—234, 4 Tafeln und 10 Abbildungen, Wien 1952.

## Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzener Becken.

Von Hans Peter Cornelius †, Wien.

*Gedruckt mit Unterstützung des Bundesministeriums für Unterricht, des Notringes  
der wissenschaftlichen Verbände Österreichs und des Kulturreferates des Nieder-  
österreichischen Landesamtes.*

(4 Tafeln und 10 Abbildungen.)

Inhalt:		Seite
<b>A. Zur Einführung</b> . . . . .		4
Zur Erforschungsgeschichte . . . . .		6
Überblick über die tektonische Gliederung . . . . .		11
<b>B. Die Gesteine</b> . . . . .		12
1. In der normalen Ausbildung der norischen Decke . . . . .		13
1. Das Altkristallin . . . . .		12
2. Die Silbersbergserie . . . . .		12
a) Silbersbergschiefer . . . . .		13
Anhang: Phyllite unsicherer Stellung am Dürsteinkogel . . . . .		19
b) Silbersbergkonglomerat . . . . .		21
c) Quarzite . . . . .		22
d) Lydite . . . . .		24
e) Kalke . . . . .		25
f) Phorphyroide . . . . .		26
g) Grünschiefer . . . . .		28
α) Grünschiefer mit Reliktstrukturen . . . . .		29
β) Epidotchloritschiefer . . . . .		31
γ) Epidosit . . . . .		32
δ) Quarzreicher Chloritschiefer . . . . .		32
ε) Albitporphyroid in den Grünschiefern . . . . .		34
h) Serpentin . . . . .		37
i) Riebeckitgneise und Verwandtes . . . . .		38
k) Zur Altersstellung der Silbersbergserie . . . . .		38
3. Blasseneckporphyroid . . . . .		40
a) Allgemeines . . . . .		40
b) Tuffverdächtiges Porphyroid . . . . .		43
c) Buntes Porphyroid . . . . .		44
d) Einsprenglingsarme Porphyroide . . . . .		45
e) Zur Genese und Altersfrage des Porphyroids . . . . .		46
f) Die Schiefererzwischenlagen im Blasseneckporphyroid . . . . .		52

4. Quarzite im Hangenden des Porphyroids . . . . .	55
5. Die Radschieferserie . . . . .	56
a) Radschiefer s. str. . . . .	58
b) Quarzitische Einschaltungen . . . . .	62
c) Chloritoidschiefer . . . . .	65
d) Grünschiefer . . . . .	68
e) Von den Entstehungsbedingungen der klastischen Gesteine der Radschieferserie . . . . .	68
6. Lydit . . . . .	70
7. Der „Erzführende Kalk“ . . . . .	76
Anhang: Hornblendegabbro der Rotsohlschneid . . . . .	80
II. Die Schichtfolge des Florianikogels . . . . .	82
1. Die Florianischichten . . . . .	82
2. Kieseltonsteine und bunte Hornsteine . . . . .	85
3. Erzführender Kalk . . . . .	87
4. Zur Altersfrage der paläozoischen Schichten des Florianikogels	87
III. Die paläozoischen Gesteine der Veitscher Decke . . . . .	90
1. Die Rannachserie . . . . .	90
a) Allgemeines . . . . .	90
b) Das Rannachkonglomerat . . . . .	91
c) Phyllite (s.l.) der Gegend Turnau — Roßkogel . . . . .	94
d) „Tattermannschiefer“ . . . . .	96
e) Roßkogelporphyroid . . . . .	98
a) Die Porphyroide des Roßkogels . . . . .	99
b) Das Porphyroid des Hochreiterkogels . . . . .	102
c) Kleine Vorkommen S Turnau usw. . . . .	102
d) Unterschiede gegenüber dem Blasseneckporphyroid . . . . .	103
f) Biotit-Uralitschiefer . . . . .	104
2. Pseudo-Semmeringquarzit . . . . .	109
3. Veitscher Dolomit (und Magnesit) nebst Einlagerungen . . . . .	116
4. Thörl Kalk . . . . .	120
5. Das Oberkarbon . . . . .	126
a) Schiefer und Sandsteine . . . . .	126
b) Konglomerate . . . . .	130
c) Graphit . . . . .	131
d) Die Altersstellung . . . . .	132
Anhang: Die Rauhwaacke des obersten Massinggrabens . . . . .	134
IV. Zur Stratigraphischen Vergleichung; Paläogeographisches . . . . .	135
C. Tektonik . . . . .	139
I. Tektonische Einzelbeschreibung . . . . .	139
1. Die Gollrader Bucht . . . . .	139
2. Der Brücklergraben und die Unterlage der Rauschkogel-Trias . . . . .	145
3. Die Aufschlüsse im Hintergrunde des Groß-Veitschgrabens über dem Porphyroid . . . . .	149
4. Der Südrand der Grauwackenzone von Turnau bis Veitsch . . . . .	151
5. Zwischen Groß- und Klein-Veitschgraben . . . . .	160

6. Zwischen Klein-Veitschgraben und Arzbachgraben-Neuberg . . .	164
7. Das Gebiet des Roßkogels . . . . .	168
8. Paläozoische Einschaltungen im Troiseck-Kristallin . . . . .	178
9. Die Deckscholle des Drahtkogels . . . . .	181
10. Zwischen Neuberg und Altenberg . . . . .	184
11. Vom Altenberggraben bis zum Preiner-Gscheid . . . . .	187
12. Vom Preiner-Gscheid bis Orthof und Hirschwang . . . . .	189
13. Der Kreuzbergzug, vom Orthof bis Gloggnitz . . . . .	195
14. Die Aufschlüsse nördlich der Schwarza, von Reichenau bis Ternitz	200
15. Der Florianikogel und seine Umgebung . . . . .	204
<b>II. Tektonische Ergebnisse . . . . .</b>	<b>209</b>
1. Die variskische Großtektonik; die norische Überschiebung . . .	209
2. Vorvariskische Bewegungen? . . . . .	217
3. Alpidische Bewegungen . . . . .	219
4. Tektonik und Metamorphose . . . . .	225
<b>Angeführtes Schrifttum . . . . .</b>	<b>227</b>
a) Das Untersuchungsgebiet betreffend . . . . .	227
b) Andere Teile der nordalpinen Grauwackenzone betreffend .	231
c) Sonstiges angeführtes Schrifttum . . . . .	233

## A. ZUR EINFÜHRUNG.

Die vorliegende Arbeit behandelt das östliche Endstück der nordalpinen Grauwackenzone: einen Geländestreifen von rund 50 km Länge und sehr wechselnder Breite: ganz im W 12 km, an der schmalsten Stelle bei Neuberg jedoch nur 2 km. Dieser Streifen bildet im wesentlichen ein dem S-Abfall der steirisch-niederösterreichischen Kalkhochalpen vorgelagertes, sanftes Bergland. An seiner Formung sind (vermutlich jungtertiäre) Abtragungsflächen stark beteiligt, die es im W in 1200—1600 m Höhe überspannen, im O aber auf 600—800 m hinabsteigen. Der höchste Gipfel (Turntalerkogel) erreicht 1611 m.

Ausgedehnte Waldbestände bestimmen weithin den Charakter der Landschaft und erschweren dem Geologen den Einblick, insbesondere in der W-Hälfte. Und auch wo im O die landwirtschaftliche Nutzung mehr die Oberhand gewinnt, werden die Aufschlußverhältnisse nicht besser, zumal hier die Höhenlage überhaupt geringer, die Ausdehnung der vielfach tiefgründig verwitterten Altflächen aber größer wird. Im großen Ganzen ist der Geologe auf Kartierung nach Lesesteinen angewiesen; gute anstehende Aufschlüsse treten verhältnismäßig zurück, nur abschnittsweise — besonders dort, wo Kalkgesteine auftreten — sind sie häufiger.

Der größere Teil des untersuchten Gebietes befindet sich auf dem österreichischen Kartenblatt Müzzuschlag 1:75.000 und wurde gelegentlich der geologischen Neuaufnahme dieses Blattes von mir untersucht, in den Jahren 1928—1933; einzelne Revisionen 1935; das Blatt ist 1936 im Druck erschienen. Für ein Teilgebiet existiert auch eine Kartendarstellung in 1:25.000 auf der Raxkarte (Cornelius 1936). Anschließend habe ich in den Jahren 1937, 1939—1941 auch das östliche Teilstück auf Blatt Aspang—Neunkirchen hinzukartiert. Eine Veröffentlichung dieses Blattes ist leider wohl noch auf längere Zeit hinaus nicht möglich. Einen gewissen Ersatz, wenigstens für einen Teilabschnitt, mag die kürzlich (Cornelius 1941 a) publizierte Schwarzdruckkarte von dem Gebiet auf der N-Seite der Schwarza geben.

Die vorliegende Arbeit bietet die Gesamtergebnisse meiner Untersuchungen, soweit sie Gestein und Bau des Paläozikums innerhalb der Grauwackenzone auf den beiden Kartenblättern betreffen. Nur ein petrographisches Spezialproblem: die Riebeckitgneise von Gloggnitz usw., wurden ausgeschieden und einer späteren Sonderveröffentlichung vorbehalten. Über die altkristallinen Gesteine innerhalb der Grauwackenzone wurde bereits in einer vorangegangenen Mitteilung das Nötige gesagt (Cornelius 1941 a). Nicht behandelt werden endlich die Lagerstättenfragen; sie sind durch zahlreiche Arbeiten, vor

allem von Redlich und seinen Mitarbeitern, in wissenschaftlicher Hinsicht bereits weitgehend geklärt; zudem war es in den Jahren, da ich die Aufnahmen ausführte, nicht möglich, sie mit Aussicht auf neue Ergebnisse wieder aufzugreifen, da sämtliche Baue stillgelegt und mehr oder minder verfallen waren, mit alleiniger Ausnahme von Veitsch. Dort aber hat Prof. W. Petrascheck eine eingehende Neuuntersuchung in Arbeit, der ich nicht vorgreifen möchte.

Wohl noch nie habe ich eine Arbeit mit einem derartig unbefriedigten Gefühl abgeschlossen wie in diesem Falle. Schuld daran ist einmal das Bewußtsein, daß ich bei etwas größerem Zeitaufwande, als er für eine Aufnahme 1:75.000 zu rechtfertigen war, vielleicht manche bedauerliche Unsicherheiten hätte ausräumen können, die nun bleiben mußten; und andererseits die mancherlei neuen Gesichtspunkte, die seither in der westlichen Fortsetzung gewonnen wurden — ich nenne vor allem die Arbeiten von Haberfelner 1935 und Metz 1938, 1940 — die ich bezüglich ihrer Anwendung auf den größten Teil des Gebietes im Gelände nicht mehr prüfen konnte. Immerhin glaube ich für ein bisher so rätselreiches Gebiet, wie es dieser Abschnitt der Grauwackenzone ist, genug des Neuen gefunden zu haben — insbesondere auch im Hinblick auf die mikroskopische Untersuchung der Gesteine — daß eine ausführliche Darstellung gerechtfertigt ist. Möge sie meinen Nachfolgern als Sprungbrett zu besserer Erkenntnis dienen, dort, wo mir solche versagt bleiben mußte!

Allen denen, die meine Arbeit in irgendeiner Hinsicht gefördert haben, sei an dieser Stelle der geziemende Dank ausgesprochen: der Veitscher Magnesitwerke A. G., die mir die Besichtigung ihrer Bergbaue in entgegenkommender Weise gestattet hat; ihrem Betriebsleiter in Veitsch, Ing. J. Rohn, der mir auf dem Sattlerkogel seine sachkundige Führung zugutekommen ließ; den Fachgenossen W. Hammer, K. Metz, H. Mohr, W. Petrascheck, K. A. Redlich, R. Schwinner, E. Spengler, J. Stiny und anderen für manche lehrreichen Besprechungen; meiner Frau für eifrige Mitwirkung bei zahlreichen Begehungen. Gerne gedenke ich auch einer Reihe von Exkursionen der Wiener Geologischen Gesellschaft, die unter meiner Führung die Grauwackenzone besuchten: 1930 Roßkogel; 1931 Veitsch; 1933 Schneealpe (Basis); 1934 Breitenstein—Prein—Rax (Basis); 1937 Klamm—Schottwien; 1940 Vöstenhof—Florianikogel—Silbersberg; 1941 Payerbach—Klamm—Gloggnitz.

### Zur Erforschungsgeschichte.

Wenn man absieht von einigen Angaben, die sich auf die Bergbaue des Gebietes beziehen (Stütz, 1807), dann beginnt die Erforschungsgeschichte unseres Gebietes erst mit den Untersuchungen der eben gegründeten Geologischen Reichsanstalt zu Wien um die Mitte des vorigen Jahrhunderts. Von einigen durch den damals in Ausführung begriffenen Bau der Semmeringbahn veranlaßten Notizen (Kudernatsch 1850; Fötterle 1850) abgesehen, wurde über die ersten Pionierbegehungen auf steirischer Seite durch Hauer und Fötterle 1852, auf niederösterreichischer durch Čížek 1854 berichtet. Diese Arbeiten führten bereits zu einer im großen Teil ziemlich richtigen Abtrennung der „Grauwackengesteine“<sup>1)</sup> einerseits gegenüber den älteren kristallinen Bildungen, anderseits gegen die auflagernde Trias; auch die Existenz eines „oberen“ und eines „unteren“ Kalkzuges innerhalb der Grauwackenzone wurde festgestellt. Für das Alter der ganzen Zone gab es damals freilich nur einen einzigen paläontologischen Anhaltspunkt: die bereits 1845 weit im W, bei Dienten gefundenen Silurfossilien. Daraufhin wurde für die ganze Zone, sogar mit Einschluß der Kalke des Semmerings, silurisches Alter vermutet; so in der Übersicht von Hauer 1855, und noch in seiner später erschienenen Übersichtskarte ist der gleichen Vermutung Ausdruck gegeben.

Als Schlußstein des ersten Erforschungsabschnittes darf man wohl die „Geologie von Steiermark“ von Stur 1871 bezeichnen, die alles damals Bekannte wenigstens über den steirischen Abschnitt (z. T. aber auch darüber hinaus) zusammenfaßt. Es kennzeichnet den sicheren Blick des Autors, wenn der „sicher silurischen Grauwackenzone“ (S. 104 f.) die „Schiefer- und Kalkablagerungen der Cretischen Alpen und ihre Quarzite“ — d. h. das Semmeringmesozoikum! — (S. 112 f.) als etwas wesentlich Abweichendes gegenübergestellt und für wahrscheinlich devonisch (S. 122) gehalten werden; für den „unteren“ Kalkzug Aflenz—Turnau—Veitsch (= Thörler Kalk!) wird die Möglichkeit eozoischen Alters in Betracht gezogen (S. 110).

Ein zweiter Abschnitt der Erforschung wird vor allem gekennzeichnet durch die Arbeiten von T o u l a und V a c e k. Den sorgfältigen Beobachtungen des Erstgenannten ist nicht nur zum ersten Mal eine größere Anzahl von Detailprofilen über einen Abschnitt unseres Gebietes zu verdanken, sondern auch eine Reihe von folgenschweren

<sup>1)</sup> Das — nicht landesübliche! — Wort dürfte durch Bergleute aus dem nördlichen Deutschland importiert und vom Bergbau aus in die geologische Literatur übergegangen sein.

Fossilfunden: die Oberkarbonpflanzen von Klamm (von Stur 1883 bestimmt), sowie die zahlreichen Funde in den Kalken des Semmeringgebietes, welche für deren Abtrennung als Mesozoikum die Grundlage abgaben. Bis diese sich allgemein durchsetzte, dauerte es freilich noch Jahre (Vacek z. B. betrachtete sie noch lange als Silur, mit nur einzelnen diskordant auf- und eingelagerten mesozoischen Lappen!). Heute ist die Folgerung aus Toulas Entdeckung längst gezogen, daß das Semmeringgebiet mit der Grauwackenzone nichts zu tun hat; es soll uns daher hier auch nicht weiter beschäftigen.

Was Vacek betrifft, so ist es heute vielfach üblich, mit einem Lächeln über ihn zur Tagesordnung überzugehen. Das Gebirge bestand ja für ihn bekanntlich aus einer Folge „unkonform“ übereinander gelagerter Glieder, das eine jeweils in ein Erosionsrelief des anderen eingeschachtelt, mit einem Minimum an tektonischen Störungen. Allein, wenn man bloß die grotesken Blüten zur Kenntnis nimmt, welche diese Anschauungsweise gelegentlich trieb — z. B. im Kristallin, oder Magnetit- und Eisenstein-„Formation“ als stratigraphische Glieder! — und sich daran stößt, daß sie zuweilen die unmittelbaren Kartierungsergebnisse in bedauerlicher Weise beeinflusst hat (z. B. durch Ziehung geologischer Grenzen längs der Höhenkurven), so wird man damit der Arbeitsleistung dieses unermüdlichen Aufnahmogeologen nicht gerecht. Vacek pflegte ein ganzes Kartenblatt 1:75.000 in einem bis höchstens zwei Sommern zu erledigen; und daß trotzdem etwas Bleibendes dabei herauskam, ist daraus zu ersehen, daß recht eigentlich er zu einem guten Teil das geologische Kartenbild der Grauwackenzone geschaffen hat: das weite Durchstreichen des Oberkarbonzuges, des Blasseneckporphyroids — allerdings als Gneis kartiert! — geht auf Vacek zurück. Auch den obersten Schieferkomplex, zwischen Porphyrit und Erzführendem Kalk, hat er richtig als von den Karbonschiefen verschieden erkannt und als Silur kartiert — eine Erkenntnis, auf die man erst fast 40 Jahre später wieder zurückkam.

Ferner gehört in diesen Zeitabschnitt die Entdeckung der Fossilien von Veitsch (vgl. Koch 1893), in weiterem Umkreise derer von Eisenerz, Trieben und Kaisersberg, welche langsam weitere stratigraphische Fixpunkte lieferte; freilich blieb die stratigraphische Stellung z. T. lange Zeit sehr umstritten und wurde z. B. für Veitsch erst in unseren Tagen endgültig geklärt.

Endlich gehört hierher auch der Beginn petrographischer Erforschung: nach den ersten Anfängen durch Tschermak 1873 vor allem durch die auch heute noch in vieler Hinsicht musterhaften Arbeiten v. Foulton's, die unser engeres Gebiet freilich nur wenig berührten,

für manche seiner Gesteine aber gleichwohl wichtige petrographische Daten lieferten. Einem Spezialproblem: dem schon seit Czižek bekannten Gloggnitzer „Forellenstein“ widmete Keyserling 1903 eine monographische Untersuchung.

Bereits Stache hatte den Versuch gemacht, die paläozoischen Bildungen nicht nur der Grauwackenzone, sondern der gesamten Ostalpen in ein Schema zu bringen; viel zu früh, wie wir heute speziell im Hinblick auf die Grauwackenzone sagen müssen. Noch am Ende unseres Zeitabschnittes war sie ein höchst rätselvolles Gebilde; dies ersieht man aus der kurzen Übersicht, die ihr C. Diener 1903 (S. 435 f.; 465 f.) widmet, ebenso wie — auf engerem Bereich — aus dem Semmeringführer von Toulal 1903.

Wie auf anderen Gebieten der Ostalpengeologie, so brachte auch hier neue Anregungen der Wiener Geologenkongreß und damit den Beginn eines dritten Abschnittes, indem sich auch hier der Schwerpunkt des Interesses vom stratigraphischen aufs tektonische Gebiet verlagerte. Aber freilich war dafür die stratigraphisch noch immer so mangelhaft bekannte Grauwackenzone noch nicht reif: mehr noch als z. T. anderwärts mußte die Spekulation hier der Erfahrung vorausgreifen. Fest stand ja zunächst nur, daß die Kalke der Zone z. T. Silur (immer noch aus alter Gewohnheit sehr überschätzt!) bis Devon waren, z. T. auch Unterkarbon; ferner, daß ein Zug von Schiefeln Oberkarbon war; und endlich, daß diese jüngeren Schiefer unter die älteren Kalke gegen N einfielen, wo immer man die Lagerungsverhältnisse kannte. Da lag also die Annahme einer deckenmäßigen Trennung zweifellos nahe; über das Wie? freilich konnte man sehr verschiedener Meinung sein, da ja zumeist mächtige, ihrem Alter nach zunächst ganz unbestimmte Schichtstöße dazwischen lagen.

Ich übergehe hier zunächst das daran anknüpfende Hin und Her der Meinungen und hebe die Arbeiten hervor, welchen wir positive Bereicherungen des Wissens über unseren Abschnitt der Grauwackenzone verdanken.

Da sind zunächst zu nennen die Arbeiten von Mohr, beginnend mit seiner Dissertation (1910), welche einen erfolgreichen Versuch zur Gliederung jener altersunsicheren Schichtstöße brachte — wenngleich freilich ihre stratigraphische Deutung noch nicht gelang; hier wie in anderen Arbeiten jener Jahre machte sich der dem früher herrschenden entgegengesetzte Fehler der stratigraphischen Auffassung breit: es wurde nun der karbonische (und jüngere!) Anteil der Grauwackenzone gegenüber dem altpaläozoischen bedeutend überschätzt. Doch wurde die Lage der Haupt-Bewegungsbahn zunächst richtig erkannt, jedoch



zwei Jahre später (Mohr, 1912, S. 645) — offenbar unter dem Einfluß der gleichzeitigen Arbeiten von Kober (1909, 1912), der in dieser Hinsicht auf eine falsche Fährte lockte — ihre Bedeutung stark eingeschränkt. Späterhin hat dann Mohr 1922 das bis dahin sehr unzulänglich bekannte, größte Vorkommen altkristalliner Gesteine innerhalb des Ostabschnittes der Grauwackenzone weitgehend erforscht (vgl. dazu bei Cornelius 1941 a) samt seiner Umgebung, in der er u. a. die Radiolarien in dem Kieselgestein des Florianikogels entdeckte; wie er überhaupt als erster an den Gesteinen dieses Abschnittes in größerem Umfang mikroskopische Studien vornahm. Bezüglich der Stratigraphie schien Mohr 1923 auf den vermutlich richtigen Weg zu kommen, indem er die Silbersbergserie als das sedimentäre Korrelat eines ältesten (vorvariskischen) orogenen Zyklus erkannte. 1933 fügte er einen weiteren Fundpunkt von Karbonflora<sup>2)</sup> den bekannten hinzu, entfernte sich aber ganz von seiner ursprünglichen tektonischen Erkenntnis, indem er eine zusammenhängende verkehrte Schichtfolge: Silbersbergserie—pflanzenführendes Karbon—Semmeringserie konstruierte.

Dann sind die Arbeiten von Redlich (und z. T. Mitarbeitern) bedeutungsvoll nicht nur für die unmittelbare Geologie und Genese der Eisenerz- und Magnesitlagerstätten, denen sie galten — in dieser Hinsicht sei hier nur an die von Redlich zu (fast) allgemeiner Anerkennung gebrachte metasomatische<sup>3)</sup> Entstehung dieser Bildungen erinnert — sondern es wurden von ihm auch stratigraphische, petrographische und tektonische Fragen der Grauwackenzone hiebei behandelt und z. T. gelöst. So erkannte er für unser Gebiet im „Blasseneckgneis“ Vacek's und v. Foulton's einen metamorphen Quarzporphyr (Redlich 1907, 1908 u. a.), nachdem Ohnesorge 1905 in der Kitzbühler Gegend erstmalig solche in der Grauwackenzone gefunden und auf ihre Identität mit dem „Blasseneckgneis“ hingewiesen hatte. Redlich's Kartendarstellungen geben die Lagerstätten sehr genau wieder; in einiger Entfernung davon freilich sind die Grenzen oft äußerst schematisch und z. T. phantasievoll gezogen. Die verschiedenen Schiefererserien werden noch 1923 einheitlich als „Tonschiefergruppe“ ausgeschieden.

Der entscheidende Fortschritt in dieser Hinsicht wurde außerhalb unseres speziellen Gebietes erzielt und knüpfte sich an die Arbeiten von Hammer 1924 im Liesingtal und von Spengler 1926 um Eisenerz und Aflenz. Ersterer trennte im Hangenden des graphitführenden Kar-

<sup>2)</sup> Den unabhängig von ihm gleichzeitig auch M. Glaessner entdeckte, aber erst zwei Jahre später veröffentlichte.

<sup>3)</sup> Für den Veitscher Magnesit wurde Metasomatose schon von Koch 1893 mit guten Gründen angenommen.

bons einen Zug von „Quarzphyllit“ ab, und noch höher die „Gruppe der feinschichtigen quarzitischen Grauwackenschiefer“, die sich vom Karbon durch das Fehlen der Kalke, Grünschiefer<sup>4)</sup>, Konglomerate sowie der Graphitschiefer (S. 14) unterscheidet. Spengler kam zu einer ähnlichen Einteilung und trennte überdies die obersten, mit schwarzen Kieselschiefern eng verbundenen Schiefer als Silur von tieferen „Grauwackenschiefern“ unbekanntes Alters — was Redlich für Eisenerz, unter Hinweis auf Vacek und Ohnesorge, auch bereits angedeutet hatte.

Damit war nun die Lage der Haupt-Schubfläche innerhalb der Grauwackenzone ungefähr festgelegt, viel tiefer, als es, außer von Mohr 1910, bis dahin vermutet worden war.

Zu einem Teil folgte nun auch die Bestätigung durch Fossilfunde: durch Heritsch und seine Schüler wurden an zahlreichen Stellen der Grauwackenzone Graptolithen in den schwarzen Kieselschiefern gefunden. Unser engeres Gebiet war hieran allerdings nur mit einem kümmerlichen Fund beteiligt (Peltzmann 1937). Schon vorher hatte Heritsch 1927 nach von Redlich gefundenen Fossilien gewisse Quarzite, die auch in unserem Gebiet ihre Vertreter haben dürften, als Caradoc festgelegt. Auch das Veitscher Karbon lieferte nun Funde (Klebensberg 1926; Heritsch 1919, 1928, 1930; Metz 1937); die abschließende Bearbeitung durch den Letztgenannten ergab eindeutig, daß Unterkarbon (Visé) vorliegt, womit unter einen langen Streit der Schlußpunkt gesetzt ist.

Eine Frage, die in diesem Zeitabschnitt sehr bedeutungsvoll wurde, ist die nach der Beteiligung vor-alpidischer Bewegungen an der Gestaltung des Gebirgsbaues. Zwar hatte schon Oestreich 1899 die variskische Diskordanz auf der Handlalm beobachtet; aber das blieb bis zur Wiederentdeckung durch Spengler 1926 unbeachtet; ebenso auch die gleichartige Entdeckung von Ohnesorge 1905 im Kitzbühler Gebiet. Schwinner 1915 stellte die Frage ganz allgemein bezüglich variskischer Strukturen. In der Folge hat derselbe wiederholt versucht, ältere — auch voralpzoische; von kaledonischem war kaum die Rede! — Baupläne der Ostalpen herauszuarbeiten<sup>5)</sup>. Ausgehend von der Grauwackenzone selbst kam Mohr (seit 1922) auf ähnliche Ideen („Tauriskisches Gebirge“; Mohr 1925), ebenso, mit ganz anderem Ausgangspunkt, Cornelius (seit 1921). Und tatsächlich wurden nun in der Grauwackenzone überall variskische Strukturen

<sup>4)</sup> Damals noch zu Unrecht zum Karbon gestellt!

<sup>5)</sup> Speziell in bezug auf unser eigenes Untersuchungsgebiet schreibt er (1929 a, S. 119) jedoch: „ist die variskische Tektonik... nicht mit voller Sicherheit zu ermitteln“.

gefunden: Radstädter Tauern, insbesondere von Trauth (1927); Hiessleitner (1929, 1931, 1935), Haberkelner 1935, Cornelius 1936, 1937, 1939; ja auch für die größte Schubfläche innerhalb der Zone ergab sich die Wahrscheinlichkeit variskischen Alters (v. Gaertner 1934).

In vieler Hinsicht belangreich für unser Gebiet ist auch die Arbeit von Schwinner 1929, die den Versuch macht, an Hand der verschiedenartigen grobklastischen Bildungen die fossilfreien Schiefererien der Ostalpen zu gliedern.

Übersichten über die Grauwackenzone gaben wiederholt Heritsch (1914, 1923); Kober (1912, 1923, 1938); Duftschmid-Wilser 1930; v. Gaertner 1934; R. Schwinner 1939; Cornelius 1941.

### **Überblick über die tektonische Gliederung.**

Vorgreifend der späteren genaueren Darstellung und ihrer Begründung sei hier das Folgende, als zum Verständnis auch des petrographisch-stratigraphischen Teiles notwendig, vorausgeschickt.

Die Grauwackenzone wird begrenzt im N durch die diskordant-transgressive Auflagerung<sup>6)</sup> des Basisglieders der kalkalpinen Sedimentserie, der wahrscheinlich permischen<sup>7)</sup> Prebichlschichten, bzw., wo diese fehlen, der Werfener Schichten. Im S bildet die Grenze — W vom Durchbruch der Mürz — die ebenfalls diskordant-transgressive-Auflagerung der Grauwackengesteine auf das Altkristallin des Troiseckzuges, d. h. des NO-Ausläufers des großen Komplexes, für den sich der Name Muralpen eingebürgert hat. Aber dieses Altkristallin keilt S von Neuberg aus; und seine Unterlage, das zentralalpine Mesozoikum des Semmeringgebietes, tritt nun unmittelbar an die Grauwackenzone heran und wird von ihr überschoben. So bleibt es auf der ganzen Strecke vom Mürzdurchbruch bis zum Alpenostrand. Aber diesem Mesozoikum liegen noch einige Deckschollen auf — insbesondere die langgestreckte des Drahtkogels — welche jenes Altkristallin fortsetzen<sup>7\*)</sup>.

Das Paläozoikum der Grauwackenzone selbst ist nun seiner ganzen Länge nach, vom Alpenostrand bis weit über die W-Grenze des untersuchten Abschnittes hinaus, in zwei Decken gegliedert, durch eine große Bewegungsbahn, welche ich (im Anschluß an eine Kober'sche Bezeichnung), die Norische Überschiebung nenne. Sinngemäß

<sup>6)</sup> Eine tektonische Begrenzung gegen die Kalkalpen existiert in dem Untersuchungsgebiet höchstens ganz lokal; und auch außerhalb desselben ist sie gewiß nicht die Regel. Die Behauptung von Duftschmid-Wilser 1930, S. 66: „fast überall ist die Grenze... durch eine scharfe tektonische Linie gekennzeichnet“, enthält mindestens eine ganz unrichtige Verallgemeinerung.

<sup>7)</sup> Diese Alterseinreihung gedenke ich an anderer Stelle zu begründen.

<sup>7\*)</sup> Siehe die geolog. Karte von Österreich 1: 75.000, Blatt Mürzzuschlag.

hieße die „obere Grauwackendecke“ die Norische Decke. Die „untere Grauwackendecke“ sei nach ihrer bekanntesten und berühmtesten Örtlichkeit als Veitscher Decke bezeichnet; ihr gehört also, nach dem zuvor Gesagten, der Troiseckzug als kristalline Unterlage an. Norische wie Veitscher Decke sind im Sinne der Deckentheorie zunächst beide als oberostalpin zu betrachten (im Gegensatz zu manchen früheren Auffassungen), was ihre Stellung im alpidischen Bau betrifft; unterostalpin ist dagegen das Semmeringmesozoikum.

## B. DIE GESTEINE.

### I. In der normalen Ausbildung der Norischen Decke.

#### 1. Das Altkristallin.

Über die Altkristallingesteine, welche das normale Liegende der paläozoischen Serie bilden, wurde bereits in einer besonderen Arbeit berichtet (Cornelius 1941 a). Hier sei nur kurz darauf hingewiesen, daß sich solche Gesteine in drei größeren Vorkommen finden: Stübminggraben O Turnau; Arzbachgraben-Ausgang bei Neuberg und — am ausgedehntesten — um Schlöglmühl—Vöstenhof, hinzu kommt noch das erst 1941 entdeckte kleine Vorkommen O Klamm<sup>8)</sup>. Es sind hauptsächlich Biotit- und Zweiglimmerschiefer bis -Gneise, auch z. T. granatführende Muskowitschiefer, sowie Amphibolite; untergeordnet Marmor, Serpentin und Aplit- bzw. Pegmatitgneise. Alle haben ihre hochkristalline Beschaffenheit der zweiten Tiefenstufe, verbunden z. T. mit Feldspatung und aplitischer Durchädung, bereits vopaläozoisch erworben und sind später in wechselndem Ausmaß rückschreitender Umwandlung verfallen.

Es ist durchaus nicht ausgeschlossen, daß genauester Begehung die Auffindung noch weiterer Altkristallinfetzen in der Grenzregion von Norischer und Veitscher Decke gelingen wird.

#### 2. Die Silbersbergserie.

So nenne ich, im Anschluß an die Toula'sche Bezeichnung Silbersberggrauwacke<sup>9)</sup>, die Schichtgruppe, welche gewöhnlich das Basisglied der norischen Decke bildet, und als solches unmittelbar auf dem Karbonzug aufzurufen pflegt (die unter<sup>8)</sup> genannten Altkristallingesteine

<sup>8)</sup> Möglicherweise noch ein weiteres Vorkommen beim Stifzwirt (Groß-  
Veitsch); vgl. S. 161 sowie auf der NO-Seite des Dürrsteinkogels (Klein-  
Veitsch); vgl. S. 19.

<sup>9)</sup> Da die Bezeichnung „Grauwacke“ in dem weiten Sinne: = klastisches  
Gestein des älteren Paläozoikums, in dem sie in früheren Zeiten in den Alpen  
gebraucht wurde, heute nicht mehr zulässig ist, soll sie hier und künftig ver-  
mieden werden.

bilden teils Schubfetzen an ihrer Basis, teils liegen sie mitten darin). Über die Beschaffenheit der Untergrenze sei hier, dem tektonischen Abschnitt (212) vorgreifend, bereits bemerkt: sie ist kaum irgendwo — auch wo Aufschlüsse vorliegen! — wirklich scharf zu ziehen. Wenn man auch die beiderseitigen Schiefer bei einiger Übung, z. T. allerdings mehr gefühlsmäßig, meist gut unterscheiden kann, so pflegen sich doch die zu trennenden Gruppen mehrfach zu wiederholen und so einen allmählichen Übergang vorzutäuschen<sup>10</sup>). Als Obergrenze nehme ich stets — soweit vorhanden! — die Basis des Blasseneckporphyroides an. Wo dieses fehlt, da kann die Grenze freilich auch sehr unscharf werden; aber glücklicherweise ist dies in dem untersuchten Bereiche nur selten und auf kurze Strecken — O Neuberg; W Altenberg; Gegend von Prigglitz z. T. — der Fall.

Zwischen diesen Grenzen bildet die Silbersbergserie einen z. T. außerordentlich mächtigen Schichtenstoß: ihre Mächtigkeit nimmt von O nach W beträchtlich ab.

Kriterien für die Abgrenzung gegenüber dem liegenden Karbon sind neben der charakteristischen Verschiedenheit der beiderseitigen Konglomerate, die man immer leicht unterscheiden wird, wenn man erst einmal darauf aufmerksam geworden, und neben der (selten verwirklichten!) Trennung durch Altkristallin vor allem die auf die Silbersbergserie beschränkten Einschaltungen von Porphyroid und Grünschiefer. Namentlich die letzteren kommen im alpinen Karbon nicht vor; dies hat besonders Schwinner wiederholt (z. B. 1938, S. 1178) betont. Demgemäß ist auch z. B. auf dem benachbarten Blatt Eisenerz der grünschieferführende Anteil von dem Karbon, zu dem ihn Spengler gezogen hat, als Silbersbergserie abzutrennen; die trennende Überschiebung verläuft entsprechend tiefer! Ausgesprochene Graphitschiefer wurden dagegen stets zum Karbon gezogen.

Der wichtigste Bestandteil der Silbersbergserie sind die eigentlichen „Silbersberggrauwacken“; sie seien hier getrennt in den fein- und den grobklastischen Anteil. Den ersteren bilden die

a) Silbersbergschiefer: meist sehr vollkommen dünnblättrige Schiefer ohne makroskopisch auffälligen Serizitbelag auf den Schieferungsflächen und daher i. A. von stumpfem Glanz. Die Farbe schwankt in verschiedenen Tönungen von Grau, öfters mit Übergang in's Violette oder in's Grünliche; ausgesprochen blaugraue bis schwarzgraue Farbtöne, wie sie für die karbonischen Graphitschiefer bezeichnend sind, pflegen zu fehlen. In den normalen sehr feinkörnigen

<sup>10</sup>) Ähnlich auf der N-Seite des Liesingtales; vgl. Hauser 1940, S. 224. (Die Bezeichnung Silbersbergserie wird dort allerdings nicht gebraucht.)

Schiefen fallen größere klastisch eingestreute Körner nicht auf, höchstens das eine oder andere Muskowitflitterchen; doch gibt es alle Übergänge zu ausgesprochen sandigen Schiefen bzw. schieferigen Sandsteinlagen.

So wenig man es ihnen oft mit freiem Auge ansieht: alle untersuchten Silbersbergschiefer sind doch ausgesprochene vollkristalline Schiefer, welche jegliche Tonsubstanz eingebüßt haben zu Gunsten mineralischer Neubildungen; ja selbst größere klastische Relikte sind vielfach mit Sicherheit nicht mehr zu erkennen. Vom petrographischen Standpunkt aus wird man die Gesteine bei den (Serizit- bzw. seltener Chlorit-) Phylliten einzuordnen haben.

Am ausgesprochensten gilt dies von einigen Schliften aus der Gegend zwischen Klein-Veitsch und Arzbachgraben, sowohl von der Basis als aus höheren Lagen der hier stark reduzierten Silbersbergserie stammend; die einzelnen Muskowitblätter der wellig-faserigen Glimmerstücke erreichen hier 0,5, ja ausnahmsweise bis 1 mm Länge. Dazwischen liegt feinverzahntes Quarzgefüge (z. T. mit sehr spärlich Albit), aus meist ebenfalls in verlängerten Körnern (Größe 0,01 bis 0,05 mm; in einem Schliff auch darüber), meist mit reichlich Serizit-, unter zurücktretend Chloritblättchen untermischt. Eingestreut sind zahlreichere größere Körner: weit überwiegend Feldspate! u. zw. wesentlich Albite bis Oligoklasalbite mit oder ohne feine Muskowitfüllung; viel seltener Schachbrettalbite und in einem Schliff vollkommen getrübe Körner, bei denen Verdacht auf K-Feldspat besteht. Der größte Teil dieser 0,1 bis 0,5 mm messenden Feldspate zeigt ganz unregelmäßige Formen; in einzelnen Fällen aber sind daran Anwachsrande zu sehen, die erkennen lassen, daß sie auf klastische Einstreuungen von mehr oder minder gut gerundeter Form zurückgehen! In einem Schliff (Failkogel) herrschen auch tektonische Linsengestalten. Größere, klastische Quarze treten daneben sehr — etwa im Verhältnis 1:30 bis 1:50! — zurück. In dem eben genannten, offenbar besonders stark durchbewegten Schliff vom Failkogel sind sie ausnahmslos gewaltig in s gestreckt; in einem anderen (N Veitscheggensattel) sind es ausnahmslos Aggregate aus kleinen Körnern ohne andere Beimischung, deren rundliche Umgrenzung ebenfalls klastischen Ursprung verrät. Sonstige Gemengteile lagenweise tiefbrauner Biotit in dem Schliff von Failkogel (ohne Anzeichen von Diaphthorese!) ist wohl Ergebnis der Metamorphose! Auch Turmalin (spärlich!) ist Neubildung — mindestens die feinen Nadeln, die in einem Schliff (Schwarzkogel) als Fortwachsung größerer, vielleicht klastisch eingestreuter Körner vorkommen. Etwas Zirkon, Apatit und — teilweise reichlich! — Eisenerz.

— Vollkommen kristalloblastisches Gefüge; Die Glimmerlagen weichen den klastischen Quarz- und Feldspatrelikten meist aus, so daß sie einen welligen Verlauf — ohne Übereinstimmung zwischen benachbarten Lagen! — zeigen. Nachkristalline Verformung nur teilweise und geringfügig, in Gestalt undulöser Auslöschung am Quarz.

Diese Gesteine, denen als Ausgangsmaterial ein auffallend reicher Sand zu Grunde liegen muß, fallen dadurch wie durch die höher kristalline Beschaffenheit einigermaßen aus dem normalen Bilde der Silbersbergserie heraus. Man wäre versucht an Fetzen älterer Glieder zu denken, vergleichbar dem „Quarzphyllit“ Spengler's (1926, S. 128) bei Etniöbl-Palbersdorf (mit dem allerdings keine besondere petrographische Übereinstimmung besteht, da er den hohen Feldspatgehalt nicht teilt; Cornelius bei Spengler 1926, S. 142). Dem widerspricht aber die Wiederkehr gleichartiger Gesteine auch über dem Silbersbergkonglomerat am Schwarzkogel; man wird also nicht umhin können, sie doch als normales Glied der Serie zu betrachten.

Auch ein Schliff von dem Weg, der vom Gehöft Rumpler (W-Klamm; vgl. dazu die Skizze Abb. 7, S. 44 bei Cornelius 1941) gegen NW führt, zeigt klastischen (locker serizit-gefüllten) Albit in ungefähr gleicher Menge neben Quarz; beide von 0,1 bis 0,5 mm Durchmesser, neben gut abgerollten auch ganz scharfeckige Splitter (vielleicht z. T. Zerschersungsprodukte?). Auch einzelne klastisch eingestreute Muskowitblätter. — In der Zwischenmasse überwiegt Chlorit über Serizit; ziemlich viel Karbonat, etwas Magnetit. Sehr untergeordnet Körner von Epidot und von schmutziggrauem Turmalin; klastisch oder authigen? Recht vollkommene Paralleltexur, den größeren klastischen Körnern flaserig ausweichend. — Auch bei diesem Gestein könnte man auf Grund seiner Fundstelle, in einer tektonisch gemischten Region am Überschiebungsrand, zweifeln ob es wirklich zur Silbersbergserie gehört; doch wäre es auch bei Älterem oder Jüngerem nicht leicht einzuordnen.

Daß jedenfalls der große Reichtum an klastischem Feldspat keineswegs allgemein für die Schiefer der Silbersbergserie typisch ist, zeigt ein Schliff eines feinstsandigen mäßig dunkelgrauen Schiefers aus dem Graben W Gfiederberg (bei Ternitz): Hier scheint im Gegenteil Feldspat ganz zu fehlen. Die klastischen Körner sind wesentlich Quarz, isometrische Körner von 0,1—0,2 mm, schwach eckig, selten gerundet; jedoch in einzelnen Fällen schmale Anwachszone deutlich. Vereinzelt Muskowit- und Biotitblätter, kleine Turmelin. In der Zwischenmasse kleinstkörniger (0,1—0,2 mm) Quarz, authi-

gener Serizit bis 0,05 mm; viel Erz, etwas Titanit. Der Serizit ist parallel geordnet, aber nur unscharf in Lagen ausgesondert.

Schon makroskopisch fällt aus dem allgemeinen Bild der Silbersbergschiefer heraus, der feinblättrige, lebhaft bläulichgrün gefärbte Schiefer, der in einem kleinen Schotterbruch bei Kùb, am Wegererweg östlich des Kùbgrabens, ansteht. Er zerblättert so leicht in dünne, durchscheinende Scheiben, daß es schwer war, ein zur Herstellung eines Dünnschliffs brauchbares Stück davon zu erhalten. Der Verdacht, daß da vielleicht ein extrem verschieferter Grünschiefer vorliege, hat sich jedoch nicht bestätigt: der Schliff zeigt einen kaum auflösbaren Serizit-Chloritfäls mit eingestreuten Quarzkörnern (um 0,01 mm). Einzelne größere Chloritblättchen von ganz blaßgrüner Farbe und verhältnismäßig starker (um 0,01) Doppelbrechung liegen darin, in s eingeregelt; einzelne Linsen, Schlieren, Adern — ebenfalls mehr oder minder in s bildet Quarz von etwas größerem Korn.

Eingelagert sind gelegentlich ausgesprochene Sandsteine, die mit freiem Auge z. T. gar keine Schieferung mehr erkennen lassen; so in beträchtlicher Häufigkeit in der Gegend S des unteren Preintales. Ein grauer Sandstein von oberhalb des Wirtshauses „Auerhahn“ an der Straße Reichenau—Orthof zeigt z. T. vollkommen gerundete Quarze von 0,2—1 mm Durchmesser neben scharfeckigen Splittern; weitaus überwiegend einheitliche Körner, sehr selten Aggregate. Feldspat höchstens 5—10% daneben. In der Grundmasse fein verzahntes Quarzaggreat mit Hauptdurchmesser unter 0,11 mm der etwas länglich entwickelten Individuen, Serizitblätter von 0,005—0,05 mm Länge, in flaserigen Zügen um die klastischen Einstreulinge sich herumwindend. Magnetit verhältnismäßig reichlich, auch Ankeritpseudomorphosen; etwas Titanit, Zirkon.

Gröber sandige Einlagerungen sind recht selten. So wurde am Wege S des Gehöftes Karrer (östlich Altenberg), bei etwa 1000 m Höhe ein Gestein gefunden, das dem unbewaffneten Auge ganz massig erscheint, mit zahlreichen dunkleren Quarzkörnern in lichtgrauer Zwischenmasse. Im Schliff erkennt man jene als unversehrte klastische Relikte: z. T. sehr, z. T. weniger vollkommen gerundet, selten ausgesprochen eckig, mit  $\frac{1}{2}$ —1 mm Durchmesser, gewöhnlich etwas länglich; meist löschen sie schwach undulös aus, selten stärker; einzelne sind auch ganz ungestört. Neben den einheitlichen finden sich auch (etwa 10%) zusammengesetzte Gerölle gleicher Größe und Gestalt; auch sie bestehen ausnahmslos aus Quarz, z. T. aus zahlreichen kleinen stark verzahnten Individuen, mehr oder minder geregelt (also aus tektonisch durchgearbeiteten Gesteinen stammend!). — Ein Quarzgerölle umschließt feine Nadelchen von (wahrscheinlich) Apatit. — In der Zwischenmasse — welche die Geröllchen vollkommen von einander scheidet — überwiegt Quarz in meist schwach verzahnten



Körnchen von 0,02—0,1 mm (selten darüber); z. T. sind sie bis zum Verhältnis 1:4 gelangt. Untergeordnet — wenige % Plagioklas (Zwillingslamellen!); ganz klar, wahrscheinlich Albit oder stark getrübt und unbestimmbar. Blaßgrünlicher Chlorit reichlich; bis 0,2 mm lange, sehr feine Blättchen (selten gröber); Serizit tritt dagegen stark zurück. Vereinzelt kleine Körner von Epidot, Zirkon; erheblich reichlicher verwitterte Eisenerze. — Die Zwischenmasse ist zu einem vollkommenen kristallinen Schiefer geworden; die Chlorite drücken die Paralleltexur sehr vollkommen aus, in einzelnen Streifen — meist entlang den Rändern der Gerölle und sich von einem zum anderen spannend — beteiligen sich auch die bandförmigen Quarze daran, und auch die Gerölle selbst sind nach der Korngestalt eingeregelt.

Ein anderes Gestein — von N des Eckbauern (O vom Eselsberg bei Kapellen) — erscheint makroskopisch stark geschiefert mit eingestreuten Quarzkörnern. Im Schliff nur z. T. noch deutliche Gerölleformen, vielfach unregelmäßig eckige Splitter; Größe wie oben. Auch hier untergeordnet Gerölle aus Quarzaggregaten; außerdem auch solche aus Feldspat teils vollkommen klarer, feinlamellierter Albit, teils Schachbrettalbit-ähnlich, teils aber auch mit feiner Muskowitfüllung. Zweimal auch aus Quarz und Albit zusammengesetzte Gerölle. Auch Körnchen von Turmalin und von Zirkon (ziemlich häufig; allerdings z. T. gut kristallographisch umgrenzt!) sind wohl klastische Relikte. — Zwischenmasse: hauptsächlich Quarz, wenig verzahnt, 0,01 bis 0,05 mm Durchmesser; und Serizit, meist sehr dünne, 0,1—0,2 mm lange Blätter, zu parallelen Häuten vereint. Chlorit tritt dagegen zurück. Eisen erz (verwittert) ziemlich reichlich verstreut, wohl authigen. Ausgezeichnete Paralleltexur durch die meist weithin durchziehenden, an den Geröllen vorbeilaufenden Serizithäute; auch die dem Quarzgewebe dazwischen eingestreuten Serizit- und Chloritblätter ordnen sich ein, ebenso ein Großteil der klastischen Relikte. Manchmal ist ein „Scherungsschatten“ beiderseits von solchen an reinerem Quarzgewebe erkennbar.

Diese Gesteine sind ganz ausgezeichnete Blastopsammit. Nachdrücklich zu betonen ist die fast vollkommene mechanische Unversehrtheit der Mikro-Gerölle, während die vollkristallin gewordene Zwischenmasse stärkste Durchbewegung erkennen läßt: die Scherflächen sind jenen in der Regel ausgewichen. (Ob natürliche in der Zwischenmasse nicht auch noch zerscherte, durch Umformung unkenntlich gewordene Gerölle stecken — abweichender Zusammensetzung! — das ist nicht zu entscheiden.) Die Durchbewegung in der Grundmasse ist von Kristallisation aller Gemengteile überdauert; trotz-

18 H. P. Cornelius †: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nord-

dem haben die Gerölle hier nicht als Ansatzzentren für Kristallisationen gedient, wie in manchen anderen Fällen.

Das Ausgangsmaterial unserer Gesteine wäre — in Anbetracht der Unsicherheit über die ursprüngliche Beschaffenheit der rekristallisierten Zwischenmasse — etwa als „Quarztongrittwak“ bis „Quarzmenggrittwak“ zu klassifizieren (vgl. Fischer & Udluft 1935).

Hier ist noch ein eigenartiger, feiner Sandstein anzuschließen, der an dem Weg über den O-Rücken des Silbersberges gegen oben aus dem Konglomerat hervorgeht. Er ist ausgezeichnet durch ausgesprochen grüne Farbe; zu unterst enthält er noch einzelne Gerölle und eckige Brocken von Quarz und Glimmerschiefer, weiter aufwärts nur noch lagenweise Muskowitblätter eingestreut. — Im Schliff: Quarze von 0,05 bis 0,25 mm Durchmesser, überwiegender klastischer Gemengteil:

20 H. P. Cornelius †: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nord-

geschieferte und serizitisch glänzende Phyllite an, wie sie normalerweise der Silbersbergserie fremd sind. Zum Teil werden sie auch beinahe quarzitisch; vielfach enthalten sie ansehnliche Schwielen von Sekretionsquarz („Quarzphyllit“!). Sie bilden die Grenzregion der Silbersbergserie gegen das unterteufende Karbon, in nicht unbedeutender Mächtigkeit: bis gegen 100 m, soweit auf die meist allein vorhandenen Lesesteine Verlaß ist.

Ich habe lange geschwankt, ob ich diese Gesteine noch der Silbersbergserie zuzählen soll oder einem älteren „quarzphyllitischen“ Schubsetzen. Wenn ich heute der erstgenannten Möglichkeit den Vorzug gebe<sup>12)</sup>, so sind dafür zwei Gründe maßgebend: einmal die Schwierigkeit, gegenüber den hangenden Silbersbergschiefern im Gelände eine Grenze zu ziehen — es scheint dort vielmehr ein ganz allmählicher Übergang stattzufinden; und zweitens das Auftreten von Grünschiefern inmitten des fraglichen Phyllitpaketes — Grünschiefer, welche allem Anschein nach auf der O-Seite des Tales eine noch weithin streichende Fortsetzung (innerhalb der Silbersbergschiefer!) finden. Entscheidend freilich ist weder das eine noch das andere; und so möchte ich denn ausdrücklich betonen, daß ich die Frage noch nicht für spruchreif halte.

Auch das Mikroskop hat bisher keine Entscheidung geliefert. Drei vorliegende Schliffe zeigen als Hauptgemengteile Quarz, Serizit und Chlorit in sehr wechselnden Mengenverhältnissen und feinlagenweiser Verteilung, wobei der Chlorit teils dem Serizit, teils den feinkörnigen (0,05—0,1 mm) Quarzstreifen beigemengt ist. Nur in einem sehr quarzarmen Schliff bildet er auch Lagen für sich allein; und Quarz-

oder dunkelviolett — wenn auch deutlich von den eigentlichen, meist lichter und ausgesprochener grün gefärbten, in der Regel auch dem Korn nach gröberem Grünschiefern<sup>11)</sup> zu scheiden; immerhin wären sie vielleicht besser im Anschluß an letztere abzuhandeln. Im Schliff wird hier Chlorit zum wichtigen Hauptgemengteil neben Serizit, ja bis zu dessen vollständiger Verdrängung. Er ist in der Regel sehr blaß gefärbt, mitunter jedoch auffallend stark doppelbrechend ( $\gamma-\alpha$  bis gegen 0,010!). Er bildet z. T. nicht individualisierte Blättchen, sondern flaserig gewellte Häute mit wandernder Auslöschung. Quarz ist stets vorhanden, teils in unregelmäßig eingestreuten, unregelmäßig rundlich oder linsenförmig umgrenzten Einzelkörnern von 0,1—0,2 mm (klastisch? bzw. durch Umformung klastischer Einstreulinge entstanden?), teils in feinkörnigen Haufwerken. Albit kann in ähnlichen, z. T. noch etwas größeren Körnern hinzutreten; Einschlüsse (Muskowit, Erz) können darin ein altes s kennzeichnen, nicht übereinstimmend mit dem der Umgebung. Das ist hier wohl am ehesten auf klastische Einstreuung zu deuten, da kein Anzeichen dafür vorliegt, daß es sich um gewälzte Porphyroblasten mit umschlossenem älteren Gefüge handelt. Reichlich vorhanden ist stets opakes Erz mit abgeplatteten Formen — aber ohne andere Kennzeichen von Ilmenit. Etwas Turmalin und Zirkon in einem Schliff können wohl auch klastischer Herkunft sein. Parallelordnung sehr vollkommen.

Alles in allem bilden somit die feinklastischen Gesteine der Silbersbergserie in keiner Hinsicht ein einheitliches Bild. Es ist daher auch nicht zu verwundern, wenn der von Mohr 1922, S. 153, beschriebene Schliff (vom Sengberge bei Pottschach) wiederum in mancher Hinsicht abweichende Züge zeigt. Dies gilt einmal von dem Auftreten von Eisenglimmer als Pigment (herstammend von einer älteren klastischen Komponente) und andererseits von der reichlichen Neubildung von Ankerit-Rhomboedern, wie ich sie — im Gegensatz zu manchen Silbersbergkonglomeraten und auch zu manchen anderen höheren Serien — nie getroffen habe.

Jedenfalls wird es noch ausgedehnter mikroskopischer Studien im ganzen Verbreitungsgebiet der Silbersbergzone bedürfen, um auch nur über die gegenseitige Abgrenzung und Verbreitung der verschiedenartigen Typen Klarheit zu erhalten.

Anhang: Phyllite unsicherer Stellung am Dürrsteinkogel  
(Klein-Veitsch).

Auf der NO-Seite des Dürrsteinkogels und hinab bis zum Gehöft Zangl im Klein-Veitscher Tal stehen lichtgraue bis grünliche, sehr fein-

<sup>11)</sup> Sie wurden auch auf den Karten nicht als solche ausgeschieden.

geschieferter und serizitisch glänzende Phyllite an, wie sie normalerweise der Silbersbergserie fremd sind. Zum Teil werden sie auch beinahe quarzitisches; vielfach enthalten sie ansehnliche Schwielen von Sekretionsquarz („Quarzphyllit“!). Sie bilden die Grenzregion der Silbersbergserie gegen das unterteufende Karbon, in nicht unbedeutender Mächtigkeit: bis gegen 100 m, soweit auf die meist allein vorhandenen Lesesteine Verlaß ist.

Ich habe lange geschwankt, ob ich diese Gesteine noch der Silbersbergserie zuzählen soll oder einem älteren „quarzphyllitischen“ Schubsetzen. Wenn ich heute der erstgenannten Möglichkeit den Vorzug gebe<sup>12)</sup>, so sind dafür zwei Gründe maßgebend: einmal die Schwierigkeit, gegenüber den hangenden Silbersbergschiefern im Gelände eine Grenze zu ziehen — es scheint dort vielmehr ein ganz allmählicher Übergang stattzufinden; und zweitens das Auftreten von Grünschiefern inmitten des fraglichen Phyllitpaketes — Grünschiefer, welche allem Anschein nach auf der O-Seite des Tales eine noch weithin streichende Fortsetzung (innerhalb der Silbersbergschiefer!) finden. Entscheidend freilich ist weder das eine noch das andere; und so möchte ich denn ausdrücklich betonen, daß ich die Frage noch nicht für spruchreif halte.

Auch das Mikroskop hat bisher keine Entscheidung geliefert. Drei vorliegende Schlitze zeigen als Hauptgemengteile Quarz, Serizit und Chlorit in sehr wechselnden Mengenverhältnissen und feinlagenweiser Verteilung, wobei der Chlorit teils dem Serizit, teils den feinkörnigen (0,05—0,1 mm) Quarzstreifen beigemengt ist. Nur in einem sehr quarzarmen Schliff bildet er auch Lagen für sich allein; und Quarzlagen größeren Kerns pflegen von ihm frei zu sein. Solche zeigen z. T. noch ihre Abkunft von einstigen größeren Körnern, die reliktsch dazwischen liegen; doch sind sie auch über die anderen Teile des Schliffes wahllos verstreut. Stark undulöse Auslöschung und andere Folgen mechanischer Einwirkung sind daran vielfach zu sehen, während in den kleineren Quarzkörnern alles Derartige durch überdauernde Kristallisation unkenntlich geworden ist. In zwei Schliffen ganz sporadisch, im dritten recht häufig finden sich auch ähnliche Porphyroblasten von Albit; und in dem letztgenannten mischt er sich auch den feinen Quarzaggregaten untergeordnet bei. In zwei Schliffen ist Magnetit auffallend reichlich, in zumeist plattig entwickelten Körnern; wo er lagenweise zurücktritt, und im dritten Schliff überhaupt tritt Ankerit in meist kleinen (< 0,1 mm) Rhomboedern an seine Stelle. Ganz ver-

<sup>12)</sup> Deshalb sind diese Phyllite auf Blatt Müzzzuschlag nicht gesondert ausgeschieden.

einzelnt Titanit, Zirkon. Die stets höchst vollkommene Paralleltexur wird nicht nur vom Serizit und Chlorit getragen; auch ein guter Teil des Feinquarzes ebenso wie der Porphyroblasten ist nach der Korngestalt geregelt, desgleichen die Magnetite. In dem quarzarmen Schliff starke Wellung und Stauchung der breiten Serizit- und Chloritlagen, mit wandernder Auslöschung — also nachkristallin.

Soviel geht aus dem Schliffbild mit Sicherheit hervor, daß diese Gesteine sehr typische Blastomylonite sind — leicht erklärlich bei ihrer Lage an einer großen Schubbahn! Daß sie eine gröberkörnige Vergangenheit hatten, steht fest; aber sicher deutbare Relikte fehlen. Sie können deshalb gerade so gut von klastischen Gesteinen der Silbersbergserie abstammen, wie von irgendwelchen Glimmerschiefern bis Paragneisen.

Makroskopisch ähnliche grünliche Phyllite kommen auch im Pretalgraben, ferner im Gehänge O Groß-Veitsch, endlich im Arzbachgraben in der Nachbarschaft der norischen Überschiebung hin und wieder vor; doch wurden sie hier nicht mikroskopisch untersucht.

b) Silbersbergkonglomerat. Dieses bezeichnendste Glied der Silbersbergserie ist vor allem am Ostende der Grauwackenzone auch das verbreitetste: zwischen dem Schwarzatal und dem Zuge des Vöstenhofer Kristallins verdrängt es die Schiefer fast ganz. Hier, am Silbersberge N Gloggnitz, hat ja Toulou 1885 die Bezeichnung Silbersberggrauwacke geprägt. Die streichende Fortsetzung dieses Konglomerats führt W Gloggnitz in das Gebirgsstück S der Schwarza, wo sie an der Theresienhöhe noch mächtig auftreten, sich weiterhin aber bald bis auf geringfügige Züge zwischen den Schiefen verlieren. Dagegen stellen sich nun im N-Teil der Silbersbergserie — der im Hangenden des Vöstenhofer Kristallins nur unbedeutende Spuren von Konglomeraten beherbergt — zahlreiche Einschaltungen ein; speziell für das Gebiet N des Prein- und Raxengrabens sei diesbezüglich auf die Raxkarte (Cornelius 1936) verwiesen. Besondere Mächtigkeiten erlangen solche Einschaltungen am Eselsberg S Altenberg. W des Altenberger Tales treten die Konglomerate jedoch bald wieder zurück. Ein größeres Vorkommen findet sich noch W über dem Sattel beim Nikolauskreuz, der vom Arzbachgraben nach Veitsch hinüberführt; der letzte vereinzelte Aufschluß am Pretalbach (W Groß-Veitsch), bei seiner am weitesten gegen N vordringenden Schlinge S der Arbeiterhäuser<sup>13)</sup>.

Weiter W sind mir keine Spuren von Silbersbergkonglomerat mehr bekannt geworden. Auch auf Blatt Eisenerz, Bruck—Leoben und Mautern scheinen solche zu fehlen. Dagegen wurden kürzlich Gesteine, die

<sup>13)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag des Maßstabes halber vernachlässigt.

manchen Typen des Silbersbergkonglomerats zum Verwechsell gleichen, weit im W aufgefunden: auf der S-Seite der Dachsteingruppe (O. Ganss 1941).

Die Silbersbergkonglomerate enthalten größtenteils Gerölle von weißem, seltener rötlichem Quarz, von Stecknadelkopfgröße bis zu einigen cm Durchmesser; gut gerollt, in der Regel aber mehr oder weniger deformiert, in der Schieferung gestreckt. Es sind vermutlich Aderquarze aus kristallinen Schiefen. Sehr häufig sind solche ganz allein vertreten. Schätzungsweise gehören mindestens 80 bis 90% aller Gerölle hieher. Außerdem aber finden sich noch

Quarzite, meist geschiefert, weiß bis grünlich (von typischem Semmeringquarzit meist gut zu unterscheiden); gewöhnlich flachlinsig ausgewalzt, mit oft 3 bis 4 cm größtem Durchmesser;

Serizitische Schiefer, grau, grünlich, z. T. mit Stich ins Gelbliche; ebenfalls meist linsig deformiert, mit mehreren cm Durchmesser.

Aplit? weißes dichtes Gestein (stark verwittert), nur N Kapellen in verschlepten Stücken des Konglomerates gefunden.

Karbonatgestein? zu braunem Eisenocker verwittert; an der Theresienhöhe und bei Schlöglmühl immer wieder in einzelnen Stücken auftretend. Ausnahmsweise in Platten bis 15—20 cm Länge und 3—4 cm Dicke (die größten im Silbersbergkonglomerat überhaupt beobachteten Elemente!).

c) Die Quarzite und Serizitschiefer pflegen stets gesellig aufzutreten, derart, daß ein bestimmter Gerölletypus das Aussehen ganzer Konglomeratlagen bestimmt.

Das Bindemittel ist im allgemeinen als mehr oder minder serizitischer Schiefer zu bezeichnen — ähnlich den konglomeratfreien Silbersbergschiefen, doch treten serizitische Häute oft stärker hervor. Die Farbe ist vorwiegend grau, auch lilagrau oder grünlich, das Korn sehr fein. Mitunter aber wird das Bindemittel auch ausgesprochen quarzitisches, mit grünlicher Farbe; die Gerölle pflegen dann nur aus Quarz oder z. T. Quarzit zu bestehen, das Gestein kann den konglomeratischen Quarziten, welche die Rannachserie begleiten (S. 90) sehr ähnlich werden. Solche quarzitische Konglomerate sind vom Eselsberg bekannt und aus der Gegend S Vöstenhof, wo sie unmittelbar auf dem Altkristallin zu liegen scheinen (soweit die allein vorhandenen Lese- steine einen Schluß erlauben). Auch über den Gfiederberg zieht eine Lage stark quarzitisches Konglomerats, welche den (nach Alpenost- rand-Begriffen!) scharfen Kamm dieses Berges bedingt.

Das letztere Gestein zeigt im Schliff überwiegend eine feinkörnige (0,01—0,03 mm) Quarzmasse, mit wechselnder Beteiligung von Serizit, der sich lagenweise zu fast alleiniger Herrschaft anreichert. Einzelne Nadeln von — wohl authigenem! — blaugrauem Turmalin; etwas Epidot; ziemlich reichlich kleine Rhomboëder (ausgewittert!), wohl von Ankerit. Verhältnismäßig selten Inseln von stark verzahnten größeren Quarzkörnern, die nur in einzelnen Fällen noch deutlich Gerölleumrisse erkennen lassen. Nachkristalline mechanische Deformationserscheinungen (Zerdrückung größerer Quarzkörner, Stauchung von Serizitlagen) sind häufig; wenn sie auch die Grenzen zwischen größer klastischem Material und Zwischenmasse vermischen, so deutet doch nichts darauf hin, daß diese in größerem Umfange solcherart aus größerem Material sekundär entstanden wäre. Dagegen spricht vor allem ihre große Einheitlichkeit, was die Korngröße betrifft. Im übrigen zeigt sie deutlich kristalloblastische Struktur — dort wo jene mechanischen Vorgänge nicht zu spüren sind; das Gestein ist somit als echter, wenn auch feinkörniger, kristalliner Schiefer — Serizitquarzit mit klastischen Relikten — anzusprechen.

In den Quarzkonglomeraten pflegen die Gerölle einzeln, ohne sich zu berühren, in überwiegendem Bindemittel zu liegen. Daß dies eine für viele paläozoische Konglomerate charakteristische Eigenschaft ist, hat wohl *Schwinner* 1929 (S. 367) erstmalig hervorgehoben. Wo aber Quarzite oder Serizitschiefer unter den Geröllen überhand nehmen, da trifft das oft nicht mehr zu: in solchen Fällen kann das Bindemittel weitgehend zurücktreten.

Das Mengenverhältnis Gerölle: Bindemittel hängt also bis zu einem gewissen Grade von der Beschaffenheit der Gerölle ab. Ich möchte daran anknüpfend fragen, ob die geröllarmen Konglomerate diese Eigenschaft von jeher besessen haben — ob nicht etwa da erst durch Verwitterung nach Absatz des Geröllematerials bestimmte Geröllearten verschwunden sind, deren Verwitterungsprodukte erst durch Diagenese, Auswalzung und Kristallisation zu dem geworden sind, was uns heute als Bindemittel erscheint. Ein stark ausgelesener Restschotter liegt ja dem Silbersbergkonglomerat auf alle Fälle zu Grunde; ob aber die Auslese schon beim Transport erfolgt ist oder erst nachher, ist damit noch nicht gesagt.

Die angeführte Beobachtung spricht jedenfalls — im Falle des Silbersbergkonglomerats! — gegen die Vermutung von *Schwinner*, der die relativ geröllarmen Konglomerate mit Fanglomeraten vergleicht. Das scheint mir auch aus dem Grunde nicht glücklich, weil solche eine viel ungleichmäßigere Beschaffenheit zeigen müßten: bunte Mischung

verschiedenster Trümmergrößen bis zu Riesenblöcken, u. U. auch nicht oder mangelhaft abgerolltes Material — im Gegensatz zu dem im Ganzen ziemlich einheitlich feinen bis höchstens mittelgroben Schotter des Silbersbergkonglomerates.

Woher das Geröllematerial gekommen sein mag, entzieht sich vorläufig jeglicher Vermutung. Nicht einmal der Umstand, daß die Hauptanhäufung der Konglomerate im Osten liegt, bietet einen ganz eindeutigen Anhaltspunkt; denn, wie zuvor gezeigt, wird ja die ganze Silbersbergserie in der W-Hälfte des Kartenblattes Müzzzuschlag sehr stark reduziert — es ist also möglicherweise ein tektonisch bedingter Zufall, daß dort die Konglomerate ganz ausfallen! Viel weiter W: auf dem S-Abfall der Dachsteingruppe gegen das Ennstal, treten sie ja ganz übereinstimmend wieder auf (Ganns 1941). Eine gewisse Wahrscheinlichkeit besteht ja immerhin dafür, daß die Zufuhrwege für die Gloggnitzer Konglomeratanhäufung nicht über die Konglomeratärmeren bis -freien Gegenden im N und W geführt haben; aber auch dann bleibt ein Sektor von mindestens 180°, von SW bis NO, für die Herleitung noch offen. Und über die Transportweite läßt sich vollends gar nichts sagen; in Anbetracht der bescheidenen Geröllegröße kann jene recht groß gewesen sein.

Ein wichtiges sekundäres Merkmal der Silbersbergkonglomerate ist die nie fehlende, gewöhnlich sogar recht stark hervortretende tektonische Auswalzung, wie sie aus den zuvor gegebenen Beschreibungen von Geröllen und Bindemittel hervorgeht. Sie führt stets zu einer deutlich in die Augen fallenden Paralleltexur, mitunter bis zu einer vollkommenen Verschieferung des Konglomerats.

Darin ist ebenso ein unterscheidendes Merkmal gegenüber den Karbonkonglomeraten gegeben wie im abweichenden Geröllebestand, dem andersartigen Bindemittel und dem Mengenverhältnis beider in den Quarzkonglomeraten; Merkmale, auf Grund deren eine Verwechslung beider Konglomerate bei einiger Übung so gut wie ausgeschlossen ist.

d) Lydite sind im Bereiche der Silbersbergserie nur an wenigen Stellen gefunden: einmal auf dem N-Ausläufer des Kreuzberges zwischen Reichenau und Edlach (vgl. Raxkarte). Anstehend sieht man ihn an der Kehre der Straße Reichenau—Orthof, W der Kletschka-Aussicht in einem großen künstlichen Anriß; an Hand von Lesesteinen ist er von hier über die Kletschka-Aussicht nach O zu verfolgen. Auch SW oberhalb Mayerhöfen liegen nochmals Lesesteine beiderseits der Straße; in der Raxkarte ist der Vermutung Ausdruck gegeben, daß dieses Vorkommen die durch eine Verwerfung verstellte Fortsetzung des vorigen



sei. Es ist ein dunkelgraues, dichtes Kieselgestein, heftig tektonisch durchgearbeitet und von lichten Quarzadern durchflochten.

Ferner gehört hier vielleicht ein Lydit, in einzelnen losen Stücken über dem Sonnleithof (N Prein) gefunden, nahe der Grenze gegen das auflagernde Porphyroid. Es ist allerdings zweifelhaft<sup>14)</sup>, ob derselbe wirklich hier ansteht oder ob es sich um verschleppte Stücke von silurischem Lydit handelt, dem das schwarze Gestein vollkommen gleicht. Auch ein Schliff — abgesehen davon, daß die Radiolarienreste hier deutlicher sind als in den anderen mir bekannt gewordenen (S. 73) Vorkommen: elliptische pigmentfreie Höfe von  $0,1 \times 0,2$  bis  $0,2 \times 0,4$  mm, — in welchem die Korngröße des Quarzes gesteigert ist, (0,3 mm gegenüber 0,01 mm in der umgebenden, pigmentierten Gesteinsmasse. Der Erhaltungszustand ist mithin auffallend gleichartig wie in jurassischen Radiolariten bei beginnender Metamorphose (z. B. Cornelius 1935, S. 219).

Bei den Lyditen endlich, welche in der Gegend zwischen Klamm und Weißenbach mehrfach in losen Stücken gefunden wurden, bleibt man im Zweifel — noch mehr als man dies schon bei den vorigen Vorkommen vielleicht sein kann — ob sie der Silbersbergserie normal angehören oder aber silurischen Schubsetzen. Dies gilt von den gehäuften Funden N Ungarhof am Gehängefuß, deren Anstehendes hart an der norischen Überschiebung liegen muß; sowie von den ebenfalls zahlreichen Stücken am Waldrand über dem Bauern Polleres (NW vom Rumpler-Tunnel der Semmeringbahn; Name fehlt auf den Karten), wo wir auch sonst Anlaß haben, auf eine großzügige tektonische Vermischung zu schließen (vgl. Prof. 60—63, Taf. III).

e) Kalke gehören der Silbersbergserie nur ausnahmsweise an<sup>15)</sup>, vor allem in einem Profil am Rücken S vom Eckbauern N Stojen Raxengraben. Schon in der Nachbarschaft der Karbongrenze, bei etwa 860 m, finden sich solche in Lesesteinen: braun, dünnplattig bis schieferig, feinkristallin und serizitisch. Am Waldrand bis 900 m liegen ähnliche braune, mit grauen Serizithäuten durchflochtene, aber weniger phyllitische Kalke. Während man bis hier auf Grund der begleitenden Schiefer über die Zugehörigkeit: Karbon oder Silbersbergserie, im Zweifel sein kann, ist dies bei einem 3. Vorkommen, bei etwa 960 m<sup>16)</sup>, ausgeschlossen: hier sieht man anstehend in Silbersberg-

<sup>14)</sup> Auf den Karten (Raxgebiet und Blatt Mürzzuschlag) deshalb vernachlässigt.

<sup>15)</sup> Von den S. 22 behandelten, tektonisch eingeschalteten Linsen von Karbonatgesteinen ist hier natürlich abgesehen!

<sup>16)</sup> Das ganz wenig ausgedehnte Vorkommen wurde auf der Raxkarte vernachlässigt.

schiefer eingelagert zwei Lagen von unreinem braunen Kalk (je ein Paar Zentimeter). Hier wird man nicht zweifeln, daß der Kalk zur Silbersbergserie gehört, und danach auch die Einreihung der tieferen, weniger klar aufgeschlossenen Vorkommen treffen. — Alle Kalke — besonders der letzte — sind recht unrein, brausen verhältnismäßig wenig mit verd. HCl.

Eine tektonische Einschleppung in die Silbersbergserie ist übrigens schon aus dem Grunde sehr unwahrscheinlich, weil es auf dem ganzen Blatt Mürzzuschlag in all den kalkführenden Schichtreihen, die hier auftreten, kein Gestein gibt, das sich mit unseren Kalken vergleichen ließe<sup>17)</sup>. Die primäre Zugehörigkeit zur Silbersbergserie ist also die weitaus wahrscheinlichste Annahme. Die dreimalige Wiederholung in einem Profil spricht entschieden für Schuppung oder Faltung einer stratigraphischen Einschaltung, trotz der teilweisen lithologischen Verschiedenheit der einzelnen Kalkvorkommen; in Farbe und geringer Reinheit bleiben sie sich ohnehin gleich.

Ein weiteres Kalkvorkommen fand sich im Höllgraben SW Pettenbach (zwischen Payerbach und Gloggnitz), u. zw. in dessen östlichem Ast bei ungefähr 620 m: ein licht graubraunes, feinkristallines Gestein mit serizitbedeckten Schichtflächen in Abständen von höchstens einigen mm. Es bildet, nur etwa  $\frac{1}{2}$ m mächtig, eine niedrige Stufe im Bachbett. Mit den zuvor erwähnten Kalken besteht keine besondere Ähnlichkeit. Anhaltspunkte für Annahme tektonischer Einschleppung sind aber auch hier nicht gegeben.

Dann wurden noch vereinzelt bis über faustgroße, ziemlich grobkristalline Knollen von weißem Kalkspat beobachtet — in dem eben genannten Graben in situ in den Schiefeln, sonst gelegentlich lose —, mehr oder minder stark mit Quarz durchwachsen. Sie machen den Eindruck konkretionöser Bildungen. Außerhalb des Bereiches S der Schwarza zwischen Payerbach und Schlöglmühl wurden sie nicht getroffen<sup>18)</sup>.

f) Porphyroid findet sich innerhalb der Silbersbergserie nur vereinzelt und in unbedeutender Menge (die großen Massen des Blassen-eckporphyroids bilden ja das Hangende und werden ihr hier nicht mehr zugerechnet!). Es handelt sich um einen Zug geringmächtiger Linsen

<sup>17)</sup> Auch die Kalke, welche weiter W: im Paltental (Metz 1940) oder im Ennstal (Cornelius 1939) dem graphitischen Oberkarbon normal eingelagert sind, sind von ihnen verschieden.

<sup>18)</sup> Der von Mohr 1910, S. 126, erwähnte Marmor vom Eingang in das St. Christophthal (W-Seite) gehört nicht hieher, wie man nach der Angabe: „in die Grünschieferzone eingelagert“ vermuten könnte. Es handelt sich vielmehr um den bei Cornelius 1941, S. 36 beschriebenen Altkristallinmarmor; auch die Vermengung mit „Grünschiefer“-Material, die Mohr angibt, ist für seine Identifizierung von Belang.

— nur aus Lesesteinen erschlossen! — beiderseits des unteren Altenberggrabens, den tiefsten dort vorhandenen Anteilen der Silberbergserie angehörig; sowie um einige ähnliche Linsen in der Gegend N Veitsch: Tiefenbachergraben, N Dürsteinkogel und weiter in einem langen Zuge bis über den Veitschegger Sattel hinweg. Auch in der Gegend um Stübming finden sich solche Lamellen.

Gelegentlich der Aufnahme hatte ich allerdings zumeist den Eindruck, daß da tektonische Einschaltungen in der Silberbergserie vorliegen, d. h. Spuren von Blasseneckporphyroid. Ich habe sie daher zumeist nicht näher untersucht. Das Folgende bezieht sich ausschließlich auf die zuerst genannten Vorkommen beiderseits des Altenberggrabens.

Die Gesteine sind feiner und vollkommener geschiefert als das normale Blaßeneckporphyroid; die Einsprenglinge — Quarz und Feldspat — sind viel kleiner (nur 1 mm) und treten weniger hervor. Auch die grüne Gesamtfarbe ist lichter als dort normalerweise, wiewohl solche dort auch vorkommen kann.

Ein Schliff von der SW-Seite des Eselsberges (O Altenberggraben) zeigt von Quarzeinsprenglingen nur unregelmäßige, teils eckige, teils gerundete Bruchstücke; doch fanden sich unter insgesamt 36 Stücken in fünf Fällen noch Resorptionsbuchten (außerdem ein „Grundmasseneinschluß“, d. h. wohl nur quer geschnittene Resorptionsbucht) — das ist zu viel, um Zufall zu sein! Die Feldspateinsprenglinge, stets stark getrübt (nicht gefüllt!) gehören anscheinend einem sauren Plagioklas an, konnten aber nicht genauer bestimmt werden. Sie liegen gewöhnlich in Gruppen von Bruchstücken vor, welche zusammen eine von Scherflächen umgrenzte Linse bilden. Einschlüsse einer grünen chloritischen Substanz sind häufig (ehemals Biotit? oder eingewandert?). — In der Grundmasse sind Quarz und Feldspat bei dem sehr feinen Korn (0,01 mm) meist nicht sicher zu unterscheiden; serizitische Streifen von ähnlicher Feinheit setzen reichlich hindurch — sie bedingen hauptsächlich die Paralleltexur. Einzelne Anhäufungen von chloritischen Substanzen und Leukosen sind die alleinigen Reste einst vorhandener Mg-Fe-Mineralien.

Ein Porphyroid, das aus allen sonst untersuchten Gesteinen ganz herausfällt, fand sich endlich W Pettenbach (zwischen Gloggnitz und Payerbach), auf dem Gehänge des Höllgrabens, wenig N von dem Südbahnviadukt: eine etwa 1 m mächtige, nur wenige Meter weit verfolgbare Linse eines plattigen, grauweißen aplitartig-feinkörnigen Gesteins. Einzelne Feldspat-Spaltflächen sieht man zwar aufblitzen, hat aber zunächst gar nicht den Eindruck eines porphyrischen Gesteins.

Im Schliff aber überrascht es durch das Auftreten weniger, aber schön ausgebildeter, nur an den Kanten etwas zugerundeter Albit-einsprenglinge (bis über 1 mm lang); sie sind ganz frisch, fast einschlußfrei; manchmal zu Konkretionen vereinigt. Von Quarz dagegen sieht man nur aus mehreren Körnern zusammengesetzte, enorm zerpreßte Linsen, deren undeformierte Gestalt sich nicht mehr rekonstruieren läßt; echte Einsprenglinge sind nicht vorhanden. In der Grundmasse findet sich eine 2. Generation von Albit (um 0,05 mm) und sehr kleine (von 0,02 mm abwärts) Körner von Quarz sowie von K-Feldspat (nach Licht- und Doppelbrechung) in fein zeilenförmiger Anordnung — aber im Gegensatz zu allen anderen Porphyroiden kein Serizit! Kleine Magnetitkörnchen überall verstreut; wenig Zirkon. Calcit in unregelmäßigen Fetzen ziemlich reichlich; auch in Feldspateinsprenglinge und Quarzlinsen dringen sie ein. — Die ausgeprägte Paralleltexur der Grundmasse weicht den Einsprenglingen größtenteils flaserig aus, stößt aber teilweise auch an ihnen ab. Vielleicht ist sie wenigstens zu einem Teil primärer Natur?

Das vollkommene Fehlen von Serizitneubildung, trotz ausgesprochener Schieferigkeit, hat dieses Gestein gemein mit den Riebeckitgneisen von Gloggnitz usw.; nähere Beziehungen zu ihnen sind nicht ausgeschlossen — freilich auch nicht sicher feststellbar.

g) Grünschiefer sind die allerverbreitetsten und bezeichnendsten magmatischen Begleiter der Silbersbergserie. Wenn man absieht von den großen Konglomeratmassen am Ostende ihres Verbreitungsgebietes, die in der Gegend östlich des Stuppachgrabens grünschieferfrei sind (am Silbersberg stellen sich die ersten Grünschieferspuren in ihren Hangenden ein), so gibt es kaum ein Profil der ganzen vollentwickelten Silbersbergserie, dem solche Einschaltungen fehlten.

Frühere Angaben über diese Gesteine siehe bei Tschermak 1873, der ihren Mineralbestand, insbesondere das gelegentliche Vorkommen von Augit feststellte; Toulou 1903, der sie anscheinend erstmalig als Gesteine magmatischen Ursprungs ansprach; Redlich 1907; Mohr 1910 und 1922, welche ebenfalls von ihrer Diabas- bzw. Tuffnatur überzeugt sind. Mohr 1916, S. 128 hält sie für zweifellos „kontemporäre Einlagerungen des Silbersberggrauwackenhorizonts“. Alle diese Angaben beziehen sich auf das Gebiet vom Semmering ostwärts; über ihre Verbreitung auf Blatt Mürzzuschlag war gar nichts näheres bekannt, da Vacek sie nicht gesondert ausschied. Erst W davon, auf Blatt Eisenerz, hat Spengler sie kartiert, jedoch zum Oberkarbon gestellt (siehe Spengler 1920; Spengler und Stiny). Wegen der Altersfrage siehe S. 39.

Ihr Anteil an dem Aufbau der Silbersbergserie ist sogar noch größer, als aus der Ausscheidung auf den bisher vorliegenden Karten zu ersehen ist. Denn manche Gesteine, die zunächst als „Phyllite“ aufgesammelt und nicht besonders abgetrennt wurden, haben sich bei näherer Untersuchung als derart reich an Chlorit (u. a.) erwiesen, daß man sie wohl besser zu den Grünschiefern stellt — mindestens als tuffogene Übergangsformen —. Nachträglich aber war ihre Ausscheidung nicht mehr möglich. Solche Gesteine werden hier im Anschluß an die Grünschiefer besprochen.

Eine genaue Beschreibung der sämtlichen Vorkommen darf wohl durch den Hinweis auf Karten und Profile ersetzt werden; z. T. wird sie bei der Besprechung der einzelnen Gesteinstypen nachgeholt. Was allerdings deren Verbreitung im Einzelnen und Abtrennung voneinander betrifft, so wären hierfür wesentlich umfangreichere Aufsammlungen erforderlich als sie mir vorliegen.

Für den Aufnahmegeologen sind die Grünschiefer sehr angenehme Gesteine: dank ihrer verhältnismäßig großen Widerstandsfähigkeit bilden sie häufig anstehende Felsen, und auch dort, wo dies nicht der Fall ist, fast immer zahlreiche Lesesteine, so daß sie im allgemeinen nicht zu übersehen sind. Weniger erfreulich sind diese Gesteine für den Petrographen: es ist nämlich kaum möglich, frisches Material davon heimzubringen.

\*) Grünschiefer mit Reliktstrukturen. Dahin gehört zunächst das seit Tschermak bekannte Vorkommen beim Eisenbahnviadukt Payerbach, für dessen Bau es seinerzeit in einem heute längst aufgelassenen Steinbruch gewonnen wurde.

Dieses Gestein ist dadurch bemerkenswert, daß es — anscheinend als einziges in dem untersuchten Bereich — noch Pyroxeneinsprenglinge führt (Redlich 1907, Mohr 1910). Nach Mohr sollen sie bis  $1\frac{1}{2}$  cm lang werden und nicht allzuseiten sein. Gleichwohl habe ich keine gefunden — allerdings mich auch nicht eingehend darum bemüht.

Ein anderer deutlich porphyritischer Grünschiefer steht am Gehänge S oberhalb Reichenau (u. zw. über der Pension Bellevue) im Walde an, bei rund 550 m, durch einen kleinen künstlichen Anbruch erschlossen. Er bildet eine nur etwa metermächtige Lage, in gewöhnlichem Grünschiefer konkordant eingeschaltet. Dunkle Einsprenglinge erreichen auch hier  $1\frac{1}{2}$  cm und darüber an Länge, sind aber stets stark in s abgeplattet. Auch kleinere weiße, ebenfalls in s gestreckte Flecken liegen in der licht lauchgrünen, der Menge nach weit überwiegenden Grundmasse. — Im Schliff erscheinen die ehemaligen Pyroxen (?) -Einsprenglinge in Pflaster von grüner Hornblende verwandelt; der Feldspat (die weißen

Flecken!) in meist feinkörnige Aggregate von Albit aufgelöst, durchwachsen meist von einigen (wenigen) Epidotkörnchen und — gar nicht selten! — von Nadeln grüner Hornblende. Die Grundmasse läßt Hornblende, Epidot, Albit erkennen, doch macht sie ein allgemein verbreiteter Leukoxen-Schleier schwer auflösbar. Große Teile des Schliffes sind überdies mit Calcit durchtränkt. — Die Schieferung ist im Schliff fast weniger ausgeprägt als im Handstück.

In einigen anderen Fällen ist ophitische Struktur reliktsch erhalten. Dahin gehört das Gestein vom Kotstein (Steinhöfler Kogel) S Payerbach, das S von dessen Gipfel in einem kleinen Steinbruch erschlossen ist. Es erscheint aufgebaut aus einer sehr feinen weißlich-grünen Masse mit in s langgezogenen (bis über  $\frac{1}{2}$  cm) dunkelgrünen Hornblendeflecken und läßt stellenweise bereits makroskopisch die ophitische Struktur ahnen (Mohr 1910, S. 127). Im Dünnschliff wird sie — bei ganz schwacher Vergrößerung! — vielfach recht deutlich. Man erkennt dünntafelige Plagioklase, entmischt zu einerseits Albit, der wiederum mechanisch zu feinem Körnerhautwerk zerfällt, andererseits Epidot (gelblich, stark doppelbrechend — also Fe-reich; Stoffaufnahme aus der Umgebung!), welches größtenteils die Tafeln randlich umkränzt. Sie sind mitunter deutlich umwachsen von der blaß-grünlichen „uralitischen“ Hornblende, die an die Stelle ehemals wohl vorhandener Pyroxene getreten ist — nicht in Gestalt von einheitlichen homoaxen Pseudomorphosen, sondern vielmehr in Aggregaten. Das mag bedingt sein durch häufig festzustellende mechanische Eingriffe: Scherzonen, von denen ausgehend andersorientierte Hornblendeindividuen in die Pseudomorphose vordringen<sup>19)</sup>. Randliche Fortwachsung in Gestalt feiner Nadeln ist, wie üblich, häufig. Etwas Ilmenit, stark leukoxenisiert.

Daran schließt sich ein Gestein vom Grasgraben O Preiner Rotte (vgl. Raxkarte!) und dem östlich anschließenden Gehänge: manche Teile des dortigen mächtigen Grünschieferzuges erscheinen dem unbewaffneten Auge auffallend körnig, wenn auch ohne deutliche Struktur; auch Aufbau aus flachgedrückten Linsen kommt vor. Im Dünnschliff ist die optische Struktur stellenweise wieder ganz deutlich: tafelige Albite, mit Zoisitbesen gefüllt, aus denen sich feinkörniger Epidot entwickelt; gelegentlich sammelkristallisiert er auch zu großen Körnern. Hornblende ( $n_{\alpha}$  blaßgelb,  $n_{\beta}$  braungrün,  $n_{\gamma}$  graugrün;  $\gamma-\alpha$  um 0,015,  $n_{\gamma}:z=14^{\circ}$ ) ist hier wohl Relikt! Sie ist häufig randlich breit umwachsen, auch mitunter ganz ersetzt durch eine viel blasser bläulichgrün gefärbte Hornblende mit wenig stärkerer Doppelbrechung

<sup>19)</sup> Vgl. Cornelius 1925, S. 24, wo die gleiche Erscheinung offenbar weniger weit gediehen beschrieben ist.

und kaum geänderter Auslöschungsschiefe. Etwas Chlorit, blaßgrün mit anomalen Interferenzfarben. Eisenerz mit Titanitkränzen spärlich; auch sonst etwas Titanit. — Die ophitische Reliktstruktur vielfach durch Durchbewegung verdorben, welche dicke Linsen aus der Hornblende formt.

Ferner kann man hier noch anführen einen Grünschiefer von dem Gehänge NO über Prein, wo er einen ziemlich mächtigen und trotz Zerstückelung durch Verwerfungen mehrere Kilometer weit verfolgbaren Zug bildet (siehe Raxkarte!). Manche Teile desselben sind wieder deutlich körnig, mit Hornblenden bis gegen 3 mm. Im Schliß machen diese, blaßgrün mit hoher Doppelbrechung, wieder ganz den Eindruck von Uralit: sie bilden dicksäulige einheitliche Individuen, randlich oft ausgefasert und von feinen Nadeln des gleichen Minerals umgeben, welche die übrigen Gemengteile durchwuchern. Der einstige Plagioklas ist wieder in Albit und feinkörnigen Epidot zerfallen. Ilmenit (leukoxenbestäubt) ziemlich reichlich und groß; daneben Ti-freier Magnetit. Calcit in ziemlicher Menge; etwas Chlorit. — In struktureller Hinsicht erinnert hier nur noch die bedeutende Größe der Uralite an das Ausgangsgestein; von ophitischer Struktur usw. ist nichts mehr zu sehen — die Durchbewegung hat recht energisch gewirkt und eine linsig-lagige Paralleltexur hervorgebracht.

Einen stark ausgewalzten Vertreter des gleichen Typus sammelte ich endlich NW Grünsting: hier sind nur noch wenige Trümmer von den Uralitrelikten erhalten, die in den parallelnadeligen Zügen schwimmen, die größtenteils an ihre Stelle traten. Auch etwas Chlorit ist daneben entstanden. Von dem ehemaligen Feldspat ist nichts mehr erhalten; regellose Aggregate von neukristallisiertem Albit mit wenig Fülle, bis über  $\frac{1}{2}$  mm lang, und von Epidot haben ihn ersetzt. Ilmenit wieder reichlich: bis über millimeterlange Individuen, öfters stark in s gestreckt (leukoxenisiert).

β) Epidotchloritschiefer. Dieser, unter den „Prasiniten“ der Tauern-Schieferhülle sowie der penninischen Westalpen häufigste Typus von Grüngesteinen ist unter meinen Schlißen aus der Grauwackenzone nur wenig vertreten; freilich ist deren Zahl an sich nicht groß, so daß es wohl voreilig wäre, hieraus auf die Geringfügigkeit seines Auftretens schließen zu wollen. Im übrigen ist auch diese Ausbildung eine wesentlich andere als in den zuvor genannten Gebieten.

Es gehören hierher gleichmäßig feinkörnige, graulich-grüne Gesteine mit wenig ausgeprägten dunkleren Flecken, die keinen Gemengteil mehr ohne weiteres bestimmen lassen. Solche wurden an der Straße östlich unterm Preiner Gscheid oder am Eselsberg NO Kapellen gesammelt.

Im Schliff erscheint als wichtigstes Gemengteil der blaßgrüne, kaum pleochroitische Chlorit in feinblättrigen, ziemlich wirren Aggregaten. Epidot bildet zunächst feinkrümelige Haufwerke, die ihre Herkunft von Feldspatfüllung manchmal noch deutlich verraten; meist freilich ist der räumliche Zusammenhang bereits verloren gegangen. Aus ihnen sammelkristallisiert das genannte Mineral bis zu ausgesprochenen, wenn auch meist unregelmäßigen Porphyroblasten, bis etwa  $\frac{1}{2}$  mm Durchmesser<sup>20)</sup>. Der Albit bildet zunächst den Untergrund jener Epidotfüllung und ist dann, zumal wenn die Kristallform deutlich entwickelt, wohl als Relikt aufzufassen. Seine Hauptmasse aber ist umkristallisiert, in meist feinkörnigen Haufwerken — natürlich ohne Füllung! Hiezu kann noch Calcit treten, der gelegentlich Schlieren bildet. Ilmenit zeigt zumeist stark in s gestreckte Durchschnitte. Sonst ist die Paralleltexur z. T. nicht allzu deutlich; sie wird wesentlich getragen von einem Teil des Chlorits.

γ) Epidosit, als sozusagen extremes Endglied der Epidotchloritschiefer, wurde nur einmal beobachtet, u. zw. mit ihnen verknüpft: in Lesesteinen an dem gelb markierten Weg, der von dem Hof (Schegl, vgl. Raxkarte) wenig über der großen Kehre der Preinerscheid-Straße auf der O-Seite des Sitzbichls gegen NW ansteigt; es ist ein gelbgrünes massiges Gestein von feinem Korn.

Im Dünnschliff erkennt man als wesentlichsten Gemengteil — wohl zwei Drittel des Ganzen — einen lebhaft gelbgrünen, stark doppelbrechenden Epidot, in isometrischen, aber meist unregelmäßigen, manchmal zackigen Körnern von sehr wechselnder Größe (0,05 bis gegen 1 mm). Er bildet ein feinmaschiges Gewebe, dessen Lücken ein farb- und strukturloses zweiachsiges Mineral, nach Licht- und Doppelbrechung wahrscheinlich Albit, feinnadeliger blaßgrünlicher Strahlstein, gelegentlich auch größere Säulen des gleichen Minerals und — ziemlich untergeordnet — blaßgrünlicher Chlorit mit Aggregatpolarisation ausfüllen. Dazu etwas Titanit in Haufwerken von z. T. ganz regelmäßig langgestreckter Umgrenzung — wohl Pseudomorphosen nach Ilmenit. Gelegentlich hindurchsetzende, schmale Adern sind ebenfalls mit ? Albit und Strahlstein erfüllt. Von Paralleltexur ist auch im Schliff nichts zu bemerken.

δ) Quarzreiche Chloritschiefer. Vielfach werden schlechtweg als Chloritschiefer alle möglichen (nicht amphibolitischen!) grünen Schiefergesteine bezeichnet; ja unter dem, was in den Tauern z. B. jahrzehntelang unter diesem Namen ging, sind Gesteine stark vertreten, die

<sup>20)</sup> Noch größer in einem vermutlich auch höher zu stellenden Schliff, den Redlich 1907 (S. 18) beschreibt, vom Eingang des Kleinauwassergrabens.



überhaupt keinen oder doch keinen nennenswerten Gehalt an Chlorit aufweisen. Demgegenüber sei hier als Chloritschiefer definiert ein Gestein, dessen einziger oder doch wichtigster Hauptgemengteil der Chlorit ist. Tritt hinzu ein anderer Haupt- oder wichtiger Nebengemengteil in für das Gestein bezeichnender Menge, so kann er dem Namen beigefügt werden; wir erhalten also: Albitchloritschiefer, Ankerit-, Magnetit-, Strahlsteinchloritschiefer usw.

In diesem Sinne rede ich hier von Chloritschiefern; u. zw. von quarzreichen, da ein Gehalt an diesem Mineral das gemeinsame Merkmal ist, das ihre Zusammenfassung gegenüber anderen Grünschiefern gestattet.

Es sind, soweit näher untersucht, wohl durchgehends sehr feinkörnige Gesteine, die hierher gehören. Makroskopisch erscheinen sie häufig recht dunkel blaugrün und von ganz gleichmäßiger Beschaffenheit; Schieferung mehr oder minder vollkommen. Doch kommt auch fleckig-streifige Beschaffenheit vor, mit Wechsel hellerer und dunklerer, meist nicht weit aushaltender Lagen bzw. Linsen.

Im Schlibfbild überwiegen feinblättrige (um 0,05 mm — soweit die einzelnen Blättchen überhaupt erfaßbar) Massen von Chlorit: teils blaßgrün, kaum pleochroitisch, mit anomalen grüngrauen Interferenzfarben, teils lebhaft pleochroitischer, kaum doppelbrechender Pumin. An zweiter Stelle steht ein farbloses, schwach licht- und doppelbrechendes Mineral, dessen feines Korn (0,01—0,03 mm) keine exakte Bestimmung mehr erlaubt; doch finden sich gelegentlich auch einzelne größere, unregelmäßig gestaltete Exemplare, an denen die Bestimmung als einaxig positiv, d. h. Quarz, einwandfrei möglich ist. In einem Schliff aus dem obersten Massinggraben ist daneben auch Feldspat — höchstwahrscheinlich = Albit! — zu erkennen. Der gleiche in sehr feinkörnigen Massen ist im allgemeinen nicht sicherzustellen (Ausnahme: der Schliff aus dem Massinggraben, wo diese Massen nicht ganz unerhebliche Lichtbrechungsunterschiede zeigen!). Hinzutreten kann feinblättriger Muskowit, den Chlorit vielfach begleitend, sowie Calcit, meist in Nestern, aber auch als diffuse Imprägnation ausgedehnter Gesteinspartien. Von Nebengemengteilen ist Ilmenit bzw. der aus ihm hervorgehende Titanit i. A. am wichtigsten; gelegentlich auch sehr reichlich feinverteilter Magnetit. Etwas Apatit, mitunter auffallend große Körner; fallweise reichlich Epidot; einmal auch Zirkon. — Zum Teil ist feinlagenweise Verteilung von Chlorit  $\pm$  Muskowit einerseits, Quarz andererseits deutlich. In einem Schliff (aus dem Mitterbachgraben) ist die Abtrennung von beiderlei Lagen z. T. ganz unscharf, selbst im Streichen gehen sie ineinander über. In einem anderen Schliff (Koglergraben O-Seite) ist die Verteilung ganz gesetzlos;

doch liegen quarzreiche Putzen z. T. mit so scharfen Rändern im Chlorit, daß man versucht ist, an Pseudomorphosen zu denken; irgendwelche charakteristische Formen lassen sich freilich nicht ermitteln.

Gesteine, ähnlich den beschriebenen, sind öfters als sedimentogen angesprochen worden (Hauser, Wieseneder, Cornelius). In unserem Falle ist das wohl schon wegen der engen Nachbarschaft mit normalen Epidotchloritschiefern, die kaum anderer als diabasischer Abkunft sein können, unwahrscheinlich. Will man den Quarzgehalt nicht auf nachträgliche Stoffwanderungen zurückführen, wofür hier tatsächlich kaum ein Anhaltspunkt vorliegt, so scheint mir die nächstliegende Deutung eine tuffige Mischung von diabasischem mit sedimentärem Material (dies vermutungsweise auch für die eben zitierten Fälle aus anderen Gebieten!). Freilich bleibt — gerade bei tuffigen Gesteinen! — auch die Möglichkeit vormetamorpher Stoffänderungen durch Verwitterung, Halmyrolyse, hydrothermale Zersetzung, immer zu berücksichtigen. Chemische Untersuchung auf breiter Basis — nicht ein bis zwei einzelne Analysen! — wäre erwünscht.

e) Albitporphyroid in den Grünschiefern. — Wenn ich dies Gestein hier anschließe, so ist dafür nicht seine petrographische Beschaffenheit maßgebend (die aus dem Gewohnten einigermaßen herausfällt), sondern sein geologischer Verband.

Mohr 1910, S. 131 f. gibt eine Reihe von gangförmigen Eruptivvorkommen aus dem Abschnitt der Grauwackenzone zwischen Payerbach und Gloggnitz an: bei P 672 NO vom Silbersberg; beim Gasthaus Waidmannsrast; in einem kleinen Steinbruch auf der N-Seite des Payerbachgrabens.

Von diesen Vorkommen scheidet das erste aus; es hat sich als Glied des Altkristallins von Vöstenhof—Schlöglmühl herausgestellt [Cornelius 1941, S. 32<sup>21</sup>]. Auch über das zuletzt genannte kann ich mich nicht äußern, da es mir nicht gelungen ist, es wiederzufinden (vermutlich befindet es sich heute in einem der zahlreichen umzäunten Privatgärten). Ich bedaure dies umso mehr, als Mohr dort eine deutliche Intrusionsdiskordanz gegenüber dem Nebengestein (Grünschiefer) angibt.

Es bleibt also nur das Vorkommen beim Gasthaus Waidmannsrast (SO Payerbach, am Abhang des Kotsteins, bei etwa 650 m). Es wurde einst in einem kleinen Steinbruch (auf dem eingezäunten Grundstück des genannten Gasthauses) als Baustein gewonnen. Heute wundert man sich darüber; denn was man noch sieht, macht einen sehr unfrischen Eindruck; nur mit Mühe gelang es mir, ein halbwegs brauch-

<sup>21</sup>) Mohr 1910, S. 132, gibt daneben Orthokoklas an. Ich konnte mich nicht überzeugen, daß solcher vorkommt.

bares Handstück zu gewinnen. Von einem gangförmigen Auftreten ist jedenfalls nichts zu sehen; die Ränder des Vorkommens sind nicht aufgeschlossen. Lesesteine davon sind von dem Steinbruch weg nur wenig verbreitet. Die Strukturflächen fallen jedenfalls nur mäßig gegen N, d.h. so wie nach den allerdings sehr spärlichen Aufschlüssen das gesamte Schichtfallen in der Gegend S Payerbach im Durchschnitt anzunehmen ist. Die Lagerungsform des fraglichen Gesteins ist vielleicht eher eine dickbauchige Linse als ein Gang; aber sicher ist nur, daß es inmitten der Grünschiefer steckt, welche ringsum in Lesesteinen häufig sind und etwas unterhalb in einem künstlichen Einschnitt auch anstehen.

Es ist ein bräunlich-grünliches, etwas fleckiges Gestein, schwer und zähe (wenigstens abseits von den reichlich vorhandenen Klüften), in dem nur die glänzenden Spaltflächen von öfters tafelig ausgebildeten Feldspat sichtbar sind, die um 1, selten 2, ausnahmsweise aber auch 5—6 mm lang werden. Die Zwischenmasse ist äußerst feinkörnig und anscheinend massig.

Im Dünnschliff erkennt man als Einsprengling ausschließlich<sup>22)</sup> einen sehr albitnahen Plagioklas ( $n\gamma: 100 = 75^\circ - 76^\circ$ ) mit ganz lockerer Muskowittfülle; seine Individuen sind z. T. sehr gut kristallographisch ausgebildet, soweit sie isoliert liegen; weniger dort, wo sie zu Gruppen zusammentreten, wie das häufig der Fall ist. In der Zwischenmasse erscheint eine große Generation des gleichen Minerals, meist weniger regelmäßig ausgebildet, 0,1—0,2 mm lang; Quarz in sehr kleinen (0,01—0,02 mm) rundlich-isometrischen Körnern; Biotit mit ähnlich intensiver goldgelber Farbe, wie sie vom Chrysobiotit (Cornelius 1935, S. 116) bekannt, aber weniger dunkel in den Richtungen  $\perp z$ ; auch darin stimmen beide Vorkommen überein, daß die Interferenzfarben durch die intensive Eigenfarbe bis zur Unkenntlichkeit verdeckt werden. Es sind größtenteils wirr-büschelige Aggregate aus sehr dünnen (um 0,005 mm) Blättchen; seltener beobachtet man solche isoliert. Diese Ausbildungsform ebenso wie die sonst bisher bekannten Vor-

<sup>22)</sup> Leider habe ich dort übersehen, daß Haberlandt 1938 eine kurze Beschreibung dieses Gesteins gibt. Abweichend von der meinigen gibt er untergeordnet K-Feldspat, reichlich Zoisitstengel, Turmalin als Übergemengteil an; dagegen fehlen bei Haberlandt der chloritisierte Biotit und die untergeordneten Gemengteile Serizit, Magnetit, Apatit, Titanit meiner Beschreibung. Das Gestein ist also offenbar recht variabel! Auch die in meinem Schliff sehr ausgeprägte Paralleltexur erwähnt Haberlandt nicht; er bezeichnet das Gestein als „natronreichen Albitaplit“ und betrachtet es als zum Ganggefolge eines Tiefengesteins gehörig. — Ein Zusammenhang mit dem Erzvorkommen des Silbersberges, wie ihn Haberlandt im Anschluß an Mohr für möglich hält, ist in Anbetracht des höheren geologischen Alters des Aplitgneises wohl ausgeschlossen.

kommen des Chrysobiotits (vgl. auch E. Braumüller 1937/38, S. 113; Cornelius und Clar 1939, S. 246) lassen schließen, daß es sich auch in unserem Falle nicht um eine primär-magmatische, sondern um eine metamorphe Bildung handelt. Gleiches gilt von dem Muskowit, der zwar oft in der Nachbarschaft, aber doch stets scharf getrennt von dem vorigen auftritt. Er fällt auf durch ausgesprochen blaßgrünen Farbton, besonders  $\perp z$  und bildet ziemlich unregelmäßig geformte, bis 0,2 mm lange Blätter, häufiger annähernd parallelblättrige Aggregate. Solche setzen sich häufig — aber nicht überall! — an die Ränder und in die Zwischenräume der Feldspateinsprenglinge, besonders in der s-Richtung (Scherungsschatten!). Außerdem ist der Muskowit in kleinen Flitterchen in der Grundmasse verteilt. — An Nebengemengteilen ist nur Magnetit sicher nachgewiesen, dieser aber sehr reichlich: in selten scharf ausgebildeten Kristallen, gewöhnlich rundlichen Körnern von rund 0,05 mm Durchmesser, mitunter auch wesentlich größer. Apatit ist fraglich; Epidot, den Mohr angibt, konnte ich nicht feststellen.

Die ursprüngliche porphyrische Struktur des Gesteins ist noch deutlich kennbar; Paralleltexur jedoch im Schliff viel deutlicher als das Handstück ahnen ließ. Nicht nur sind die Glimmer — bis hinab zu den feinsten Flitterchen größtenteils parallel geordnet, auch die Feldspate der Grundmasse sowohl wie ein Großteil der Einsprenglinge sind ins gleiche s eingeregelt.

Leider ist der Erhaltungszustand zu schlecht<sup>29)</sup> für eine chemische Analyse, die bei dem schwer systematisch einzuordnenden Gestein zweifellos von erheblichem Interesse wäre: von normalen sauren Erguß- oder Ganggesteinen ist es geschieden, vor allem durch die große Menge primären Magnetits. Beziehungen zu den Blasseneck-Porphyrroid-Decken, wie sie Mohr vermutet, werden auch unwahrscheinlich dadurch, daß dort der primär vorherrschende ein K-Feldspat (vgl. S. 49), während hier nur Albit vorhanden ist. Auch Beziehungen zu den Riebeckitgneisen (usw.) sind mir weniger wahrscheinlich als eine auch genetische Verbindung mit dem Gestein, mit welchem unser Albitporphyroid äußerlich eng verknüpft ist: mit dem Grünschiefer. Jenes entspräche dann einer extrem sauren, Na- aber auch Fe-reichen Abspaltung des diabasischen Magmas.

Daß das heutige Gesteinsbild des Albitporphyroids unter Beteiligung von Metamorphose geformt ist, wurde bereits angedeutet. Der Chrysobiotit und Muskowit verdanken ihr ihre Entstehung, ebenso wie die Paralleltexur. Was an Stelle der genannten Mineralien vorher da

<sup>29)</sup> Größere Teile des Schliffes sind durch Ausscheidung von Fe-Hydroxyd gelb gefärbt.

gewesen sein mag, entzieht sich aber jeder Mutmaßung. Aus dem üblichen Bild der obersten Tiefenstufe fällt auch dieses Gestein nicht heraus; der Chrysobiotit gehört ihr ja auch sonst an, sowohl im Engadin wie am Tauern-Nordrand.

h) **Serpentin.** Dieses Gestein wurde in dem ganzen untersuchten Bereich der Grauwackenzone — von der Altkristallinsel von Vöstenhof—Schlöglmühl abgesehen (vgl. Cornelius 1941, S. 31) — nur in einem sehr kleinen Vorkommen aufgefunden. Dasselbe befindet sich auf der NO-Seite des Kobermannberges, wenig unterhalb der Straße Payerbach—Klamm, auf dem wiesenbedeckten, gegen den Kübgraben hinabziehenden Rücken NO Kiengraber der Karte 1:25.000. In einer kleinen Grube war dort (Mai 1941) ein dunkelgrünes, schieferig-fäseriges Gestein — leider nur in Gestalt loser Stücke — aufgeschlossen, das im Handstück ganz wie verschieferter Serpentin aussah. Von der Lagerung war nichts zu sehen, eine Verfolgung im Gelände unmöglich; wäre doch ohne den künstlichen Aufschluß das ganze Vorkommen zweifellos unentdeckt geblieben.

Der Schriff bestätigt den makroskopischen Eindruck: das Gestein besteht im wesentlichen aus Antigorit, in wirrblättrigem Aggregat. An s-Flächen liegt darin, jedoch niemals weit aushellend, oft nur durch Bruchteile der Schriffbreite hindurch, ein farbloser Chlorit (Leuchtenbergit). Reichliche Magnetitausscheidungen begleiten ihn z. T.; zum anderen Teil liegen sie für sich allein auf den s-Flächen. Diese setzen scharf diskordant durch das Antigoritgewebe hindurch, das sich um sie gar nicht kümmert.

Ob dieser Serpentin wirklich dem Paläozoikum, genauer gesagt der Silbersbergserie (in deren Bereich er liegt) angehört, das läßt sich schwer entscheiden. Wir befinden uns ja hier im Bereiche der großen Verschuppungen mit dem Karbon der Veitscher Decke; und es ist von vornherein durchaus möglich, daß daran auch altkristalline, die Basis der norischen Decke begleitende Späne (wie solche etwas weiter S abwärts, auf dem Gehänge über dem Polleros, wirklich anstehen (Cornelius 1941 a, S. 31), darein mit einbezogen wären; und daß der Serpentin zu diesen gehörte — ähnlich wie bei St. Johann. Freilich sind ja auch vermutlich paläozoische Serpentine im Bereiche der Grauwackenzone da und dort vorhanden, z. B. im Paltental (Metz 1940), oder in den — der Silbersbergserie vermutlich gleichzusetzenden — Wildschönauer Schiefen auf Blatt Rattenberg (Tirol).

Eine Entscheidung dieser Frage wäre nur auf dem Wege künstlicher Aufschließung der Grenzverhältnisse zu erhoffen.

i) Riebeckitgneise und Verwandtes. Diese Gesteine, deren bekanntester Vertreter der sogen. Forellenstein von Gloggnitz ist, sollen hier nur beiläufig erwähnt und in einer späteren Arbeit eingehend behandelt werden. Es konnten eine ganze Reihe von neuen Vorkommen aufgefunden werden, die sich über den Raum vom Mitterbachgraben auf der S-Seite der Rax (vgl. Cornelius 1936) bis Buchbach W Pottschach (noch unveröffentlichtes Vorkommen) verteilen. Alle befinden sich innerhalb der Silbersbergserie. Klare Intrusiv- oder Kontakterscheinungen waren zwar nirgends festzustellen; trotzdem ist es wohl das Wahrscheinlichste, daß es sich um Intrusionen handelt, die nachträglich — z. T. sehr ausgesprochen — tektonisch umgeformt wurden, in teils vor-, teils nachkristallinen Teilphasen. Der Gehalt an Alkalihornblenden bzw. -Pyroxenen ist übrigens kein konstantes Merkmal; er kann innerhalb eines Vorkommens bis auf Null abnehmen.

Soviel vorläufig. Wegen weiterer Angaben sei verwiesen auf Keyserling 1903, woselbst auch die ältere — hier nicht aufgeführte — Literatur; ferner auch einzelne ergänzende Angaben bei Mohr 1910 und Redlich 1914.

k) Zur Altersstellung der Silbersbergserie. Sie läßt sich, da Fossilien vollkommen fehlen, natürlich nur auf indirektem Wege beurteilen.

Maßgebend ist da zunächst die häufige enge Nachbarschaft zum Altkristallin bzw. unmittelbare auf solches; sie besteht überall, wo an der Basis der Norischen Decke (oder — Vöstenhof! — in sie eingeschuppt) Altkristallin überhaupt vorliegt. Daraus ersehen wir schon, daß die Silbersbergserie im Paläozoikum eine sehr tiefe Stellung einnehmen muß; daß sich die ganze Schichtfolge desselben darüber aufbaut, soweit sie paläontologisch einigermaßen festzulegen ist, spricht ebenfalls dafür.

Weiter hilft uns der Serienbestand. Die Kombination von mächtigen phyllitischen und z. T. quarzitischen Schiefen mit Konglomeraten und reichlich Grüngesteinen erlaubt zunächst die Gleichsetzung mit den Wildschönauer Schiefen<sup>24)</sup> der westlichen Grauwackenzone (Ohnesorge 1905); daß hier allerdings das grobklastische Material ganz zurücktritt, braucht uns nicht zu stören — solches muß nicht überall hingelangt sein und fehlt ja schon in manchen Teilen unseres Abschnittes. Die Stellung im Profil, an der Basis der ganzen

<sup>24)</sup> Ein spezielles Vergleichsmoment wenigstens zu Teilen der Silberbergserie ergibt auch der von Ohnesorge 1908, S. 129, hervorgehobene Plagioklasreichtum der Wildschönauer Schiefer.

paläozoischen Schichtreihe, überdeckt von mächtigen Porphyroiden, ist jedenfalls ganz die gleiche hier wie dort.

Ferner drängt sich der Vergleich auf mit der Plengserie der Karnischen Alpen, die auch den Reichtum an Grünschiefern, dazu Porphyroid und einzelne Konglomeratlagen mit der Silbersbergserie gemeinsam hat. Auch sie hat ihren Platz im tiefsten Teil des paläozoischen Schichtenstoßes (Heritsch 1936, S. 55). R. Schwinner (1938, S. 1177) hat sie bereits zu einer Wildschönauer Serie (III b; Schwinner 1929, S. 218) gestellt; und eben dahin möchte ich auch die Silbersbergserie einordnen — ebenfalls im Einklang mit einer Vermutung von Schwinner (1929, S. 219).

Schwinner vermutet für seine Serie III b kambrisch-ordovizisches<sup>25)</sup> Alter (1929, S. 364; 1936, S. 121). Ganz unabhängig von ihm bin ich gleichzeitig (Cornelius 1930, S. 36) für die Schiefer unter dem Porphyroid im Gebiet von Turnau-Veitsch, die ich heute zur Silbersbergserie stelle, zur Annahme eines kambrischen Alters gelangt; maßgebend dafür waren neben der tiefen Stellung in der Schichtreihe vor allem außeralpine Analogien: die Keratophyre im Kambrium des Frankenwaldes (auf die übrigens auch Schwinner hinweist). Ich möchte das auch heute noch für das weitaus Wahrscheinlichste halten. Dabei ist insbesondere zu bedenken, daß Schwinner auch noch die Blasseneckporphyroid-Decken und große Schieferkomplexe darüber („feinschichtige Grauwackenschiefer“ = Radschiefer; s. später!) ebenfalls zur Wildschönauer Serie stellt; die Silbersbergserie würde mithin nur deren tieferen Teil bilden, so daß auch von hier aus gesehen, ein kambrisches Alter für sie am meisten für sich hat.

Daß diese Vermutung dereinst durch Fossilfunde zur Gewißheit erhoben werden könnte, besteht zwar wenig, aber dennoch nicht etwa gar keine Hoffnung; seitdem I. Petzmann 1934 in wahrscheinlich ebenfalls hierher gehörigen (vgl. Ganss 1941) Schiefen des Dachsteingebietes ein Trilobitenpygidium gefunden hat, das sie mit kambrischen Ollenopsis vergleicht.

Wenn ich somit die Silbersbergserie als stratigraphisch einheitlich auffasse und vermutungsweise ins Kambrium stelle, so ist damit noch nicht behauptet, daß es nicht auch tektonisch eingemischte Fetzen anderer Schichten darin geben könne, zumal in der Nachbarschaft der norischen Schubfläche. Es wurde ja im vorangehenden mehrfach auf solche Möglichkeiten hingewiesen. Eine Stelle, wo das ganz sicher der Fall, wurde bereits früher (Cornelius 1941 a, S. 50) beschrieben.

<sup>25)</sup> Auch Spengler 1926, S. 133, bezeichnet die „feinschichtigen Grauwackenschiefer“ — unter die er äquivalente unserer Silbersbergserie einbezieht — als „Untersilur und Kambrium (?)“.

### 3. Blasseneckporphyroid.

a) Allgemeines: normale Typen. Durch das ganze nordalpine Paläozoikum von Tirol bis zum Alpen-Ostrande zieht sich eine nur selten aussetzende Kette von Porphyroidvorkommen, in oft sehr großer Mächtigkeit: ganze Berge können daraus bestehen. Es ist eines der charakteristischsten Glieder der ganzen Zone.

Bei den alten Autoren ging das Gestein unter der Bezeichnung „körnige Grauwacke“ (z. B. Stur 1871, S. 91 f.), bis v. Foulton 1886<sup>26)</sup> in den von Vacek gesammelten Proben, anlässlich der überhaupt ersten mikroskopischen Untersuchung, den Feldspatgehalt feststellte und es daraufhin unter die Gneise einreichte, unter dem Namen „Blasseneckgneis“. Daß es sich in Wahrheit um ein Porphyroid handelt, erkannte zuerst Ohnesorge 1905 in den Kitzbühler Alpen, Redlich 1907, 1908 für unser Gebiet. Angel 1918 stellte es zu den Keratophyren, kam aber 1939 zu der Auffassung, daß der Na-Überschuß darin auf sekundäre Kali-Abfuhr zurückzuführen sein dürfte; hier soll jener Name vermieden werden, zumal das Überwiegen albitischer Feldspate gar kein konstantes Merkmal ist, wie wir sehen werden. — Hingewiesen sei auf die zahlreichen kurzen mikroskopischen Charakteristiken, die Redlich in zahlreichen Arbeiten (1907, 1908, 1908 a, 1913, 1923) von hierher gehörigen Gesteinsproben veröffentlicht hat; sowie auf meine Beschreibung einer solchen bei Spengler 1926. Aus weiter W gelegenen Gebieten hat vor allem Heritsch 1912 die Porphyroide eingehend beschrieben.

Alter und geologische Umstände der Entstehung des Porphyroids sind bis heute reichlich kontrovers. Die landläufige Anschauung ist wohl die von ausgedehnten Ergüssen, vielleicht auch Tuffmassen. Haberfellner 1935, S. 18, hat demgegenüber den Gedanken ausgesprochen, daß es sich um intrusive Massen handle (nachdem schon Stiny 1927 Durchbrüche durch „Grauwackenschiefer“ angegeben hat). Es ist nicht ohne Widerspruch geblieben (Schwinner 1937); aber Angel 1939 redet wieder von Ergüssen und seichten Intrusionen. Demgegenüber glauben viele Autoren jedoch wirkliche

<sup>26)</sup> Schon 1883 (S. 210 f.) beschrieb er „Gneise“ von der Wurmalm bei Kaisersberg, die er 1886 hier einreichte: Metz 1938 verzeichnet in dieser Gegend jedoch kein Porphyroid, so daß es nicht ganz klar ist, auf was für Gesteine sich jene Angabe bezieht. Dagegen erwähnen Hauser und Metz 1935 von einer nahe gelegenen Lokalität: Jassing bei St. Michael, Porphyroide gleicher Art wie die stark verschieferten der Gegend von Bruck, die Stiny 1917 beschreibt; demnach würde es sich dort um Äquivalente unseres Roßkogelporphyroids handeln (vgl. S. 98 f.). Dazu würde auch die Beschreibung stark gefüllter Plagioklasse bei v. Foulton vorzüglich passen. — v. Foulton, 1883, S. 216, beschreibt im Anschluß an jene Gesteine auch einen „zweiglimmerigen Gneis“ aus dem „Veitschgraben oberhalb Veitsch“, der jedoch mit unseren Porphyroiden wenig übereinzustimmen scheint.



Tuffe nachweisen zu können; vgl. darüber weiter unten (S. 43). Bezüglich der Altersfrage siehe S. 46.

Auf Blatt Mürzzuschlag hat das Blasseneckporphyroid sein Hauptverbreitungsgebiet in einem geschlossenen Zug vom Blattrand N Turnau bis zum Mürztal bei Neuberg, der im allgemeinen — über Besonderheiten wird im tektonischen Teil zu reden sein — von den Schichten der Silbersbergserie unterlagert wird, während die Radschiefer bzw. ihre Basisquarzite das Hangende bilden. Die Mächtigkeit dieses Zuges ist sehr beträchtlich; freilich ist er tektonisch nicht einheitlich — die vielfach dazwischen anzutreffenden Schiefer (S. 52) bezeugen weitgehende Verschuppung.

Zu diesem Hauptgebiet kommen noch im N jenes der Rotsohlschneid und das von Aschbach am N-Rand der Gollrader Bucht. Es ist natürlich unmöglich, an Hand meiner verhältnismäßig wenigen Schiffe die Verbreitung einzelner Typen halbwegs genau anzugeben; diese festzustellen wäre Aufgabe eines allerdings wahrscheinlich recht langwierigen Spezialstudiums.

Zunächst schwankt sehr stark die relative Menge der verschiedenen Einsprenglinge. Das eine Extrem stellt ein Typ dar, in dem überhaupt fast nur Quarz als Einsprengling vorhanden ist (Schliff Kohlbachgraben NW-Seite), in reichlichen und großen (bis mehrere mm) Individuen. Überall zeigt er die bekannte Bipyramidenform und die so oft beschriebenen Korrosionsbuchten usw., mehr oder minder häufig und gut ausgebildet (abgesehen von Fällen starker tektonischer Umformung; s. unten!). Das Gewöhnliche ist freilich, daß ungefähr gleich reichlich, ja sogar überwiegend Feldspate daneben vorhanden sind, die wieder von verschiedener Art sein können: einerseits mikroperthitische K-Feldspate, z. B. Schliff eines fast massigen Porphyroids (P 1431 SW Schwarzkogel), wo sie fast 1 cm Länge erreichen. Winzige Serizitflitterchen sind hier darin angesiedelt<sup>27)</sup>. Aber der daneben vorhandene Plagioklas ist viel stärker, bis zur Unbestimmbarkeit mit Serizitfasern durchzogen; auch für die kleinen, im K-Feldspat eingeschlossenen Exemplare gilt dies bis zu einem gewissen Grade<sup>28)</sup>. In anderen Fällen (Schwarzachkogel; ebenfalls fast massig!) liegt jedoch klarer, so gut wie ungefüllter Albit vor. Vielfach ist serizitdurchflochtener [nicht „gefüllter“<sup>29)</sup>] Feldspat der einzige, den man sieht; wo sich solches

<sup>27)</sup> Mehr als dies normalerweise in K-Feldspat üblich!

<sup>28)</sup> Genau wie anderwärts!

<sup>29)</sup> Regelrecht „gefüllte“ Plagioklase, wie in den Roßkogel-Porphyroiden, habe ich in jenem der Blasseneckserie nicht angetroffen. Anderwärts aber wurden solche daraus beschrieben; es gibt schon v. Fouillon 1886 an, daß die von ihm 1883, S. 210 f. gegebene, sehr treffende Beschreibung sich auch auf die Feldspäte der „Blasseneckgneise“ bezieht.

noch bestimmen läßt, ist er auch saurer Plagioklas. In einem Schriff (N Reitbauer in der Gollrader Bucht!) lösen sich die Kristalle im Inneren in ein feineckiges Kleinkornmosaik auf. Auch basische Einsprenglinge treten weiter in sehr wechselnder Menge hinzu: in den bisher genannten Beispielen fehlend oder ganz vereinzelt, können sie in anderen zu recht beachtenswerten Beträgen ansteigen (Quarz und Feldspäte bleiben ihnen freilich immer überlegen!). Der Formentwicklung nach wie nach der Art der stets vorliegenden Pseudomorphosen dürfte überall Biotit vorhanden gewesen sein; in einem einzigen Falle wurden noch kleine Reste davon beobachtet, sonst ist er überall in Chlorit verwandelt<sup>30)</sup>, meist mit etwas Leukoxenausscheidung; oder auch (Schwarzeckkogel) in einen ganz bläß-grünen, stark doppelbrechenden Glimmer, gleichfalls mit Leukoxen. In einem Fall wurden jedoch auch Gestalten beobachtet, die eher auf Hornblendesäulen (neben dem Biotit) zu deuten scheinen. Auch unregelmäßige Ansammlungen von Chlorit kommen vor, die, besonders in ihrer Vergesellschaftung mit viel Eisenerz und z. T. Apatit, auf Zusammenhäufungen nicht näher bestimmbarer dunkler Einsprenglinge schließen lassen.

Auch das Mengenverhältnis Einsprenglinge: Grundmasse unterliegt starken Schwankungen. In der Mehrzahl der Schriffe macht der Anteil der Einsprenglinge über 50% aus; doch kann er auch auf weniger als 25% herabsinken.

Die Grundmasse selbst läßt teilweise noch sehr gut Quarz und Feldspat als Hauptbestandteile erkennen, in einer Anordnung freilich, welche sich nicht den gewöhnlich unterschiedenen Strukturtypen einordnen läßt: einem flaserigen Nebeneinander von Körnergruppen und Zügen beider Mineralien; Korngröße 0,01—0,04 mm. Häufiger ist felsitische Ausbildung. Stets aber beobachtet man neugebildeten Serizit, gewöhnlich sehr fein (Blättchengröße um 0,01 mm), meist deutlich in parallelen Fasern. Solche fehlen auch solchen Gesteinen nicht, die makroskopisch noch fast massigen Eindruck machen. Chlorit ist manchmal — nicht immer! — untergeordnet damit vergesellt.

Die gewöhnlichen Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, opake Erze (mit oder ohne Leukoxen) sind in schwankender Menge vorhanden, vielfach nur äußerst spärlich. Dazu können als sekundäre Bildungen noch kommen: Calcit, Titanit und ein tiefrot durchscheinendes Fe-Mineral in unregelmäßigen Fetzen.

Vereinzelt fand sich auch ein Gebilde, das nur die Deutung als fremder Einschluß oder Konkretion zuläßt: in einem Schriff

<sup>30)</sup> Die bezüglichen Angaben bei Angel 1918, S. 41 f., können also von meinem Material aus nicht bestätigt werden.

(Hocheck-Alm zwischen Veitsch und Arzbachgraben) ein länglich-rundliches Feld aus Quarz und K-Feldspat, von 0,5 mm Länge. In einem anderen (P. 1431, S. Rotsohl—Schwarzkogel) sieht man mehrfach ähnlich umgrenzte Felder größerer Ausdehnung, aus Quarz und leistenförmigen, verzwilligten Albiten bestehend; da hier aber auch Adern von gleichartiger Zusammensetzung vorkommen, liegt ein Zusammenhang mit diesen wohl näher.

Die Verschieferung der Porphyroide führt zu oft beschriebenen Bildern: die Einsprenglinge werden zerschert, in eckige Bruchstücke zerlegt, weiter zu Linsen abgeschliffen. Ein stark verschiefertes Gestein von der Porphyroidgrenze am W-Fuß des Sattlerkogels zeigt jedoch nur noch unregelmäßige Fetzen, an welchen nur die in zwei Fällen erhalten gebliebenen Grundmassebuchten noch auf die Herkunft deuten. Auffallenderweise ist in der Grundmasse des gleichen Schliffes die Entwicklung von Serizit keineswegs so stark wie sonst in solchen Fällen; er ist zwar parallel geordnet, aber nicht in Häuten gesammelt. Neben viel Quarz (bereits rekristallisiert z. T. 0,02—0,1 mm) ist auch noch Feldspat erkennbar; als Neubildungen ziemlich viel Chlorit und (wohl infiltriertes) Karbonat.

Ein graugrüner, feinblättriger Schiefer, der ebenfalls als extrem verschiefertes Porphyroid gesammelt wurde (N-Seite der Pretalgraben-Mündung, beim Stiftwirt), zeigt im Schliff parallele Glimmerlagen, aus z. T. gut individualisierten Muskowitblättchen von 0,5—0,2 mm. Chlorit ist ziemlich viel, verkommener Biotit (?) vereinzelt damit verknüpft. Dazwischen Körnergruppen und zusammenhängende Lagen von feinkörnigem Quarz (um 0,1 mm). Einzelne größere (bis gegen 1 mm) Quarze zeigen wenig von charakteristischer Gestaltung; immerhin glaubt man vereinzelt Resorptionsbuchten zu erkennen. Fein serizitgefüllter Albit, meist linsenförmig (0,2—0,3 mm Längendurchmesser) liegt meist schön den Glimmerlagen eingeschichtet. Etwas Magnetit, Apatit, Titanit; reichlich ausgebildeter Limonit. — Wenn dies Gestein ein Porphyroid ist, so jedenfalls ein nicht nur stärkst ausgewalztes, sondern hierauf noch fast restlos rekristallisiertes. Sichergestellt scheint mir dies jedoch nicht. Die andere vielleicht in Frage kommende Deutung wäre die, daß es zu den Altkristallinfetzen an der Basis der Norischen Decke (Cornelius 1941 a) gehört. Weitere Beobachtungen wären erwünscht.

b) Tuffverdächtiges Porphyroid. Am Bruneckkogel (östlich Turnau), und zwar auf dem gegen SW hinabführenden Rücken bei etwa 1150 m, wurde wenig über der Basis des Porphyroids, welches hier einer tektonischen Einschaltung von Radschiefern aufruft, ein

dunkel grünlichgraues Gestein gesammelt, das durch das Zurücktreten deutlicher Einsprenglinge auffällt, dagegen in großer Zahl weißliche Streifen erkennen läßt, bis 1 cm lang und  $\frac{1}{2}$  mm breit, streng in der sehr ausgeprägten Schieferung angeordnet.

Im Dünnschliff sieht man nur Einsprenglinge von Quarz, auch sie spärlich und klein; doch sind die bezeichnenden Eigenschaften der Porphy Quarze z. T. sehr gut erhalten — es scheint also nicht Durchbewegung ihre Zahl und Größe reduziert zu haben! Noch kleiner (zirka 0,1 mm) und seltener sind muskowitzgefüllte Albite mit unregelmäßig zerlappter Umgrenzung; Einsprenglinge kann man sie schon kaum mehr nennen. In der Zwischenmasse liegen Inseln von feinkörnigem Quarz. Feldspat-Aggregate (Korngröße um 0,01—0,04 mm), mit spärlich parallelgeordneten Glimmer- und meist reichlichen Chloritblättern, scharf begrenzt gegen die Umgebung; ihre spanförmige Gestalt macht die Identität mit den makroskopisch beobachteten weißen Streifen sehr wahrscheinlich. Andere meist kleinere Inseln enthalten neben Quarz noch ein stark licht- und äußerst schwach doppelbrechendes Mineral, in stengligen Kristallen mit positiver (?) Hauptzone — wahrscheinlich ein Zoisit. Die eigentliche Grundmasse besteht hauptsächlich aus Serizit mit etwas Quarz. Erz (mit Leukoxen) ziemlich reichlich; etwas Zirkon, Apatit. — Intensive Feinfältelung und Zerschering quer zu s zeigt starke Durchbewegung an; doch ist auf sie die Haupteigentümlichkeit des Gesteins: die oben erwähnten „Inseln“ schwerlich zurückführbar. Am wahrscheinlichsten ist wohl, daß sie umgeformte (gewalzte) und später umkristallisierte Einschlüsse fremden Gesteins darstellen, die aus den Schloten ausgeworfen, mit dem Porphyroid zur Ablagerung kamen. Verwandtschaft mit tektonisch umgestalteter „Aschenstruktur“, wie sie Mügge 1893, S. 649, beschreibt, ist nicht zu verkennen.

Dieses Gestein stellt somit höchstwahrscheinlich einen Tuff dar, der an der Basis des Porphyroids eingelagert ist. Künftige Untersuchungen werden zeigen müssen, ob er in weiterer Verbreitung in gleicher Stellung vorkommt, oder ob es sich um ein einmaliges Vorkommen handelt (was eher gegen die obige Deutung sprechen würde!).

c) Buntes Porphyroid. Das Gestein, das auf der S-Seite des Schafkogels bei Krampen die Unterlage der transgredierenden Prebichlschichten bildet, scheint auf den ersten Blick ganz verschieden von normalem Blässeneckporphyroid: in grünlichweißer, nur wenig geschieferter Grundmasse liegen ziemlich spärliche, aber desto größere (bis über  $\frac{1}{2}$  cm) Quarze und massenhaft dunkelbraunrote, meist unregelmäßig

eckige Körper von etwa 1—5 mm Durchmesser. Vielfach ist es allerdings auch bis zur Unkenntlichkeit zersetzt.

Im Dünnschliff erkennt man neben den z. T. sehr typischen großen Porphyrquarzen mit Resorptionsbuchten auch Einsprenglinge von Feldspat, ganz von Serizitfasern durchzogen und nicht bestimmbar; nur untergeordnet auch klare Albite. Chloritaggregate vertreten die ehemaligen basischen Einsprenglinge. Um sie, aber auch um die Feldspäte (!) treten Anhäufungen ferritischer Substanzen auf (die makroskopisch braunroten Körper!); daneben finden sich Anhäufungen kleiner Körner von opakem Erz. Etwas Apatit, Zirkon. Verhältnismäßig gut erhalten ist die serizitdurchwobene, aber auch noch Feldspat neben Quarz enthaltende, sehr feinkörnige Grundmasse.

Die eigenartige Zersetzung dieses Gesteins ist von der rezenten Verwitterung wohl zu scheiden: diese führt nicht zu ähnlichen Ferrit-anhäufungen (die sonst viel häufiger sein müßten!). Der Verdacht liegt nahe, daß hier der Rest einer vortriadischen<sup>31)</sup> Verwitterung sozusagen fossil erhalten ist. Violette bis ziegelrote Porphyroide erwähnt auch Hießeleitner 1929 (S. 213) von der Nachbarschaft der Werfener; und rosa verfärbte Zonen auf Kristallin unter transgredierender Untertrias (bzw. Perm) würden schon mehrfach ähnlich gedeutet (Lugeon 1916; Cornelius 1935, S. 166). Im vorliegenden Falle ist ihr Bild ja wohl etwas verschieden — vielleicht wegen des abweichenden Gesteins, das davon betroffen ist. — Die Herkunft des Eisens ist wohl in den dunklen Gemengteilen zu suchen, vielleicht nicht nur des heute erhaltenen, sondern auch des darüber abgewitterten Gesteins. Wieso die Anhäufung auch im Umkreis der Feldspäte zustande kommt, ist dunkel — insofern nicht die Erscheinungen in dem nächstfolgenden — sonst freilich nicht vergleichbarem — Gesteinstypus ein Licht darauf werfen.

d) Einsprenglingsarme Porphyroide. Am „Sandweg“ (unterhalb des Kampls an der Schneecalpe) und N P.1365 auf der N-Seite des Raxengrabens folgt über normalem Porphyroid ein weißliches, z. T. etwas ins Grünliche spielendes, schwach geschiefertes Gestein, das nur wenige und kleine Feldspat-Spaltflächen in größtenteils nicht auflösbarer Hauptmasse erkennen läßt. Man fragt sich, ob das noch ein Glied der Porphyroidgesellschaft ist, oder schon eine klastische, quarzitische Bildung, wie sie verschiedentlich dem Porphyroid aufliegen (S. 55).

<sup>31)</sup> Nachdem auch jungtertiäre oder vorgosauische ausscheidet, da Beziehungen zu entsprechenden Ablagerungen oder Abtragungsflächen nicht vorliegen.

Das Mikroskop schafft auch hier Klarheit: es liegen zweifellos Erstarrungsgesteine vor, wenn auch von recht aberrantem Typus. Das Vorkommen über P. 1365 enthält fast ausschließlich Einsprenglinge von mikroperthitischem K-Feldspat, öfters gut umgrenzt, aber gewöhnlich mit gerundeten Kanten; Länge normal unter  $\frac{1}{2}$  mm, ausnahmsweise bis etwa  $2\frac{1}{2}$  mm. Unregelmäßige Einschlüsse von Quarz und Albit sind darin selten! Sehr viel seltener kommt auch stark serizitisierter Plagioklas als Einsprengling vor. Aber auch solche eines dunklen Minerals scheinen einmal vorhanden gewesen zu sein: darauf deuten Anhäufungen größerer Erzkörner, umkränzt von kleinen (0,02—0,05 mm) tiefbraunen Biotitblättchen. Solche bilden aber auch um die Feldspat-einsprenglinge nicht selten Kränze. Zirkon sehr spärlich. — Die felsitische Grundmasse ist von dem üblichen Serizitgeflecht durchzogen.

Diesem Gestein liegt also ein quarzfreier Orthoklasporphyr zugrunde!

Das Gestein vom Sandweg ist etwas reicher an Einsprenglingen, die aber viel mangelhafter ausgebildet sind: K-Feldspat gleich dem obigen; daneben hier auch Quarz mit Korrosionserscheinungen. Auch hier werden die Feldspäte von den kleinen tiefbraunen Biotiten umkränzt und sogar durchdrungen; hieran beteiligen sich auch Erzkörner. Quarz und Feldspat auch in einer zweiten Generation, mit mehr idiomorpher Ausbildung; auch in der Grundmasse sind beide in dritter Generation z. T. noch erkennbar, in der oben bereits erwähnten Ausbildung, neben den sekundären Serizitfasern. Etwas Magnetit; Zirkon spärlich.

Dieser Schliff vertritt also eine Art Zwischentypus zwischen dem vorigen und dem normalen Porphyroid.

e) Zur Genese und Altersfrage des Porphyroids. Die Frage: Ist das Blasseneckporphyroid als Erguß oder, nach Habermann als Intrusion karbonischen Alters aufzufassen, würde zu ihrer endgültigen Entscheidung besonders darauf gerichtete Untersuchungen erfordern, die wahrscheinlich auch nur an ausnahmsweise günstigen Stellen Erfolg versprechen werden. Zur Zeit, da ich den größten Teil des Porphyroid-Gebietes aufnahm, war jene Frage noch nicht gestellt. Es sei mir also gestattet, nur auf einige Gesichtspunkte zu ihrer Entscheidung hinzuweisen, ohne die Absicht, einer gründlichen Lösung vorzugreifen.

Was zunächst gegen eine Deutung als Intrusion zu sprechen scheint, ist vor allem die porphyrische Struktur an sich, die ja im allgemeinen als Kennzeichen von Ergüssen bzw. von zur Oberfläche

führenden<sup>32)</sup> Durchbrüchen gilt. Sie zeigt ja einen Hiatus an: die normale Kristallisation wurde durch ein Ereignis unterbrochen — eben den Durchbruch nach oben — dem beschleunigte Erstarrung zu feinkörnigem Gefüge oder gar zu Glas folgte. Wir werden also annehmen müssen, daß unsere Porphyroidmassen mit der Erdoberfläche in Verbindung standen, um zu holo- oder hemikristallin porphyrischer Struktur erstarren zu können. Das ist aber für die Gesamtheit so ausgedehnter Gesteinskörper nur schwer vorzustellen; es hat da Teile geben müssen, wohin dieser Einfluß der Oberflächen-Nachbarschaft nicht mehr gereicht hätte, die also granitisch-körnig hätten erstarren müssen. Solche kennen wir aber nicht. Andererseits hätten die zur Oberfläche führenden Durchbrüche auch Material austreten lassen müssen; solches kennen wir auch nicht — soweit wir wenigstens die Porphyroidmassen als intrusiv betrachten. Das wird damit aber schwer annehmbar.

Wir wissen ja heute auch, daß für die Erstarrung auch sauren Magmas zu einem vollkristallinen, granitischen Tiefengestein schon eine ganz geringe Überdeckung genügen kann. Ein Beispiel liefert der riesige Buschveldt-Lakkolith in Südafrika, bei dem eine Überdeckung zur Erstarrungszeit überhaupt kaum nachgewiesen werden kann.

Zu den verschiedenen von Haberfelner 1935 angeführten Argumenten zugunsten einer Intrusion des Porphyroids ist es z. T. schwer, ohne Nachprüfung an Ort und Stelle Stellung zu nehmen. Bemerket sei nur, daß eine Zunahme der Korngröße des Erzführenden Kalkes gegen die Porphyroidgrenze noch nicht unbedingt auf Kontaktmetamorphose zurückgehen muß; und daß es andererseits Überschiebungen genug gibt, an denen man mindestens lokal durch die Oeringfügigkeit der Bewegungsspuren überrascht ist. Und was die angeblichen Durchbrüche durch den Erzführenden Kalk am Lins betrifft, so vergleiche man die Kritik von Schwinner 1937.

Vielleicht entscheidend dürfte die Feststellung von Tuffen innerhalb der ausgedehnten Porphyroidplatten sein. Angegeben werden solche von verschiedenen Autoren: Ohnesorge 1905 und später wiederholt<sup>33)</sup>; Heritsch 1912, S. 117f.; Redlich und Preclik 1930, S. 233; Hauser 1940, S. 234; auch oben (S. 43) wurde ein Fall von tuffverdächtigem Porphyroid beschrieben. Die einwandfreie Feststellung von Tuffmerkmalen ist allerdings durch die metamorphe Beschaffenheit in hohem Grade erschwert; wenn sich aber bestätigt, daß Tuffabkömmlinge vorliegen, so ist jedenfalls an einen Intrusivverband nicht mehr zu denken, da ja der Lagerung nach in dem hier beschriebenen wie wohl in der Mehrzahl der zitierten Fälle

<sup>32)</sup> Speziell für Granitporphyre hat Cloos darauf hingewiesen, daß ihre Besonderheit unter dem Gesichtspunkt einer Verbindung mit der Erdoberfläche zu verstehen ist.

<sup>33)</sup> Auf Blatt Kitzbühel—Zell am See (1935) scheidet er Gerölltuffe aus.

gewiß keine Schlotfüllungen, sondern einzig nur Tuffdecken vorliegen können.

Auch auf die wiederholten Funde typischer Porphyrquarze, sowie felsitartiger Aggregate, die am besten als Porphyrgrundmassen zu deuten sind, in Gesteinen der Radschieferserie (S. 61 f.) sei hier hingewiesen; sie zeigen klar, daß ein porphyrisches Gestein zu den Lieferanten ihres Sedimentmaterials zählte. Da aber an solchen weit und breit nur das Blasseneckporphyroid bekannt ist, die Herleitung jenes in nicht unbeträchtlicher Verbreitung gefundenen Materials von ganz unbekanntem Vorkommen aber nicht sehr wahrscheinlich wäre, so drängt sich auch unter diesem Gesichtspunkt die Lösung auf, daß das Blasseneckporphyroid zur Zeit der Ablagerung jener „Grauwacken“ — mögen sie nun Silur oder Unterkarbon sein — eben schon vorhanden war und nicht erst nachträglich intrudiert wurde.

Nach alledem scheint es vorläufig wenigstens weitaus wahrscheinlicher, daß das Blasseneckporphyroid nicht intrusiver, sondern effusiver Natur ist: daß ihm große Deckenergüsse sauren Magmas — vergleichbar (nicht dem Alter nach!) den postvariskischem Quarzporphyrem Deutschlands und der Südalpen — zugrunde liegen, wahrscheinlich auch z. T. Tuffe. Damit ohne weiteres vereinbar ist, natürlich das Vorkommen gangförmiger Durchbrüche durch ältere Schichten; als solche wird man die „Grauwackenschiefer“ wohl zu deuten haben, die Stiny 1927 von Porphyroid durchbrochen fand.

Mit Hiessleitner (1929, S. 214; 1931, S. 58) möchte ich auch an der ursprünglichen Einheitlichkeit der Porphyroidplatte festhalten. Wo wir das Gestein mehrmals übereinander finden, da läßt sich dies stets ungezwungen auf nachträgliche Schuppung größeren oder geringeren Ausmaßes zurückführen. Umgekehrt hat sich kein Anhaltspunkt dafür ergeben, daß es mehrere zeitlich getrennte Porphyroidergüsse gäbe (von manchem geringfügigen Einschaltungen in der Silbersbergserie — S. 26 —, die wahrscheinlich wirklich älter sind, sei dabei abgesehen; auch bezüglich der Porphyroide in anderen tektonischen Einheiten: Roßkogel — S. 98 — und Semmering — worüber bei späterer Gelegenheit mehr — sei nichts vorweg behauptet).

Viel ist im Schrifttum davon die Rede, daß das Ausgangsmaterial des Blasseneckporphyroids Keratophyre gewesen seien. Davon ist in dem hier untersuchten Gebiet keine Rede: Albit ist weder vorwaltender noch gar alleiniger Feldspat.

Bei Serizitisierung von Plagioklasen ist es ja stets das bei Epi-Bedingungen instabile Anorthitmolekül, das unter Stoffaustausch um-



gewandelt wird; das Albitmolekül bleibt unangetastet — in solchen Fällen lagen also primär irgendwelche Plagioklasmischungen vor, und wenn wir jetzt nur noch Albit feststellen können, dann beruht dies auf nachträglicher Entmischung. In allen unseren Porphyroiden gab es also als Einsprenglinge ursprünglich entweder nur Plagioklase — vermutlich ziemlich saurer Mischung, da sonst auch Zoisitminerale in größerer Menge hätten entstehen müssen! — oder solche neben K-Feldspat. Das braucht keinen großen stofflichen Unterschied zu bedeuten, da ja im erstgenannten Falle der K-Feldspat-Gehalt in der Grundmasse ausgeschieden sein kann (und wenigstens fallweise nachweislich ausgeschieden worden ist). Was also unseren Gesteinen zu Grunde liegt, dürften i. A. ganz normale Quarzporphyre gewesen sein.

Anderwärts ist dies z. T. anders: manche der von Angel 1918 beschriebenen und analysierten Gesteine (Tab. II, Nr. 9 und 11, mit über 6% Na<sub>2</sub>O!) entsprechen wirklich Keratophyren. Allein wie sich anderwärts gelegentlich (z. B. Schloßmacher 1935/37) herausgestellt hat, daß Keratophyre durch nachträgliche Na-Zufuhr veränderte Gesteine darstellen, so ist dies nach der jetzigen Auffassung von Angel (1939, S. 41) auch für die Gegend von Eisenerz anzunehmen; allerdings deutet es mehr an eine K-Abwanderung. Jedenfalls finden damit die starken Schwankungen der Alkaligehalte eine einfache Erklärung; und zugleich auch der Befund, daß in unserem Gebiet keine Keratophyre vorzuliegen scheinen; die Stoffänderungen fanden eben nur in örtlich beschränkten Räumen statt.

Auch die „Vergrünung“: die Imprägnation mit Chlorit, die Angel 1918, S. 50, mit der Fe-Vererzung der paläozoischen Kalke in Zusammenhang gebracht hat (heute — 1939, S. 310 — betrachtet er sie als ältere hydrothermale Erscheinung) — auch sie findet unter dem hier untersuchten Material kein Gegenstück. Man müßte denn die Fe-Anreicherung in dem „bunten“ Porphyroid (S. 44) als solches betrachten; aber hier nimmt sie ganz andere Formen an und konnte eben auch in ganz anderer Weise plausibel gedeutet werden. Wo Chlorit vorkommt, da macht seine Ableitung von Biotit (und gelegentlich Hornblende) keinerlei Schwierigkeiten.

Die Blasseneckporphyroide unseres Abschnittes sind demnach als Abkömmlinge von gewöhnlichen Quarzporphyren, untergeordnet vielleicht auch von deren Tuffen sowie von quarzfreien Orthoklasporphyren aufzufassen. An nachträglichen Veränderungen haben sie nur epizonale Orometamorphose

erlitten; stoffliche Änderungen sind im Zusammenhang damit in größerem Umfang anscheinend nicht erfolgt.

Gelegentlich findet man im Schrifttum die Behauptung, das Ausgangsmaterial sei ein Porphyrit gewesen. Das mag für untergeordnete Anteile zutreffen; vgl. die Analysen bei Angel 1918. Aus meinem Untersuchungsgebiet sind mir jedoch solche Gesteine nicht bekannt geworden; auch wo nur Plagioklas als Einsprengling vorhanden, scheint er stets sehr sauer zu sein, und der größere Reichtum an dunklen Einsprenglingen, der in einem Porphyrit zu erwarten, ist nie verwirklicht. (Im allgemeinen dürfte vielleicht jene Behauptung überhaupt auf einem Mißverständnis der Systematik beruhen: daß nämlich Plagioklas allein als Einsprengling schon die Bezeichnung Porphyrit rechtfertigt, während es doch tatsächlich ein nicht mehr ganz saurer Plagioklas sein muß!)

Die Altersfrage des Blasseneckporphyroids konnte erst von dem Zeitpunkt an ernsthaft erörtert werden, da man das Gestein petrographisch richtig zu deuten gelernt hatte.

Redlich 1908 erkannte bereits die wichtigsten bestehenden Möglichkeiten: entweder sind die Porphyroide permisch, wegen der häufigen unmittelbaren Überlagerung durch Werfener- bzw. (nach heutiger Ausdrucksweise) Prebichlschichten; oder sie sind vorsilurisch, wegen der ebenfalls häufigen Überlagerung durch Erzführenden Kalk usw.; oder sie sind überhaupt nicht einheitlichen Alters, was ihm jedoch angesichts der vollständigen petrographischen Gleichheit „fast ausgeschlossen“ schien. So glaubte er am ehesten ein permisches Alter annehmen zu dürfen, und vermutete dort, wo älteres Paläozoikum oder Karbon (Dobschau) darüber liegt, Überschiebungen. Heritsch 1911, S. 17, Kober 1912, S. 6, Mohr 1910, Spender 1920, traten mehr oder minder bestimmt für ein permisches Alter ein: da aus dem Perm Quarzporphyre in großer Ausdehnung seit langem bekannt waren, schien dies ja das nächstliegende; und von dem Durchgehen der variskischen Diskordanz wußte man damals noch nichts. — Später rückte Redlich (1913, S. 409) auf Grund einer Bemerkung von Boeckh, wonach in den ungarischen Karpathen die Porphyroide „das Oberkarbon nicht durchbrechen“, dieselben ins Karbon hinab; auch Heritsch 1911 betrachtet sie als Karbon (1915, S. 48, allerdings nur vielleicht Karbon!)

Allein schon Ohnesorge 1905 hatte für die Porphyroide der Kitzbühler Alpen festgestellt, daß sie innerhalb der „Grauwackenschiefer“ liegen, die von den obersilurisch-devonischen Kalken des Kitzbühlerhorns überdeckt sind, ohne daraus weitgehende Folgerungen zu ziehen (später, 1909), hat er sie allerdings beim Devon eingereiht, ohne dies jedoch näher zu begründen. Nachdem dann Hammer 1923 und Spengler 1926 die Tektonik der Grauwackenzone dahin berichtet hatten, daß im Hangenden des pflanzenführenden Oberkarbons kein normaler Verband, sondern eine Schubfläche besteht, zog der letztgenannte (S. 133) für das Porphyroid die Konsequenz: er stellte es ins Obersilur, da er im Hangenden und Liegenden die gleichen, als Obersilur betrachteten Schiefer antraf. Auch Mohr 1923 trat für ein altpaläozoisches Alter ein.

Schwinner 1929 (S. 370) rückte das Porphyroid noch tiefer, ins Untersilur oder Kambrium. Maßgebend dafür war einmal die Überlagerung durch

sicheres Caradoc SO Eisenerz; andererseits gewisse außeralpine Analogien. Auch Cornelius 1930 kam unabhängig von Schwinner, aber aus gleichartigen Gründen zur Vermutung kambrischen Alters.

Haberfellner 1935 stellte das Porphyroid dagegen wieder ins Karbon, im Zusammenhang mit seiner Intrusionshypothese.

So hat dieses im Laufe der letzten Jahrzehnte seinen Platz der Reihe nach durch sämtliche paläozoische Formationen hindurch gewechselt. Wohin gehört es nun tatsächlich?

Da steht zunächst fest, daß es in die variskische Faltung einbezogen ist und variskische Metamorphose erlitten hat, wie gelegentlich, aber selten, in Prebichlschichten gefundene Bruchstücke<sup>34)</sup> bezeugen; jünger als Oberkarbon kann das Porphyroid also nicht sein. Zu der Hypothese syntektonischer Intrusion im Oberkarbon wurde bereits Stellung genommen — mit dem Ergebnis, daß sie mindestens sehr unwahrscheinlich ist. Für ein speziell devonisches Alter läßt sich in unserem Gebiet gar nichts anführen; die Eisenerzer Funde Kern's sprechen jedenfalls dafür, daß es älter ist als der Erzführende Kalk. Und daß das Porphyroid auch älter ist als die Radschiefer, wird mindestens sehr wahrscheinlich durch die Funde eines Porphyrquarzes und von Felsitgeröllen in gröber klastischen Einlagerungen dortselbst; auch die Lagerungsverhältnisse mindestens der großen südlichen Porphyroidmasse im W (und der meisten kleineren Vorkommen im O) wäre am besten damit vereinbar, daß wir die Folge: Silbersbergerie — Porphyroid — Radschiefer als normale Aufeinanderfolge betrachten. Aber was sind die Radschiefer (vgl. oben! S. 56)? Sind sie unterkarbonisch, so bliebe für das Porphyroid die Möglichkeit oberdevonischen bis tiefer unterkarbonischen Alters offen; dann würde es stratigraphisch ins Hangende des Erzführenden Kalkes gehören. Nicht wahrscheinlich, da solcher unter dem großen südlichen Porphyroidzug konstant fehlt; und es pflegt auch in anderen Alpengegenden (Karnische Alpen, Graz) mit Schichten des genannten Alters kein Porphyroid verknüpft zu sein. Es bleibt also die Möglichkeit, daß es ins tiefe Untersilur — Auflagerung des Caradoc bei Eisenerz! — oder ins Kambrium zu stellen ist, am wahrscheinlichsten. Die Analogie der kambrischen Keratophyre des Frankenwaldes (Wurm 1925, S. 164) läßt sich auch dafür ins Feld führen; allzuviel Gewicht wird man darauf

<sup>34)</sup> Dies muß im Gegensatz zu Spengler 1926 festgestellt werden. Mit den ebenfalls gelegentlich — besonders ganz im O: Gegend von Priggwitz und N davon (Mohr 1922, S. 158) — in Prebichlschichten vorkommenden Geröllen roter, nicht geschieferter oder metamorpher Quarzporphyre haben sie nicht das geringste zu tun; darüber näheres bei anderer Gelegenheit. — Daß auch die exotischen Quarzporphyre der Gosau, die ja auch niemals metamorph sind, nicht vom Blasseneckporphyroid abgeleitet werden können, wie Redlich 1908 meinte, braucht heute kaum mehr besonders betont zu werden.

nicht legen dürfen, da in anderen Teilen des außeralpinen variskischen Gebirges Porphyroide in den verschiedensten Altersstellungen vorkommen, einen Leithorizont bilden sie somit gewiß nicht!

f) Die Schieferzwischenlagen im Blasseneckporphyroid sind zwar höchst wahrscheinlich samt und sonders tektonisch zu deuten; trotzdem seien sie hier kurz besprochen, da ihre Herkunft im einzelnen Falle z. T. nicht klar ist. Alle hieher zu stellenden Vorkommen befinden sich im großen südlichen Porphyroidzug; sie sind auf Blatt Müzzzuschlag vollzählig verzeichnet — auch die kleineren, gewöhnlich nur auf wenige Lesestücke gegründeten; dagegen ist die Zuordnung zu Silbersberg- oder Silurschiefern z. T. mit Fragezeichen zu versehen. Aber auf der Karte mußte eben eine bestimmte Farbe gegeben werden. Von einer genauen Beschreibung der Lokalitäten kann wohl abgesehen werden; das Herumsuchen, meist in dichtem Wald und Buschwerk, bleibt dem doch nicht erspart, der sich bemüht, die Fundstellen wiederzufinden.

Größere, stratigraphisch gut einordenbare Vorkommen sind zunächst

α) Der am Abhang N Turnau vom W-Rande der Karte an verfolgbare Zug, der an den S-Ausläufern des Lamerkogels zu größerer Mächtigkeit anschwillt; er ist hier ausnahmsweise mehrfach anstehend zu beobachten. Es sind lichtgraue, z. T. sogar fast weißliche, feinschichtige Schiefer, mit z. T. rostiger Anwitterung, sowie anscheinend recht mächtige, gleichmäßig feinschiefrige Grünschiefer. Diese sprechen für Zuordnung zur Silbersbergserie.

β) Der ebenfalls recht mächtige (anscheinend bis 50 m) benachbarte Zug, an den Südausläufern der Feichtinghöhe und — durch Verwerfungen verstellt! — um den Bruneckkogel herum zu verfolgen, gehört im Gegensatz zum vorigen wohl zur Radschieferserie; darauf deutet eine Einschaltung von grauem massigem Quarz, SW unter dem Bruneckkogel. Auf dem S-Gehänge der Feichtinghöhe wurde auch ein (allerdings vereinzelt, also möglicherweise verschlepptes) Stück von schwarzem Lydit gefunden.

γ) Die Wechsellagerung von Porphyroid und grauen Schiefen — mehrfach anstehend beobachtet! — auf der N-Seite des Pretalgrabens ist sicher auf tektonische Einkeilung von Silbersbergschiefern zu deuten; gegen W verbinden sich die Schieferkeile ja mit den basalen Schiefen.

δ) Zwar nicht unmittelbar zu sehen, aber sehr wahrscheinlich ist eine solche Verbindung nach der Tiefe bei den mächtigen — ebenfalls anstehend sichtbaren — Schiefereinschaltungen im Bereiche des Tiefenbachergrabens N Dorf Veitsch.

a) Die Radschiefer mit Lydit und Erzführendem Kalk, welche SW Neuberg im Veitschbachgraben in die Haupt-Porphyrroidmasse hineinstreichen, bilden eine gegen unten offene Synklinale. Es ist daher anzunehmen, daß auch die kleinen Reste von dunklen Schiefen, welche sich im Streichen anschließen — allenfalls bis W Veitschbachtörl — der Fortsetzung dieser Synklinale angehören.

In allen anderen Fällen ist die Zuordnung solcher Schiefer problematisch; es ist sogar nicht ausgeschlossen, daß es sich im einen oder anderen Falle tatsächlich nur um extreme Verschieferungsprodukte des Porphyrroids handelt.

Wenigstens scheint diese Deutung einem seltsamen Schriff noch am ehesten gerecht zu werden, der aus dem östlich oberhalb Wörenbacher im Scheikelgraben [W Groß-Veitsch<sup>35</sup>], mit der Radschiefer-Farbe ausgediesenen Schieferbank stammt. Das Handstück zeigt ein schwärzlichgrünes Gestein, erfüllt mit zahllosen recht dichtgepackten lichterem Brocken, deren Natur i. b. nur schwer festzustellen ist. Im Schriff erkennt man sie zum größeren Teil als Quarze von z. T. mehreren Millimeter Länge, meist in eine Reihe von Bruchstücken zerlegt, ohne daß diese weiter auseinander gerissen worden wären. Sog. Grundmassenbuchten und Porphy Quarz-Form glaubt man in einzelnen Fällen erkennen zu können; die übergroße Mehrzahl ist jedoch unregelmäßig rundlich oder sonst indifferent geformt. Dieses letztere gilt auch von den erheblich weniger zahlreichen Feldspaten (locker serizit-gefüllte, wesentlich seltener ungefüllte klare Albite). Die „Grundmasse“ besteht sozusagen ganz aus parallelblättrigem Serizitaggregat von großer „Feinheit“ (0,005 bis 0,05 mm). Kürzer treten noch häufige in s stark gestreckte Felder aus zertrümmertem und rekristallisiertem Quarz und Feldspat, stets — und stets nur in diese Felder! — in größerer Zahl eingestreut kleine Biotitblättchen, blaßbraun,  $n_{\beta} = n_{\gamma}$  tiefbraun,  $n_{\alpha}$ : z sehr kleiner Winkel; — also jedenfalls kein Chrysobiotit! Ihre meist gute, scharfe kristallographische Gestalt, dazu die Abwesenheit jeder Umwandlungserscheinung stempeln diese Biotite zu einer Neubildung, jünger als die Zertrümmerung! Titanit ziemlich reichlich, etwas Magnetit, spärlich Zirkon, Apatit. — Das — fast vollständig rekristallisierte — Gestein bietet das Bild eines Blastomylonits; doch bleibt sein Ursprung ziemlich dunkel — insbesondere dann, wenn es sich nicht bestätigen sollte, daß es zum Blasseneckporphyroid selbst gehört.

Von Neuberg gegen O löst sich der Porphyroidzug in eine Reihe von Klippen bzw. Linsen oder Lamellen auf; nähere Beschreibung siehe

<sup>35</sup>) Nicht zu verwechseln mit dem Scheikelgraben NW vom Rauschkogel!

im tektonischen Teil. Beiderseits des Altenberggrabens kommt es auch wieder zu einer Verdoppelung durch eine höhere, den Radschiefern aufliegende Schuppe unmittelbar unter dem Triasrand. Am Ostrand des Blattes stellt sich dazu mit dem Kreuzberg noch ein südlicherer Zug ein, der sich auf Blatt Aspang-Neunkirchen mit dem Kobermannsberg, Eichberg und Gotschakogel fortsetzt. Da dies alles jedoch den Silbersbergschiefern aufruhende Erosionsreste sind, ist es wahrscheinlich, daß sie zu der gleichen Porphyroidplatte gehören wie der Hauptzug, der — nach Unterbrechung in der Gegend von Payerbach — auf Blatt Aspang-Neunkirchen nochmals in einigen Linsen: am Kohlberg, P 736 S Priggwitz, endlich zwischen Gasteil und Tiefenbach fortsetzt. Ähnliche Mächtigkeiten wie im W erreicht das Porphyroid hier nirgends mehr.

Das Blasseneckporphyroid läßt alle Übergänge erkennen von noch vollkommen erhaltener porphyrischer Erstarrungsstruktur bis zum feinblättrigen Schiefer, der davon auch nicht einen Rest bewahrt hat. Ersteres ist allerdings selten; im Untersuchungsgebiet<sup>36)</sup> ist es fast nur aus der Gegend Rotsohlschneid-Schwarzkogel-Kaiserstein bekannt geworden, ferner z. T. bei Aschbach, dann wieder meist im O im Raxgebiet (Schwarzeckkogel). Das Gestein hat alsdann eine lichtgelblichgrüne bis fast weiße Grundmasse, in der zahlreiche Einsprenglinge von grauweißem Quarz und weißem bis blaßrötlichem Feldspat, oft 1 bis 2 mm groß, häufig kristallographische Umgrenzung zeigen.

In den weitaus verbreitetsten Abänderungen jedoch wird die Grundmasse dunkler, lauchgrün bis graulichgrün, und ausgesprochen geschiefert; die Einsprenglinge verlieren z. T. ihre regelmäßigen Formen, werden auch im allgemeinen kleiner und wenn die Verschieferung stark zunimmt, weniger häufig (ohne daß jedoch auch hier sehr einsprenglingsreiche Typen fehlten!). In dem gänzlich verschieferten Endglied gehen sie — mindestens für das unbewaffnete Auge — ganz verloren; solche meist ziemlich dunkel grüngrau gefärbte, feinblättrige Gesteine sind gewöhnlich schwer oder gar nicht mehr von Silbersbergschiefern zu trennen. Sie spielen besonders an der Grenze gegen diese, an der Basis des Haupt-Porphyroidzuges im Veitsch-Turnauer-Gebiet eine Rolle, kommen aber auch mitten in jenem nicht selten vor (vgl. auch S. 52). Wegen besonderer, aberranter Varietäten siehe unten.

Bei näherer mikroskopischer Untersuchung erweist sich die Reihe der Blasseneckporphyroide auch in ihrem primären Bestand viel weniger einheitlich, als man bisher angenommen hatte.

<sup>36)</sup> In der Gegend von Eisenerz kommt ähnliches vor.

#### 4. Quarzite im Hangenden des Porphyroids (Caradoc?)

Seitdem Heritsch (1927) eine kleine Fauna als dem Caradoc zugehörig bestimmt hat, die Redlich (1922, S. 236 f.) im Gebiet des Prebichl in einem feinkörnigen quarzitischem Sandstein fand, der das Blasseneckporphyroid überlagert — seitdem liegt es nahe, ähnliche Gesteine in gleicher Stellung in dieselbe Stufe einzureihen. Freilich ist dazu ein starker Vorbehalt nötig, so lange die fraglichen Vorkommen keine Fossilien geliefert haben, und um so mehr, wenn auch der petrographische Charakter nicht geradezu identisch ist.

Dies gilt beides von den hier zu betrachtenden Vorkommen. Das weitaus bedeutendste von ihnen befindet sich am Rotsohl-Schwarzkogel, auf dem S-Gehänge dem Porphyroid aufliegend; es ist im Streichen fast  $1\frac{1}{2}$  km weit verfolgbar, von wenig W der Rotsohl-Alm an bis zu dem Querbruch, der O vom Turntaler Gipfel Porphyroid und Quarzit abschneidet und Erzführenden Kalk in ihre Fortsetzung rückt. Freilich sieht man nur Lesesteine — nirgends gelang es mir den Quarzit anstehend zu beobachten; und das Hangende ist nirgends erhalten. Das macht natürlich auch eine Schätzung der Mächtigkeit unmöglich; immerhin scheint der erhaltene Quarzit wohl noch 20 bis 30 m mächtig zu sein.

Es ist ein graulichweißes bis lichtgraues Gestein mit Quarz-Fettglanz, hart und zäh. Es macht einen recht massigen Eindruck, wenn schon etwas Paralleltexur durch spärliche Serizitfasern angedeutet ist. Wie es mit Schichtung und Klüftung bestellt ist, lassen die allein vorliegenden Lesesteine nicht erkennen.

Alle anderen Quarzitvorkommen, die sich auf Grund ihrer Lagerung an der Basis der „Radschiefer“, im mehr oder minder unmittelbaren Hangenden des Blasseneckporphyroids, mit dem des Rotsohl-Schwarzkogels parallelisieren lassen, sind viel weniger mächtig: 3 bis 4, höchstens 5 m. Es sind die folgenden:

Reitlahn-N-Abfall, knapp unter dem höchsten Rücken und gegen W auf ihn hinaufziehend, ein grauer (ausgesprochener als am Rotsohl-Schwarzkogel) feinkörniger splitteriger Quarzit, nur in Lesesteinen.

Ein Dünnschliff zeigt weit vorwiegend Quarzkörner von 0,1 bis 0,4 mm, meist eckig; vereinzelt auch Muskowitblätter ähnlicher Größe klastisch eingestreut, so wie Serizitaggregate (aus Feldspat?), die nur unscharf gegen die feinserizitisch-quarzige Zwischenmasse abzugrenzen sind. Letztere ist verhältnismäßig reichlich vertreten; die Quarze berühren sich nur selten noch annähernd. Kleine rötlichgelbe Turmaline

sind ebenfalls klastischen Ursprungs; das reichlich und unregelmäßig verstreute Eisenerz scheint dagegen authigen zu sein.

Am Eibenkogel, u. zw. an dem Rücken der vom Gipfel gegen NO hinabzieht, liegen bei 1100 bis 1200 m graue Quarzit-Lesesteine an der Porphyroid-Hangendgrenze.

Am Roßbeck N Veitsch liegen am SO-Kamm bei zirka 1230 m über dem Porphyroid etwa 3 bis 4 m lichten sehr stark rostig verwitternden (Pyritgehalt!) Quarzits. N vom Gipfel beobachtet man wieder quarziti-sche Gesteine, die aber nur noch z. T. und viel schwächer rostig verwittern, auch sonst, durch deutlich feinkörnige Beschaffenheit wie durch stärkeres Hervortreten von Serizithäuten und dadurch bedingte Schieferung von dem zuvor erwähnten Vorkommen SO des Roßbecks abweichen; endlich auch vielleicht dadurch, daß sie — was bei diesem zweifelhaft — schon durch einige Meter grauer Radschiefer vom Porphyroid getrennt sind. Trotzdem ist es möglich, daß sich beide Vorkommen unmittelbar entsprechen, da eine ansehnliche Verwerfung zwischen ihnen hindurch geht.

Gleichartige Gesteine wie N vom Roßbeck-Gipfel treten wieder am Jakobbauern-Rücken [S Friedlkogel<sup>37)</sup>] auf; sie liegen hier unmittelbar auf dem Porphyroid. Auf der Zwischenstrecke durchzuverfolgen waren sie aber nicht.

Das nächste Vorkommen ist auf der SO-Seite der Rax östlich des Gehöftes Karrer durch einzelne Lesesteine angedeutet: ein lichtgraugrünlicher, sehr feinkörniger Quarzit mit einzelnen Serizithäuten, aber nicht schieferig. Wegen seiner sehr geringen Ausdehnung wurde er auf der Karte vernachlässigt.

Wieder bedeutender ist das Quarzitvorkommen auf der Wiese S vom Neukopf (vgl. Raxkarte!); an der Hangendgrenze des Porphyroids liegt das massige lichtgraue Gestein reichlich in Blöcken umher. Solche wiederholen sich etwas höher, innerhalb der hangenden (Rad-) Schiefer — wie wohl zu vermuten infolge von Verschuppung.

### 5. Die Radschieferserie.

So bezeichne ich, nach dem Rad-Wirtshaus im obersten Großveitsch-Graben, den einförmigen Schieferstoß zwischen den — soweit vorhanden! — Quarziten bzw. dem Porphyroid und dem sicher silurischen Lydit im Hangenden. Damit sei diesem in der paläozoischen Serie stark umhergeworfenen Schichtglied ein stratigraphisch unverbindlicher Name gegeben.

<sup>37)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag versehentlich ausgeblieben.



Dasselbe wurde in unserem Gebiet bereits von Vacek (1886, S. 459) als Silur („tiefere schieferige Abteilung“) kartiert, später aber gewöhnlich mit dem Karbon vereinigt. Hammer 1923 schied sie davon (im Liesingtal) als „feinschichtige Grauwackenschiefer“ — ein Name der einem bestimmten, gelegentlich (s. unten!) auftretenden Typus sehr gut entspricht, auf die Hauptmasse der hierher gehörigen Gesteine unseres Gebietes aber nicht paßt<sup>88)</sup>. Hammer hat sich über ihre stratigraphische Stellung nicht ausgesprochen. Spengler 1926 erkannte die Verknüpfung hierher gehöriger Schiefer mit obersilurischen Lyditen und betrachtete sie daraufhin selbst als silurisch. Damit schien ihre Stellung soweit geklärt, als dies ohne Fossilien möglich ist. Allein Heritsch 1932 und Haberfelner 1935 wollen hierher gerechnete Schiefer der Eisenerzer Gegend wieder ins Karbon u. zw. ins Unterkarbon stellen, auf Grund von Pflanzenspuren und von Analogien mit den Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen, unter welchen das Auftreten von Kieselschieferbreccien besonders charakteristisch ist. Haberfelner 1935, S. 15 führt auch einen Fund nicht näher bestimmbarer Orthothefinen an, die aus den Karbonschiefern der Veitsch in gleichem Erhaltungszustande bekannt seien. Nun sind diese Reste nach dem Urteil von K. Metz, dem sie vorgelegen haben, stratigraphisch durchaus unverwertbar. Die Analogien zu den Hochwipfelschichten aber gehen, wenn man die Beschreibung bei Heritsch 1936 (S. 75 f.) vergleicht gesteinsmäßig nicht gar weit; die Kieselschieferbreccien aber, die — vorausgesetzt daß wirklich die silurischen Kieselschiefer darin aufgearbeitet sind! — wohl für ein nachsilurisches Alter sprechen würden, sind nur in ganz beschränkten Vorkommen (Hießeleitner 1931, S. 53; Haberfelner 1935, S. 15) bekannt geworden. Gleiches gilt von den Pflanzenspuren, die ja auch ein gutes Argument für Karbon und gegen Silur abgeben würden. Beide Anzeichen scheinen mir nicht genügend, um daraufhin ein unterkarbonisches Alter des ganzen Schieferkomplexes zu behaupten; man wird wohl mit der Hypothese auskommen, daß lokal Unterkarbon auf Silur transgrediert und damit verfaltet ist (ähnlich Angel 1939). Das bezieht sich auf Eisenerz; in unserem Gebiet fehlen ja Kieselschieferbreccien wie Pflanzenhäkel nach bisheriger Kenntnis überhaupt und damit alle Anhaltspunkte für Karbon! Wollte man aber einwenden, daß im Silur für unsere Schiefer kein Platz sei, da dieses ja zur Gänze in Kieselschieferfazies bekannt sei, so muß darauf hingewiesen werden, daß Haberfelner 1937, S. 228 — leider an unerwarteter Stelle!

<sup>88)</sup> Zudem ist nicht klar, inwieweit die z. B. bei Spengler 1926 so bezeichneten Gesteine Äquivalente der Silbersbergserie mitumfassen.

seine früheren Angaben dahin eingeschränkt hat, daß nur das obere Ordovizium in Graptolithenschieferfazies nachgewiesen sei. Dies überdies nur in einem ganz eng begrenzten Gebiet S Eisenerz, in welchem gerade (laut Karte bei Haberfelner 1935) die fraglichen Schiefer nur schwach vertreten sind. Es ist also immer noch ganz gut denkbar, daß sie das tiefere und (dort, wo keine untersilurischen Kieselschiefer vorliegen) vielleicht auch das ganze Untersilur vertreten; auch die Quarzite, die mit dem Caradoc der Prebichlgegend verglichen werden können (S. 62), sind ja nur lokal bekannt und vielleicht nur eine faziell abweichende Vertretung eines Teils der Schiefer.

Gegen ein Unterkarbonalter scheint mir sowohl die enorme Komplikation zu sprechen, die damit in die Tektonik hineingetragen würde — alle Vorkommen von Lydit und Erzführendem Kalk wären dann tektonisch eingeschuppt! — als auch die gleichmäßig feinklastische Beschaffenheit: in einer diskordant transgredierenden Serie sollte man doch eigentlich auch gröber klastisches erwarten! Auch Schwinner hat sich gegen die Heritsch-Haberfelnersche Auffassung gewandt (1937; 1938, S. 1176 f; allerdings, die Plengeserie der karnischen Alpen, die er als Äquivalent unserer Schiefer heranziehen möchte, dürfte wohl eher unserer Silbersbergserie entsprechen). Und Hiebleitner 1935, S. 87, betrachtet die fraglichen Schiefer — gerade im Hinblick auf die Heritsch-Haberfelnerschen Graptolithenfunde — als Silur-Devon (allerdings noch ohne Haberfelner 1935 zu kennen).

Immerhin lassen es diese Meinungsverschiedenheiten geraten erscheinen, nicht einfach von „Silurschiefern“ zu reden, sondern einen Lokalnomen einzuführen; denn ihr Silur-Alter steht eben noch zur Diskussion.

#### a) Radschiefer s. st.

Die Radschiefer sind in ihrer normalen, verbreitetsten Form recht einförmige, ziemlich dunkelgraue, feinsandige und feingeschieferete Gesteine; ein schwacher serizitischer Schimmer fehlt meist nicht auf den Schieferungsflächen, die jedoch i. A. weniger vollkommen ausgebildet sind, als in den Schiefen der Silbersbergserie. Nichtsdestoweniger ist die Grenze zwischen beiden kaum festzustellen,<sup>39)</sup> wenn einmal — wie W Altenberg oder um Prigglitz z. T. — die normalerweise trennende Porphyroidlage auskeilt. Es kommen aber auch ausgesprochen dünnblättrige, vollkommen schieferige Lagen vor, meist dunkelgrau bis schwarz, manchmal graphitisch, fast wie die Ober-

<sup>39)</sup> Ihre Eintragung auf der Karte erfolgte dort, über die Lücken zwischen dem Porphyroidvorkommen hinweg, rein konventionell.

karbonschiefer; selten auch lichter grau bis grünlich oder endlich violettrot (Straße Vöstenhof—Gasteil).

Gelegentlich tritt eine sehr ausgesprochene Feinschichtung auf, durch Einschaltung von lichter grauen, mehr massigen, anscheinend quarzreicheren Lagen in die normalen grauen Schiefer; meist sind sie unter oder nicht viel über 1 mm stark, vielfach durch enggescharte transversale Scherflächen feingefältelt. Das ist der Typus, auf den die Bezeichnung „feinschichtige Grauwackenschiefer“ paßt. Er findet sich in einiger Verbreitung im Hintergrund der Veitscher Täler in mehreren Zügen, deren gesonderte Ausscheidung auf einer Karte größeren Maßstabes wahrscheinlich möglich wäre. Auch im Gebiet N des Rauschkogels findet er sich wieder, und in Spuren im Gebiet des Tebringrabens (W Krampen). Weiter gegen O geht er vollständig verloren.

Dagegen nimmt im Gebiet N Neuberg—Kapellen und wieder am Kohlberg (bei Schlöglmühl) und um Priggwitz die ganze Ablagerung durch größere Bereiche hindurch gleichmäßig lichte graue Farbe und gröber sandige, z. T. fast quarzitähnliche Beschaffenheit an. Zahlreiche Muskovitschüppchen sind öfters eingestreut; die feine Schieferung geht z. T. mehr oder minder verloren. Auch anderwärts finden sich gelegentlich einzelne Lagen von ähnlicher Beschaffenheit. — Wegen ausgesprochen quarzitischer Einlagerungen vgl. S. 62.

Gröber klastische Einschaltungen sind sehr selten und nirgends weiter verfolgbar. SO Tebrin, am Rücken S P. 1051 im unmittelbaren Hangenden des Porphyroids finden sich feinkonglomeratische Lagen, mit Quarzgeröllchen von einigen Millimetern, im Wechsel mit schwarzen Schiefeln, intensiv verfaltet und transversalgeschiefert. Im Preißgraben (S-Abfall der Hochveitsch) stecken in den Schiefeln mehrfach konglomeratische Schmitzen, mit bis haselnußgroßen weißen Quarzgeröllen in schwarzem phillitischem Bindemittel. Auf dem Rücken NW vom Rad-Wirtshaus enthalten die Schiefer Feinbreccien aus eckigen Elementen von 1 bis 5 mm Durchmesser, meist weiße Quarze in grünlichgrauem quarzitischem Bindemittel (s. u.). Und weit im O fanden sich in dem Graben unter dem Gehöft Rumpler, auf der W-Seite des Kohlberges bei Schlöglmühl lose Stücke von einem stark lineargestreckten Konglomerat, das neben Quarzkörnern Stücke von z. T. feinblättrigem lichtgrauem Schiefer, mit bis über 2 cm Längsdurchmesser enthält.

Im Dünnschliff zeigen auch die normalen, grauen Radschiefer i. A. deutlich ihre klastische Beschaffenheit. Das klastische Material besteht weit vorwiegend (rund 90%) bis sozusagen ausschließlich aus

Quarzkörnern von 0,5 bis 0,2 mm Längsdurchmesser, z. T. ausgesprochen gerundet, vielfach etwas in s gestreckt. Der Rest ist Feldspat, und zwar ausschließlich klarer oder locker serizit-gefüllter Albit. In einem Schliff von der Basis der gesamten Ablagerung (am Roßbeck) sind die Quarze z. T. etwas größer (bei 0,6 mm) und größtenteils eckig, die Albite häufiger und z. T. so unregelmäßig zerlappt, daß man in ihnen lieber Autoblaster als klastische Gemengteile sehen möchte. In einem von Hofrat Kohler freundlichst zur Verfügung gestellten Schliff aus dem obersten Kalbinggraben zeigen die Quarze deutliche Anwachsrisse, kenntlich an der Umschließung von Grundmassen-Serizit, die jedoch nur in der Richtung //s entwickelt sind. — Ganz vereinzelt wohl ebenfalls klastischer Turmalin und Zirkon; auch einzelne etwas größere Muskowitblätter dürften klastischen Ursprungs sein. — Die Zwischenmasse enthält vor allem Muskowit bzw. Serizit in von Schliff zu Schliff wechselnder Feinheit (von 0,01 bis 0,05 mm); Chlorit daneben meist nur untergeordnet; mitunter auch Nester von feinen Quarzkörnern. Gelegentlich etwas dunkles Pigment lagenweise verteilt. Ilmenit, von Titanit überkrustet, ist wohl eher Neubildung als klastischen Ursprungs; nur in einem Schliff. — Paralleltextur, getragen von den Grundmassen-Glimmern usw., ist stets vorhanden; auch die klastischen Bestandteile ordnen sich ihr ein. Daß sie in ihrer ersten Anlage auf sedimentäre Feinschichtung zurückgeht, wird an einem Schliff (Kohlerhöhe, O-Seite) deutlich, wo die klastischen Quarze lagenweise angereichert und gleichzeitig im Korn größer sind als in den serizitreichen Zwischenlagen.

Hier schließen sich auch Gesteine an, denen man dies makroskopisch gar nicht zutrauen möchte; z. B. ein sehr feinschiefriges blaßgrünlisches aus dem Einschnitt der Straße (Pottschach—Gasteil) N Hofstadl, bei welchem nichts außer einzelne größere Muskowitblätter an seine klastische Herkunft erinnert. Erst im Schliff wird diese sofort deutlich; die Komponenten sind mineralogisch gleich wie oben, nur ist der Anteil des Quarzes etwas geringer (rund 70%). Vereinzelt hinzu kommen Aggregate aus Quarz + Feldspat, Muskowit- und viel seltener Biotitblättchen, sehr feine reine Glimmeraggregate (Pseudomorphosen nach einem Tonerdesilikat?), Turmalin. Alle sind hier selten gerundet, gewöhnlich eckig, die Quarze z. T. dünne Splitter mit Verhältnis der Durchmesser bis 3:1 und darüber. Auffallenderweise sind diese ebensowenig wie die Muskowitblätter in die vollkommene Paralleltextur der Zwischenmasse eingeregelt, welche ihnen ebenso wie anderen größeren Elementen flaserig ausweicht. Sie wird hervorgebracht durch sehr enggescharte Muskowit-Chloritlagen. Ab-

stände 0,01 mm und darunter. Das Korn des mit ihnen in unscharfer Weise wechselnden Quarzes ist entsprechend noch feiner.

Ein sehr feinblättriger, schwarzer Schiefer aus dem Dürrwaldgraben zeigt, wie zu erwarten, Serizit als wichtigsten Gemengteil (60 bis 70% mindestens). Eingestreut sind seinen fein flaserig-schieferigen Aggregaten nur verhältnismäßig wenige Quarzkörner (um 0,1 mm; nicht mit Sicherheit als klastisch erkennbar); in größerer Menge dagegen bis ebenfalls 0,1 mm lange Putzen von Chlorit, meist stark in s gestreckt und mehr oder minder gerundet. Doch möchte ich da, in einem zweifellos hochgradig durchbewegten Gestein, eher an tektonische als an ursprüngliche Formung denken (vgl. auch S. 62 f.). Diese Chloritputzen liegen in einzelnen Lagen dicht gepackt zwischen dem Serizit; in anderen viel lockerer. Etwas dunkles Pigment; vereinzelte Magnetitkörner.

Ein Schliff des (schon makroskopisch) feinschichtigen Radschiefers von der S-Seite des Kaskögerls zeigt regelmäßigen Wechsel von Lagen reich an Quarz (0,01 bis 0,03 mm) und solchen aus vorwiegend feinsten Serizitblättchen mit dunklem Pigment. Die Abstände beider halten sich an das Maß von rund 0,05 bis 0,1 mm. Beiden — (vorwiegend aber den helleren, quarzreichen Lagen) — eingestreut sind einzelne größere (bis 0,1 mm Längsdurchmesser) meist gerundet — langgestreckte Quarze — wahrscheinlich die einzigen ihrem Ursprung nach sicher klastischen Bestandteile dieses Gesteins. Vereinzelt Turmalin (deutlich sechsseitige Querschnitte!), etwas Zirkon, Magnetit.

Schliffe der genannten „feinsandigen“ Radschiefer der Gegend O Neuberg und um Priggwitz zeigen gröberes Korn der klastischen Quarze, das mindestens 0,5, aber auch über 1 mm oberste Grenze erreicht. Sie sind vielfach gut gerundet, z. T. aber auch ganz eckig; in einem Schliff (Koflergraben bei Schlöglmühl) überwiegt mangelhafte Abrollung. Anwachsrande nur in wenigen Fällen sichtbar. Von dem geringen Restbestand — höchstens 2 bis 5% insgesamt — anderen klastischen Materials interessieren die vereinzelt Feldspate, Glimmer, Turmaline weniger als sehr feinkörnige (0,01 bis 0,02 mm) Aggregate aus Quarz, Feldspat und z. T. etwas Serizit, ohne Paralleltexur, die ganz den Eindruck von Grundmasse eines porphyrischen Ergußgesteins machen. Bezüglich Gestalt und Größe schließen sie sich ganz den Quarzen an. In dem Schliff von Zuckerhut SW Priggwitz kommen auch Fetzen von stark pigmentiertem serizitischem Schiefer vor. — Die Zwischenmasse besteht wesentlich aus Quarz und Serizit von geringer, von Schliff zu Schliff wechselnder Korngröße (Maximum des Serizits 0,05 bis 0,1 mm, meist stark dar-

unter), in mehr oder minder deutlich parallelstreifiger Verteilung; im allgemeinen tritt sie an Menge hinter den klastischen Einstreulungen stark zurück. Magnetit darin gewöhnlich in einiger Menge, z. T. in guten Oktaedern, also wohl Neubildung; auch Ankerit. Limonitische Putzen in einem Schliff, dem beide vorgenannte Minerale fehlen, sind wohl an ihre Stelle getreten (und nicht etwa aus selbständigen klastischen Komponenten hervorgegangen, wie man nach dem makroskopischen Eindruck vermuten könnte).

Eine gröberklastische (bis 3mm) Grauwacke, vom Rücken NW des Rad-Wirtshauses in der Veitsch, enthält größtenteils scharfeckiges oder nur wenig gerolltes Material; und zwar weit überwiegend Quarz (Einzelkörner, seltener Aggregate), gelegentlich stark undulös und zertrümmert — jedoch anscheinend erst nach Einbettung. Viel seltener sind albitische Plagioklase und Aggregate solcher mit Quarz; endlich wiederum ganz feinkörnige Gebilde, die man als felsitische Porphyrgrundmassen ansprechen möchte. In der Zwischenmasse vor allem Serizit (0,02 bis 0,03 mm), mit oder ohne feinkörnige Quarzbeimengung; Parallelordnung nur lokal ausgeprägt, dann aber vollkommen. Neubildung von Ankerit hauptsächlich in zerdrückten Einstreulungen, seltener in der Zwischenmasse selbst.

Eine andere Grauwacke (Kohlergraben, O-Seite) enthält im Gegensatz zur vorigen überwiegend gerolltes Material, von 0,05 bis 4 mm. Quarz überwiegt wieder stark; gelegentlich enthält er feinkörnige Einschlüsse von rundlicher Umgrenzung, ganz an die Grundmassen-„Einschlüsse“ von Porphyrquarzen erinnernd! Die charakteristischen Formen solcher sind allerdings nicht erhalten. „Porphyrgrundmassen“-Gerölle wie oben finden sich auch hier wieder; endlich Scherben eines sehr feinkörnigen, durch graphitisches Pigment bis zur Undurchsichtigkeit imprägnierten Schiefers. Einzelne braune Turmaline und Zirkone. Für eine Zwischenmasse bleibt zwischen den dichtgepackten klastischen Komponenten nur wenig Raum; sie enthält an erster Stelle Serizit (0,05 mm), der die Tendenz zeigt, sich senkrecht zu den Oberflächen der Gerölle anzusiedeln, so daß in den einzelnen Zwischenräumen lokale, untereinander nicht übereinstimmende Parallelt Texturen entstehen. Dazwischen sehr feinkörniger (um 0,005 mm) Quarz. Magnetit reichlich, Ankerit stellenweise — beide z. T. mit Kristallform; Neubildungen!

#### b) Quarzitisches Einschaltungen.

Solche sind in den Radschiefern ziemlich verbreitet, im allgemeinen aber wenig mächtig. Auf der Karte sind sie mit der gleichen Auscheidung wiedergegeben wie die Caradocquarzite des (Rotsohl-)

Schwarzkogels usw.; damit soll nicht der Vermutung Ausdruck verliehen sein, daß sie ihnen auch stratigraphisch entsprechen, wenngleich die Möglichkeit zweifellos vorliegt; sicheres über die Detailtektonik ist ja i. A. nicht festzustellen.

An Fundpunkten seien genannt: Aschbachgraben bei Sommerer, wo sie auf der W-Seite des Baches beginnen und sich auf der O-Seite unter dem Porphyroid weiter verfolgen lassen (Lesesteine!). Auch die weiteren Vorkommen beiderseits des Kohlergrabens, wenig unter den transgredierenden Prebichlschichten sind größtenteils nur auf Grund von Lesesteinen eingetragen; nur auf der W-Seite sieht man den Quarzit in flacher Lagerung — z. T. auch anstehen, 2 bis 3 m mächtig. Feine Quarzkonglomerate sind vielleicht damit verknüpft, doch wurden nur lose Stücke gefunden. Auf solchen beruht auch die Eintragung eines weiteren Quarzvorkommens in der Tiefe des Kohlergrabens, den es knapp 400 m S der Ausmündung zum Aschbach überquert. Vermutlich die Fortsetzung eines der Vorkommen des Kohlergrabens ist der Quarzit auf dem Gehänge SW „Im Gupf“ im oberen Aschbachgraben (NO-Seite; SO vom Gehöft Wagner). Er bildet anstehende Felspartien mit flach südwestlichem Einfallen, d. h. in der Richtung des Gehänges; dies macht eine genauere Abschätzung der Mächtigkeit unmöglich, die hier 50 bis 100 m erreichen kann. Gehängeaufwärts sind wieder nur Lesesteine vorhanden bis an die Transgressionsauflagerung der Prebichlschichten.

Im Gebiete des Brücklergrabens folgen die Vorkommen um das Forsthaus Greithof: durch das Gehänge der SO-Seite ist der Quarzit, gegen SW ansteigend, an Lesesteinen zu verfolgen (auf der 2. Rippe, von SW gezählt, scheint er sogar verdoppelt). Auch auf der anderen Grabenseite liegt, auf der Rippe zirka  $\frac{1}{2}$  km NW vom Greithof etwas Quarzit<sup>40)</sup> im Hangenden einer Linse von Erzführendem Kalk.

Im auffallenden Gegensatz zu dem häufigen Vorkommen solcher Quarzitlagen im Bereiche der Gollrader Bucht steht ihre gänzliche Abwesenheit im Veitscher Gebiet (abgesehen von den Basisquarziten; vgl. S. 55).

Der Quarzit zwischen den Radschiefern auf der Wiese S Neukopf — vgl. Raxkarte! — ist wohl nur eine tektonische Wiederholung des dort an der Basis auftretenden; vgl. S. 56.

Alle diese Quarzite sind von weißlicher bis lichtgrauer Farbe, mehr oder minder deutlich feinkörnig, meist mit typischem Quarz-Fettglanz auf dem Querbruch; die Hauptbruchflächen dagegen zeigen schwach

<sup>40)</sup> Er mußte auf Blatt Müzzuschlag vernachlässigt werden.

serizitischen Schimmer. Schichtung in dünnen Lagen: einige Zentimeter, oft aber noch weiter unterteilt, ist in der Regel vorhanden. Die Schichtflächen sind vielfach flach gewellt; doch konnte ich keine Wellenfurchen usw., die man allenfalls erwarten könnte, darauf beobachten. Durch Verwitterung entstehen beachtenswerte Mengen von Eisenhydroxyden, auf welche die häufige Rost-Imprägnation der Quarzite zurückgeht.

Im Dünnschliff sind alle untersuchten Proben — ausgenommen Habergaben — sehr ähnlich: klastische Quarzkörner von 0,1 bis 0,5 mm bilden den überwiegenden Anteil. Meist sind sie unregelmäßig — eckig, z. T. auch buchtig; nur ein geringer Anteil in einzelnen Schliffen deutlich gerundet. Schmale, durch Unreinheiten abgegrenzte Anwachszone sind mitunter — aber verhältnismäßig sehr selten! — erkennbar; man sieht dann, daß die klastischen Elemente des Gesteins ursprünglich z. T. — aber nicht allgemein! — besser abgerollt waren. Zusammengesetzte Quarzkörner finden sich sehr untergeordnet; auch sehr feinkörnige, am besten mit felsitische Grundmasse eines porphyrischen Ergußgesteins vergleichbare. Ein Schliff (SW „Im Gupf“) enthält auch in größerer Menge Labilkomponenten: dunkel pigmentierte serizitische Schiefer und anscheinend noch mehr sehr feine serizitische Aggregate mit etwas Quarz, ohne Schieferung, deren Abgrenzung gegen die ähnlich zusammengesetzte Zwischenmasse aber vielfach nicht gelingt. Diese besteht aus den gleichen Bestandteilen, vielfach nur auf schmale Häute zwischen den klastischen Körnern eingengt, dann wieder größere Zwickel füllend; Paralleltexur zeigt sie so gut wie nicht. — Von untergeordneten Gemengteilen ist der stets vorhandene Zirkon, ebenfalls klastischen Ursprungs, wie seine öfters sehr deutliche Abrollung beweist. Gleiches gilt vom Turmalin, der meist in ein bis zwei Exemplaren pro Schliff vorhanden, und in einem Falle vom Magnetit (ein Korn!). In einem anderen Schliff (Kohlengraben-O-Seite) ist solcher viel mehr vorhanden, lagenweise angereichert, und macht mehr den Eindruck einer Neubildung. Fast allgemein aber sind kleine, z. T. winzige Rhomboëder — richtiger die von ihnen hinterlassenen, rhomboëdrischen Hohlräume vorhanden; die meist noch darin bzw. in der Umgebung vorhandenen Limonitmassen lassen auf Fe-Carbonat bzw. Ankerit schließen.<sup>41)</sup>

Der Schliff vom Habergaben unterscheidet sich dadurch, daß hier die schwach verzahnten Quarzkörner größer sind (um 0,5 bis 1 mm) und meist lückenlos aneinandergrenzen: wie genauere Betrachtung zeigt,

<sup>41)</sup> Hängt vielleicht zusammen mit der im Bereich der Gollrader Bucht stark verbreiteten jungen Fe-Vererzung!



ist dies bedingt durch fast allgemein vorhandene Anwachszone (von unregelmäßiger, einige Hundertstel Millimeter nicht übersteigender Breite. Gewöhnlich deutet eine — wenigstens in Rudimenten vorhandene — Porenreihe den Umriß des zugrundeliegenden Gerölles an. Und sie verdienen hier diesen Namen: viele sind sehr deutlich abgerollt. Sehr merkwürdig aber ist, daß eine — davon ganz unabhängige — Streifung durch Porenzüge durch den ganzen Schliff, ohne Rücksicht auf die Korngrenzen, in einheitlicher Richtung hindurchgeht! Ist das eine Gleitflächenschar, an der die Quarze zertrümmert oder wenigstens gespannt wurden, um in einer späteren Phase wieder auszuhellen? Auch hier finden sich vereinzelt klastische Körner aus Quarzaggregaten; auch da gibt es Anwachszone, selbstverständlich nach den einzelnen Teilkörnern orientiert. Zirkon hier nur z. T. klastisch, z. T. in scharfen Kriställchen in Quarz eingeschlossen; ebenso Magnetit.

Der feinkonglomeratische Quarzit von der W-Seite des Kohlergrabens endlich zeigt sehr wechselvolle Korngröße (zirka 0,005 bis 3 mm) seines größtenteils aus Quarz bestehenden Materials; die größeren Körner vielfach gut gerollt, die kleineren stets eckig; keine Anwachszone. Ein Quarzkorn zeigt eine tiefe Resorptionsbucht, mit Mikrofelsitmasse gefüllt — Einsprengling eines porphyrischen Ergußgesteins! Felsitfragmente finden sich auch hier vereinzelt, ebenso feinzahnte Quarzaggregate. An ausgesprochenen Labilkomponenten sind wieder feinkörnige serizitische Schiefer, mehr oder minder reich an graphitischem Pigment, vertreten, z. T. als flache Scherben von 1 bis 2 mm Länge. Es liegt nahe, darin aufgearbeitete Radschiefer zu sehen. — Turmalin, Zirkon, Rutil, je ein bis zwei abgerollte Körnchen. — Auch hier trennt eine feinstserizitisch-quarzige Zwischenmasse zumeist die klastischen Bestandteile; eine feine Paralleltexur stößt stets scharf an deren Rändern ab. Das deutet nicht auf Durchbewegung — eher auf abgebildete sedimentäre Feinschichtung. Auch hier kleine neugebildete Rhomboëder von Fe-Carbonat.

### c) Chloritoidschiefer.

Solche kommen in der Serie der Radschiefer nur untergeordnet vor, hart an der Grenze gegen die transgredierende kalkalpine Serie: durch die Gräben unterhalb der Veitschalpenhütten sind sie an Hand von Lesesteinen eine Strecke weit zu verfolgen, noch unterhalb des ebendort z. T. auch noch zutage tretenden Lydits. Ferner wurden sie anstehend — dafür nicht weiter verfolgbar — beobachtet auf der NW-Seite des (Rad-) Schwarzkogels gegen den Scheitelgraben: in dem Wasserriß S P. 1400 treten sie als 2 bis 3 m mächtige Lage innerhalb

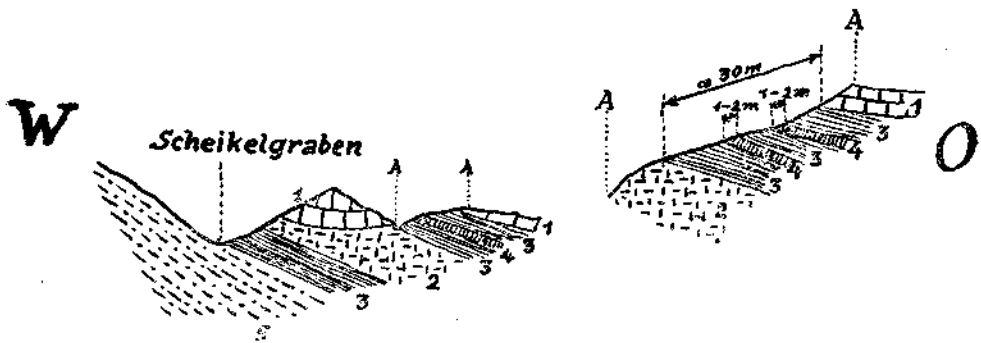


Abb. 1

- |                       |                        |
|-----------------------|------------------------|
| 1 = Erzführender Kalk | 4 = Chloritoidschiefer |
| 2 = Vererzte Partien  | 5 = Porphyroid         |
| 3 = Radschiefer       |                        |

der gegen N in den Erzführenden Kalk vorgreifenden Radschiefer-Zunge auf [Abb. 1<sup>42)</sup>]. Außerdem liegt ein einzelnes Stück aus dem Tebrin-graben (W-Seite) vor. — Die normale Stellung — soweit von einer solchen die Rede sein kann! — ist nach den vorliegenden Funden an-scheinend in den äußersten Hangendlagen der Radschieferserie; und es ist nicht ausgeschlossen, daß man dort — d. h. in unmittelbarer Nach-barschaft von Lyditeinschaltungen — bei systematischem Nachsuchen noch mehr an gleichartigen Gesteinen finden wird.

Die Chloritoidschiefer sind lichtgrüne, feinblättrige Schiefer mit mattem serizitischem Schimmer auf den Schieferungsflächen und licht-bräuner Anwitterung, gepunktelt von zahlreichen grünschwarzen glänzenden Chloritoidkriställchen, die günstigenfalls 1 mm größten Durchmesser überschreiten können.

Alle Schiffe zeigen ein sehr feines Serizitgrundgewebe (0,05 mm, soweit überhaupt einzelne Blättchen erfaßbar!) mit höchstens unter-geordnetem Chlorit, ganz spärlichen und nicht weit aushaltenden Zwischenlagen aus feinkörnigem Quarz und stark lichtbrechenden, winzigen Körnchen, deren Bestimmung nicht möglich ist. Größere Quarze, um 0,1 bis gegen 0,2 mm lang, meist stark in s gestreckt, können regellos eingestreut sein oder fehlen. Die Chloritoid-porphYROblasten, meist sehr unrein, mehr oder weniger gut kristallographisch entwickelt und von wechselnder Intensität der Färbung (m schmutziggrün, nß schmutzigblau, nγ farblos bis blaßgelblich) lassen in ihrer Anordnung keine Gesetzmäßigkeit erkennen. In einem Schriff (Blaskogel-S-Seite) liegen außerdem zahlreiche (stellenweise dicht ge-

<sup>42)</sup> Auf Blatt Müzzzuschlag nicht wiedergebbar; etwa 4 mm S des „s“ im Worte „Rothsol“ zu suchen!

drängte, anderwärts lockerer verteilte) Felder von elliptischem bis ausnahmsweise fast kreisförmigem Umriß; größter Durchmesser 0,2 bis 0,3 mm, kleinster bis unter halb so groß. Sie zeigen einen stärker oder schwächer entwickelten, oft auch ganz unterbrochenen Kranz von opakem Erz; im Inneren ist neben stets vorhandenem Serizit gewöhnlich Chlorit in unregelmäßigen Fetzen, seltener Quarz nachweisbar, aber ein Teil des Inhaltes bleibt zumeist unauflösbar. Der Unterschied gegen die umgebende Masse scheint jedenfalls nicht groß zu sein, so daß Pseudomorphosen — für die auch kaum ein Ausgangsmineral zu ermitteln wäre — schwerlich in Frage kommen; eher Fossilreste, deren Deutung freilich auch rätselhaft bleibt. Endlich können noch limonitische Putzen und Fläsern auftreten. — Vereinzelt oder enggescharte nachkristalline Scherflächen durchziehen das Serizitgewebe quer zur Schieferung, die an ihnen un stetig abgeknickt und geschleppt wird.

Ein anderer Schliff, den mich Herr Hofrat Kohler einsehen ließ, zeigt den Chloritoid besser entwickelt, z. T. mit schöner Sanduhrstruktur (Basissegmente etwas dunkler gefärbt). Außerdem fallen hier zahlreiche klastische Relikte auf: vorwiegend Quarz, eckig oder gerundet, teils einheitliche Körner, teils Aggregate; daneben Aggregate aus Quarz und Serizit. Vermuten möchte man, daß auch einzelne unregelmäßigeckig umgrenzte Felder von bloß Serizit dazu gehören.<sup>43)</sup>

Es scheint demnach diesen Gesteinen gar kein Ausgangsmaterial zu Grunde zu liegen, das von dem der Hauptmasse der Radschiefer allzu wesentlich abweiche. Warum dann hier die Metamorphose zur Entstehung von Chloritoid geführt hat, bleibt freilich vorerst dunkel; für eine chemische Untersuchung, die da wohl allein weiterhelfen könnte, wird es nicht ganz leicht sein, einwandfreies Material zu beschaffen.

Chloritoidschiefer sind in der Grauwackenzone von einer ziemlich beträchtlichen Anzahl von Fundorten bekannt: v. Foullon 1883, S. 220 f.; Trauth 1925, S. 133 f. zählen eine größere Anzahl von solchen auf; weitere siehe Hammer 1932, S. 137, Hauser 1938, S. 221, 257, u. a. Stratigraphisch verteilen sie sich — wenn man absieht von einigen Vorkommen des oberen Ennstales: Gröbming, Pruggern, Sölkta l-Mündung, die wahrscheinlich vorpaläozoisch sind, und von den altersunsicheren der Tauern (Cornelius & Clar 1939)

<sup>43)</sup> Nach dem Sprachgebrauch z. B. bei Foullon 1883 wären unsere Gesteine als Chloritoidphyllite zu bezeichnen, da das Grundgewebe wesentlich aus Serizit besteht und nicht aus Quarz. Heute — z. B. Niggli 1912 — wird diese subtile Unterscheidung nicht mehr gemacht; zumal es in vielen Fällen von Zufälligkeiten abhängen dürfte, ob gerade eine Quarz-arme oder -reiche Lage geschliffen wurde.

— auf die oberkarbonischen Graphitschiefer und ältere „Grauwackenschiefer“, die vermutlich allgemein unseren Radschiefern entsprechen. In jenen bleibt der Chloritoid nach Hammer i. A. makroskopisch unsichtbar, in den „Grauwackenschiefern“ bildet er Porphyroblasten; so auch in unserem Falle. Daß dieser Unterschied jedoch nicht ausnahmslos zutrifft, werden wir an dem ins Karbon einzureihenden Chloritoidphyllit des S sehen.<sup>44)</sup>

#### d) Grünschiefer.

Ganz ausnahmsweise fand sich an einer einzigen Stelle ein Grünschiefer der Serie der Radschiefer eingeschaltet: gleich N P. 1225 „Auf der Läng“, auf dem Scheiderücken zwischen Veitsch und Stübminggraben (s. S. 79; auf Blatt Mürzzuschlag vernachlässigt). Er ist 1 bis 2 m mächtig und nach keiner Richtung weiter verfolgbar. Nicht weit im Liegenden befindet sich Erzführender Kalk; das eröffnet die Möglichkeit, daß die einschließenden grauen Schiefer vielleicht von den normalen Radschiefern zu trennen sein könnten. Aber sicheres ist darüber nicht zu sagen.

Der Grünschiefer ist ein sehr feinkörniges und feingebändertes Gestein, aus mehr bläulich — und mehr gelblichgrünen Lagen — genau wie es auch in der Silbersbergserie u. a. vorkommen könnte. — Im Dünnschliff fällt es auf durch großen Gehalt an Quarz, noch mehr Karbonat und ebenfalls mit Serizit neben einem fast nicht doppelbrechenden Chlorit. Die Anordnung ist derart, daß Karbonat mit untergeordnetem Quarz von Serizitströmen durch Chloriträume getrennt bleibt. Auch breite Massen von Chlorit, Serizit, Quarz (und wahrscheinlich etwas Albit) schalten sich ein. Sehr kleine Titanite sind fast allgemein verteilt.

Zu deuten ist dieses Gestein wohl am ehesten — wegen des großen Quarz + Karbonat-Gehaltes — als Tuff bzw. Sediment mit Tuffbeimischung. Zwingend ist diese Deutung jedoch selbstverständlich auch nicht.

#### e) Von den Entstehungsbedingungen der klastischen Gesteine der Radschieferserie.

Alle Gesteine — auch die seltenen etwas gröber klastischen — der Radschieferserie sind von verhältnismäßig feinem Korn: „Sand“ nach der Bezeichnungsweise von Fischer & Udluft 1935. Bezüglich des

<sup>44)</sup> Ein weiteres Vorkommen gibt v. Foulton 1883, S. 235 an: Toulia fand im Veitschgraben, am Wege „von der Grube in der Veitsch zum Radwirt“ einen graphitischen Schiefer mit Karbonat und wenig Chloritoid. Die ungenaue Fundortsangabe läßt leider eine geologische Einordnung nicht zu.

Abrollungsgrades besteht keine Einheitlichkeit; immerhin scheint gut abgerolltes Material vorzuwiegen. Die Auslese ist im ganzen genommen sehr vollkommen: Quarz (und andere Stabilkomponenten) überwiegen normalerweise weitaus; von Feldspäten finden sich auch nur die stabilsten: Albite (ohne oder mit Serizitfüllung), sowohl isoliert, als auch in Aggregaten mit Quarz. Auch die felsitischen Porphygrundmassen wird man unter die stabilen Bestandteile einreihen dürfen. Aus deren Reihe heraus fallen eigentlich nur die wiederholt festgestellten schwarzen, graphitreichen Schiefer, die immerhin in mehreren Schlifften gefunden wurden; immerhin dürfte auch dieses Gestein gegen chemische Einflüsse bei Verwitterung und Transport viel widerstandsfähiger sein als gegen mechanische, da es ja keine chemisch angreifbaren Minerale mehr enthält.

Man wird also für diese Gesteine kaum eine Abhängigkeit von großen tektonischen Geschehnissen annehmen dürfen; eher Abtragung von alten, größtenteils bereits tiefverwitterten Landoberflächen. Bei diesem Vorgang ist es ja leicht möglich, daß sich aus größerer und geringerer Entfernung geliefertes Material mischt, während doch auch das weniger weit transportierte nicht nennenswert abgerollt werden kann. Das weitaus meiste, was in den Sedimentationsbereich geliefert wird, ist bereits durch langwährende Verwitterungsvorgänge ausgelesen; es ist also verständlich, wenn Labilkomponenten fehlen, auch dort wo fehlende Abrollung nur geringe Transportwege annehmen läßt. Und andererseits ist auch die gleichmäßige Feinheit der Absätze begreiflich: grobes Material zu befördern, fehlte es an dem notwendigen Gefälle.

Besonders zu betonen ist das Auftreten der Porphygrundmassen-Gerölle, das in einer ganzen Reihe von Schlifften festgestellt werden konnte; sie verteilen sich über den ganzen untersuchten Bereich vom Westrand von Blatt Müzzuschlag in der Gollrader Bucht bis zur Gegend von Priggwitz am Alpenostrand. Auch das Gegenstück: Quarze mit Erscheinungen, die auf Porphyreinsprenglinge hinweisen, ist in einzelnen Fällen vorhanden. Das beweiskräftigste Glied der Reihe: Grundmasse mit Einsprengling, fehlt zwar noch, ist aber auch, bei den höchsten mm-Abmessungen aller Gerölle, nur als Zufallsergebnis zu erwarten; und so ist der Schluß wohl berechtigt, daß im Liefergebiete des Radschiefer-Sediments Quarzporphyre in weiter Verbreitung vorhanden waren. Man wird da in erster Linie an das — damals noch nicht metamorphe — Blasseneckporphyroid denken; unbedingt zwingend freilich ist dieser Schluß nicht, da wir ja über die Transportwege gar nichts wissen, aber es ist doch entschieden am wahrscheinlichsten, daß die Geröllchen eben von dem Porphyrgestein stammen,

das wir tatsächlich in der Nachbarschaft in großer Ausdehnung kennen. Freilich in der Hauptsache nicht aus dem heute aufgeschlossenen Bereich; denn hier lagerten sich die Radschiefer ja überall auf dem Porphyroid selbst ab und entzogen dieses damit dem Zugriff der Erosion. Immerhin wäre denkbar, daß die Lückenhaftigkeit der Porphyroiddecke, besonders im O, z. T. auf Erosion vor oder zu Beginn der Radschiefer-Ablagerung zurückginge; sichergestellt werden könnte dies jedoch wohl nur durch einen künstlichen Aufschluß an glücklich getroffener Stelle. Aber die Annahme liegt nahe, daß die Porphyroiddecke auch quer zum Gebirgsstreichen eine beträchtliche Ausdehnung besaß, ebenso die andere, daß die Radschiefer als nicht allzu küstenfermes Flachseesediment in absehbarer Entfernung auskeilen. Ist dies noch innerhalb des Porphyroid-Verbreitungsgebietes der Fall, so ist mit Zufuhr von Porphyroidmaterial für die ganze Dauer der Radschiefer-Ablagerung zu rechnen.

### 6. Lydit.

Lydit tritt in vielen Profilen als Hangendes der Radschiefer auf: teils in normalem Verband vom „Erzführenden Kalk“ überlagert, teils tektonisch von Blasseneckporphyroid oder transgressiv von Prebichl- oder Werfener Schichten bedeckt. Außerdem aber findet sich Lydit vielfach auch in den Radschiefern eingeschaltet. Beiden Arten des Vorkommens eigen ist Unbeständigkeit im Streichen: gewöhnlich setzen sie schon auf kurze Distanz aus. Das ist nicht etwa nur durch die Unzulänglichkeit der Aufschlüsse vorgetäuscht: sind doch die Lydite gerade eines der leichtest kenntlichen und vermöge ihrer Widerstandsfähigkeit gegenüber der Verwitterung auch stets im Boden angereicherten Gesteine.<sup>45)</sup>

Wahrscheinlich ist diese Unbeständigkeit ebenso tektonisch bedingt wie die verschiedene Art des Auftretens überhaupt; denn es ist anzunehmen, daß die Lydite einen einheitlichen Horizont, besser gesagt einer kondensierten Vertretung zahlreicher Horizonte angehören (vgl. unten!) und ihre normale Stellung stets im Hangenden der Radschiefer haben.

So sind am Kaskögerl Lydite in größerer Mächtigkeit und heftig mit dem hangenden Kalk verfalltet (vgl. Prof. 20, Taf. I, wo dies allerdings nur schematisch wiedergegeben) vorhanden; in Lesesteinen sind jene noch bis zum Kalblinggraben verfolgbar, aber östlich desselben, am Friedlkogel, findet man unter dem fortsetzenden Kalk keine

<sup>45)</sup> Die Eintragung der geringmächtigen Lyditzüge auf Blatt Mürzzuschlag war vielfach nicht oder nur unter starker Schematisierung möglich.

Spur von Lydit mehr. Vom Kaskögerl gegen W ist er schon im Steinbachgraben verschwunden, im Preißgraben (Prof. 24/25 u. Abb. 4) aber wieder vorhanden. Auch der zweite, nördlichere Kalkzug des Friedlkogels ist nicht von Lydit begleitet bis zum Hinzekogel, wo sich in seinem Liegenden solches einstellt. Ähnlich unregelmäßig ist die Lyditbegleitung der verschiedenen Kalkzüge in den westlicheren Verzweigungen des Groß-Veitscher Grabens und hinüber zum Scheikel- bzw. Hinterhof-Graben. Unter der Kalkplatte des Turntalers fehlt Lydit merkwürdigerweise ganz: ein vom Kaiserstein gegen W mehrfach, z. B. am Weg zur Rosenfeld-Alm, an Hand von Lesesteinen erkennbarer Zug (auf Blatt Mürzzuschlag leider ausgelassen) scheint in den Radschiefern zu stecken, also zum zweiten Lagerungstypus zu gehören.

Unter überschobenem Blasseneckporphyroid befindet sich anscheinend — die allein sichtbaren Lesesteine auf dem Gehänge erlauben keine ganz sichere Lokalisierung — ein Vorkommen SW über der Scheikelalm (Prof. 10; auf Blatt Mürzzuschlag vernachlässigt). Dann im O, N Raxen, der mächtige Lydit unter P. 1365 (Raxkarte; Prof. 2, bei Erläuterungen); auch der 1 km weiter östlich, an dem Rücken S der ehemaligen Reißtaler Hütte zusammen mit Radschiefer in Porphyroid eingekieilt, wäre wohl da zu nennen. Ähnlich der durch zahlreiche Lesesteine kenntliche Lydit über den Radschiefern auf dem S-Gehänge des Dürrwaldgrabens (Prof. 51/52, der höher oben unter der Reitlalm verzeichnete, scheint dagegen mitten in Radschiefern zu stecken!). Vermutlich die Fortsetzung dieser Einkeilung bildet endlich ein in seiner Art ganz einzeln dastehendes Vorkommen auf der SW-Seite der Reitlalm, unter P 1069: hier ist mitten im Porphyroid eine Zone von schwarzen Lyditblöcken einige 100 m weit zu verfolgen.

An der Hangendgrenze der Radschiefer gegen transgredierende Prebichl- bzw. Werfener Schichten befinden sich unter der Hochveitsch die vom Tebringraben bis unter den Schoberstein immer wieder nachzuweisenden Lydite (N vom Friedelkogel mit einer Spur Erzführenden Kalkes verknüpft; beide Gesteine hier auf Blatt Mürzzuschlag versehentlich ausgelassen!). Unter der Rauschkogel-Trias gehört hieher das kleine Lyditvorkommen östlich unterm Gesellkogel; unter der Schneetalpe ein solches östlich unterm Kampl, wo auf breiter Fläche die Lydit-Lesesteine auf sumpfigen Waldwiesen umherliegen (das Hangende ist hier allerdings von den Triaskalk-Schutthalden verdeckt). Im Raxgebiet kann man außer dem Lydit SW vom Neukopf auch den am Preinerwand-Weg N vom Johanneskopf hier anführen, wenn auch

hier die Lagerung verkehrt ist, die (leicht metamorphen!) Werfener das Liegende bilden; vgl. Cornelius 1936, S. 11 und Prof. 2. — Wegen des Vorkommens am O-Fuß des Florianikogels vgl. S. 85.

Endlich die ganz im Radschiefer steckenden Vorkommen: ganz im O, bei Priggwitz, beim Sattel „Auf der Wiesen“ sieht man den Lydit im Wegeinschnitt etwa 100 m S P 662 anstehen, ebenso W von dort seine streichende Fortsetzung in dem Graben der zum Wernhardtgraben unter St. Christof hinabzieht. 200 bis 250 m weiter S ist auf dem Acker und den Wiesen W Teubl<sup>46)</sup> ein zweiter, paralleler Zug durch Lesesteine angedeutet. Die Fortsetzung des einen von beiden ist vom Sattel (650 m) N des Kohlbergs gegen W, besonders am Weg W Rumpler (Kreuz bei P. 654) zu sehen; in die weitere streichende Verlängerung fällt ein kleines Vorkommen (Lesesteine) am Wege zum Schneedörfel, W von der großen Südbahn-Schleife bei Payerbach (ob da ein unmittelbarer Zusammenhang besteht, ist natürlich eine andere Frage!). — Ein auffallend mächtiger Lyditzug ist im Tebringraben, etwa  $\frac{1}{2}$  km oberhalb Tebrin, durch einen kleinen Steinbruch erschlossen; er ist durch das ganze Gehänge O des Grabens zu verfolgen, während er gegen SW plötzlich verschwunden ist, obwohl der Laschobergraben überall Aufschlüsse — in Radschiefern — bietet. Ungefähr in die Verlängerung fällt dann wieder ein kleines Lyditvorkommen S unterm Hirschensitz. Weiter folgen die zahlreichen — aber nirgends weiter verfolgbar — Vorkommen der Hochveitsch — S-Seite; endlich in der Gollrader Bucht, um die Mündung des Kohlergrabens in den Aschbachgraben.

Die Lydite sind stets makroskopisch dichte Gesteine von meist schwarzgrauer bis tiefschwarzer Farbe, von deren Untergrund sich die in der Regel zahlreich vorhandenen feinverästelten weißen Quarzadern prächtig abheben. Ganz selten — einzig<sup>47)</sup> in lose im Griesleitengraben gefundenen Stücken — wird die Färbung violettrot. Dünnschichtigkeit ist die Regel; die Schichtflächen sind oft mit schönen Streckungsstufen bedeckt. Kleinfältelung ist häufig, wobei sich das Gestein jedoch in eine — durch die erwähnten Quarzadern verkittete — endogene Breccie aufzulösen pflegt. Für die chemische Verwitterung unangreifbar, zerfällt es doch verhältnismäßig leicht zu eckigem Schutt.

Im Dünnschliff sieht man nichts als ein sehr feines gleichmäßiges Quarzaggregat (Korngröße um 0,005 bis 0,01 mm), durch diffus verteiltes dunkles Pigment in wechselndem Grade, in manchen

<sup>46)</sup> Der Hof am Oberende des Rehgrabens; der Name fehlt auf der Schneebergkarte.

<sup>47)</sup> Wegen Florianikogel vgl. S. 82.



Schliffen bis zur Undurchsichtigkeit getrübt. Manchmal ist es etwas wolkig angeordnet, ausnahmsweise läßt es auch eine sehr feine Schichtung, wenn auch wenig deutlich sichtbar werden. — In den Adern ist der Quarz gröber kristallisiert ausgeschieden, z. T. liegen vollständig opake Pigmentmassen scharf begrenzt mitten darin. Hohlräume von Rhomböderform deuten auf herausgewittertes (nach Hydroxydresten Fe-) Karbonat; sie sind an die Adern oder ihre unmittelbare Nachbarschaft gebunden und wie diese wohl auch sekundärer Entstehung.

Die Natur des Pigments wurde von O. Hackl durch qualitative chemische Prüfung (an dem Vorkommen unter P. 1365, Raxengraben) festgestellt: es handelt sich um kohlige oder bituminöse Substanz (leicht verbrennbar, merklicher Geruch, beim Erhitzen im Röhrchen; unlöslich in konz. HCl; keine Mn-Reaktion im Soda-aufschluß).

Die Mächtigkeit der Lydite ist allgemein gering; bei den meisten Vorkommen beträgt sie — soweit die meist allein sichtbaren Lesesteine überhaupt eine genauere Schätzung zulassen — nicht mehr als 2 bis 3 m. Wesentlich darüber hinaus geht u. a. das Vorkommen unter P. 1365 oder jenes des Kaskögerls, das allerdings wegen der Verzahnung mit dem hangenden Kalk nicht genauer zu schätzen ist; diese beiden dürften ungefähr die obere Grenze der Mächtigkeit darstellen — wobei man natürlich nicht weiß inwieweit tektonische Zusammenschoppung eine Rolle spielt.

Die Lydite sind einer der Leithorizonte des nordalpinen Paläozoikums, da sie verhältnismäßig häufig Fossilien geliefert haben. In dem untersuchten Gebiet selbst sieht es damit allerdings schlecht aus; ich selbst fand nur in einigen Dünnschliffen, aus dem Gleisenriegelgraben (verschleppter Block!) und von der N-Seite der Reitlalm einzelne Querschnitte, die wahrscheinlich auf Radiolarien zu beziehen sind. In einem Fall handelt es sich um ein etwas verdrücktes Gebilde von 0,15 mm Maximaldurchmesser des inneren, quarzerfüllten Hohlraumes, um welchen man Reste einer gegitterten Schale zu erkennen glaubt. Im anderen Schliff liegt eine Reihe von fast kreisrunden, mit opaker Substanz ausgefüllten Schnitten vor.

An makroskopischen Fossilien hat I. Peltzmann (1937) am Kaskögerl den bisher einzigen Graptolithenrest des Gebietes gefunden, den sie mit *Monograptus bridon* verglich. Damit ist wenigstens soviel sichergestellt, daß Silur vorliegt.

Mehr erlauben die Graptolithenfunde auszusagen, die seit einer Reihe von Jahren an anderen Stellen des nordalpinen Paläozoikums

gemacht worden sind: Lachtalgraben bei Fieberbrunn (G. Aigner, 1931), Sauerbrunnergraben und Weiritzgraben bei Eisenerz (Franz Heritsch, 1931 bzw. E. Haberfelner und F. Heritsch, 1932), Entachenalm bei Alm im Pinzgau (A. Haiden, 1936, ergänzt und z. T. richtiggestellt durch I. Peltzmann in Friedrich & Peltzmann 1937). Danach sind in solchen Kieselgesteinen (die allerdings nur dort fossilreich entwickelt sind, wo sie nicht als massige Lydite, sondern als Kieselschiefer ausgebildet sind) fast alle Zonen des Obersilurs vertreten; es weisen aber einzelne Funde auf eine Vertretung auch des Untersilurs („Ordovicium“) hin. Wir müssen also damit rechnen, daß in den Lyditen der größte Teil des oberen, wenn nicht des ganzen Silurs vorliegt.<sup>48)</sup>

Aus dem Lydit des Sauerbrunnergrabens bei Eisenerz stammt auch ein Exemplar der obersilurischen *Spirigera obovata* Sow. (Heritsch, 1931, S. 120).

Die Bildungsbedingungen der silurischen Lydite dürfen trotz des Kieselsediments und der Radiolarienführung nicht ohne weiteres mit denen der jurassischen Radiolarite und des rezenten Radiolarienschlicks verglichen werden. Denn diese beiden sind vollkommen oxydiert, während im vorliegenden Fall das kohlige oder bituminöse Pigment vielmehr Mangel an Sauerstoff anzeigt: das ist ein tiefgehender Unterschied!

Hundt, 1938, hat zusammengestellt, was sich über die Bildungsbedingungen der silurischen Graptolithenfazies sagen läßt. Er kommt zu dem Schluß, daß — im Falle reiner Graptolithenfazies! — Sedimente nicht oder mangelhaft durchlüfteter Meeresteile, jedoch geringer Tiefe (Wellenfurchen!) vorliegen, die wegen des vergifteten Wassers in der Tiefe keine Bodenfauna besaßen, sondern nur Plankton: Radiolarien, Graptolithen, schwimmende Tange; er denkt dabei an größtenteils vom Festland umschlossene Meeresteile nach Art des Schwarzen Meeres, das öfters zum Vergleich herangezogen wird.

Dabei ist zu beachten, daß bei Hundt zwar gelegentlich auch von Kieselschiefern die Rede, in der Hauptsache aber die Alaunschiefer gemeint sind. Es fragt sich nun inwieweit die für diese ermittelten Bildungsumstände im Falle der bei uns allein vorliegenden Kieselschiefer geändert zu denken sind. Als typische Sapropelite, wie

<sup>48)</sup> Dazu muß ich allerdings bemerken: durch die Liebenswürdigkeit von Prof. Heritsch war es mir vor Jahren möglich, die Eisenerzer Graptolithen zu sehen, und ich muß dazu sagen, daß ich — als Nichtspezialist! — in den meisten Fällen es nicht gewagt hätte, dieselben zu bestimmen. Die Mehrzahl davon wird überhaupt erst unter Wasserbedeckung und besonders gewählter Beleuchtung sichtbar.

die Alaunschiefer, wird man jene nicht auffassen können, wenn sie auch der nicht unbeträchtliche Gehalt an organischer Substanz mit solchen verbindet.

Entscheidende Momente, die in dem Sammelreferat *Hundt's* nicht berücksichtigt sind, scheinen mir da vor allem zu sein: einmal der rein kieselige Charakter des Sediments; nur Plankton mit kieseligen (Radiolarien) oder chitinösen (Graptolithen) Gerüsten ist erhalten, kalkschaliges Plankton war entweder nicht vorhanden oder nicht erhaltungsfähig. Da es im Silur nicht allzuweit entlegener Gebiete (Karnische Alpen) pelagische Kalke gibt, die den nordalpinen Kieselgesteinen z. T. altersgleich sind, wären besondere Bedingungen namhaft zu machen, die dem kalkschaligen Plankton das Leben in dem nordalpinen Meere verunmöglicht hätten, wenn man nachträgliche Auflösung kalkiger Schalen nicht annehmen will.

Das zweite wichtige Moment ist die außerordentlich geringe Mächtigkeit der silurischen Kieselgesteine: in einer Gesamtmächtigkeit von höchstens ein paar Metern ist fast das ganze obere, wenn nicht überhaupt das ganze Silur enthalten (vgl. oben); d. h. das Sediment eines Zeitraumes von vielen Zehnern, ja vielleicht von nahezu 100 Millionen Jahren. 1 m Sediment entspricht — der Größenordnung nach! — ungefähr einem Zeitraum von einer Million Jahren.<sup>49)</sup> Bei so langsamer Sedimentation ist es ausgeschlossen, daß die Feinschichtung mancher Lydite als Jahreszeitenschichtung (Treibs; nach *Hundt*, S. 430) aufzufassen ist — sie muß viel längere Perioden, von mehreren Jahrzehnten bis Jahrhunderten entsprechen.

Mit Sicherheit läßt sich daraus wohl so viel entnehmen, daß das Absatzgebiet küstenfern war: festländischer Detritus, auch feiner Beschaffenheit konnte es nicht erreichen. Daß damit auch eine größere Meerestiefe verbunden war, möchte man auf Grund der Kalkfreiheit nach rezenten Analogien annehmen; das gegensätzliche Verhalten in Bezug auf Oxydation (vgl. oben!) macht freilich diese Analogien unvollkommen. Da scheint die Hypothese von *Ström* (nach *Hundt*, 1938, S. 432) den besten Ausweg zu bieten, der Absperrung ausgedehnter tiefer Meeresräume vom sauerstoffreichen polaren Tiefenwasser annimmt, im Gegensatz zu den Verhältnissen etwa im heutigen Atlantischen Ozean. Daß man freilich nicht unbedingt an zahlenmäßig gleiche Tiefen denken muß, wie in den Bereichen heutiger

<sup>49)</sup> Unter Berücksichtigung dieses Umstandes ist auch die Anhäufung organischer Substanz nicht bedeutend. Allerdings besteht die Möglichkeit, daß bewegliche Bitumina im Laufe der geologischen Geschichte abgewandert wären.

Radiolariensedimente, das gilt hier ebenso wie im Falle der jurassischen Radiolarite (Cornelius, 1935, S. 217).<sup>50)</sup>

### 7. Der „Erzführende Kalk“.

Dieser Name ist ein Sammelbegriff für die obersilurischen bis (weit vorwiegend!) devonischen Kalke der Grauwackenzone. Für deren Gliederung ist das untersuchte Gebiet nicht günstig, sowohl wegen des bisher so gut wie vollständigen Fehlens von Fossilien, als auch wegen der Tektonik, die meist — von dem Gebiet um den Turntaler Kogel abgesehen! — nur einzelne, schwächliche, in Radschiefern steckende Kalkspäne erzeugt hat. Ein Versuch auf rein lithologischer Basis zu gliedern scheiterte am Maßstabe der Karte.

Immerhin lassen sich heute, auf Grund vor allem der Arbeit von Haberfelner 1935, eine Reihe von Typen des sehr varietätenreichen „Erzführenden“ Kalkes mit solchen des Gebietes um Eisenerz vergleichen, das dank dem günstigeren tektonischen Zustand, dem verhältnismäßigen Reichtum an Fossilien und — nicht in letzter Linie! — dem großartigen Bergbau die Erforschung dieser Schichtgruppe leichter gemacht hat.

α) Schwarzgrauer, dünnschichtiger Kalk, heller grau anwitternd, feinkristallin und etwas schieferig, in normalem Verband mit silurischen Kieselschiefern und (stratigraphisch oder tektonisch?) mit solchen wechselnd entsprechen wohl den schwarzen Orthocerenkalken von Eisenerz, die Haberfelner 1935 (S. 8) dem Kokkalk der Karnischen Alpen, d. h. dem obersten Silur vergleicht; bzw. der Wechsellagerung von Kalk und Kieselschiefer (Haberfelner 1935, S. 9).

Kalke dieses Typus sind mir nur vom Kaskögerl bekannt geworden.

β) Flaser- und Bänderkalke stets feinkristallin, sonst aber von sehr wechsellagerter Beschaffenheit: teils ziemlich reine Kalke mit regelmäßigem Wechsel verschiedener Farben, wie es ähnlich aus dem Thörl Kalkzug (S. 124), aber auch aus der Semmeringtrias und aus dem kalkalpinen Anis (Cornelius 1937, S. 140) bekannt ist.<sup>51)</sup>

<sup>50)</sup> Der Einwand, der aus der Existenz von Wellenfurchen gegen die Deutung als Tiefseesediment erhoben wird, wurde dort bekämpft mit dem Hinweis darauf, daß die Entstehung solcher auch in größeren Tiefen im Gefolge von Erdbeben denkbar ist, die das Meerwasser in Schwingung versetzen. Im Falle der Graptolithensedimente gilt diese Überlegung noch mehr; denn mangelhafte Durchlüftung des Wassers wird in Tiefen, die vom normalen Wellengang erreicht werden, nicht vorkommen (Opik, nach Hundt, S. 427). Die „fossilen Regentropfen“ aber, die Opik (ebendort) im Gegensatz zu der vorigen Feststellung als Zeugnis für vorübergehende Trockenlegung ansieht, werden wohl gerade so auf andere Weise zu deuten sein (aufsteigende Gasblasen?) wie dies in anderen Fällen sogenannter fossiler Regentropfen notwendig war.

<sup>51)</sup> Was Kober 1912, S. 350, richtig bemerkt hat.

In unserem Falle sind es rosa-weiß gebänderte Kalke, die aber nur lokal (z. B. SO vom Krippenkogel) bekannt geworden sind. Man könnte etwa daran denken, sie dem roten unterdevonischen Sauberger Kalk von Eisenerz als metamorphes Äquivalent an die Seite zu stellen. Die Bänderung wird sich vielleicht mit Clar (1926) als Ergebnis von Durchbewegung auffassen lassen.

Wesentlich verbreiteter sind nun eigentliche Flaserkalke mit meist enggescharten serizitischen Häuten, die auf der Oberfläche erhaben herauswittern und ihr eine eigentümlich rauhflechtige Beschaffenheit verleihen. Ihre Abstände schwanken zwischen einem und einigen Millimetern. Auf frischem Bruch sind sie nicht immer ebenso deutlich; gewöhnlich allerdings bringen sie auch hier eine ausgeprägte Feinschichtung zum Ausdruck. Die Farbe des Kalkes ist grau oder weiß, gelb, rötlich, grünlich, auch streifiger Wechsel etwa zwischen gelb und grünlich kommt vor. — Diese Kalke bilden manche der geringmächtigen Kalkkeile ganz für sich allein; z. B. Gehänge  $\frac{1}{2}$  km NW vom Greithof; NO-Ausläufer des Rauschkogels gegen die Scheikl-Alm, bei 1250 m; oder sie sind an die Basis größerer Kalkmassen gebunden, z. B. bei der Rosenfeld Alm, oder oberster Kalblinggraben, oder am Kamm O vom Heinzkogel. Ihre Mächtigkeit beträgt wohl nie mehr als ein Paar Meter.

Man wird wohl nicht fehlgehen, wenn man in diesen Gesteinen eine metamorphe Vertretung der Tonflaser- und Netzkalke erblickt, wie sie nach Haberfeiner 1935, S. 13 bei Eisenerz als Fazies des ganzen Devons vorkommen; wie sie vor allem auch aus den Karnischen Alpen bekannt sind. Wie diese Gesteine mit ihrer reichen Cephalopodenführung den gleichen pelagischen Faziestyp vertreten, der uns von den Hallstätter und Oberjura-Cephalopoden- und Aptychenkalken geläufig ist, so erinnern sie auch im metamorphen Zustande z. T. auffallend an die metamorphen Jura-Aptychenkalke, wie sie aus Graubünden (Cornelius 1935, S. 214) beschrieben wurden.

Inwieweit weiße, schieferige Marmore, z. B. im Graben N Preiß am S-Fuß der Hochveitsch hier oder bei den folgenden einzureihen sind, wage ich nicht zu entscheiden.

γ) Weiße bis graue, massige Kalke, die aber z. T. auf ganz kurzen Abstand ausgesprochen dünn-schichtig werden können, jedoch frei von Serizitlagen, gewöhnlich feinkörnig, selten fast dicht, andererseits aber auch stärker kristallin bis zu vollkommenem, weißem Marmor. Sie bilden den Hauptanteil des Erzführenden Kalkes, vor allem der Kalkplatte des Thurmtalerkogels. Aber auch viele der einzeln im Radschiefer steckenden Kalkkeile bestehen ganz aus diesen Gesteinen, wie der

mächtige Kalkklotz des Rabensteins bei Neuberg oder der östlichste Vorposten des Erzführenden Kalkes bei Kapellen, unterm Kampl-Aufstieg zum Schneevalpenplateau. In anderen Fällen schieben sich zwischen sie und die liegenden Schiefer einige Meter Flaserkalk ein (vgl. oben!).

Ein hierher zu stellender, blaugrauer, spätiger Kalk mit brauner Anwitterung hat am Heinzkogel die bisher einzigen organischen Überreste innerhalb des Untersuchungsgebietes geliefert: schlecht erhaltene Krinoidenglieder neben anderen undeutbaren Bruchstücken.

Es liegt nahe diese Kalke mit den mitteldevonischen Riffkalken zu vergleichen, die um Eisenerz die Haupt-Felsbildner des paläozoischen Gebietes sind.

Dünnschliffuntersuchungen wurden an keinem von diesen Kalken ausgeführt.

δ) Über die Faziesbeziehungen innerhalb des Erzführenden Kalkes hat sich nichts ermitteln lassen; dazu ist das Auftreten der einzelner Varietäten zu gesetzlos. Es ist ja auffallend, wie oft Kalke, die wohl am ehesten mitteldevonisch sein dürften, unmittelbar in Radschiefer bzw. Lydit stecken — in wie großer Ausdehnung mithin die oberstsilurischen<sup>52)</sup> und unterdevonischen Glieder anscheinend fehlen. Es dürfte sich da aber wohl um die Auswirkung einer tektonischen Phase handeln, welche gelegentlich einer großen Gleitbewegung von Erzführendem Kalk über seine Radschiefer-Unterlage die verhältnismäßig schwachen Zwischenglieder in großer Ausdehnung unterdrückt hat.

Nicht zu vergessen ist auch, daß die Vererzung vielfach gerade die Liegendanteile der gesamten Kalkmasse ergriffen und unkenntlich gemacht hat. Näher auf die mit der Vererzung zusammenhängenden Fragen einzugehen, ist hier nicht am Platze; vgl. dazu Redlich 1903, 1914, 1922; Petrascheck 1927; Schwinner 1937; u. a.

Eine Verteilung verschiedener Faziestypen auf verschiedene Decken, wie sie Haberkfelner 1935 für Eisenerz glaubt durchführen zu können, wäre in unserem Gebiete mindestens verfrüht. Man wird ja wohl annehmen dürfen, daß die Flaserkalkfazies einer größeren Meerestiefe entstammt als die Riffkalkfazies; das schließt aber nicht aus, daß sich beide irgendwo auch verhältnismäßig enge verzahnen, so wie es für die Hallstätter- und Dachsteinkalke der Obertrias im Schneevalpengebiet (Cornelius 1939) nachgewiesen wurde.

Bezüglich der Lagerungsverhältnisse ist noch auf eine merkwürdige Unstimmigkeit hinzuweisen. Nach dem, was wir heute über den stratigraphischen Umfang einerseits des Erzführenden Kalkes

<sup>52)</sup> Die möglicherweise auch noch in der Lyditfazies enthalten sind!

(vom Obersilur bzw. tiefstem Unterdevon aufwärts), anderseits der bis in das höchste Obersilur reichenden Lydite wissen, so scheint es als normal und natürlich, daß der Erzführende Kalk unmittelbar auf den Lydit folgt. Das ist auch in zahlreichen Profilen wirklich so (vgl. Prof. 20, 25). Oder es stecken doch in der Nachbarschaft des Kalkes die Lyditspäne in den Radschiefern; das kann leicht auf Zerlegung einer zusammengehörigen Schichtfolge infolge verschiedenartigen mechanischen Verhaltens zurückgeführt werden.

Allein es gibt noch einen anderen Lagerungstypus: der Erzführende Kalk liegt mit Zwischenschaltung von ganz wenig Radschiefern oder auch unmittelbar auf Porphyroid. Das ist anscheinend besonders dort der Fall, wo der Erzführende Kalk größere Mächtigkeit erreicht, in unserem Fall im Gebiet Rotsohlschneid—Scheikelstein (Prof. 12), z. T. aber noch darüber hinaus: Linsen am Gesellkogel (Prof. 12), Auf der Läng.<sup>53)</sup> Ähnlich ist es bekanntlich bei Eisenerz; und das dürfte der Grund sein, weshalb hier Spengler 1926 die stratigraphische Folge: (Rad-) Schiefer + Lydit — Porphyroid — Erzführender Kalk annahm; und nach den Karten von Ohnesorge 1917, 1935 ist auch in den Kitzbühler Alpen im Liegenden der bedeutenden Kalkmassen häufig alsbald Porphyroid anzutreffen.<sup>54)</sup>

Wer von einem dieser Gebiete ausgeht, wird naturgemäß die Aufeinanderfolge Porphyroid — Kalk, leicht für die normale halten. Ich glaube aber zeigen zu können, daß sie das nicht ist.

Die gleichen Kalkkörper nämlich, die fast oder ganz mit dem Porphyroid in Berührung treten, gehen z. T. im Streichen über in ganz in den Radschiefern steckende Lamellen; z. B. vom Krippenkogel gegen O (Prof. 16); und da stellt sich auch der Lydit am Kalkkontakt ein. Einer der beiden Lagerungstypen muß also tektonisch bedingt sein; und das kann doch nur der sein, der die sonst zwischen Porphyroid und Kalk vorhandenen Schichtglieder, vor allem den stratigraphisch dem Kalk so nahe benachbarten Lydit nicht besitzt. Zur Gewißheit wird diese Schlußfolgerung, wenn wir z. B. vom N-Gehänge des Rauschkogels her Radschiefer mit einem eingeschalteten Lyditzug in die Unterlage des Erzführenden Kalkes des Kaisersteins verfolgen, wo Schiefer und Lydit rasch auskeilen, so daß schon im O-Teil des Kaisersteins der Kalk (bzw. Rohwand) unmittelbar auf Porphyroid zu liegen kommt. Daß die schwächtigen Schieferlagen, die weiterhin

<sup>53)</sup> Bezüglich der W-Fortsetzung: Thurntalerkogel usw., läßt sich nichts sicheres sagen, da wir das Liegende der dortigen Kalkplatte nicht kennen.

<sup>54)</sup> Was wohl Ohnesorge's oben (S. 50) bemerkte, nicht leicht verständliche Einreihung der Porphyroide ins Devon mitverschuldet hat.

gegen die Rotsohlschneid und auf deren NW-Seite wieder z. T. Porphyroid und Kalk trennen, weit mehr phyllitisiert zu sein pflegen als dies normalerweise in den Radschiefern der Fall ist, mag auch zur Stütze der ausgesprochenen Ansicht dienen.

Man mag vielleicht noch einwenden, diese Verhältnisse ließen sich besser deuten, wenn wir mit *Haberfeldner* ein (Unter-) Karbonalter und eine Transgression der Radschiefer annähmen. Eine normale Auflagerung des Kalkes auf dem Porphyroid läßt sich aber auch damit nicht retten; selbst wenn man annehmen wollte, alle Kalke welche diese Lagerung nicht zeigen, seien aus dem Hangenden des Porphyroids in die transgredierende Decke hineingeschürft — wo kämen wir dann mit den Lyditen hin? Und mit der Annahme, Kalk + Lydit seien Reste einer über den Radschiefer bewegten, auf dem Wege unharmonischer Faltung in ihn — z. T. bis auf die Porphyroidunterlage! eingespießten Decke, so gewinnen wir gar nichts gegenüber der einfachsten Annahme, das Lydit + Kalk urspründlich als Hangendes der Radschiefer sedimentiert worden und alle Änderungen dieser Folge nachträglich tektonisch zustande gekommen sind. All dieses dürfte, beiläufig bemerkt, für Eisenerz usw. ebenso gelten.

#### Anhang: Hornblendegabbro der Rotsohlschneid (Prof. 12, Taf. I.)

Dieses von mir früher beschriebene (*Cornelius* 1930 a) Gestein gehört wahrscheinlich der Grauwackenzone gar nicht mehr an, wenn es auch unmittelbar an ihrem Rande auftritt; vielmehr dürfte es eher in engen Beziehungen zu den Vorkommen basischer Eruptivgesteine in den Werfener Schichten stehen (*Cornelius* 1936). Immerhin muß des Zusammenhanges halber kurz darauf zurückgekommen werden.

Eine erste (mir seinerzeit entgangene) Erwähnung hat dies Gestein bereits bei *Tschermak* 1869, S. 172, gefunden: „Gabbro“... „an der Rotsohlalpe bei Mariazell“; der dunkle Gemengteil wird als Diallag bezeichnet, die Umwandlung des Plagioklases in Epidot richtig (auf Grund bloß makroskopischer Beobachtung!) festgestellt. — *Angel* (1932) vermutet Anschluß an die Proterobase.

Den früher gemachten Mitteilungen ist wenig neues hinzuzufügen. Es sei daher nur kurz wiederholt: ein erstes Vorkommen des Hornblendegabbros befindet sich um den Sattel S der Rotsohlschneid; ein zweites auf dieser selbst, von 1575 m aufwärts; beide an der Grenze der paläozoischen Gesteine, welche der Gabbro vermutlich durchbricht, gegen Werfener Schichten, von welchen ihn jedoch gegen ONO die Rotsohl-Verwerfung abscheidet. Ein drittes, ganz kleines



Gabbrovorkommen liegt inmitten der Werfener auf dem NW-Gehänge der Rotsohlschneid bei rund 1550 m.

Die Breccie, welche neben Kalk (der Grauwackenzone?) vor allem Stücke des Gabbros enthält, möchte ich heute nicht mehr als Prebichlkonglomerat (noch überhaupt als sedimentogen) auffassen; angesichts ihrer sehr geringen räumlichen Verbreitung ist es wohl erlaubt, sie als tektonische Breccie zu betrachten. Die Entstehungsmöglichkeit für eine solche ist in dem intensiv verworfenen Gebiet gewiß gegeben. Sie fällt ja aus allem, was mir von Prebichlschichten bekannt ist, stark heraus; nicht nur durch die Natur des klastischen Materials (daß in der Nachbarschaft eines Gabbros dessen Trümmer in dem Prebichlkonglomerat, dem sie sonst ganz fehlen, reichlich auftreten, wäre noch nicht weiter verwunderlich), sondern vor allem auch durch die Beschaffenheit des kalkigen, mit feinem und feinstem Zerreibungsmaterial gemischten Bindemittels; ihm steht im Prebichlkonglomerat ein kieselig-tonig-eisenschüssiges gegenüber.

Wenn aber diese Breccie tektonischer Entstehung ist, dann fällt jeder Grund weg, den Gabbro für älter als die gesamten Werfener zu halten; wenn ihm auch solche im (Rad-) Schwarzkogel, weniger deutlich an der Rotsohlschneid aufzuliegen scheinen, so bleibt es doch denkbar, daß er erst während ihrer Ablagerung aufgedrungen wäre. Damit wäre der Vorteil gewonnen, daß man ihn an eine Gruppe gleichartiger Ereignisse, nämlich eben die in der Untertrias weit — auch über die Alpen hinaus! — verbreiteten Diabas- (usw.) Eruptionen anschließen könnte; während er bei älterer Einreihung isoliert<sup>65)</sup> dasteht. Daß er von der variskischen Gebirgsbildung nicht mehr betroffen zu sein scheint, wurde ja bereits (Cornelius 1930 a) angemerkt.

Das ebendort (S. 158) erwähnte stärker umgewandelte Gestein vom Orthof hingegen dürfte aus den benachbarten Grünschieferzügen stammen, in denen ja ähnliche, ziemlich massige Ausbildungen mit großen Hornblenden bekannt sind (S. 159). In der dortigen Gegend wurden solche anstehend allerdings nicht getroffen.

Wegen der petrographischen Beschaffenheit des Hornblenden-gabbros sei auf die frühere Mitteilung verwiesen.

---

<sup>65)</sup> Er könnte dann zu den basischen Eruptionen — etwa als Schlotfüllung — gehören, wie sie in den Südalpen die postvariskischen Quarzporphyredecken unterlagern; in den Nordalpen sind solche freilich bisher nicht bekannt, auch nicht — im Gegensatz zu den Quarzporphyren selbst — als verschleppte Fetzen oder als Gerölle.

## II. Die Schichtfolge des Florianikogels.

An diesem isolierten, fensterartig unter der Trias auftauchenden Vorposten des nordalpinen Paläozoikums, zeigen auf engem Raume, (fast) alle vertretenen Schichtglieder so viel Abweichendes, daß es am besten ist, sie gesondert zu besprechen; schon um die stratigraphische Zuordnung dieser Gesteine offen lassen zu können.

Geschichtliches. Die erste Erwähnung des „Erzführenden Kalkes“ des Florianikogels findet sich anscheinend bei Vacek 1888 (S. 65). Kober 1909 (S. 502 f.) kennt „hochkristalline weiße, z. T. gebänderte Kalke“, die er für Silur hält, und schwarze Tonschiefer. Ampferer 1918, S. 52, gibt Profile vom Florianikogel; er erkennt die radiolaritähnlichen, bunten Kieselgesteine, und mit ihnen vergesellten Schiefer als wahrscheinlich paläozoisch, bleibt sich aber über die Abgrenzung gegenüber den Werfener Schichten z. T. im unklaren (manches, worüber er sich nicht bestimmt ausdrückt, scheinen mir bereits einwandfreie Werfener zu sein; vgl. unten, S. 85).

Der wohl bedeutendste Fortschritt ist Mohr 1922 zu verdanken, der die paläozoischen Gesteine des Florianikogels erstmalig auch mikroskopisch untersucht und in den roten Kieselgesteinen (S. 154 f.) Radiolarien nachgewiesen hat; über die Altersstellung spricht er sich freilich auch nicht genauer aus.

### 1. Die Florianischichten.

So seien die — im nur rekonstruierbaren, unveränderten Zustande! — tonigen und sandigen Gesteine genannt, welche den Hauptanteil des Florianikogel-Paläozoikums bilden.

Die Florianischichten bilden vor allem das W- bzw. SW-Gehänge zum großen Teil, von der Straße im Saugraben bis hinauf zum Kamm NW der Gipfelkapelle; noch weiter NW legen sich auf dem Kamm die gelben Flaserkalke der Werfener Schichten darauf (vgl. S. 209; um sie gründlich kennen zu lernen, quert man am besten das bewaldete und z. T. recht steile Gehänge in halber Höhe; man trifft dabei vielfach anstehende Aufschlüsse, deren Lage sich jedoch nicht genauer beschreiben läßt. Man macht dabei die Beobachtung, daß die Gesteine im S im Durchschnitt viel mehr tektonisch verflasert sind als im N, wo sie großenteils dem unbewaffneten Auge einen so gut wie unberührten Eindruck machen.

Herrschend ist vor allem ein schwarzer, dichter, unregelmäßig mit Muskowitflitterchen durchstäubter „Tonstein“ bzw. „Tonschiefer“ — je nach der sehr wechselnden dichten Scharung der Schichtflächen. Feine, rostig verwitternde Lagen können die Schichtung noch deutlicher zum Ausdruck bringen; ihre Mächtigkeit geht von einigen Millimetern bis zu Bruchteilen eines Millimeters herab. Dann wieder finden sich dunkelgraue, feinsandige Lagen, die in regelmäßigem Wechsel mit dem schwarzen Tonschiefer eine ausgesprochene rhythmische Fein-

schichtung hervorbringen. Sie leiten über zu dunkelgrauen, vielfach wieder rostig verwitternden Sandsteinen von feinem Korn, in massigen oder wiederum durch Feinschichtung unterteilten Bänken.

Im Dünnschliff erkennt man, daß der „Tonstein“ seinen Namen eigentlich nicht mehr verdient; die einstmals wohl vorhandene „amorphe“ Tonsubstanz hat einem sehr feinen Serizitfäz mit ziemlich viel Quarz und ebenfalls reichlich opaken Körnchen (Magnetit?) Platz gemacht? Korngröße nicht  $> 0,01$  mm; keine Paralleltexur. Eingestreut sind zahlreiche Körner klastischer Herkunft: in erster Linie Quarz, meist scharfeckige Splitter von 0,02 bis 0,2 mm Länge; merkwürdigerweise finden sich sogar ganz extrem dünne Späne, bis  $0,3 \times 0,03$  mm. Feldspat (wahrscheinlich Albit) tritt daneben ganz zurück. Möglicherweise aber sind auch feine Serizitaggregate, von ähnlicher Größe wie die Quarze, auf gefüllte Plagioklase zurückzuführen; solche sind etwas häufiger als die sicheren Feldspate. Muskowitblättchen, 0,2 bis 0,5 mm lang, sind recht häufig; die größten nicht selten geknickt; vereinzelt sind sie mit schwarzem Pigment (Graphit?) imprägniert. Vereinzelte Körnchen von Apatit, Zirkon dürften auch klastischen Ursprungs sein; sehr fraglich ist dies dagegen bei den nicht allzu seltenen, bis 0,05 mm langen und verhältnismäßig gut entwickelten Nadelchen von Turmalin. Sie zeigen in den (freilich wenigen) untersuchten Schliffen ganz einheitlich schmutzig grüngraue Farbe. Bei klastischer Herkunft möchte man weniger einheitliche Farben und weniger kristallographische Ausbildung erwarten! Da tonige Sedimente bekanntlich Borsäure speichern können, ist ein gewisser Gehalt an Turmalin in ihren metamorphen Abkömmlingen auch ohne jede magmatische Beeinflussung nicht auffällig! Sicher umgebildet sind die z. T. recht gut entwickelten, einige Zehntelmillimeter erreichenden Magnetitkriställchen; ebenso der Ankerit, der in Schliffen von rostiggebänderten Gesteinen lagenweise reichlich, z. T. in deutlichen Rhomboëdern auftritt; z. T. setzen sie sich an klastische Quarzeinstreulinge an. Sie liefern massenhaft Fe-Hydroxyd, das eben die rostige Bänderung des Gesteins hervorbringt. — Die klastischen Einstreulinge — die Glimmer vor allem — sind ausgesprochen nach der Korngestalt geregelt; das dürfte wohl bereits auf die Sedimentation zurückzuführen sein, da eine ordnende Durchbewegung sich doch auch in dem Serizitgewebe der Zwischenmasse bemerkbar machen müßte.

Ein Sandstein zeigt im Schliff kaum mehr klastische Beschaffenheit: die meist eckigen, selten gerundeten Quarze von 0,1 bis 0,5 mm Durchmesser, die ihn zu wohl 90% aufbauen, schließen fast allgemein lückenlos aneinander, jedoch ohne daß Quetschzonen be-

merkbar wären. Feldspat (wohl Albit) ist ganz untergeordnet beigemischt; auch Muskowit (0,1 bis 0,3, ausnahmsweise bis über 1 mm lange Blätter, meist sehr dünn, manchmal zerknittert) spielt keine große Rolle; etwas reichlicher ist Chlorit in Blättern von 0,1 bis 0,2 mm vertreten. Magnetit und besonders Ankerit bänderweise stark angereichert; darauf beruht die schon makroskopisch hervortretende, feine rostige Bänderung. Nur vereinzelt noch Reste der ursprünglichen Zwischenmasse: sehr feinkörniger Quarz (bis  $< 0,0005$  mm) und Serizit.<sup>56)</sup>

Nur selten enthalten die Florianischichten auch gröber klastische Einlagerungen: feine Konglomerate bis Breccien von lichter Farbe, mit grauen bis rötlichen Quarzen, weißen trüben Feldspaten und schwarzgrauen Schieferbröckchen; Maximaldurchmesser etwa 5 mm. Anstehend sichtbar ist eine solche Bank unterhalb des Sattels NW vom Florianikogel, in einem Anriß östlich neben dem Weg, der von der Straße gegen diesen Sattel hinaufführt. Auch hier schließen im Dünnschliff die einzelnen, größtenteils unregelmäßig-eckigen Mineralkörner so lückenlos aneinander, daß man nur in wenigen Fällen nicht im Zweifel ist über ihre klastische Herkunft. Quarz macht rund die Hälfte aus; neben ganz unversehrten Einzelkörnern finden sich untergeordnet noch vollkommen gepreßte, verschieferte Aggregate. Feldspat ist selten klar (Albit), meist stark serizitisiert. Sehr feine Serizitaggregate mit kleinen Quarzkörnchen erinnern an die Tonsteine der Florianischichten; auch die schmutzig-grauen Turmalinsäulchen finden sich darin — allerdings in wesentlich größerer Menge als dort beobachtet. Immerhin scheint es möglich, daß da einfach aufgearbeitetes Material der Florianischichten vorliegt. Dann gibt es noch vereinzelt feinkörnige, stark serizitisierte Feldspataggregate mit etwas Magnetit, sowie ganz mit opakem Pigment imprägnierten lichten Glimmer.

Gegen S — stratigraphisch oben? — verlieren die normalen Tonsteine der Florianischichten ihre dunkle Farbe und gehen unter mehrfacher Wechsellagerung über in graue, gebänderte und geflamme Tonsteine bis -schiefer. Inmitten dieser fand ich auf dem W-Gehänge des Florianikogels — nähere Bezeichnung der Örtlichkeit ist nicht möglich — eine sehr merkwürdige Einlagerung: eine Fläche von

---

<sup>56)</sup> Die mikroskopische Beschreibung eines hierher gehörigen Sandsteins bei Mohr 1922 (S. 154) ergibt ein ganz abweichendes Bild. Bedeutungsvoll — auch für die Vergleichung mit Radschiefern (vgl. S. 62, 64)! — könnte seine Feststellung von annähernd kristallographisch umgrenzten Quarzen und Feldspaten werden, in denen er Porphyreinsprenglinge vermutet.

wenigen Quadratmetern ist überstreut mit Blöcken einer Breccie aus grauweißem bis bräunlichem, feinkristallinem Kalk und untergeordneten Quarzbrocken. Die Normalgröße beider beläuft sich auf einen bis einige Zentimeter, doch fand sich auch ein kopfgroßer Kalkbrocken; eckige oder nur schwach zugerundete Formen überwiegen. Das Bindemittel ist dunkelrot, tonig-kieselig. Daß es sich da um eine wirkliche, grobklastische Einlagerung handelt, scheint mir unzweifelhaft; die Blöcke können nur an Ort und Stelle durch Zerfall einer anstehenden Linse entstanden, unmöglich aber von anders woher verschleppt sein — zumal ja auch ein ähnliches Gestein weit und breit nicht bekannt ist; auch die Prebichlschichten, an die man allenfalls denken könnte, enthalten nirgends in der Umgebung Kalk. Die Kalkbrocken entsprechen recht gut Varietäten des Erzführenden Kalkes; was am Florianikogel ansteht, ist freilich im allgemeinen gröber kristallin.

Anderweitige Aufschlüsse der Florianischichten: an der Gahnsstraße, oberhalb der tiefsten N-schauenden Kehre tauchen unter der überdeckenden Werfener Rauhwacke wieder dunkle verflaserete Tonschiefer auf, genau in der streichenden Fortsetzung des Florianikogels; doch ist die Gesteinsmannigfaltigkeit von dort nicht mehr vorhanden.

Auch in dem Graben, der von dem Sattel NW des Florianikogels gegen Thann hinabführt, kommen die Florianischichten nochmals zum Vorschein; sie stehen hier mehrfach, aber stets nur in beschränkten und stark verwachsenen Aufschlüssen an, bis gegen 600 m abwärts. Es sind wieder vorwiegend die dunklen, hier z. T. auch lilagrauen und fein rostiggebänderten Tongesteine; auch das feine Konglomerat wie auf der SW-Seite des Sattels findet sich im obersten Grabenabschnitt. (Die violetten Tonschiefer weiter abwärts gegen Thann sind bereits Werfener Schichten!)

Die Gesamtmächtigkeit der Florianischichten läßt sich nicht feststellen, da die Möglichkeit tektonischer Wiederholungen zweifellos vorhanden ist.

Wegen der Altersfrage siehe unten.

## 2. Kieseltonsteine und bunte Hornsteine.

Ohne scharfe Grenze gehen die obersten, hellen Florianischichten über in lichtgrüne, harte, kieselige Tonsteine, mit unregelmäßigem Bruch; von sehr feinen, überall aufblitzenden Muskowitblättchen abgesehen, erscheinen sie vollkommen dicht. Mehr oder weniger deutliche Fukoiden sind nicht selten. Am schönsten aufgeschlossen

waren diese Gesteine im Herbst 1939 in einem Wassererosionsriß<sup>57)</sup> entlang dem Wege, der von S gegen den Sattel unmittelbar N des Florianikogel-Gipfels ansteigt. Hier sind darin bläulichgraue, bis über kopfgroße Knollen von hakig brechendem Hornstein eingeschlossen.

Daran schließen sich nun die eigentlichen, bunten Hornsteine, wie sie in Spuren schon am W-Fuß des Florianikogels, vor allem aber an dessen Gipfel (hier anstehende Felsen!) und W darunter auftreten. Sie sind zumeist schwarz, auch grau gebändert, oder dunkelrot (dunkler als oberjurassische Hornsteine normalerweise sein können); dicht, ohne makroskopisch sichtbare klastische Einstreuungen; von splitterigem Bruch, gut und dünn geschichtet.

Ein Schliff des roten Hornsteins zeigt in der sehr feinkörnigen, leicht rot (ferritisches Pigment!) bestäubten Quarzmasse nur undeutlich und wenig häufig die rundlichen pigmentfreien Aussparungen, welche auf Radiolarien zurückzuführen sind. Mohr 1922, S. 155, hat solche von hier in viel besserer Erhaltung beschrieben. Dagegen beobachtete ich eigentümliche, bis über mm-lange und bis 0,2 mm breite, ganz scharf und geradlinig begrenzte, pigmentfreie Flächen, mit etwas größerem Korn des Quarzes als in der Umgebung (auch die beiden weiteren, gleich zu erwähnenden Mineralgemengteile finden sich darin vereinzelt). Man ist fast versucht, auch für sie einen organischen Ursprung zu vermuten (da ein anorganischer nicht zu ermitteln ist); aber was für einer? — Von weiteren Mineralkomponenten finden sich ziemlich häufig einmal lebhaft grüne, fleckenweise braunstichige Blätter (bis gegen 0,2 mm lang) und z. T. fächerige Aggregate von solchen, mit geringem Absorptionsunterschied  $n'_y > n'_x$  ( $n'_x \approx z$ ) und für ein Chloritmineral auffallend starker Doppelbrechung (bis  $> 0,015$ , fleckig wechselnd); vermutlich ein Mineral aus der Verwandtschaft des Chamosits. Weiter sind ebenfalls nicht allzu selten farblose Säulen mit sechsseitigem Querschnitt, maximal etwa  $0,25 \times 0,1$  mm, gewöhnlich allerdings etwa 5 mal kleiner); Lichtbrechung um 1,6 und sehr schwache Doppelbrechung lassen an den von Mohr angegebenen Apatit<sup>58)</sup> denken, aber die Längsrichtung ist +! Ein Axenbild war leider nicht zu erhalten. Das Mineral ist auch in den ausführlichen Tabellen von Winchell nicht aufzufinden; seine Natur bleibt dunkel.

Die Kieseltonsteine sind, wie der Dünnschliff zeigt, ebenso vollkommen kristallin geworden wie die Gesteine der Florianischichten.

<sup>57)</sup> Er ist seither leider wieder eingeebnet worden; bei Gelegenheit der Exkursion des Alpenländischen geologischen Vereines im Mai 1940 war kein anstehendes Gestein mehr zu sehen.

<sup>58)</sup> Umso eher, als auch das von Mohr erwähnte Auftreten im Inneren der Radiolariengehäuse bei dem hier beschriebenen Mineral wiederkehrt!

Man meint zwar auf den ersten Blick noch eine große Menge nicht polarisierender Substanz zu sehen, bei genauerem Zusehen aber stellt sie sich heraus als ein ganz blaßgrünlicher, nur sehr schwach doppelbrechender Chlorit. Feine Serizitschüppchen und Quarz in meist eckigen Splittern von 0,005 bis 0,5 mm treten hinzu. Eingestreut sind sehr vereinzelte Albite, etwas häufiger Blätter von Muskowit (0,05 bis 0,1 mm) und z. T. noch mehr Chlorit (bis 0,2 mm). Winzige Turmalinsäulchen (bis 0,05 mm), nur licht grünlichgrau, sind an den bezeichnenden Absorptionsunterschieden kenntlich; sie erwecken auch hier den Verdacht authigen zu sein. — Paralleltexur kann ganz fehlen oder aber die „Grundmasse“ ebenso wie die Einstreulinge beherrschen.

Die Mächtigkeit dieser Gesteine ist nicht groß. Dabei ist mit der Möglichkeit tektonischer Zusammenstauchung zu rechnen.

### 3. Erzführender Kalk.

An die bunten Hornsteine schließt sich gegen S ein weißer oder etwas bräunlicher, auch blaßgelblicher Kalk, stets mehr oder minder ausgesprochen kristallin, z. T. vollendeter Marmor. Stets ist er vollkommen massig, im allgemeinen unregelmäßig geklüftet. In den Steinbrüchen am W-Fuß des Florianikogels beobachtet man auf den Klüften vielfach violettrote, tonige Überzüge; jedoch besteht der Verdacht, daß diese dem Gestein gar nicht von Haus aus eigen, sondern auf infiltriertes Werfener Material zurückzuführen sein könnten.

In dem nördlichen Steinbruch führt der Kalk auch tatsächlich Erz, nämlich große Nester von Eisenglimmer. Praktische Bedeutung haben sie selbstverständlich nicht.

Die lithologisch ganz abweichenden Kalke auf der O-Seite und dem NW-Kamm des Florianikogels darf man mit dem Erzführenden Kalk nicht vereinigen; sie sind meiner Überzeugung nach Werfener Kalke (vgl. S. 207).

### 4. Zur Altersfrage der paläozoischen Schichten des Florianikogels.

Der Florianikogel hat bisher leider nicht ein einziges für die Altersbestimmung verwertbares Fossil geliefert. Wir sind also gezwungen, andere Wege zu gehen, wenn wir versuchen wollen, seine Schichten stratigraphisch einzuordnen. Folgende Fälle sind möglich:

I	II	III
Erzführender Kalk	Florianischichten	Erzführender Kalk
Bunte Hornsteine usw.	Bunte Hornsteine	Bunte Hornsteine
Florianischichten	Erzführender Kalk	Florianischichten

Festzustehen scheint, daß zwischen den Florianischichten und bunten Hornsteinen keine stratigraphische oder tektonische Diskontinuität liegen kann; wogegen zwischen diesen beiden Schichtgliedern und dem Erzführenden Kalk eine solche wohl möglich ist (Fall III!). Weiter dürfte auch feststehen, daß der Erzführende Kalk mit dem, was sonst in der Grauwackenzone so genannt wird, stratigraphisch identisch ist; nicht nur paßt er seinem lithologischen Typ nach ausgezeichnet dahin (auch wenn wir von der Eisenerzführung, als einem sekundär erworbenen Merkmal, ganz absehen), sondern es gibt ja auch gar keinen anderen Kalk, mit dem wir ihn vergleichen könnten. Er wäre also auch hier Devon<sup>59)</sup>; dies sei unser Ausgangspunkt.

Man ist weiterhin versucht, auch die bunten, Radiolarien führenden Hornsteine dahin zu stellen, wo verwandte Gesteine in der Grauwackenzone allein zuhause sind, nämlich in das Silur. Die silurischen Lydite entsprechen zwar einem etwas anderem Typus, aber gewisse Anklänge (violettrote Hornsteine auf der S-Seite der Rax!) kommen immerhin vor. Dann ergibt sich zwangsläufig die obige Folge I: daß die Florianischichten noch älter sein müssen. Für das Wahrscheinlichste würde ich es halten, daß die Hornsteine nur das Obersilur (oder einen Teil davon) vertreten, die Florianischichten also im wesentlichen unter-silurisch wären. Dafür ließe sich auch geltend machen, daß Freund E. Spengler, dem ich die Handstücke der Florianischichten vorlegte, teilweise lithologische Anklänge an böhmisches Untersilur (Etage D) feststellen konnte. Sie wären dann, wenn meine Vermutung bezüglich der Radschiefer zutrifft, eine altersgleiche Fazies zu diesen. Dafür ließen sich wieder gewisse Analogien in der Zusammensetzung der — hier wie dort spärlichen! — gröberklastischen Einlagerungen, z. B. das beiderseitige Vorkommen dunkler sedimentärer Schiefer, ins Feld führen.

Freilich, die Hauptmasse der beiderseitigen Sedimente zeigt einigermaßen verschiedene Typen, nicht nur was die Metamorphose, auch was die primäre Sedimentbeschaffenheit betrifft. Es wäre also eine Hilfhypothese nötig, um diese Verschiedenheit zu erklären; etwa eine größere [variskische!<sup>60)</sup>] Überschiebung an der Basis des Florianikogels. Möglich wäre das gewiß — aber es gibt kein anderes Argument, das eine solche Annahme stützen würde. Und über eine Tatsache geht der obige stratigraphische Deutungsversuch vollkommen

<sup>59)</sup> Natürlich nicht Silur, wie gelegentlich im Schrifttum zu lesen!

<sup>60)</sup> Nachträglich kommt mir übrigens der Verdacht, ob es sich da nicht doch vielleicht um Prebichlschichten handeln könnte. Damit wäre das obige Bedenken gegenstandslos.



hinweg, nämlich über jene merkwürdige Kalkbreccie in den oberen Florianischichten, die ihr Material nur aus dem Erzführenden Kalk entnommen haben kann,<sup>61)</sup> sofern wir den Boden der Beobachtungen nicht verlassen wollen.

Diese Überlegungen legen den Versuch nahe, die Schichtfolge im umgekehrten Sinne zu lesen, d. h. nach II der obigen Tabelle den Erzführenden Kalk als ältestes, die Hornsteine als sein normales Hangendes und die Florianischichten als jüngstes Glied zu betrachten. Die Verschiedenheit gegenüber den sonst aus der Grauwackenzone bekannten, würde sich da sehr einfach lösen: es würde sich um Schichten handeln, die in ihr sonst überhaupt nicht vertreten sind. Wir hätten dafür Spielraum vom Oberdevon durch das ganze tiefere Unterkarbon bis in das Visé hinein. Die Fazies der Florianischichten würde ins Unterkarbon wohl auch ganz gut passen; schwieriger stünde es mit den bunten Hornsteinen, für die es etwa im Oberdevon, dort wo wir anderwärts in den Alpen solches kennen (Grazer Paläozoikum; Karnische Alpen), keine Vergleichsmöglichkeit gibt. Insofern ist also auch dieser Deutungsversuch nicht befriedigend.

Man kann dann endlich noch auf den Gedanken kommen, der zweifellos vorhandenen Diskontinuität unter (oder über?) dem Erzführenden Kalk, die sich in dem lokalen Fehlen der bunten Hornsteine kundgibt, eine größere Bedeutung beizumessen. Dann wären die tieferen Glieder in keiner Weise durch seine Nachbarschaft festgelegt. Aber ganz abgesehen davon, daß nichts für eine großartige Transgression oder Überschiebung an dieser Stelle spricht — wir gewinnen auch nichts mit einer solchen Annahme. Die Florianischichten und Hornsteine werden weder leichter einzuordnen, wenn wir sie bis ins Kambrium hinabrücken, noch auch, wenn wir damit ins höhere Karbon oder gar ins Perm hinaufgehen; im Gegenteil ist diese letztere Variante von vornherein ganz ausgeschlossen. So glaube ich, daß wir diese, oben mit III angedeutete Hypothese ruhig beiseite legen können.

Welche der beiden anderen richtig ist, I oder II, muß die Zukunft entscheiden; ohne beweisende Fossilfunde wird das freilich schwer möglich sein.

---

<sup>61)</sup> Wegen der von Kober angenommenen Tektonik vgl. S. 208.

### III. Die paläozoischen Gesteine der Veitscher Decke.

#### 1. Die Rannachserie.

##### a) Allgemeines.

Den Namen „Rannachserie“ gebrauche ich für den Zug vorwiegend klastischer Gesteine, welchem das bekannte Rannachkonglomerat des Palten-Liesingtales (Vacek 1890; Hammer 1924) angehört; derselbe erstreckt sich von dort fast ununterbrochen bis in die Gegend von Bruck (vgl. die Karten bei Metz 1938, 1940; ferner Blatt Bruck-Leoben). Dort scheint er auszuweichen. Aber in genau gleicher Situation: im Hangenden des Troiseck-(=Muralpen-)Altkristallin setzt er, an der Trofaiachlinie (Vetters 1911) verstellt, S Aflenz wieder ein und erreicht unser Kartengebiet S von Turnau (vgl. Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz; auf diesem ist die Rannachserie nicht gesondert ausgeschieden, sondern unter der „Quarzitgruppe“ von Thörl zu suchen!).

Vacek 1890, S. 18, hat das Rannachkonglomerat als Basis seiner „Quarzphyllitgruppe“ betrachtet; demgemäß hat R. Schwinner 1929 als „Rannachserie“ den Großteil der einförmigen Quarzphyllitbereiche der Ostalpen mit jenen Gesteinen des Liesing-Paltentales zusammengefaßt. Diese weite Ausdehnung des Begriffes gab Anlaß zu einer Diskussion (Cornelius 1935; Schwinner 1936) und scheint mir heute schon gar nicht mehr haltbar zu sein, seitdem sich herausgestellt hat, daß gerade in der Heimat des Original-Rannachkonglomerats lokal bedingte stärkere Metamorphose im Spiele ist (Metz 1940). Schwinner 1939 hat den Namen Rannachserie in jenem weiteren Sinne auch nicht mehr verwendet.<sup>62)</sup> Wenn ich ihn hier so wie schon 1935 in eingeschränkter Bedeutung gebrauche, so kann daraus ein Mißverständnis nicht gut hervorgehen; denn gerade das Objekt, von dem der Name her stammt, bleibt ja inbegriffen.

Zwischen dem Pretalsattel und Veitsch geht der Zug der Rannachserie zu Ende; und wo er, im Arzbachgraben, nach langer Unterbrechung eine Fortsetzung findet, bis in die Gegend von Gloggnitz, da ist die Ausbildung recht anders geworden, so daß ich dafür einen anderen Lokalnamen: Tattermannschiefer, für notwendig befunden habe.

Ein wenig abseits von diesem Hauptzug liegt noch ein kleines Verbreitungsgebiet der Rannachserie am Roßkogel bei Mürzzuschlag, etwas nach S herausgerückt; die Gesteine sind hier größtenteils wieder etwas anders, bieten aber gerade hier manche Parallelen zum Liesing-Paltental.

Die vorwiegenden Gesteine sind klastischer Art: Schiefer, Sandsteine und vor allem Konglomerate. Auf die z. T. begleitenden Eruptiva wird zum Schluß einzugehen sein.

<sup>62)</sup> Wenn er auch (1939, S. 47) nach wie vor das Rannachkonglomerat als Basalbildung des „Quarzphyllites“ auffaßt.

Die Lagerungsverhältnisse: die Rannachserie ist das Basisglied des ganzen Paläozoikums in der Troiseckdecke und liegt als solches überall dem kristallinen Grundgebirge unmittelbar auf, soweit ein solches vorhanden ist. Das ist der Fall auf der ganzen Strecke Turnau—Pretalsattel—Pretalgraben. Es überrascht demgemäß auch nicht, wenn auch ins Altkristallin eingeschleppte Späne von Rannachgesteinen vorkommen (S-Abfall des Schwabenberges, Im Schlag). Dann gibt es hier auch noch kleine Deckschollen von Rannachserie auf dem Thörl Kalk der S-Seite des Stübminggrabens. Auch am Roßkogel liegt die Rannachserie unmittelbar dem Kristallin auf; wenn man ihr wenigstens die mächtigen Eruptivgesteinsmassen zuzählt, die hier die Basis bilden (was vielleicht nicht praktisch ist; vgl. S. 98) auch ein isoliertes Vorkommen solcher steckt am Hochreiterkogel, SW Veitsch, als Synklinale im Kristallin. Vom Arzbachgraben an gegen O ist die Situation insofern anders, als die altkristalline Unterlage im S zurückbleibt, die „Tattermannschiefer“ nun die Basis der ganzen Decke bilden, auf Semmeringmesozoikum überschoben. Aber ihr Hangendes ist dasselbe wie bei Turnau usw. und wie am Roßkogel: der „Pseudo-Semmeringquarzit“.

#### b) Das Rannachkonglomerat.

In der Gegend Turnau—Pretalsattel—Pretalgraben hat das Konglomerat einen sehr einheitlichen und einfachen Typus: es sind vorwiegende Quarzgerölle, weiß bis grau, untergeordnet — aber in fast jedem Aufschluß zu sehen (mindestens vereinzelt) ebenfalls weißliche Aplite, in eine dunkle, schiefrig-phyllitische, meist ziemlich serizitreiche Zwischenmasse eingestreut. Der Längsdurchmesser der Gerölle übersteigt selten 1 bis 2 cm. Ursprünglich sind sie wohl meistens gut gerundet; gewöhnlich freilich zeigen sie Linsenform, entsprechend der hier fast nie fehlenden tektonischen Behandlung. An Menge stehen sie hinter der Zwischenmasse meist sehr zurück — wohl niemals berühren sie sich gegenseitig; ein Verhalten, wie es Schwinner 1929 für einen Großteil der paläozoischen Trümmergesteine als kennzeichnend ergibt.

Gesteine dieses Typus finden ihr vollkommen übereinstimmendes Gegenstück in den Rottenmanner Tauern; so fand ich sie z. B. geradezu ununterscheidbar im unteren Teil des Aufstiegs von Rottenmann zur Hochhaide.

Am Roßkogel werden die Konglomerate z. T. wesentlich gröber: bis faustgroße Gerölle sind nicht selten, ja S vom Arzberg kommen bis kopfgroße Quarzgerölle vor. Zugleich wird ihre Mannigfaltigkeit größer. Es bleiben zwar auch da manchenorts Gangquarze

und Aplite allein herrschend: an anderen Stellen aber treten lichte, richtungslos-körnige Granite von mittlerem Korn hinzu (insbesondere an dem Weg über den vom Gipfel östlich absinkenden Rücken, von P. 1327 westlich). Leider ist das zugängliche Material ausnahmslos stark verwittert und für eingehendere Feststellungen nicht mehr zu gebrauchen. An der eben genannten Stelle (und z. T. auch sonst) ist die tektonische Beanspruchung auffallend gering, die Gerölle haben ihre vollkommen gerundeten Formen trefflich bewahrt, und auch die dunkle, quarzreiche Zwischenmasse ist zwar wohl kristallin geworden, aber nicht nennenswert geschiefert oder gestreckt. Aber es gibt andere Stellen im Bereiche des Roßkogels, für die alle das Gesagte nicht zutrifft.

Diese Konglomerate erinnern ebenfalls stark an manche aus dem Palten-Liesingtal, wie mir auch anlässlich einer Exkursion der Wiener Geologischen Gesellschaft auf den Roßkogel im Juni 1930 von den Herren W. Hammer und R. Schwinner bestätigt wurde.

Im Zuge der Tattermannschiefer kommen nur spärliche, größer klastische Einstreuungen vor, deren Gerölle — ausschließlich Quarz — unter 1 cm Durchmesser bleiben; letzte Ausläufer der reichlichen Geröllschüttung in den westlicheren Gebieten.

Sieht man von diesen letztgenannten ab, so ist das Rannachkonglomerat unter allen Gesteinen unserer Grauwackenzone dasjenige, das am besten der heutigen Definition von Grauwacke — mangelnde Auslese,<sup>63)</sup> bunte Mischung verschiedener Korngrößen — entspricht.

Im Dünnschliff zeigen die Konglomerate des Roßkogels als Gerölle neben reinen, z. T. stark verzahnten und undulösen Quarzaggregaten auch solche, die parallel eingelagerte Chlorit- und Muskowitblätter enthalten; diese sind als Quarzite, jene als Gangquarze zu bezeichnen. Am häufigsten aber sind Gemenge von Quarz mit mehr oder weniger serizitgefüllten albitischen Feldspäten; einmal wurde darin auch ein großer schön ausgebildeter Schachbrettalbit beobachtet, in einer quer hindurchsetzenden Kluft als gewöhnlicher Albit fortgewachsen. Das sind die makroskopisch als Granite bestimmten Gerölle! Andere Feldspäte scheinen ihnen i. A. zu fehlen; nur in einem Schliff wurde auch Orthoklas gefunden. Biotit wurde nur einmal als Einschluß in Quarz angetroffen. Auch ein aplitischer Gneis aus Quarz und mit Albit (angefüllt, mit parallelgelagertem Chlorit, seltener Muskowitblättern) liegt in einem Schliff vor. Der größte Teil des klastischen Materials ist gut gerundet. Spuren mechanischer Zerkümmung liegen gelegentlich vor, von überdauernder Kristallisation

<sup>63)</sup> Wenigstens im Bereiche des Roskogels!

des entstandenen Quarzzerreißels überdeckt. Die Zwischenmasse besteht besonders in den schmalen Zwischenräumen zwischen größeren Geröllen oft nur aus Muskowit (0,1 bis 0,3 mm gewöhnliche Blättchenlänge) mit oder ohne Chloritbegleitung; in breiteren Lücken gesellt sich Quarz und z. T. Albit oft reichlich hinzu, von denen zunächst unsicher bleibt, ob sie klastischer Beimengung oder authigener Kristallisation ihr Dasein verdanken. In einzelnen Schlifften tritt auch eisenreicher Epidot sowie Magnetit reichlich, aber nur örtlich als Neubildung im Bindemittel auf. Dieses scheint demnach von Haus aus z. T. stark eisenschüssig gewesen zu sein.

Ein Gestein, das aus dem sonstigen Bild der Roßkogel-Konglomerate ziemlich herausfällt, wurde südlich, wenig unterhalb des Gipfels (1470 m zirka), gesammelt: eine dunkelgraue, recht typische „Grauwacke“, mit überwiegender feinkörniger Grundmasse, in der weiße, glänzende Feldspäte, lichtgraue Quarze und größere, aus beiden zusammengesetzte Brocken, bis 1—2 cm lang, unregelmäßig eingestreut sind. Das Material ist z. T. nach einer sonst gar nicht hervortretenden s-Fläche geregelt. — Im Schliff erscheint das Gestein — ganz im Gegensatz zu den vorher beschriebenen! — als ein Haufwerk größtenteils vollkommen eckiger Splitter. In einem Streifen des Schliffes wurden gezählt 72 Quarze, 46 Feldspäte (größtenteils locker serizitgefüllte, weit seltener ungefüllte Albite; kein K-Feldspat! kein Plagioklas!). Bindemittel recht spärlich (die klastischen Bestandteile berühren einander z. T. unmittelbar!); größtenteils sehr feine, bräunlichgefärbte, wirr gelagerte Serizitaggregate. Ein opakes Mineral ist nur vereinzelt daneben sichtbar (Graphit?); man möchte kaum glauben, daß es ausreichend ist, um die dunkle Gesamtfarbe hervorzubringen.

Ein feines Konglomerat aus dem Dirnbachergraben (Turnau) enthält als Gerölle größtenteils Quarz, teils Einzelkörner, teils Aggregate; an diesen ist selten auch albitähnlicher Feldspat beteiligt. Im Quarz vereinzelt rundliche, scharf begrenzte Einschlüsse von Serizithaufwerken, die an felsitische Grundmasse eines Erguß-Gesteins erinnern (entsprechende Formausbildung des Quarzes — Dihexäeder! wurde jedoch nie beobachtet). Die Zwischenmasse besteht größtenteils aus Serizit, z. T. zu schönen nachkristallinen Falten gestaucht; lagenweise ist feinkörniger Quarz und z. T. etwas Albit darunter gemischt. Etwas Magnetit, Ankerit, Apatit.

Ein stark verschiefertes Konglomerat vom S des Roßkogel-Gipfels erscheint im Schliff als vollkristalliner Schiefer aus Lagen von wenig verzahnten Quarzkörnern (bis 0,1 mm; z. T. etwas in s gestreckt), untergeordnet locker muskowitzgefülltem Albit und ziemlich reichlich

eingestreuten Chloritblättern, wechselnd mit Lagen aus Muskowitblättern (0,1 bis 0,5 mm), untergeordnet Chlorit und tiefbraunem Biotit. Nebengemengteile: Haufwerke von Titanit; etwas Zirkon; Turmalin mit braunem Kern und tief schmutziggelauer Hülle, z. T. deutlich ausgebildete Kristallenden — nicht klastisch, sondern authigen! Nur wenige deutliche Einstreulinge erinnern noch an die klastische Vergangenheit des Gesteins: mehr oder minder stark verzahnte Quarzaggregate, z. T. auch Orthoklas und sauren Plagioklas führend. Sie lassen jedoch auch kaum mehr etwas von ihrer ursprünglichen Form erkennen, sind stark in *s* gestreckt, die einzelnen Quarzkörner zudem über die ursprünglichen Grenzen hinaus in die Zwischenmassen festgewachsen.

Das Rannachkonglomerat zeigt mithin im Schriff die Einwirkungen der Metamorphose, mit Ausnahme des letzterwähnten Beispiels zwar nicht in gleichem Maße wie die zugehörigen Schiefer (siehe unten!), aber immerhin deutlich genug. Das entspricht auch dem, was aus seinem sonstigen Verbreitungsgebiet von verschiedenen Seiten (Walter Schmidt, 1921, S. 108;<sup>64</sup>) W. Hammer 1924, S. 4 f.; L. Hauser 1935, S. 373) darüber bekannt geworden ist.

#### c) Phyllite (s. l.) der Gegend Turnau-Roßkogel.

Solche sind überall eng — soweit die zumeist allein vorliegenden Lesesteine ein Urteil zulassen — mit den Konglomeraten verknüpft, die sich vielfach allmählich, durch Einstreuung einzelner größerer Brocken, aus den feinklastischen Bildungen entwickeln.

Es sind lichter oder dunkler graue, mehr oder minder vollkommen geschieferte Gesteine, mit z. T. muskowit-schimmernden *s*-Flächen; z. T. wird ihre klastische Herkunft schon dem unbewaffneten Auge deutlich an regellos eingestreuten, bis über mm-großen Glimmerblättern. Winzige weiße Körnchen können hinzukommen, lassen aber über ihre Natur nichts erkennen.

An der Straße Pretalsattel—Hubertushof tritt in Verbindung mit den gewöhnlichen grauen Schiefen — die hier nur untergeordnet Konglomerate führen — ein Gesteinstyp auf, den ich sonst nicht notiert habe: ein ganz lichter, feinblättriger Serizitschiefer mit massenhaften rostbraunen Pünktchen.

Im Dünnschliff zeigt der erstgenannte Typus Schiefer, am Roßkogel östlich des Gipfels zusammen mit dem Konglomerat aufgelesen, sich

<sup>64</sup>) Die Vermutung Schmidt's, daß das Rannachkonglomerat ein rein tektonisches Produkt sei, ist von Hammer 1924, S. 8—9, widerlegt worden. Bei manchen Typen vom Roskogel könnte man auf eine solche Vermutung nie verfallen.

fast ganz aufgebaut aus klastischen Elementen von 0,1 bis gegen 2 mm Durchmesser; die meist gute Abrollung läßt auch bei den kleineren in der Regel keinen Zweifel aufkommen. Es sind wieder teils Quarze (Einzelkörner, seltener Aggregate), teils — in ungefähr gleicher Menge! — Feldspäte, u. zw. fast ausnahmslos Albite oder sehr albitreiche Plagioklase mit lockerer Serizitfüllung; endlich — selten! — Quarz-Feldspataggregate. Dazu kommen einzelne größere (um 0,5 mm) jedenfalls klastisch eingestreute Muskowitblätter. Der Großteil des Muskowits ist kleiner (0,1 bis 0,2 mm) und authigen; er bildet den Hauptanteil des kristallin gewordenen Bindemittels. Chlorit von ähnlicher Größe, oft parallel mit Muskowit verwachsen, steht ihm an Menge wenig nach. Untergeordnet schlecht erhaltene Biotitblätter; reichlich Magnetit in kleinen Körnchen — wohl der führende Bestandteil! Etwas blaugrauer Turmalin in z. T. scharf begrenzten trigonalen Säulchen ist hier ebenso vertreten wie in anderen Roßkogel-Gesteinen und ebenso sekundärer Entstehung wie dort. — Das Gestein zeigt feinflaserige Paralleltexur in der Grundmasse, welche zumeist den klastischen Relikten ausweicht, von diesen abgesehen, ist es vollkommen zum kristallinen Schiefer geworden.<sup>65)</sup>

Ein dunkler Phyllit aus dem Dirnbachergraben (Turnau) zeigt nur ganz vereinzelt größere Feldspäte — auch hier serizitgefüllte Albite — die den Verdacht auf klastische Einstreulinge erwecken. In der Hauptsache besteht er aus leicht graustichigem Muskowit in gut individualisierten Blättern (0,2 bis 0,5 mm) und meist stark, im Verhältnis 1:3 bis 1:5 in s gestrecktem Quarz, 0,3 bis 0,5 mm lang. Albit nur untergeordnet und selten die Größe des Quarzes erreichend. Etwas Magnetit. — Sehr ausgesprochene Paralleltexur, verbunden mit Wechsel quarzreicher und -freier Lagen. Dies Gestein ist also ein vollkommen kristalliner Schiefer geworden, dessen klastische Herkunft schon kaum mehr zu erkennen ist.

Der „Pünktchenschiefer“ von der Straße Pretalsattel—Hubertushof besteht aus Lagen gut individualisierter Muskowitblättchen von 0,2 bis 0,3 mm von leicht wellig-flaserigem Verlauf; dazwischen flache Linsen aus mehr oder minder verzahnten Quarzkörnern (0,05 bis 0,2 mm). Albit, teils dem Quarz beigemengt, in ähnlicher Größen-

<sup>65)</sup> Denkt man sich Durchbewegung und nachfolgende Kristallisation etwas heftiger, so daß alle klastischen Relikte ausgetilgt werden, so würde das Gestein ein normaler, recht feldspatreicher Plagioklasgneis mit Augentexur werden; ein Hinweis darauf, daß solche auch rein sedimentären Ursprungs sein können — allerdings aus sehr unvollständig chemisch aufbereitetem Ausgangsmaterial.

ordnung, teils in s gestreckte Knoten von 0,2 bis 0,4 mm Längsdurchmesser, mit etwas Serizitfüllung im Kern. Das sind jedoch nicht etwa die makroskopisch auffallenden „Pünktchen“; diesen liegen vielmehr die zahlreichen Porphyroblasten von Ankerit zu Grunde. Sie sind stark in s verlängert (bis über 0,5 mm), im übrigen sehr unregelmäßig gestaltet. Turmalin vereinzelt; etwas opakes Erz. — Sehr straffe Parallelordnung (Glimmer, Albit, Ankerit; Quarzlinsen), fast ohne nachkristalline Störung.

Denkbare klastische (oder sonstige) Relikte fehlen diesem Gestein, das somit seiner ganzen Herkunft nach fraglich bleibt. Seinem Mineralbestand nach — Porphyroblasten von Ankerit neben Albit — bietet es unleugbare Analogien zur Tauern-Schieferhülle; ob dieselben in dem gleichen Sinne wie dort gedeutet werden dürfen, nämlich auf Stoffzufuhr, das sei nicht zu entscheiden gewagt.

#### d) „Tattermannschiefer“.

Unter diesem Namen verstehe ich, wie schon bemerkt, die Phyllite, die nach längerer Unterbrechung im Streichen, im Arzbachgraben an die Stelle der Rannachserie von Turnau treten und von da längs des Raxengrabens, des Prein- und Göstritztales, wenn auch mit einigen Unterbrechungen, bis in die Gegend von Gloggnitz zu verfolgen sind — stets als tiefstes Schichtglied der Veitscher Decke und damit der Grauwackenzone überhaupt (vgl. auch Glaesner 1935, S. 168). — Der Name ist genommen von dem „Tattermannkreuz“ auf dem Sattel S vom Preinergscheid, über den diese Schiefer streichen.

Gegenüber der normalen Rannachserie sind die Tattermannschiefer unterschieden durch das Zurücktreten aller gröber klastischen Bildungen. Lediglich in der Gegend des Tattermannkreuzes selbst ist noch eine Lage mit erbsen- bis haselnußgroßen Quarzgeröllen eine Strecke weit zu verfolgen. Das herrschende Gestein sind sehr indifferente,<sup>66)</sup> bläulich- bis lilagraue, feinschiefrige Phyllite. Daneben aber tritt besonders im O, fast regelmäßig ein Typ auf, wie er dem westlichen Verbreitungsgebiet der Rannachserie ganz fremd zu sein scheint: ein lichtgrüner Schiefer, dessen Hauptbruch oft mit zahlreichen dunklen Pünktchen<sup>67)</sup> bedeckt ist; er ist stets sehr feingeschiefert, und i. A. so mürbe, daß es nicht immer leicht ist, ein Handstück zu schlagen.

<sup>66)</sup> Deshalb möchte ich ihrer unleugbaren Ähnlichkeit mit Silbersbergphylliten — die auch Glaesner 1935 feststellt — nicht allzuviel Bedeutung beimessen.

<sup>67)</sup> Mit dem oben erwähnten „Pünktchenschiefer“ vom Hubertushof haben diese Gesteine keine nähere Verwandtschaft; vgl. die Schlißbeschreibungen.



Dank ihrer geringen Widerstandsfähigkeit sind die Tattermannschiefer im Gelände fast stets die Träger morphologischer Senken und aufschlußarmer Wiesen (wie Kaltenbachgraben bei Prein; Wiesengelände nördlich des Semmeringkalkzuges der Weinzettelwand usw.). Immerhin beobachtet man sie mitunter noch anstehend, z. B. an der Kehre der Preinergscheid-Straße O Raxen; oder an der Straße vom Adlitzgraben zur Station Breitenstein, gleich N vom Semmeringkalk; und andere.

Ein Schriff des grauen Tattermannschiefers (vom Sattel S Haarkogel) zeigt ein Gewebe aus feinblättrigem (i. A. unter 0,1 mm) Serizit, daneben Chlorit; unregelmäßig eingestreut Quarz- und seltener Albitkörner, beide durchschnittlich 0,1 bis 0,2 mm, meist unregelmäßig gestaltet, keine deutlichen klastischen Relikte; ferner größere Chloritblätter und -Putzen, 0,2 bis 0,3, ausnahmsweise auch bis  $\frac{3}{4}$  mm; etwas Zirkon, Turmalin, Zoisit (alle drei vermutlich klastischen Ursprungs, wenn es sich auch nicht sicher nachweisen läßt); viel Magnetit und etwas Ankerit. Schieferung sehr ausgeprägt; enggescharte Scherflächen unter spitzem Winkel dazu und Umfältelung — kurz ein sehr stark durchbewegtes Gestein! Und zwar ist die Durchbewegung mindestens teilweise nachkristallin — die schiefen Scherflächen! — wenn auch selbst wieder von Kristallisation überdauert.

Ein lichtgrauer Schiefer, von W des Tattermannkreuzes, zeigt im Schriff — im Gegensatz zu Allem, von Phylliten der Rannachserie bekannten! — Chlorit vorwaltend gegenüber Serizit (0,05—0,1, selten bis 0,3 mm), in feinen Lagen wechselnd mit sehr feinkörnigem (0,01—0,03 mm) Quarz, dem aber auch noch viel Serizit und besonders Chlorit beigemengt ist. Eingestreut sind vor allem größere (bis über  $\frac{1}{2}$  mm) Chlorite, manchmal parallel verwachsen mit Muskowit; gewöhnlich mehr oder weniger gerundet (eher tektonisch als klastisch!); ferner Quarz und seltener Albit, beide bis 0,3 mm, oft etwas gerundet, häufiger aber eckig. Alle drei gewöhnlich mehr oder minder deutlich in s eingeregelt. Dazu ziemlich viel Magnetit, etwas Apatit, spärlich Zirkon. — Dies Gestein macht ganz den Eindruck eines nach starker Kornverkleinerung rekristallisierten Diaphthorits.

Das gröber klastische Gestein vom Tattermannkreuz endlich zeigt klastische Elemente, im wesentlichen ganz gleicher Art wie das Rannachkonglomerat: vorwiegend einheitliche Quarze, z. T. stark undtöls; Quarzaggregat, z. T. auch mit Feldspat (Albit); unregelmäßige Bruchstücke von Feldspat, z. T. mit feiner Serizitfülle; endlich sehr feinkörnige Quarzaggregate mit nicht viel serizitischem Erz, etwas Feldspat und feinen Serizitlamellen — scharf abgegrenzt gegen die umgebende

Grundmasse! Die Gestalt all dieser Elemente ist i. A. unregelmäßig-eckig; deutliche Rundung ist selten. Ein großer Zirkon ist vermeintlich auch klastischer Herkunft. — Die Zwischenmasse besteht aus feinem Quarzpflaster mit etwas Albit und reichlich grünlichem Serizit, der an einzelnen Stellen sich zu Fasern und dicken Anhäufungen zusammenfindet, z. T. zusammen mit dem — auch sonst recht verbreiteten — Magnetit.

Es wird weiterer Untersuchungen bedürfen, um festzustellen, ob die Tattermannschiefer allgemein (so wie die beschriebenen, abgesehen vom letzten) stark durchbewegte Gesteine sind — ob insbesondere die gegenüber der normalen Rannachserie stark in die Augen springende Kornverkleinerung auf Diaphthorese gedeutet werden kann — wie mir dies in den obigen Fällen wahrscheinlich ist. Man muß ja bedenken: die Rannachserie des Westens liegt normal transgredierend auf ihrer Kristallinunterlage; die Tattermannschiefer sind von ihr abgelöst und zum Gleithorizont an der Sohle einer Decke riesigen Ausmaßes — der oberostalpinen! — geworden. Sollte der verschiedenartige Habitus beider mehr noch hierauf beruhen als auf dem Zurücktreten grober klastischer Bestandteile im Osten?

#### e) Roßkogelporphyröid.

In großer Verbreitung tritt am Roßkogel bei Müzzuschlag ein Porphyroid auf, welches nach diesem Berge benannt sei. Es liegt z. T. unmittelbar dem Altkristallin auf; so insbesondere im oberen Feistritzgraben, wo es eine besonders große Mächtigkeit erreicht. Daß die Auflagerung diskordant ist, geht aus dem Kartenbild hervor; unmittelbar ersehen lassen es die im Ganzen recht mangelhaften Aufschlüsse umso weniger, als auch diese Diskordanz offenbar stark tektonisch verschliffen ist: wo in der Nachbarschaft der Grenze das Einfallen im Kristallin meßbar, da ist es meist der Lage der Grenzfläche mehr oder minder angeglichen. — Auf der NW-Seite des Roßkogels schiebt sich an der Basis des Porphyroids eine Lage Rannachkonglomerat bzw. -Phyllit ein; auf der S- und O-Seite dagegen liegen diese Gesteine dem Porphyroid auf. Die Deutung dieses Gegensatzes ist nicht klar. — Auf dem ganzen O- und SO-Gehänge wird das Porphyroid unmittelbar von Semmeringkalk bzw. -Quarzit unterlagert: eine große diskordante Abscherung unterdrückt hier das ganze normale Liegende.

Das Roßkogelporphyröid war bisher nahezu unbekannt; der Kartierung von Vacek war es ganz entgangen. Beiläufig erwähnt findet es sich bei Kober 1912, S. 354, sowie bei Redlich und Stanzak, die auch eine kurze mikroskopische Diagnose (1923, S. 11) geben.

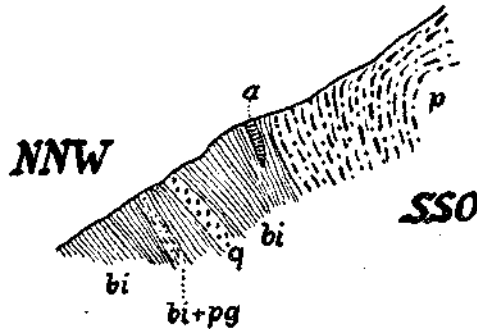


Abb. 2

a = Aplit

bi = Biotitschiefer

bi + pg = Biotitschiefer mit Pegmatit

q = Quarzit

p = Porphyroid

Dem Porphyroid des Roßkogels vollkommen gleich ist ein isoliert dem Altkristallin eingefaltetes kleines Vorkommen am Hochreiterkogel, SW Dorf Veitsch: es bildet den vorletzten Buckel (P. 954) in dem vom genannten Berge gegen NO ziehenden Rücken. Auch auf dem vom Bauern Hochreiter gegen NNW absinkenden Sporn finden sich noch Spuren von Porphyroid, gegen das Hauptvorkommen an einer Verwerfung nach N verschoben. Und auf der Rippe, welche von P 954 gegen das Saudörfel hinabzieht, liegt noch eine 2. Porphyroideinschaltung (vgl. das Profil, Abb. 2) im Altkristallin; sie gleicht im oberen Teil der Hauptmasse vollkommen, gegen die N-Grenze wird sie immer mehr geschiefert und stengelig gestreckt, wobei die Einsprenglinge fast ganz verloren gehen; ohne Kenntnis des Zusammenhanges wären diese Verschieferungsprodukte — wie ja auch in vielen anderen Fällen! — kaum zu deuten. Leider liegen nur Lesesteine vor.

Dann finden sich noch in Verbindung mit dem Zug der Rannachseriengesteine auf der S-Seite des Pretal- und Stübminggrabens porphyroid-ähnliche Gesteine, u. zw. stets an, bzw. nahe der Liegendgrenze; ziemlich zusammenhängend<sup>68)</sup> vom Wurmkogel (N-Seite) bis zum Kampeck, weiter W in einzelnen Linsen: Auerhöhe, Maurerkogel, Kalchberg, Schwabenberg. Alle sind nur an Hand von Lesesteinen nachweisbar, die Lagerungsverhältnisse also nur mit Vorbehalt zu beurteilen; doch spricht nichts gegen konkordante Einschaltung in eine auf dem Altkristallin transgredierende Folge. Die Mächtigkeit keines dieser Vorkommen geht über einige Meter hinaus.

a) Die Porphyroide des Roßkogels selbst sind normalerweise ziemlich licht gefärbte (kaum grünstichig!) und recht vollkommen

<sup>68)</sup> Von Zerstückelung durch Verwerfungen abgesehen!

geschieferter Gesteine — im Gegensatz zum Blasseneckporphyroid, das fast stets ausgesprochen grün und weniger regelmäßig geschiefert ist. Mattglänzende, meist graulichgefärbte Serizithäute, darin einzelne aufglänzende Glimmerflitter, bringen in enger Scharung die Paralleltexur hervor. Zahlreiche Einsprenglinge, deren Größe i. A. nicht über 1—2 mm hinausgeht, sind dazwischengestreut, und zwar fallen vor allem weiße, z. T. blaßrötliche oder gelbstichige Feldspate mit glänzenden Spaltflächen auf, erst in zweiter Linie graue Quarze.

Es wäre aber irrig, zu glauben, daß die ganze am Roßkogel als Porphyroid kartierte Fläche dem soeben kurz charakterisierten Typ entspricht. Er zeigt vielmehr Übergänge zu ganz feinschieferigen oft auch stark lineargestreckten Serizit- bis Muskowitschiefern. Dabei gehen die Einsprenglinge verloren, zunächst der Quarz sehr bald, dann Schritt für Schritt der Feldspat. Solange sich solcher noch mit freiem Auge nachweisen ließ, solange wurden die Gesteine als Porphyroid kartiert; doch muß ich die Möglichkeit zugeben, daß ich da vielleicht zu weit gegangen bin<sup>69</sup>).

Im Schliiff zeigt das normale Porphyroid von östlich des Roßkogel-Gipfels zahlreiche Quarzeinsprenglinge mit z. T. ausgesprochener Bipyramidenform, mit nur leicht gerundeten Ecken, aber nur sehr selten Resorptionsbuchten. Die Feldspateinsprenglinge sind ausnahmslos Orthoklas, ebenfalls z. T. mit guter kristallographischer Umgrenzung; einmal wurde ein Bavenozwilling beobachtet. Sie zeigen Trübung und Neubildung von Serizit, welche letztere auf einzelne (perthitisch entmischte?) Streifen innerhalb der Kristalle beschränkt ist. Quarz wie Orthoklas sind vielfach zerbrochen und zerschert; z. T. liegen auch nur noch unregelmäßige Splitter von Einsprenglingen vor. Solche von anderen Mineralen — insbesondere Plagioklas, Biotit — wurden nicht beobachtet. Auch in der Grundmasse begegnen wir wieder Quarz und Orthoklas in innigem Gemenge schwach verzahnter Körner von 0,01—0,1 mm, neben reinen Quarzlinsen; in unregelmäßig-streifigem Wechsel damit Serizitanhäufungen (0,01—0,1 mm Blättchenlänge). Als Übergemengteil Turmalin in einzelnen Nestern ziemlich großer Individuen, dunkelbraun, graubraun, olivbraun gefleckt. Paralleltexur im Schliiff fast weniger ausgesprochen als im Handstück; durch die Serizitfasern bedingt.

Die stark verschiefertenen Porphyroide zeigen auch im Schliiff keine Quarzeinsprenglinge mehr; und auch die Orthoklaseinsprenglinge

<sup>69</sup>) Um die Frage einwandfrei zu klären, wären mikroskopische Studien auf breiter Basis notwendig; dafür ist mein mitgenommenes Material nicht ausreichend.

würde man ohne Kenntnis des geologischen Zusammenhanges nicht mehr als solche erkennen: es sind unregelmäßig-rundliche bis linsenförmige Knoten, meist getrübt, auch gelegentlich (selten!) mit Neubildung von Serizit an Rändern, Bruchzonen oder diffus im Inneren. In einem Schriff auch vereinzelt Einsprenglinge? dunkler Gemengteile, jedoch in einem Erhaltungszustand, der jedes sichere Erkennen ausschließt; in einem anderen tiefbrauner Biotit mit z. T. recht vollkommenem Kristallgestell, sicher primär, und wohl als Einsprengling bescheidener Größe aufzufassen. — Im Grundgewebe, das hier vollkristallin geworden ist, spielt Quarz die überwiegende Rolle, in eckigen (manchmal auch //s gestreckten) Körnern, die sich etwa zwischen den Grenzen 0,01 und 0,1 mm Durchmesser halten. Doch schwankt die Größe z. T. stark von einer Lage zur benachbarten — ein Hinweis auf den blastomylonitischen Charakter dieser Gesteine! Auch K-Feldspat ist untergeordnet noch dazwischen gestreut. An zweiter Stelle im Grundgewebe aber steht der farblose Glimmer in meist gut individualisierten Blättchen, die 0,5—1 mm Länge erreichen können, bei 0,08—0,05 mm Dicke<sup>70)</sup>. Sehr untergeordnet, aber in mehreren Schliffen ihm zugesellt ist Biotit in viel kleineren, kaum über 0,1 mm hinausgehenden Blättchen, ohne eigene Formentwicklung. Auch Turmalin ist ganz konstant vorhanden, in feinen Nadelchen, die meist nicht viel über 0,2—0,3 mm Länge erreichen (ny farblos, na meist schmutzig blaugrau). Ihre oft scharfen Kristallformen, z. T. mit ausgesprochen hemimorpher Ausbildung (ein Ende flach rhomboëdrisch, das andere glatt abgeschnitten), machen es sehr wahrscheinlich, daß die Kriställchen nichts anderes sein können als Neubildungen anlässlich der letzten umwandelnden Ereignisse. Etwas Magnetit, z. T. gut ausgebildete große (111); sehr spärlich Zirkon. — Das bezeichnendste Gefügemerkmal ist der vollkommene Parallelismus der meist weithin durchziehenden Glimmerlagen, deren Abstände bis auf 0,1 mm heruntergehen können; nur die Feldspatrelikte bilden sich z. T. als Buckel darin ab. Nachkristalline Gefügestörungen sind fast nicht zu bemerken.

Diese stark verschieferten Porphyroide sind also vollkommene Muskowitglimmerschiefer oberster Tiefenstufe geworden; nur die K-Feldspat-Reste sind dem neuen Gleichgewicht noch nicht angepaßt. Besonders merkwürdig scheint es zunächst, daß sich solche auch im Grundgewebe finden, das doch aus der alten Porphyrygrundmasse unter z. T. nicht unerheblicher Kornvergrößerung kristallisiert ist; man möchte daraus zunächst schließen, daß auch der K-Feldspat hier rekristallisiert, also stabil wäre — was doch kaum anzunehmen ist. Der Widerspruch

<sup>70)</sup> Als „Serizit“ kann man ihn demnach nicht mehr bezeichnen!

löst sich, wenn wir bedenken, daß auch ein großer Anteil zerriebener Einsprenglinge in dem Grundgewebe stecken muß; wahrscheinlich sind wohl auf solche die fraglichen K-Feldspate zurückzuführen.

β) Das Porphyroid des Hochreiterkogels sieht dem normalen Roßkogel-Porphyroid makroskopisch vollkommen ähnlich. Umsomehr ist man überrascht, hier als Einsprenglinge überwiegend Albite mit feiner (0,005—0,02 mm), aber dichter Muskowitfüllung zu finden. Gewöhnlich sind es unregelmäßig eckige Bruchstücke, oft deutlich durch Zerschering eines größeren Kristalls entstanden; selten sind Reste kristallographischer Umgrenzung. Aber auch ganze Kristallgruppen kommen vor. Nur untergeordnet finden sich daneben auch Einsprenglinge von mikroperthitischem K-Feldspat; hier ist die Ausscheidung von Muskowit auf einzelne Bruchzonen beschränkt. Auch Quarzeinsprenglinge sind nur wenige vorhanden — alle in Gestalt tektonisch geformter Linsen. Im Grundgewebe finden sich neben Quarz ebenfalls Albit und Orthoklas, für die wohl dasselbe wie oben gilt. Korngröße 0,02—0,2 mm; vielfach in s gestreckt. Muskowit reichlich in bis mm-langen, oft zerfetzten Blättchen; spärlicher tiefbrauner Biotit begleitet ihn auch hier, sowie — unabhängig vom vorigen! — Chlorit. Etwas Apatit, Zirkon, Titanit; dagegen wurde der am Roßkogel verbreitete Turmalin hier nicht gefunden.

Das stark verschieferte und gestungelte Gestein von der Rippe P 954 — Saudörfel (vgl. oben!) — unterscheidet sich im Schliff von dem vorigen kaum, außer durch stärkeres Zurücktreten der Einsprenglinge (deren gegenseitiges Mengenverhältnis aber ungefähr erhalten bleibt) und noch vollständigere Rekristallisation.

Auch diese Gesteine sind somit zu vollkristallinen Schiefen geworden, mit blastoporphyrischer Struktur; außer an den Einsprenglingen sind Erscheinungen mechanischer Zertrümmerung nicht wahrzunehmen, und — im Falle des zweiten Schliffes! — auch hier größtenteils kristallin ausgeheilt.

γ) Von den kleinen Vorkommen S Turnau usw. wurde nur ein Schliff (S Kalcherberg) untersucht. Er ist solchen vom Roßkogel sehr ähnlich: Einsprenglinge sind Quarz, z. T. noch mit Anklängen an dihexaëdrische Gestalt und deutlichen Resorptionsbuchten, gewöhnlich allerdings nur noch unregelmäßige Splitter; sowie K-Feldspat, der ebenfalls in einzelnen Fällen seine Kristallform noch annähernd bewahrt hat, meistens allerdings auch nur noch in Trümmern vorliegt. Auch tiefbrauner Biotit dürfte zu den Einsprenglingen zählen, liegt aber nur vereinzelt vor. — In der Grundmasse wieder Quarz und Feldspat, meist eckig, 0,02—0,05 mm lang, und viel Muskowit von 0,1,

gelegentlich aber (Sammelkristallisation!) bis 0,5 mm. Lagenweise Sonderung der Gemengteile deutlich; dazu noch einzelne Streifen und Linsen aus Quarz bzw. Feldspat verschieden feiner Korngröße, die offenbar aus zerriebenen Einsprenglingen hervorgehen. Etwas Magnetit; Turmalin scheint auch hier ganz zu fehlen.

Der Schliff zeigt unverkennbaren Porphyroidcharakter, trotz nicht unerheblicher Metamorphose! Der Beweis für das Auftreten von Porphyroid in der Rannachserie ist damit jedenfalls neuerdings erbracht. Dahin gehören auch die gleichartigen Gesteine, die Stiny 1917 von der Brucker Gegend, Hauser 1935 (S. 369) vom Nordabfall der Mugel bei Leoben beschrieben haben; vermutlich auch das noch nicht genauer beschriebene, von der Jassing bei St. Michael (Hauser u. Metz 1935, S. 138). Ich möchte vermuten, daß sich auch noch in weiterer Verbreitung in der Rannachserie solche Gesteine finden lassen werden, z. B. im Liesing-Palental, wo schon Hammer 1924, S. 5, den Verdacht auf Porphyroide hatte, sich aber dann doch für klastischen Ursprung entschied.

Dabei ist zuzugeben, daß vielleicht manches kein Porphyroid mehr ist, was ich mit solchem gemeinsam ausgeschieden habe. Denn es stellen sich gelegentlich in Gesteinen, die ihm sonst makroskopisch durchaus gleichen, unverkennbare klastische Elemente ein. Wie das zu deuten ist — Tuffe? Aufbereitung? Vgl. z. B. die Übergänge des Bozener Quarzporphyrs in den hangenden Grödener Sandstein! — das ist angesichts der darübergebreiteten Metamorphose und der sehr unvollkommenen Aufschlüsse nicht zu ermitteln.

8) Unterschiede gegenüber dem Blasseneckporphyroid scheinen zunächst in der Art der Feldspateinsprenglinge zu bestehen: dort spielen Plagioklase eine größere Rolle. Aber dieser Unterschied ist nicht durchgreifend; vgl. das nur Plagioklas führende Porphyroid vom Hochreiterkogel, und auch Hauser 1935 gibt als Feldspat nur muskowitzgefüllten Albit an. Und andererseits gibt es auch unter den Blasseneckporphyroiden Typen mit nur perthitischem Orthoklas als Einsprengling. Daß beide Porphyroide primär zusammengehören könnten, scheint jedenfalls ganz wohl diskutabel; siehe S. 46.

Der Unterschied im Habitus zwischen den beiden Serien ist freilich sehr auffällig; aber er ist wesentlich durch die Metamorphose bedingt, die aus dem Roßkogel-Porphyroid einen vollkristallinen Schiefer gemacht hat.<sup>71)</sup> Am besten veranschaulicht wird dies, wenn wir die Größenverhältnisse des in der Grundmasse neugebildeten Glimmers nebeneinanderstellen: im Blasseneckporphyroid 0,01 bis 0,02 mm, im Roßkogelporphyroid 0,1—1 mm; also ein Unterschied

<sup>71)</sup> Auch Hauser, 1935, schreibt von den Gesteinen der Mugel, daß sie im Durchbewegungsgrad viel einheitlicher seien als die Porphyroide im N der Grauwackenzone.

von 1—2 Größenklassen. Wenn wir bedenken, daß das Roßkogelporphryoid tektonisch weit tiefer liegt, dann wird dieser Unterschied ganz gut verständlich.

Allerdings finden sich noch tiefer, in den Semmeringdecken, wieder Porphyroide — von welchen in der vorliegenden Arbeit noch nicht weiter die Rede ist — die wieder ein wesentlich feineres Korn zeigen als das Roßkogelporphryoid. Aber da handelt es sich um einen ganz anderen geologischen Zusammenhang: die tektonische Eindeckung und mit ihr die Metamorphose in den Semmeringdecken kann ja erst alpidisch erfolgt sein — wegen der Beteiligung von Mesozoikum, während wir Grund haben, die gleichen Vorgänge innerhalb der Grauwackenzone bereits in die variskische Ära zu versetzen (vgl. S. 226).

#### f) Biotit-Uralitschiefer.

Unter diesem Namen würde auf Blatt Mürrzuslag im Gebiete des Roßkogels (W Mürrzuslag) ein Gestein ausgeschieden, das mit dem Porphyroid enge verknüpft ist. Leider hat sich der von mir in Aufnahmenotizen z. T. gebrauchte Name Biotit-Strahlsteinschiefer auch in eine Veröffentlichung (Fabich, 1930) verirrt. Da er geeignet ist, eine falsche Vorstellung von dem Gestein zu erwecken, sei er für dasselbe nicht mehr gebraucht.

Vorkommen. Die Biotit-Uralitschiefer liegen einmal an der Basis des Roßkogelporphryoides (und damit des ganzen Paläozoikums): so auf dem Rücken zwischen Offenbach- und Feistritz-Graben, wo sie dem Semmeringmesozoikum der Decke unmittelbar (tektonisch) aufliegen (Prof. 32). Auf dem Rücken zwischen Feistritz- und Massinggraben kann man an unmittelbare Auflagerung aufs Troiseck-Alt-kristallin denken; doch wäre es wohl auch denkbar, daß hier eine Verwerfung dazwischen verläuft. Auch im obersten Massinggraben (N Heizl) sieht man die Auflagerung nicht, aber die Stellung an der Basis der Porphyroidmasse ist wohl unbestreitbar.

Auch die Biotit-Uralitschiefer auf der W-Seite von P 1288 dürften unter dem Porphyroid hervortauchen. Beide Gesteine werden hier von einer Pseudo-Semmeringquarzit-Kappe diskordant überlagert (vgl. S. 177).

Dann finden sich Biotit-Uralitschiefer in mitten des Porphyroids: in einem breiten Zug zwischen Offenbach- und Feistritzgraben, S P 1308. Hier wird man allerdings am ehesten eine tektonische Deutung heranziehen — ist doch das hangende Porphyroid das gleiche, welches den zuerst genannten basalen Biotit-Uralitschiefer überlagert. Auch für die höhere (nur aus verhältnismäßig wenig Lesesteinen er-



schließbare) Einschaltung solcher, N P 1308 und von da bis gegen den Maisgraben verfolgbar, kann man an Einschuppung denken; ebenso bei der auf dem Rücken zwischen obersten Feistritz- und Massinggraben N P. 1180 (Prof. 29).

Leider sind die Aufschlüsse viel zu mangelhaft (man ist fast ganz auf die Kartierung nach — oft gar nicht häufigen — Lesesteinen angewiesen!), um die angedeuteten Fragen überall mit voller Sicherheit entscheiden zu können.

Makroskopisch erscheint der Biotit-Uralitschiefer, wenigstens seiner Hauptmasse nach, fast wie ein Glied des Altkristallins, etwa ein feinschuppiger Biotitgneis: Biotitblätter von  $\frac{1}{2}$ —1 mm, durch eine undefinierbare weiße (feldspatige!) Masse getrennt, darin eingebettet ein lichtgrünes Hornblendemineral in dicken, nicht sehr regelmäßigen Säulen, bis etwa 3 mm lang; zumeist schuppige Schieferung und meist ausgeprägte Lineartextur, geben ihm das Gepräge. Übergänge zu mehr phyllitischem Habitus sind seltener.

Allein es gibt auch eine ganz unscheinbare, düster graue Abart des Gesteins, die außer einzelnen flaserigen Biotithäuten und gelegentlich einer knotigen Hornblende gar nichts erkennen läßt. Sie tritt z. B. beim Sattel P 1303 im Südkamm des Roßkogels in Gesellschaft der zuvor erwähnten häufigsten Ausbildung auf.

Im Dünnschliff ist es gerade diese unscheinbare Abart, die das Wesen des Gesteins enträteln hilft: sie enthält nämlich noch unzweideutige Strukturelikte. Die Hornblende erscheint sehr blaßgrün, kaum merklich pleochroitisch.  $n_{\gamma}:z = \text{nahe } 15^{\circ}$ ;  $\gamma - \alpha < 0,020$ . Sie macht ganz den Eindruck von Uralit; und wenn auch die Abkunft von Pyroxen nicht mehr unmittelbar zu ersehen ist, so zeigen die großen unregelmäßigen Hornblendesäulen doch deutlich, daß sie ein primäres Element des Gesteins, nämlich Einsprenglinge — wenn auch mineralisch verändert — darstellen. Dies geht daraus hervor, daß sie vielfach in großer Zahl vollständig idiomorphe Plagioklase umschließen. Zerreißen und kristalline Wiederverheilung kommt vor; auch die an Uralitpseudomorphosen so gewöhnliche randliche Fortwachsung in Gestalt feiner Nadeln fehlt nicht. Ebensolche treten aber auch für sich, als Umbildung im Grundgewebe — wenn auch ziemlich selten — auf. Der zweite Hauptgemengteil ist Plagioklas, dicht gefüllt mit Zoisit, so daß jede nähere Bestimmung unmöglich wird. Auch er bildet, wenn auch verhältnismäßig selten, „Einsprenglinge“ von bis über 0,5 mm Länge, dicktafelig und meist sehr gut kristallographisch umgrenzt; gleiches gilt auch für die meist zahlreicheren kleineren (um 0,2 mm) Individuen zum großen Teil. Untergeordnet kommt aber auch

ein ungefüllter albitischer Feldspat vor, teils als Fortwachsung der gefüllten, teils auch selbständig, mit mehr rundlichen Formen, um 0,1—0,2 mm Durchmesser. Ein weiterer Hauptgemengteil ist licht-rötlichbrauner Biotit in meist mangelhaft ausgebildeten Blättern um 0,2—0,4 mm Länge. Ganz blaßgrüner Chlorit mit grünlichgrauen Interferenzfarben, von ähnlicher Größe und Ausbildung, ist zwar oft in unmittelbarer Berührung mit ihm, aber zweifellose Übergänge fehlen. Er ist also wohl nicht einfach Umwandlungsprodukt des Biotits, sondern es liegt, wie so häufig (Angel 1924, Weinschenk 1936, Cornelius und Clar 1939, S. 286, u. a.) ein Gleichgewicht zwischen beiden Mineralen vor (das wird unten noch deutlicher werden!). Endlich spielt auch Quarz eine nicht ganz untergeordnete Rolle. — Von Nebengemengteilen ist Titanit weitaus am wichtigsten: kleinkörnige Putzen, bis mm-lang, z. T. mit Kern von Rutil. Etwas Apatit, Zirkon, Turmalin und Calcit. — Die Struktur ist als *blastoporphyrisch* zu kennzeichnen, mit stark schieferig-flaserigem Grundgewebe: die Biotit-Chloritzüge winden sich subparallel zwischen allem anderen hindurch. Alle Deformation ist von Kristallisation überdauert.

Mir scheint nach dem Gesagten das Umwandlungsprodukt eines porphyrisch entwickelten, andesitischen Ergußgesteines vorzuliegen: Einsprenglinge wären Pyroxen und wohl mittelbasischer Plagioklas gewesen (ob auch Biotit, läßt sich nicht sicher sagen); jener wurde uralitisiert, der Feldspat zu Albit und Füllungs-Zoisit entmischt, beides im Wesentlichen unter Erhaltung der äußeren Form. Die Grundmasse dagegen lieferte unter Durchbewegung einen echten kristallinen Schiefer aus den übrigen genannten Mineralen (soweit nicht etwa der Biotit bereits dem ursprünglichen Bestand angehörte).

Mit der genannten Auffassung in Einklang steht das Ergebnis der chemischen Analyse (K. Fabich 1930):

SiO <sub>2</sub> . . . . .	53,46 %	Werte nach Niggli:	
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,06 %	Si . . . . .	136
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,90 %	al . . . . .	28,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,56 %	fm . . . . .	41,5
FeO . . . . .	5,11 %	c . . . . .	21,0
MnO . . . . .	0,08 %	alk . . . . .	9,0
MgO . . . . .	6,27 %	k . . . . .	0,23
CaO . . . . .	7,27 %	mg . . . . .	0,63
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,26 %	qz . . . . .	0,0
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,73 %		
Gesamt-H <sub>2</sub> O . . . . .	2,71 %		
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,10 %		
C <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,08 %		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,11 %		

S . . . . .	0,04 %
F . . . . .	0,15 %
	<hr/>
	99,76 %
—O für F . .	0,02 %
	<hr/>
	99,74 %

Die Analyse fügt sich gut ein in die Gruppe der gabbrodioritischen Magmen (Niggli, S. 126).

In dem makroskopisch biotitschieferartigen Typ des Gesteins ist, wie zu erwarten, die Metamorphose weiter gegangen: ohne Kenntnis der zuvor besprochenen und gewisser Zwischenglieder wäre eine Deutung kaum mehr möglich. Die uralitisierten, basischen Einsprenglinge bleiben zwar erhalten, z. T. ist ihre säulige Umgrenzung sogar besser als im obigen Schliff; auch die Durchspickung mit idiomorphen Feldspateinschlüssen findet sich vereinzelt noch. Dagegen verschwinden die primären Feldspate bald ganz: sie lösen sich auf in Haufwerke von feinkörnigem Albit, Zoisit, untergeordnet auch Serizit, von der Art der rekristallisierten Trümmerströme in Blastomyloniten. In einem weiteren Stadium erfolgt dann Sammelkristallisation des Albits zu dicken, bis mm-langen Tafeln, die neben Resten von Zoisitmineralen vor allem auch die nie fehlenden spießigen Hornblendenadeln umschließen; eben dies charakterisiert sie unzweideutig als Umbildungen. Diese schilfigen und nadeligen Hornblenden, einzeln oder in Gruppen subparalleler Individuen, von feinsten Fasern bis fast mm-Länge, sind viel häufiger als in dem erstbehandelten Gesteinstyp; sie setzen sich nicht nur an die Uraliteinsprenglinge als parallelorientierte Bärte, sondern gelegentlich auch an Biotit im „Scherungsschatten“, oder liegen für sich in der Gesteinsmasse — der fast häufigste Fall! — ohne sichtbaren Ansatzpunkt. Auch der Biotit, von gleicher Beschaffenheit wie oben beschrieben, wird wesentlich größer als dort (bis etwa  $1 \times 0,3$  mm), auch seine Kristallgestalt wird z. T. besser; der Zweifel, inwieweit man ihn als Relikt, inwieweit als Neubildung betrachten soll, bleibt bestehen. Der Chlorit zeigt hier z. T. ganz abweichende Ausbildung gegenüber dem Biotit: viel kleinere, zu wirren Aggregaten gehäufte Blättchen; dies unterstreicht das oben über das gegenwärtige Verhältnis der beiden Gesagte. Dabei kann aber das Gleichgewicht so sehr zu Ungunsten des Biotits verschoben werden, daß dieser ganz verschwindet; durch Aufzehrung unter Lösungsumsatz, nicht durch Bildung homoaxer Pseudomorphosen! Quarz fehlt in manchen Schliffen ganz. Auch der Titanit sammelkristallisiert zu bedeutender Größe; ein reliktsches Ilmenitkorn bleibt darin z. T. noch erhalten. Eine viel bedeutendere Rolle als oben kann der Tur-

malin spielen; seine oft scharf begrenzten, trigonal-ditrigonalen oder auch hexagonalen Säulchen werden bis 0,3—0,4 mm lang. Ihre meist schmutzig-blaugraue bis grüngraue Farbe variiert bis zu einem blaugrün, wie man es anderwärts an grünen Hornblenden zu sehen gewohnt ist; die viel schwächere Absorption in der Richtung der Hauptachse macht die Unterscheidung jedoch leicht. Sonstige Nebengemengteile spärlich: Apatit, Zirkon (fast schwarze pleochroitische Höfe im Biotit), Magnetit. — Alle Schlitte dieser Gesteine zeigen mehr oder minder gut entwickelte, flaserige Paralleltextur, vor allem von den blätterigen Gemengteilen getragen, doch sind auch die übrigen, besonders auch die Einsprenglingsrelikte, weitgehend nach der Korngestalt eingeregelt. Ein stark schieferiges Gestein (aus dem obersten Feistritzgraben, unter Gschwandbauer) läßt besonders deutlich lagenweise Anordnung von Biotit, Uralit, Feldspatrelikten und — von den letztgenannten gesondert! — Albit-Zoisit-Gemenge (feinen Kornes, vielleicht wesentlich aus Grundmasse stammend!) erkennen, wobei aber die einzelnen Lagen z. T. nicht weit aushalten. Bruchstückformen, z. T. mit dem Anschein einstiger Zusammengehörigkeit (an Feldspat und Biotit) sind ein blastomylonitischer Zug des intensiv gefältelten Gesteins. Doch ebenso wie in den anderen Schliffen überdauert Kristallisation aller Hauptgemengteile jegliche mechanische Deformation.

Die Verknüpfung dieser höhermetamorphen Biotit-Uralitschiefer mit den zuvor behandelten reliktreichen ist derart, daß man sie von ihnen nicht trennen kann; man wird sie also als weiter in der Umwandlung fortgeschrittene Abkömmlinge des gleichen andesitischen Ausgangsmaterials betrachten müssen. Die Umwandlung entspricht den tieferen Lagen der obersten Tiefenstufe, wo Biotit anfängt, stabil zu werden; sie entspricht etwa manchem aus der unteren Schieferhülle der Tauern.

Eine besondere Rolle spielt dabei der Turmalin. Seine von Schliiff zu Schliiff sehr veränderliche Menge erweckt schon den Verdacht, daß er ein fremder Zuwanderer sein könnte; sein allgemeines Auftreten in den Gesteinen der Roßkogel-Gegend — mit Einschluß der liegenden, von der Grauwackenserie tektonisch getrennten Semmeringquarzite! — erhebt ihn sozusagen zur Gewißheit. Er wäre also hier wirklich, wie es oft angenommen und selten wirklich zu erweisen, auf fern-pneumatolytische Einwirkungen in jung-alpidischer Zeit, wohl nach Abschluß der tektonischen Großbewegungen<sup>72)</sup> zurückzuführen.

I. A. würde man ja das metamorphe Äquivalent eines Andesits in Gestalt eines Epidot-Chlorit- oder Epidot-Strahlstein-Schiefers erwarten. Die gewöhnlich in unserem Falle verbliebenen Unterschiede gegenüber

<sup>72)</sup> Dagegen könnte allerdings geltend gemacht werden, daß in dem obigen stark gefältelten Gestein die Turmalinsäulen zum größten Teil in der Richtung der B-(Falten-)Achsen liegen; was stark nach einer mechanischen Regelung vortektonischer Turmaline aussieht!

einem solchen sind z. T. auf nicht erreichtes Gleichgewicht — Relikte! zurückführbar; inwieweit das auch von dem Biotitreichum gilt, bleibt fraglich (vgl. oben). In den Fällen, wo der Biotit verschwindet, ist übrigens der normale Grünschiefer-Mineralbestand ungefähr erreicht.

## 2. Pseudo-Semmeringquarzit.

Dieser Name wurde auf Blatt Mürzzuschlag jenen Quarziten beigelegt, die sich vom normalen, an der Basis der (zentralalpinen!) Trias liegenden Semmeringquarzit wenig oder nicht unterscheiden, auf Grund der Lagerungsverhältnisse aber sich als unzweifelhaftes Glied des älteren Paläozoikums zu erkennen geben.

Es hat auch bisher nicht an Versuchen gefehlt, innerhalb der auf den ersten Blick so einheitlich erscheinenden Quarzite eine solche Trennung vorzunehmen. T o u l a 1885 (S. 153, 155) zählte ja nicht nur den Quarzit im Liegenden des Karbonzuges selbst noch zum Karbon, sondern hielt alle Quarzite für paläozoisch; aber 1903, S. 48, kamen ihm wegen der Quarzite des Semmeringtunnels Bedenken, die er mit den bunten Schiefen verknüpft fand, für welche er „zeitweilig“ (S. 47) an unterste Trias bis Perm dachte. M o h r 1910 (und später) stellte alle Quarzite des Semmeringtypus zur Permtrias<sup>73)</sup>; aber K o b e r 1912 (S. 350 u. a.) hat ganz richtig den Quarzitzug im Liegenden des Karbons abgetrennt und selbst für karbonisch gehalten; auch S p e n g l e r 1920, S. 249, hält dies für das wahrscheinlichste. R e d l i c h 1914, S. 207, betont ebenfalls die Auflagerung des Karbons auf unserem Quarzit in den Vordergrund; glaubt aber, daß alle Quarzite demselben Horizont angehören. Außerhalb unseres Gebietes hat z. B. F r e c h 1901, S. 9 f. in den Radstädter Tauern eine Trennung mesozoischer und älterer Quarzite versucht. S c h w i n n e r 1936, S. 126, hat sich sehr entschieden gegen solche Versuche gewendet, nachdem er schon 1923 und besonders 1929 ein altpaläozoisches (oder algonkisches) Alter für die Gesamtheit gefordert hatte, speziell auch im Hinblick auf unseren Zug; er reiht sie in seine Serie III b ein und denkt (1936, S. 126; 1939, S. 98) an eine Gleichstellung mit dem Obolus-Quarzit des Tremadoc von Thüringen usw. Daß sie nicht triadisch sein können, ergibt sich für ihn (1932 a, S. 77) schon daraus, daß S p e n g l e r 1919, S. 222; 1920, S. 249, solche Quarzite als klastischen Bestandteil der permischen Prebichschichten anführt.

Es muß nun ohne Weiteres anerkannt werden, daß auf den ersten Blick eine Trennung innerhalb der so überaus ähnlichen Quarzite recht wenig verlockend aussieht. Allein wir kennen innerhalb der Alpen einerseits ganz sichere Triasquarzite: z. B. in den tieferen Teilen der Werfener Schichten, besonders des Ennstales, wo sie schon G e y e r 1907 und neuerdings G a n s s 1941 in großer Verbreitung getroffen hat; in geringerer Ausdehnung und Mächtigkeit kenne ich sie selbst von verschiedenen Stellen, z. B. Gegend der Sohlenalpe (Gollrader

<sup>73)</sup> Doch hat M o h r 1919, S. 6, bereits auf Unterschiede im petrographischen Aufbau des Quarzitzuges der Adlitzgräben, d. h. des Pseudo-Semmeringquarzits, gegenüber dem echten Semmeringquarzit der Wechselumrahmung aufmerksam gemacht.

Bucht; Cornelius 1939), Grillenberg bei Payerbach — stets im Hangenden von unverkennbarem Prebichlkonglomerat! Analog ist auch die Stellung der Quarzite in den Karpaten (Andrusow), deren triadisches Alter Schwinner 1929, S. 226, anzweifelt. — Wem aber etwa diese Vorkommen zu wenig kristallin sind, der findet Quarzite, die in dieser Hinsicht allen Anforderungen entsprechen, im Briançonnais zwischen (fossilführendem!) Karbon im Liegenden und (ebenfalls fossilführender Mitteltrias (vgl. z. B. Gignoux und Moret 1937); das läßt entsprechende Rückschlüsse zu auf das ganze penninische Gebiet, wo diese Auffassung ja schon lange allgemein üblich ist und — trotz der Zweifel von Seiten Schwinner's — im allgemeinen auch zu Recht bestehen wird. Andererseits gibt es auch wirklich Quarzite, bei denen ein triadisches Alter nicht oder nur sehr gezwungen konstruiert werden kann; die hier zu besprechenden bieten eines der schönsten Beispiele, aber auch anderwärts, z. B. in der Glocknergruppe<sup>74)</sup> kommt ähnliches vor. Es ist nun gewiß ein Schönheitsfehler, wenn Gesteine von gleichem Aussehen, aber verschiedenem Alter so nahe aneinander kommen, daß ihre Trennung Schwierigkeiten macht; aber vorkommen kann das! Es gibt ja auch außeralpine Gebiete, wo die mutmaßlichen Äquivalente unserer beiden Quarzite: der devonische Alte rote Sandstein und der Buntsandstein, nicht zu trennen sind; als Bildungen weitgehend analoger Perioden im zyklischen Entwicklungsgang der Erde (vgl. E. Kraus) haben sie ja sehr viel Gemeinsames. Wenn die Übereinstimmung aber schon im nicht metamorphen Zustande so weit geht, dann darf uns das im metamorphen erst recht nicht überraschen!

Wir werden also von Fall zu Fall zu prüfen haben, ob ein Quarzitvorkommen mit größerer Wahrscheinlichkeit zu der einen oder zur anderen Gruppe zu stellen ist; und es wird voraussichtlich immer wieder solche geben, deren Einreihung mehr oder minder willkürlich erfolgen oder offen gelassen werden muß. Vorläufig sind dabei vor allem geologische Gesichtspunkte maßgebend; ich hoffe aber, daß es mit der Zeit vielleicht doch auch gelingen wird, petrographische Unterscheidungsmerkmale ausfindig zu machen. Ansätze dazu sind bereits vorhanden (s. unten) — ob sie sich allgemein bewähren werden, bleibt natürlich abzuwarten.

<sup>74)</sup> Hier ist der lithologische Typ der paläozoischen Quarzite allerdings z. T. deutlich verschieden. Dafür kommen da noch Quarzite, wiederum vielfach nicht lithologisch gekennzeichnet, einer dritten Altersstufe, des Lias, vor; vgl. Cornelius und Clar 1939.

In erster Linie gehört zum Pseudo-Semmeringquarzit der weithin verfolgbare Thörlener Quarzitzug [vgl. Spengler 1920<sup>75</sup>] auf der S-Seite des Stübminger- und Pretalgrabens. Er ist eingeschlossen zwischen der Rannachserie im Liegenden und dem Thörlener Kalk im Hangenden; und es besteht kein Grund, diese Aufeinanderfolge nicht für eine normal-stratigraphische anzusehen. Für die Fortsetzung im Arzbachgraben und im Mürztal bei Kapellen, sowie weiterhin entlang dem Raxengraben—Prein—Adlitzgraben bis Gloggnitz gilt das gleiche; nur wird hier die Rannachserie durch die weniger auffälligen Tattermannschiefer ersetzt, der Thörlener Kalk verschwindet bis auf einige geringmächtige Linsen (vgl. S. 123). Das macht die Sache hier vielleicht weniger evident; für den, der die ganze Zone in ihrem Zusammenhange begangen hat, kann trotzdem kein Zweifel daran aufkommen, daß es sich auch hier um die gleiche, stratigraphische Folge handelt wie im Westen.

So wie im W diese Folge auf dem Altkristallin des Troiseckzuges als der zugehörigen alten Unterlage aufruht, so muß auch im O ihr Verhältnis zu der Fortsetzung jenes Altkristallins am Drahtkogel gewesen sein, von dem sie heute durch einen (tektonisch bedingten!) Erosionsunterbruch getrennt ist. Es ist daher wohl logisch, wenn ich auch die Quarzite, die dem Wanzenbühel — ebenso wie dem Roßkogel (wegen der dortigen Verhältnisse siehe unten!) — aufsitzen, zum Pseudo-Semmeringquarzit stelle, wenn sie auch z. T. direkt dem Altkristallin aufruhen und wenn ihr Hangendes nicht mehr erhalten ist, das allein eine sichere Entscheidung über ihre stratigraphische Stellung geben könnte. Auch auf die längs der ganzen N-Front der Drahtkogel-Deckscholle steil eingefalteten Quarzite möchte ich diese Deutung — wenn auch mit Vorbehalt! vgl. unten! — ausdehnen: in normalem Verband mit der liegenden Semmeringtrias sind sie jedenfalls nicht, mit dem Drahtkogel-Altkristallin aber ebenso verbunden wie der zuvor genannte kleine Erosionsrest des Wanzenbühels.

Endlich gehören wohl zum Pseudo-Semmeringquarzit noch die geringmächtigen und größtenteils stärk verdrückten Quarzitspäne in der Dolomit-Magnesitmasse von Veitsch und einigen analogen (vgl. S. 118). Da diese Dolomite unterkarbonisch sind, so ist es höchst unwahrscheinlich, daß die Quarzite Trias wären. Sie hat auch Schwiner (1929, S. 227) speziell als Stütze seiner Deutung herangezogen.

Von den Quarziten, die als mitgeschleppte Schubsetzen an der Basis der Veitscher Decke liegen, z. B. Feistritzberg und Lerchkogel auf der S-Seite des

<sup>75</sup> Spengler hat jedoch die Rannachserie von einer „Quarzitgruppe“ nicht getrennt.

Roßkogels oder analogen kleinen Vorkommen im Raxengraben gilt das oben Gesagte: solange keine unbedingt zuverlässigen petrographischen Unterscheidungsmerkmale gefunden sind, ist es Geschmacksache, ob man sie als Pseudo- oder als echten Semmeringquarzit auffassen will. Da sie im allgemeinen aus der Unterlage der Decke stammen dürften, diese aber wahrscheinlich nur echten (permo-triadischen) Semmeringquarzit besitzt, so ist meinem Empfinden nach diese Deutung auch für die genannten Schubsetzen vorzuziehen.

In dem ganzen Hauptzug seiner Verbreitung längs des Stüßing-Pretalgrabens, des Raxen- und Adlitzgrabens scheint der Pseudo-Semmeringquarzit normal und konkordant auf die Rannachserie zu folgen. Anders ist es am Roßkogel. Wohl liegt er in der Gipfelregion ganz flach — wie der Ausstrich der Grenze erkennen läßt; denn anstehende Aufschlüsse fehlen! — auf dem ebenfalls flachgelagerten Roßkogelporphryoid. Aber schon die einzelnen Erosionsreste, die sich um den Südsporn des Gipfels gruppieren, allseitig dem Gehänge aufsitzend, zeigen, daß hier eine Diskordanz bestehen muß: denkt man sie sich über den Scheitel des Sporns hinweg miteinander verbunden, analog der Quarzitplatte des Gipfels, so würde eine dem Porphyroid (primär oder tektonisch?) eingeschaltete Lamelle von Rannachkonglomerat von der Auflagerungsfläche des Quarzits abgeschnitten. Und W vom Roßkogel-Gipfel, auf dem Malleistner Boden, wo der Quarzit die Kuppe P. 1288 und die nächst-südliche bildet, besteht seine Unterlage nur im O und N aus dem Porphyroid, im W und S aber aus den darunter hervortauchenden Uralit-Biotitschiefern. Am allerklarsten aber wird die Diskordanz auf dem NO-Gehänge des Roßkogels: während der Quarzit N P. 1403 noch überall auf Porphyroid liegt, sieht man ihn auf der Einsattelung SW vom Lerchkogel auf das liegende Altkristallin übergreifen; ebenso auch weiter NW, an dem Sporn, der vom P. 1364 (N des Roßkogel-Gipfels) nach NO ausstrahlt (vgl. Prof. 33—34, Tafel II). Die Basisfläche des Pseudo-Semmeringquarzits schneidet somit vom Gipfelkamm des Roßkogels gegen NO, auf eine Entfernung von knapp  $1\frac{1}{2}$  km, die Gesamtmächtigkeit des Roßkogelporphryoids ab, bis hinab auf die altkristalline Unterlage! Das ist eine recht erhebliche Diskordanz; und nebenbei ein Grund mehr, die in der weiteren Fortsetzung gegen O, in der Drahtkogel-Deckscholle, dem Kristallin auf- bzw. angelagerten Quarzite zum Pseudo-Semmeringquarzit zu stellen (vgl. oben!).

Leider ist die Diskordanz an der Basis des Pseudo-Semmeringquarzits nirgends klar aufgeschlossen, nur — dies aber mit Sicherheit! — aus dem Kartenbild konstruierbar. Aber es fehlt auch an allen Anzeichen — wie besonders starker Durchbewegung in ihrer Nachbar-



schaft — dies es gestatten würden, diese Diskordanz für tektonisch zu erklären. So kann ich nicht umhin, für sie starke tektonische Bewegungen vor Ablagerung des Pseudo-Semmeringquarzits verantwortlich zu machen. Ihre Einordnung richtet sich nach dem Alter dieses Schichtgliedes, das ja leider vorläufig noch ein großes Fragezeichen bildet (vgl. S. 109).

Jedenfalls glaube ich, nach dem Gesagten die Diskordanz an der Basis des Pseudo-Semmeringquarzits als Tatsache bezeichnen zu dürfen und nicht als „Hypothese“ [Schwinnner 1936, S. 123<sup>76</sup>]. Daß die Diskordanz nicht überall verwirklicht ist, hat sie ja mit anderen ihrer Art gemein; ohne daß deswegen in solchen Fällen überall ein lückenloser stratigraphischer Verband mit dem Liegenden bestehen müßte (Analogie bei Redlich 1913, S. 416).

Der verbreitetste Typ des Pseudo-Semmeringquarzits ist ein weißes bis licht apfelgrünes, feinkörniges Gestein, meist vollkommen geschichtet in Bänken von wenigen bis etwa 20 cm Dicke, die in sich nichts oder nicht viel von Schieferung erkennen lassen. Wohl aber wurde gelegentlich (SO unterm Roßkogel-Gipfelkamm) Unterteilung durch Feinschichtung beobachtet: auf angewitterten Flächen sieht man 1—2 mm breite, dunkler grüne mit 3—5 mm breiten grünlichweißen Lagen wechseln; ausgesprochene Schrägschichtung ist damit verbunden.

Auf den Schichtflächen ist öfters Überstreuung mit feinen Muskowitblättchen oder ein zarter serizitischer Belag zu bemerken. Vielfach aber sind überhaupt die quarzitischen Bänke voneinander geschieden durch serizitische Lagen, die hinter jenen an Mächtigkeit zu meist bedeutend zurückstehen. Mitunter geht daraus ein graulich- bis schwärzlichgrünes, feingebändertes Serizitgestein hervor, welches zu den charakteristischsten Typen des Pseudo-Semmeringquarzits gehört (dem man mit freiem Auge übrigens seine Natur gar nicht ansieht). Ich fand dieses Gestein in der Gipfelregion des Roßkogels — hier z. T. unter den Lesesteinen weit stärker vertreten als den Quarzit selbst! — und verschiedentlich in den Gräben auf der NO-Seite dieses Berges; dann wieder auf dem Mattalkogel, in der kleinen Quarzitpartie am Westrand der Klippe; endlich auch bei Prein, an dem Weg oberhalb der

<sup>76</sup> Übrigens hat Schwinnner 1929 (S. 223, Fußnote) „die Art, wie sich der Blattelquarz aus dem Rannachkonglomerat entwickelt“, selbst im Sinne einer „übergreifenden Transgression“ verstehen wollen, und hervorgehoben, daß „neben Fällen, wo der Weißstein nahe über Rannachkonglomerat liegt, auch solche vorkommen, wo mächtige gefaltete Phyllite zwischen beiden liegen“ (unter Berufung auf Hammer und Heritsch). Da nun der „Blattelquarz“ oder „Weißstein“ des Liesingtales meinem Pseudo-Semmeringquarzit und speziell dem Thörl-Veitscher-Zug vollkommen äquivalent ist, hat Schwinnner damals selbst eine ähnliche Hypothese vertreten, wie er sie 1936 bei mir beanstandet hat.

Helenen-Villa. Ähnlich, aber ohne die feine Bänderung, auch in dem Quarzitzug in der Nordflanke der Drahtkogel-Deckscholle. — Auf dem Roßkogel enthält dies Gestein manchmal Putzen von Eisenglanz.

Ein anderes Mineral, welches im Roßkogel-Gebiet mitunter im Pseudo-Semmeringquarzit erscheint, ist Turmalin: teils in feinen schwarzen Nadeln die Schichtflächen überstreuend, teils als Putzen mitten im Gestein. Er dürfte hier ebenso wie in anderen Gesteinen des Roßkogels spätere Zutat sein, die mit dem Quarzit an sich nichts zu tun hat (vgl. S. 108). Allerdings fand sich darin in einem Schliff aus der Drahtkogel-Deckscholle ebenfalls Turmalin in einer größeren Anhäufung, die schwerlich auf klastische Beimengung zurückgehen wird.

Sehr verbreitet sind im Pseudo-Semmeringquarzit auch Konglomerateinschlaltungen, mit meist locker in grüner Quarzitmasse verteilten, mehr oder minder gut gerundeten Quarzgeröllen, bis etwa Walnußgröße. Ich kenne solche sowohl aus dem Zuge südlich Turnau—Stübminggraben wie vom Roßkogel, wie auch aus der Drahtkogel-Deckscholle. In dieser werden die Gerölle vielfach violettrot, wie dies aus dem echten Semmeringquarzit bekannt ist; auch schwarzer Lydit wurde hier vereinzelt unter ihnen beobachtet. — Dem Quarzitzuge Raxengraben—Prein—Adlitzgraben scheinen dagegen solche Konglomerate zu fehlen; vgl. Mohr 1919, S. 6.

Im Bereich der Drahtkogel-Deckscholle ist der Quarzit z. T. vollkommen desaggregiert und zerfällt unmittelbar zu Sand. Der Sandbühel (SW Prein; der Name fehlt auf Blatt Mürzzuschlag, steht aber auf der Raxkarte!) hat daher den Namen; aber ähnliches findet sich auch weiter W, im Waldbachgraben.

Spengler (und Stiny 1926, S. 15) erwähnt die gleiche Erscheinung von dem (Pseudo-Semmering-) Quarzit des Mühlberges im Aflenzer Becken. Vom echten Semmeringquarzit gibt sie Mohr (1910, S. 153) an: S der Kreuzbauern (Kirchberg am Wechsel) und aus dem Koronagraben; Schwinner 1932, S. 349, aus der Gegend von St. Jakob; ich selbst kenne sie aus der Umgebung von Mürzzuschlag und vom Nordrande der Buckligen Welt, wo verschiedene Steinbrüche um Landschach (S Ternitz) dasselbe zeigen. Diese zeigen aber auch noch mehr, nämlich unzweifelhafte Spuren jungtertiärer Verwitterung in Gestalt rot verfärbter Zonen; und dies hat mich auf den Gedanken gebracht, ob nicht vielleicht die ganze Erscheinung auf jungtertiäre Verwitterung zurückgeht. Die miozäne Landoberfläche in nächster Nähe zu suchen, haben wir bei allen den angeführten Örtlichkeiten Anlaß (auch im Bereiche des Raxengrabens und der Prein dürfte sie tektonisch eingebogen sein; vgl. Cornelius 1938, S. 138 f.); und von ihr aus kann die Verwitterung selektiv bis in sehr ungleiche Tiefen vorgedrungen sein. Das würde das „launenhafte“ Auftreten dieser Vergrusung ungezwungen erklären, welches der sonst üblichen Deutung als tektonische Zermalmung Schwierigkeiten macht; denn gerade z. B. im Bereiche der Drahtkogel-Deckscholle wäre es nicht recht verständlich, weshalb der Quarzit

an der einen Stelle tektonisch zu Sand zermalmt sein sollte, an anderen im Streichen unter ganz gleichartigen Bedingungen befindlichen aber nicht. Und bei Landschach ist von intensiver tektonischer Störung überhaupt nichts zu sehen. — Die Frage kann hier nicht entschieden werden, sei aber zu künftiger Beachtung gestellt.

Dünnschliffe von Pseudo-Semmeringquarzit wurden leider nur wenige untersucht; es muß daher offen bleiben, inwieweit die z. T. überraschenden Ergebnisse allgemeinere Geltung haben. Es ist nämlich in allen feinkörnigen Quarziten der Anteil des Quarzes z. T. erheblich geringer als man glauben möchte! In einem Schliff vom Tattermann (oberster Raxengraben) halten sich Quarz und Feldspat ungefähr die Waage<sup>77)</sup>; ersterer in rundlichen Körnern (0,1—0,2 mm), Feldspat unregelmäßiger geformt, z. T. auch länglich-rundlich, in gleicher Größe; teils ist es trüber K-Feldspat (Licht- und Doppelbrechung!), teils klarer Albit, sehr selten mit Muskowitfülle; dazu kommen noch sehr feine Serizitaggregate von ähnlicher Größe, die vielleicht als serizitisierte Plagioklase zu deuten sind. Dazu etwas Magnetit, Ilmenit, Zirkon (abgerollt!). Spärliche Muskowitblätter (0,1—0,2 mm) wohl ebenfalls klastisch eingestreut. Schieferung ist kaum zu bemerken.

In einem Schliff vom Haarkogel bei Prein tritt der Quarz noch stärker zurück; hier überwiegen stark mit feinem Serizit durchwucherte Körner, die wahrscheinlich als gefüllte Plagioklase zu deuten sind (sicheres ist in dem leider viel zu dick ausgefallenen Schliff nicht zu ermitteln). Auch hier fast keine Schieferung.

Ein Schliff vom Teschinggraben bei Turnau enthält im Gegensatz dazu zwar überwiegend Quarz als klastischen Gemengteil, meist stark in s gestreckt (0,05 × 0,3 mm), z. T. verbogen und undulös; Albit von ähnlicher Größe, aber weniger gestreckt, tritt erheblich zurück. Etwas Turmalin, Titanit, Zirkon ebenfalls klastischer Herkunft. Dagegen ist hier Serizit als Zwischenmasse viel stärker entwickelt als makroskopisch zu erwarten; in flaserig-parallelen Häuten trennt er fast alle Quarze usw. voneinander.

Die feingebänderten Serizitgesteine vom Roßkogel zeigen im Schliff Aufbau aus Lagen, die ganz oder doch weit vorherrschend aus dicht aufeinandergepackten Glimmerblättern bestehen; ihre Größe schwankt von 0,05 mm maximal in einem Schliff zu 0,2 mm im anderen. Ebenso schwankt die Schärfe der Trennung gegenüber den Quarz-reicheren — aber immer noch ziemlich reichlich und nur von

<sup>77)</sup> Ähnliches ist mir in Schliffen echten Semmeringquarzits nie begegnet; dessen feinkörnige Varietäten sind — im Gegensatz zu den schon makroskopisch als solche kenntlichen Arkosen! — immer sehr arm an Feldspat oder ganz frei davon. Ausgedehntere Untersuchungen werden zeigen müssen, inwieweit das ein durchgreifender Unterschied ist.

Serizit durchzogenen Zwischenlagen. Feldspat scheint zu fehlen. Etwas Turmalin, Epidot, Zirkon, Titanit, Erz, Apatit. In einem Schlift schöne Fältelung, ausgesprochen vorkristallin.

### 3. Veitscher Dolomit (und Magnesit), nebst Einlagerungen.

Unter diesem Namen führe ich die in den Oberkarbonschiefern steckenden, großenteils metasomatisch in Magnesit verwandelten Dolomitlinsen an. Dieselben sind zwar, wie die stratigraphische Fixierung des Alters (s. unten!) einwandfrei ergibt, dem Oberkarbon rein tektonisch eingeschaltet und höchstwahrscheinlich dem Thörl Kalk stratigraphisch gleichzusetzen; doch ist es besser, einen eigenen Namen dafür beizubehalten, bis ein unumstößlicher Beweis für diese Gleichsetzung wird erbracht werden können.

Auf die speziellen Verhältnisse der Magnesitlagerstätten gehe ich hier nicht ein, obgleich auch nach den Arbeiten von Redlich 1903, 1913, Petrascheck 1927, Metz 1938, Mohr 1925, Schwinner 1937, W. Schmidt 1921 u. a. noch lange keine Einigkeit über deren Genese und geologische Geschichte erzielt ist. Aber einerseits könnte ich dazu auf Grund meiner Beobachtungen auch keine abschließende Entscheidung fällen, andererseits ist gerade über die wichtigste und besterschlossene Lagerstätte: die des Sattlerkogels bei Veitsch, eine sehr detaillierte Aufnahme von Prof. Petrascheck in Arbeit, der ich nicht vorgreifen möchte.

Das wichtigste Vorkommen, das noch den Veitscher Dolomit in größerer Ausdehnung auch in nicht metasomatisch verändertem Zustande zeigt, ist das von Veitsch: am Sattlerkogel und seiner streichenden Fortsetzung gegen SW (P. 898) und NO (Dürrsteinkogel). Besonders an diesem letzteren wird es klar, daß es sich um ziemlich unregelmäßig in den Oberkarbonschiefern schwimmende, nicht in die Tiefe fortsetzende Linsen handelt. Eine Reihe kleiner Linsen: Pretalsattel, S Stübmung — hier auch noch größtenteils Dolomit! — schließt sich gegen W an; im O folgt eine weitere Reihe entlang dem Arzbachgraben. Alle sind (bzw. waren zur Zeit meiner Begehung, 1929/30) durch Schürfe auf Magnesit sehr gut aufgeschlossen; in allen ist jedoch die Mächtigkeit sehr gering<sup>78)</sup>. Als letzte der Kette erscheint die wieder viel bedeutendere, größtenteils in Magnesit verwandelte Linse über dem Arzbachgraben-Eingang, SO Neuberg. Hier hat sich insofern eine Änderung vollzogen, als diese Linse (bei denen des oberen Arzbachgrabens ist es nicht deutlich feststellbar) nicht mehr in karbonische Schiefer eingebettet ist, sondern in solche, die wahrscheinlich der Silbersbergserie zugehören; darunter liegt der Amphibolit, der von Cornelius 1941a, S. 38, beschrieben wurde, als Basisglied der

<sup>78)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag konnten sie größtenteils nicht wiedergegeben werden. Vgl. die Kärtchen bei Redlich 1921, Redlich und Stanczak 1923.

Norischen Decke. Doch ist diese abweichende Art des Auftretens jedenfalls sekundär tektonisch bedingt; dafür spricht schon die gewaltige Verruschelung der schwarzen Schiefer am Magnesitkontakt, wie sie im Bergbau Arzbachgraben mehrfach aufgeschlossen ist (vgl. S. 165).

Ganz ebenso — was die Tektonik betrifft! — steht es mit der anderen Gruppe von Magnesitlinsen, weit im O: zwischen Gloggnitz und Payerbach. Aber hier ist als Ausgangsmaterial für die Mg-Metasomatose kein Dolomit vorhanden, sondern Kalk (im Hangenden des Magnesits über Weißenbach): größtenteils licht- bis dunkler grau und feingebändert, aber auch schneeweiß oder grünlich, mit Serizithäuten, und stets feinkristallin (vgl. Mohr 1910, S. 123). Bei vielen Linsen fehlt aber auch hier jede Spur des unveränderten Ausgangsgesteins (so weit die Aufschlüsse erkennen lassen). Starke — und zwar offenbar postkristalline! — Verruschelung der benachbarten Schiefer ist auch hier öfters (z. B. Brüche N der Einsattelung W Eichbergkogel) wahrzunehmen. — Auf eine genauere Beschreibung und Aufzählung der einzelnen Vorkommen kann hier wohl verzichtet werden; vgl. deswegen Redlich 1914. Auch sie liegen alle<sup>79)</sup> nicht im Karbon, sondern — tektonisch! — in der Silbersbergserie (die ja deswegen einst von Mohr 1910 als „Magnesitkarbon“ bezeichnet wurde!).

Der typische Veitscher Dolomit ist ein dunkel„blaues“, feinkristallines bis dichtes, massiges bis dickbankiges Gestein. Doch kommen ausnahmsweise auch lichter graue Abänderungen vor (besonders Dürsteinkogel), auch solche mit serizitischen (oder talkigen?) Ablösungen (Arzbach). Die Anwitterung ist meist dunkelbraun, graubraun, braunrot in verschiedenen Tönungen: Gelegentlich (Dürsteinkogel-S-Abfall) läßt sie eine eigentümliche feine Parallelfurchung mit Abständen von etwa 0,4 bis 1 mm auf der Oberfläche sichtbar werden, die vermutlich auf organische Bestandteile (Korallen?) zurückgeht; doch ist auf frischen Bruchflächen an den betreffenden Stücken gar nichts erkennbar. Doch ist der Veitscher Dolomit auch sonst an organischen Resten gar nicht arm; insbesondere Krinoidenglieder treten am Sattler- und Dürsteinkogel stellenweise geradezu gesteinsbildend auf, und vereinzelt hat sie Redlich 1914 (S. 208) auch am Eichbergkogel gefunden; auch größere Stielfragmente — bis über fingerdick und  $\frac{1}{2}$  m lang — sind gelegentlich gefunden worden. — Wegen bestimmbarer Fossilien vgl. unten.

Der Veitscher Dolomit (bzw. Magnesit) enthält auf der Südseite des Sattlerkogels eine Einlagerung, welche die z. T. gleichen Fossilien

<sup>79)</sup> Ausnahme (nach Redlichs Beschreibung) anscheinend Weißenbach; vgl. später S. 118.

führt und daher als stratigraphisch eng mit ihm verbunden anzusehen ist. Es sind schwarze (aber nicht graphitisch abfärbend!), verwittert lilagraue bis gelbliche, z. T. auch viel Fe-Hydroxyd abscheidende Schiefer, teils gleichmäßig dicht, mit schwachem Glanz auf den Spaltflächen, teils feinsandig mit reichlich eingestreuten Muskowitflitterchen. Sie sind vielfach ganz erfüllt mit Trümmerwerk von Fossilien, insbesondere wieder Krinoiden; wo dieselben — wie das die Regel — herausgelöst und nur die Hohlförmern geblieben sind, mehr oder minder mit Eisenrost ausgekleidet, da bietet das Gestein einen sehr eigenartigen Anblick. Auch schlecht erhaltene Brachiopoden (*Spirifer*) und Trilobitenpygidien sind häufig; vgl. Klebelsberg 1926. Aus einer ähnlichen Schiefereinschaltung weiter N stammt die von Koch 1893 beschriebene Fauna. — Daß dies nicht etwa eingepreßte Oberkarbonschiefer sind, ergibt sich, abgesehen von der z. T. abweichenden petrographischen Beschaffenheit, auch daraus, daß die Fossilien nicht oder nicht nennenswert tektonisch deformiert sind — ein Argument, das gerade angesichts der sonst in der Grauwackenzone fast allgemein so starken tektonischen Umarbeitung gewiß kräftig ist! Die Schieferlagen waren offenbar durch den umgebenden, nur als Block beweglichen Dolomit-Magnesit weitgehend vor Durchbewegung geschützt.

Im Gegensatz zu diesen Schiefern sind andere Einlagerungen tektonischer Natur; trotzdem scheint es mir zweckmäßig, sie im Zusammenhang mit dem Veitscher Dolomit zu behandeln. Es ist ein grünlicher, dünnschichtiger Quarzit bis (häufiger!) Serizit-Quarzschiefer, der bis etwa 10 m mächtig den Sattlerkogel durchsetzt, sich ebenso am P. 898 W des Großveitschgrabens wiederfindet und N vom Dürsteinkogel-Gipfel den Veitscher Dolomit gegen W begrenzt und umwickelt. Aber damit nicht genug: auch in weiter entfernten Vorkommen ist ein gleichartiger Quarzit mit dem Magnesit verbunden: Arzbachgraben (Redlich 1922); Strantzbruch am Eichbergkogel (Redlich 1914, S. 220); bei Weißenbach hat man nach dem heute nicht mehr nachprüfaren Profil Redlich's (1914, S. 214, 215) eher den Eindruck, daß der Pseudo-Semmeringquarzit des Liegenden in unmittelbare Berührung mit dem Magnesit gerückt und mit ihm verfalltet ist. Trotz der z. T. sehr verworrenen Lagerungsverhältnisse (vgl. S. 198) läßt sich somit wohl sagen: es besteht eine gesetzmäßige Verknüpfung dieses Quarzits mit dem Veitscher Dolomit. Und die Wichtigkeit des ersteren beruht darauf, daß er einer Anknüpfung der tektonisch isolierten Linsen des Veitscher Dolomits den Weg weist: er ist als Pseudo-Semmeringquarzit<sup>80)</sup> aufzufassen, der den Veitscher Dolomit

ebenso stratigraphisch unterlagert wie S des Karbonzuges den Thörler Kalk: Darin scheint mir ein starker Anhaltspunkt gegeben, Veitscher Dolomit und Thörler Kalk stratigraphisch gleichzusetzen.

Drei Schlitze dieses Quarzits — einer dünn-schichtigen, aber nicht geschieferten Varietät, S Großveitsch bzw. aus dem Magnesitbau am Sattlerkogel zeigen ein gleichmäßiges, schwach verzahntes Körneraggregat, jedoch dermaßen mit Serizitblättchen durchsetzt, daß man zunächst eher an Feldspat als an Quarz denkt; z. T. hat man geradezu ein Bild vor sich, das an locker gefüllte Feldspäte erinnert. Allein die Prüfung im konvergenten Licht ergab überall, wo sie möglich war, einwandfrei einachsiger-positives Verhalten — also Quarz! Feldspat ist nicht nachweisbar. Die Hauptmasse des Serizits liegt auf den Intergranularen, als annähernd parallelblättrige Zwischenmasse und imprägniert von hier aus randlich die Quarzkörner. Etwas Magnesit.

Es mag sein, daß anderwärts das Gestein auch Feldspat führt; ich will auch nicht von vornherein bestreiten, daß vielleicht gelegentlich etwas Porphyroid mit dem Quarzit verbunden ist (auch das wäre mit der zuvor ausgesprochenen tektonisch-stratigraphischen Hypothese gut vereinbar!). Aber entschieden wende ich mich gegen die Ansicht Petrascheck's (1928; 1932, S. 127—128), wonach die ganze Quarzitlamelle des Sattlerkogels als Porphyroid zu gelten hätte. Ich bin dabei im Einklang mit Redlich (1914, S. 220), der bei dem Quarzit des unteren Strantzbruches (Eichbergkogel) auch zunächst an Porphyroid dachte (wegen der merkwürdigen, fast „gang“-artigen Lagerung), von dieser Ansicht aber abkam, da er mikroskopisch vollkommen gleichartige Lagen im „liegenden weißen Quarz-Serizitkonglomerat“ (d. h. im Pseudo-Semmeringquarzit) gefunden habe. Und mündlich teilte mir Redlich bereits vor Jahren mit, daß er in zahlreichen Schlitzen vom Sattlerkogel niemals eine Andeutung von Porphyroid habe feststellen können.

Redlich 1913 (S. 416) gibt auch Analysen dieser Quarzite von Veitsch und Neuberg. Eine davon (Nr. IV) ließe sich allenfalls auf Porphyroid deuten. Die anderen zeigen viel zu hohe Mg-Gehalte (bis 14,57%), bei z. T. nur Spuren von Alkalien. Das erklärt Redlich mit nachträglicher Mg-Zufuhr, die den ursprünglichen Serizitquarzit mit Talk und „Rumpf“ imprägniert habe; eine Hypothese, die hier in den Magnesitlagerstätten gewiß ihre Berechtigung hat. Damit verliert auch der gegenüber dem zum Vergleich mitanalysierten (Pseudo-Semmering-)Quarzit vom Roßkogel um 12 bis fast 20% herabgesetzte  $\text{SiO}_2$ -Gehalt alles Auffallende. — Auch die von Petrascheck 1932 (S. 128) mitgeteilte Analyse weist mit bloß 2,10% viel zu wenig Alkalien für ein Porphyroid aus.

Die Fossilien<sup>81)</sup> des Veitscher Dolomits bzw. seiner Schiefereinlagerungen wurden zuerst von M. Koch 1893 bearbeitet; Klebeis-

<sup>80)</sup> Mindestens hier kann von einem triadischen Alter dieses Quarzits unter keinen Umständen die Rede sein! Vgl. R. Schwinner 1929, S. 224.

<sup>81)</sup> Duftschmid-Wilser 1930, S. 72, vermutete Devon, ohne dafür eine stichhaltige Begründung zu geben. — Bei Schwinner 1929, S. 216/217, steht der unverständliche Satz: „Gelegentlich ist Karbon... mit Devon veraltet (Veitsch)“. Devon ist am Sattlerkogel, wo Karbon vorhanden ist, nie nachgewiesen worden; am Nordrand der Grauwackenzone aber, wo Erzführender Kalk-Devon vorhanden war, von fossilführendem Karbon niemals die Rede.

berg 1926 und Heritsch 1928, 1930 haben weitere Beiträge geliefert, zuletzt hat Metz 1937 die ganze um weitere Funde bereicherte Fauna revidiert. Nach diesem Autor liegen an sicher bestimmbareren Formen vor:

<i>Productus semireticulatus</i> Mart.	<i>Orthis (Schizophoria) resupinata</i> Mart.
» <i>gruenewaldti</i> Krot.	» « » <i>cf. var.</i>
» <i>punctatus</i> Mart.	<i>pinguis</i> Demanet
» ( <i>Gigantella</i> ) <i>gigantoides</i> Paeckelmann	<i>Spiriferina insculpta</i> Phill.
	<i>Spirifer ovalis</i> Phill.
var. nov. <i>styriaca</i> Metz	<i>Caninia juddi</i> Thomson

Damit ist sicherer Boden für die stratigraphische Einordnung des Veitscher Dolomits gewonnen: wir können das lange Hin und Her (zwischen Unter- und Oberkarbon?), das diesbezüglich durch ein halbes Jahrhundert geherrscht hat — außer den oben genannten Autoren vgl. Frech 1894, 1901, S. 9; Vacek 1894, Heritsch 1943 und Gaertner 1934, S. 244 — übergehen und uns an die Bestimmungen von Metz halten. Nach ihm liegt oberes „Visé“, d. h. nach der neuen Bezeichnungsweise des 2. Heerlener Karbonkongresses Dinant C (Jongmans und Gothan 1937) vor.<sup>82)</sup>

Bezüglich der stratigraphischen Gleichsetzung Veitscher Dolomit—Thörl Kalk, siehe unter diesem!

#### 4. Thörl Kalk (bzw. Dolomit).

Mit dem Namen „Thörl Kalk“ (nach Thörl, unterhalb Aflenz, Blatt Eisenerz) bezeichne ich im Anschluß an Spengler das Gestein des „unteren“ Kalkzuges von Hauer und Fötterle 1852. Derselbe unterlagert auf der Strecke von Turnau bis westlich Veitsch fast geschlossen das Oberkarbon, weiterhin noch in einzelnen Fetzen, welche vom oberen Arzbachgraben an gegen O sehr spärlich und klein werden und deshalb bisher ganz unbekannt geblieben waren.

Die hier vertretenen Gesteinstypen sind einigermaßen wechselvoll. Am bezeichnendsten<sup>83)</sup> ist ein schwarzblauer, dünnschichtiger bis fast schieferiger Kalk, mit z. T. schwärzlichen, leicht graphitisch abfärbenden Ablösungen; meist ist er fein kristallin, oft mit schneeweißen Calcit-

<sup>82)</sup> Der Großteil der Funde ist dem Bergbau zu verdanken; diejenigen der letzten beiden Jahrzehnte, insbesondere dem Verständnis des Herrn Ing. J. Rohm, der sie für die Wissenschaft sichergestellt hat. — Bezüglich der Lage der einzelnen Fundstellen vgl. das (ergänzte) Profil von Petrascheck bei Metz 1937. Der Korallenfundort von Heritsch 1930 befindet sich auf der anderen Seite des Groß-Veitscher Tals, beim Greitbauernbruch.

<sup>83)</sup> Gerade in Spengler's „Normalprofil“ bei Thörl (1920, S. 236) herrscht jedoch eine aberrante Ausbildung: „meist blauweiß gebänderte, seltener rötliche, leicht kristalline Kalke“.



adern durchzogen. Striung der Schichtflächen ist häufig. So ist er z. B. in dem Zug Klein-Veitsch—Veitschegg—Massinggraben größtenteils ausgebildet, aber auch in dem Zuge Veitsch—Pretalsattel—Turnau trifft man immer wieder gleichartige Kalke. Stellenweise, z. B. Steinbruch S Dirnbacher im Stübminggraben, gehen Bänderkalke daraus hervor, mit abwechselnden grauen und weißen oder rosa Lagen; auch mehr einheitlich gefärbte lichte Marmore — von etwas größerem Korn — kommen vor (z. B. W Saudörf). Der Thörlkalk wird aber sehr oft auch dolomitisch und kann auf ganz kurze Distanz in reinen, mit verd. HCl nicht mehr brausenden Dolomit übergehen; dies hat Spengler 1920, S. 240, schon festgestellt. Die Dolomite sind heller oder dunkler grau, z. T. fast ebenso schwarzblau wie die normalen Kalke, und i. A. etwas gröber kristallin als diese, z. T. aber auch ganz hell, fast weiß; die ausgesprochene Dünnschichtigkeit pflegt mit der Dolomitisierung verloren zu gehen. Durchaderung mit weißem Calcit ist auch hier verbreitet, ebenso aber auch Zerfall in scharfeckigen Grus — genau wie bei triadischen Dolomiten.

Ein gutes Profil durch den Thörlkalk, welches den Wechsel in der Gesteinsausbildung deutlich erkennen läßt, bietet die Straße Pretalsattel—Hubertushof. An der Basis (S) liegen über Pseudo-Semmeringquarzit wenige Meter dunkler Plattenkalke; dann folgt eine ganz dolomitische, zerrüttete und vergrusste Partie, die kaum mehr Schichtung erkennen läßt; zu oberst endlich wieder dunkle Plattenkalke, welche die Hauptmasse des ganzen Schichtgiedes darstellen. Sie sind stark in sich und knapp S vom Pretalsattel auch über das Oberkarbon gefaltet.

Der Thörlkalk ist fast stets eingeschlossen zwischen Pseudo-Semmeringquarzit im Liegenden und die Oberkarbonschiefer im Hangenden. Zwischen Veitsch und dem Massinggraben aber greift er auf Altkristallin über, Quarzit und Rannachserie des Liegenden sind hier verschwunden. Großartige Mylonitzonen im Altkristallin (vgl. S. 158, 180) zeigen zwar deutlich, daß daran tektonische Vorgänge mindestens sehr stark beteiligt sind. Trotzdem bin ich im Zweifel, ob sie allein maßgebend, ob nicht vielmehr auch hier eine primäre Auflagerungsdiskordanz besteht. Er wäre behoben, wenn wir wüßten, ob das auf Blatt Mürrzuschlag dem Thörlkalk zugezählte Vorkommen SW vom Greuteck wirklich dahin gehört (s. unten!); denn da kann eine tektonische Entfernung größerer Schichtmächtigkeiten kaum in Frage kommen. So muß die Frage, ob der Thörlkalk wirklich primär auf Altkristallin übergreifend abgelagert wurde, einstweilen offen bleiben; so sehr es auf den ersten Blick so aussieht.

An Fossilresten ist der Thörlkalk sehr arm. Lediglich Krinoidenglieder finden sich ab und zu; sonst nur undeutbare Spuren.

Im Dünnschliff zeigt der Thörler Kalk in feinkörniger Karbonatmasse stets Gehalt an Albit, jedoch in sehr veränderlicher Menge und Größe der vielfach gut entwickelten Kriställchen: während sie in einem Fall nicht über 0,05 mm Länge erreichen und zweifellos unter 1<sup>0</sup>/<sub>100</sub> des Gesteins bleiben, können sie im anderen bis über 0,5 mm groß werden und mehrere Prozente der Gesamtmasse ausmachen. Muskowit in dünnen Blättchen ist teils (nach Art von Füllung) darin eingeschlossen, teils liegt er selber ständig im Gestein (bis 0,3 mm lang); auch ein Zoisitmineral kommt in unregelmäßigen Körnchen daneben vor. — Wenn auch Albit in marinen Kalken als Produkt der Diagenese bekannt ist (Déverin 1936, S. 43), so legt doch die Unregelmäßigkeit seines Auftretens und seine fallweise bedeutende Menge eher den Gedanken an nachträgliche Zufuhr nahe. Doch sollte die Angelegenheit an größerem Schliffmaterial geprüft werden, bevor man eine Entscheidung in dieser Frage trifft.

Einige Vorkommen sind noch besonders zu betrachten. Zunächst das bereits genannte SW vom Greuteck: ein hell- bis dunkelgrauer, vollkommen schichtungsloser und durchwegs stark zerrütteter Dolomit, z. T. reich an Krioidenresten, der den felsigen Kamm N P. 1075 im Rücken zwischen Groß- und Klein-Massinggraben bildet. Man hat den Eindruck synklinaler Lagerung: mindestens die Sohle des Groß-Massinggrabens erreicht der Dolomit nicht — den Liegendkontakt verhüllt sein Blockwerk, aber am Gehänge beim Gruber scheint injizierter Biotitgneis und Amphibolit zusammenhängend durchzugehen. Da aber die Gegend stark von Verwerfungen gestört ist, besteht immerhin auch die Möglichkeit, daß der — lithologisch vom benachbarten Thörler Kalk etwas abweichende! — Dolomit aus der Tiefe unter dem Kristallin hervorgeschobenes Semmeringmesozoikum wäre.

Dann die vereinzelt kleinen Vorkommen von der Mürz nach O zu: zunächst das N vom Neuberger Strandbad. Hier führt ein Steig gegen N in den Wald; an ihm trifft man typische „Tattermann-Schiefer“ (vgl. S. 96), lichtgrün-feingepunktelt und blaugrau im Wechsel. Es folgt Quarzit, etwa 20 m; braungrauer, stark zerrütteter Dolomit, in Rauhwanne übergehend (zum Thörler Kalk gehörig!), 2 m, nochmals einige m Quarzit und Spuren von typischem dunklem Thörler Kalk; dann Oberkarbonschiefer. Hier führt der Steig durch ein Gatter und quert einen stark verwachsenen Graben. Auf dessen NW-Seite liegen reichlich Lesesteine von dunklem Thörler Kalk, besonders oberhalb des Steiges. Gleich darauf anstehende Karbonschiefer mit einer Konglomeratbank. (Abb. 3.)

Das nächste Vorkommen befindet sich am N-Gehänge des Raxengrabens, O Raxen, am Rücken östlich des Koglergrabens bei rund 930 m. Dort liegen reichlich Bruchstücke von dunkelgrauem, weißgeadertem, z. T. aber auch gelbem, serizitisch-schieferigem Dolomit, auf aus den Wiesen zusammengelesenen Schutthaufen. Darunter tritt Quarzit in einzelnen Schichtköpfen aus dem Gehänge, während das Hangende Karbonschiefer mit mächtigen Konglomeratlagen bilden.

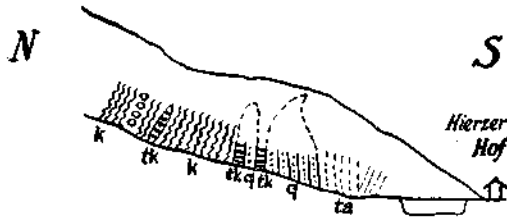


Abb. 3

k = Karbon  
tk = Thörler Kalk

q = Quarzit  
ta = Tattermannschiefer

Am Haarkogel bei Prein läßt sich dunkler Dolomit fast durch das ganze N-Gehänge verfolgen. Am besten aufgeschlossen ist er an einem Weg, der östlich von Prein auf der O-Seite eines großen eingezäunten Grundstückes hinaufführt; hier findet man ihn von 750 bis über 800 m in zahlreichen Blöcken, an einer Stelle auch zweifellos anstehend. Sonst liegen nur einzelne Lesesteine vor. Auch hier bildet das Liegende der Quarzit des Haarkogels, das Hangende Karbonschiefer.

Weiter ist der schon von Glaebner 1935, S. 169, beobachtete Dolomit an der Straße Orthof—Breitenstein hieher zu stellen: bei der Abzweigung vom Erholungsheim (N der Spießwand) steht er an, lichtgrau, stark zerrüttet, gelb bis rostbraun verwitternd (mehr als sonst gewöhnlich). Gleich S davon bei der Straßenkurve findet man die grünlichen Tattermannschiefer des Liegenden, während als Hangendes auch hier die Karbonschiefer mit Konglomerat zu finden sind.

Gleichartige, lichtgraue, gelb verwitterte Dolomite vertreten auch weiter östlich den Thörler Kalk, nie mehr als wenige Meter mächtig: N Dorf Klamm; Graben unter Station Klamm (hier tektonisch wiederholt); Gehänge W des Grabens S Einsattelung W Eichberg.

Auffallenderweise finden sich nun aber hier ganz im O auch innerhalb des Oberkarbons Linsen von dunkelblauem, dünnplattig-schieferigem Kalk, welcher dem typischen Thörler Kalk im W weitgehend ähnelt. Gut aufgeschlossen ist eine solche hart unter der Semmeringbahn, etwa 400 m W vom Rumpfer-Tunnel, auf der O-Seite eines alten Steinbruches, welcher vermutlich Material für den Bahnbau geliefert hat. Sie ist etwa 4 m mächtig, von dickbankigem Karbonsandstein (soweit sichtbar) umgeben, jedoch nicht mehr fern von dessen Hangendgrenze. Tiefer im Oberkarbon wurden auf dem Gehänge N der Spinnerei Aue vereinzelt Stücke von schieferigem dunklem Kalk gefunden, wo sie anstehen, ließ sich nicht feststellen.

Daß hier tektonisch verschleppte Schollen von Thörler Kalk vorliegen, ist zumindest in hohem Grade wahrscheinlich.

Bezüglich seiner Altersstellung hat der Thörler Kalk sehr verschiedene Beurteilung erfahren. Wenn wir von älteren, nicht mehr diskutablen Vermutungen absehen, so stehen sich heute zwei Auffassungen gegenüber. Die eine geht zurück auf Vacek, dessen Manuskriptkarte ihn als Karbon verzeichnet (die Unterlagerung durch

Karbonschiefer, die sie angibt, besteht allerdings nicht zu Recht!); auch in seinen kurzen Aufnahmeberichten (Vacek 1886, 1886 a) ist der Kalk beiläufig als Glied des Karbons erwähnt. In neuerer Zeit hat Stiny die Fortsetzung auf Blatt Bruck—Leoben (am Kulmispitz) als Kalke und Dolomite unsicheren Alters kartiert, aber in der Legende zwischen Oberkarbon und Devon gestellt. Schwinner 1939, S. 105, bezeichnet sie als Unterkarbon oder Devon. — Andererseits kam Spengler 1920, S. 250, zu der Auffassung, daß der Thörl Kalk dem Semmeringmesozoikum angehöre, die er auch auf Blatt Eisenerz, allerdings mit Vorbehalt (Spengler und Stiny 1926, S. 40) zum Ausdruck bringt. Kober war schon 1909 zu der gleichen Ansicht gekommen, hat sie aber vorübergehend wieder verlassen und erst 1923, S. 134, und wieder 1938, S. 42, 45, veröffentlicht — allerdings nur mit sehr vager Begründung.<sup>84)</sup>

Tatsächlich bestehen nun manche lithologische Analogien zwischen Typen des Thörl Kalkes und der Semmeringtrias. Spengler hat dieselben bereits hervorgehoben — allerdings wohl zu stark betont; gerade die nach meinen Befunden charakteristischste schwarzblaue Varietät des Thörl Kalks, findet am Semmering kein Gegenstück; das Rhät, an das Spengler denkt, unterscheidet sich durch oft silberig glänzende Serizithäute und Mangel graphitischen Abfärbens. Die dunklen Dolomite unterscheiden sich wieder durch den Mangel bituminösen Geruchs beim Zerschlagen von solchen der Semmeringtrias; auch fehlen ihnen die dort zuweilen (Mörtenbrücke!) vorhandenen roten Ablösungen ganz. Und was die Rauchwacken<sup>85)</sup> (Mylonite bei Spengler) von Thörl (auch sonst gelegentlich, vgl. unten!) betrifft, so muß ich meine früher (Cornelius 1926) geäußerte Meinung zurücknehmen, daß solche unter allen Umständen stratigraphisch einordenbar wären, und zugeben, daß ihre Entstehung auch auf rein tektonischem Wege möglich ist; z. B. kommt es auch im Grazer Paläozoikum gelegentlich hierzu (Clar 1933). Damit verlieren sie aber die Beweiskraft für Triasalter. Es bleibt die Übereinstimmung indifferenter heller Dolomite, auf die kaum jemand Gewicht legen wird, und der Bänderkalke, die zwar auf den ersten Blick nicht charakteristisch scheinen, aber sich auch im altpaläozoischen „Erzführenden“ Kalk wiederfinden (vgl. S. 76). Tatsächlich hat ja Clar 1926 gezeigt, daß

<sup>84)</sup> Wenn Kober 1938, S. 91, mir unterstellt, daß ich den Thörl Kalk für Silur hielte, so muß ich denn doch meine vollkommene Unschuld an dieser Behauptung feststellen!

<sup>85)</sup> Tornquist 1923, S. 122, will allerdings auch Gips in Verbindung mit ihnen gesehen haben. Da er aber nichts genaueres angibt, und da Spengler (und Stiny) 1926 nicht darauf zurückkommt, glaube ich darauf nicht weiter Rücksicht nehmen zu müssen.

solche auf tektonischem Wege entstehen können; als beweisendes Glied für die Gleichsetzung zweier Serien fallen sie also auch weg.

Wegen der übereinstimmenden Unterlagerung durch Quarzit vgl. oben, S. 111.

Bei flüchtiger Betrachtung der Gegend um den Arzbachgraben kann man zu der Meinung kommen, daß hier die um die Roßkogelgruppe herumschwenkende Semmeringserie sich mit dem Thörl Kalkzug verbinde; das dürfte für Kober ein Grund gewesen sein, ihn in die Trias einzureihen. Allein das führt zu unmöglichen tektonischen Konsequenzen (vgl. S. 216)! Tatsächlich ist hier der Thörl Kalk ausgekeilt, aber seine Unterlage von Quarzit und Rannachphylliten (die man allerdings nicht mit dem Karbon zusammenwerfen darf!) zieht weiter, und auf dem NO-Ufer der Mürz setzt auch der Thörl Kalk wieder ein (vgl. oben!), genau da, wo er hingehört.

Man hat jedenfalls ganz den Eindruck, daß der Thörl Kalk im ganzen Untersuchungsgebiet ein Glied einer regelmäßigen, mit dem Oberkarbon abschließenden Schichtfolge des Paläozoikums bildet. Was ist nun sein Alter?

Leider fehlen bestimmbare Fossilien. Auch in der westlichen Fortsetzung wurden solche bisher nicht gefunden; denn die Kalke, in denen Felsner 1936 *Caninia nikitini* Stk. und Metz 1938, 1940 gleichfalls Korallen sowie unbestimmbare Fusulinen fand, liegen nicht an der Basis, sondern innerhalb der Karbonschiefer.<sup>86)</sup> Sie entsprechen somit dem Thörl Kalk nicht unmittelbar; immerhin wiederholen sie die Fazies und bilden somit auch einen Hinweis auf stratigraphische Nachbarschaft desselben gegenüber dem Oberkarbon.

Darüber hinaus kann nur eine indirekte Altersbestimmung versucht werden. Und eine solche ist unter der Voraussetzung möglich, daß Thörl Kalk und Veitscher Dolomit stratigraphisch identisch sind. Zwar bestehen Unterschiede zwischen beiden insofern, als der Veitscher Dolomit eben durchwegs — soweit typisch! — dolomitisch entwickelt ist und verhältnismäßig viel Fossilien führt<sup>87)</sup> Aber einerseits ist die dunkle Dolomitfazies, die dem Veitscher Dolomit recht gut entspricht, im Thörl Kalkzug immerhin auch reichlich vertreten (vgl.

<sup>86)</sup> Auch der Kalk, in dem Stiny 1921 Korallen aus der Gruppe des *Cyathophyllum heterophyllum* fand, scheint nicht dem Thörl Kalk zu entsprechen, sondern innerhalb des Oberkarbons zu stecken. — Immerhin scheinen auch S der Trofaiachlinie noch Äquivalente des Thörl Kalks vorzukommen, welche Blatt Bruck—Leoben (wohl aus Maßstabgründen) nicht verzeichnet; vgl. das von Hauser 1935, S. 377, beschriebene Profil des Waltenbachgrabens!

<sup>87)</sup> Eine Gleichsetzung dieser im Karbon bzw. in Silbersbergschichten steckenden Kalke mit solchen des Semmeringmesozoikums (Toula) kommt — trotz teilweiser lithologischer Ähnlichkeit — tektonisch nicht in Frage.

oben); und anderseits wird der Veitscher Dolomit selbst in O (Weißenbach, S. 117) durch verschiedenartige Kalkvarietäten ersetzt, wie sie ähnlich auch im Thörl Kalkzug auftreten können.<sup>88)</sup> Was aber die Fossilführung betrifft, so ist diese im Veitscher Dolomit auch fast ganz auf den Sattlerkogel beschränkt, wo man ohne den Bergbau bis heute kaum eine Ahnung davon hätte! Im übrigen ist zwischen Thörl Kalk und Veitscher Dolomit in ihrer ursprünglichen räumlichen Anordnung jedenfalls noch eine längere, uns unzugängliche Zwischenstrecke einzuschieben, so daß fazielle Verschiedenheiten nicht allzu auffallend wären; auch innerhalb des Thörl Kalkzuges gibt es ja schon allerhand Wechsel der Fazies. Eine besondere Bedeutung scheint mir der beiderseits bestehenden Verknüpfung mit Quarzit zuzukommen; vgl. S. 118.

So scheint mir die Arbeitshypothese: Thörl Kalk = Veitscher Dolomit = (oberes) Unterkarbon nicht nur die z. Zt. beste, sondern überhaupt die einzige, die ernstlich in Frage kommt.

Es wird vielleicht die Frage gestellt werden, warum nicht der Thörl Kalk dem Erzführenden Kalk der Norischen Decke gleichgesetzt werden könne? Wer die beiden Schichtglieder etwas näher kennt, wird sie allerdings nicht stellen; dazu sind ihre charakteristischen Gesteinstypen zu konstant verschieden (von gewissen Allerweltstypen, wie weißen Marmoren, Bänderkalken — vgl. oben! — wieder abgesehen)! Wenn daher Schwinner 1939, S. 105, im Thörl Kalk Unterkarbon oder Devon vermutet (auf Grund der von Spengler erwähnten Bänderkalke und ihrer Analogie zum Schöckelkalk des Grazer Paläozoikums?), so betrachte ich diese Frage als im ersteren Sinne entschieden.

## 5. Das Oberkarbon.

a) Schiefer und Sandsteine bilden die Hauptmasse des Oberkarbonzuges. Sie sind, da höchstens in ganz großem Maßstabe und auch dann nur summarisch trennbar, auf Blatt Mürzzuschlag wie auf der Raxkarte unter einheitlicher Farbe zusammengefaßt.<sup>89)</sup>

Die Schiefer sind in ihrer am meisten bezeichnenden Ausbildung von ausgesprochen schwarzer Farbe — teilweise graphitisch abfärbend — mehr oder minder dünnblättriger Spaltbarkeit und sehr feinem Korn: außer feinsten Glimmerschüppchen ist mit freiem Auge nichts erkennbar. Ein schwacher serizitischer Schimmer an den s-Flächen ist

<sup>88)</sup> Die Magnesitführung, als sekundärer Entstehung, kann hier unberücksichtigt bleiben.

<sup>89)</sup> Deutlich verschieden und nicht mit den Oberkarbonschiefern zu verwechseln (wie das seit Toulia 1885, S. 170, wiederholt geschehen ist) sind die schwarzen Schiefer, die bei Kapellen (und z. T. anderwärts) innerhalb der Semmeringtrias auftreten und ihr offenbar stratigraphisch zugehören (vermutlich karnisch!). Näheres darüber bei späterer Gelegenheit.

z. T. vorhanden — im Gelände auffälliger als im Handstück — sonst aber sehen sie ganz wie „Tonschiefer“ aus.

Daß dies auch hier Trug und Schein ist, lehrt der Dümschliff: in den allerdings sehr wenigen, die mir zur Verfügung stehen, ist keine Spur von amorpher Tonsubstanz mehr wahrnehmbar<sup>90</sup>). Wichtigster Gemengteil ist lichter Glimmer, in Blättchen, die bis über 0,1 mm messen können, gewöhnlich aber deutlich individualisiert bleiben. Blaufärbter Chlorit tritt daneben stark zurück. Die Beteiligung von Quarz schwankt stark; gelegentlich ist er kaum auffindbar und nur in winzigen Körnchen, in anderen Fällen ist mehr vorhanden (immer aber merklich weniger als Glimmer) und die Korngröße bis über 0,1 mm, bei meist länglicher Gestalt. Graphitisches Pigment, stets reichlich, kann gleichmäßig oder mehr streifig-fleckig verteilt sein. — Paralleltexur, durch Regelung der Glimmer und gegebenenfalls der länglichen Quarzite, ist mehr oder weniger vollkommen; gelegentlich bildet ein großer Teil der Glimmer ( $\pm$  Chlorit) Pakete quergestellter Blättchen, die gegen außen scharf abgegrenzt sind, mit rundlichen, in s gestreckten Umrissen — fast wie Gerölle. Da aber Gerölle aus Glimmer nicht gut denkbar sind, liegen wohl auch hier — wie stets in ähnlichen Fällen — Ergebnisse einer (sehr klein dimensionierten!) Umfältelung mit nachfolgender Parallelzerschierung vor; die rundlichen Umrisse sind vielleicht durch das alles imprägnierende graphitische Schmiermittel bedingt. Übrigens sind auch an Quarzkörnern keine deutlichen klastischen Reliktformen beobachtet.

Wir müssen diese Karbonschiefer also als Graphitphyllite, als vollkommene kristalline Schiefer — wenn auch geringer Korngröße — auffassen; wie das übrigens auch frühere Beobachter, z. B. Stur (1883), Weinschenk (1902) getan haben.

Durchaus nicht alle Karbonschiefer entsprechen nun der obigen Beschreibung. Insbesondere gibt es welche, bei denen schon makroskopisch der phyllitische Charakter viel stärker hervortritt, durch Ausbildung glänzender serizitischer Häute; die schwärzliche Farbe wird zugleich zu lebhaftem Blaugrau abgeschwächt, ja es kann (lagenweise?) nicht anstehend beobachtet) das graphitische Pigment überhaupt verloren gehen und grünliche bis weiße, glänzende Serizitschiefer zustande kommen. Schiefer dieser Varietäten sieht man z. B. auf dem Gehänge südlich über der Mündung des Arzbachgrabens in die Mürz.

Vielfach mit den normalen graphitischen Schiefen eng verknüpft sind feinsandige Lagen von heller, grauer Farbe, oft rostig anwitternd; auch sie gewöhnlich noch deutlich geschiefert. Quarzkörner und größere Muskowitblätter sind mit freiem Auge darin zahlreich zu

<sup>90</sup>) Die gelegentlich zu lesende Behauptung, daß das alpine Oberkarbon von Metamorphose frei sei, ist also — mindestens was die nordalpine Zone betrifft — durchaus unrichtig. Sie wird übrigens schon widerlegt durch die von Stur 1883 und von Foullon 1883 veröffentlichten Beobachtungen (z. B. Chloritoid in den pflanzenführenden Schichten von der Wurmalpe bei St. Michael!), wie auch durch die Angaben von Weinschenk 1902 über den Fossilfundort Leimsgraben bei Kammern.

erkennen. — Ein Dünnschliff eines solchen Gesteins aus dem obersten Massinggraben zeigt als klastische Relikte vor allem (wohl 90%; ohne Berücksichtigung der Glimmerblätter!) Quarzkörner von 0,4—0,6 mm Durchmesser (ausnahmsweise darüber), stets unregelmäßig eckig, selten ausgesprochen langgestreckt. Größtenteils sind sie einheitlich, selten Aggregate. Daneben einzelne Feldspate, teils stark getrübt (nicht bestimmbar), teils klarer Albit, teils solcher mit feiner Muskowitfülle. Endlich 2—3 Exemplare von Quarz-Feldspataggregaten. Hinzu kommen zahlreiche Muskowitblätter von 0,2 bis über 1 mm Länge; die größeren teils mit Chlorit verwachsen, teils mit Titanitausscheidungen (ausgebleichter Biotit). Bei einigen Feldern von Quarz-Muskowitgewebe bleibt es zweifelhaft, ob sie zu den klastischen Komponenten oder zur Zwischenmasse gehören. Diese besteht allgemein aus größtenteils eckigen Quarzkörnern von 0,01—0,1 mm, Muskowitblättern nur 0,5 mm Längsdurchmesser. Graphitisches Pigment kommt putzen- und streifenweise hinzu (vereinzelt auch als — primäre? — Imprägnation klastischer Quarze). — Die Zwischenmasse hat hier verhältnismäßig wenig Paralleltexur aufgeprägt erhalten. Sie ist aber auch hier ohne Zweifel von Grund aus rekristallisiert. Inwieweit die klastischen Relikte in Mitleidenschaft gezogen sind, ist schwer zu sagen; Zerbrechungen und Verbiegungen sind daran fallweise, Anwachszonen nie zu bemerken.

Ein lichter (pigmentfreier!) Sandsteinschiefer von der O-Seite des Dürrsteinkogels (Veitsch), von bräunlicher Farbe, mit glänzenden Serizithäuten, enthält als klastisches Material ausschließlich Quarz. Auch wo reichlich eingewachsene Serizitblätter zunächst Feldspat vermuten ließen, ergab die Prüfung im konvergenten Licht stets Quarz. Gewöhnlich einheitliche Körner, sehr selten mehrere ineinander verzahnte; fast ausnahmslos stark getrübt. Wohlausgebildete Magnetitoktaeder (0,02 bis 0,1 mm) häufig eingeschlossen, oft 3—4 in einem Gerölle. Rundliche Umriss sind an letzteren mitunter deutlich, vor allem an den Teilen der Umgrenzung, die ungefähr // s liegen. An den übrigen sieht der Quarz meist wie etwas angefressen aus. Hier haben sich // s Bärte von Faserquarz angesetzt, einzelne Fasern als gleichachsige Fortwachsungen, die Mehrzahl aber mit anderer optischer Orientierung<sup>91)</sup>; etwas Serizit ist dazwischen eingemischt. Im übrigen bildet solcher dünne subparallele Häute, die den Geröllen ausweichen. Lagenweise dazwischen reine Quarzaggregate; auch in ihnen gibt es noch größere, an der Trübung als klastische Relikte kenntliche Körner, in allen Stadien

<sup>91)</sup> Wegen der Orientierung von Faserquarzen, vgl. die bei Cornelius 1935, S. 29, angegebene Literatur.



des Übergangs zu „Überindividuen“ (Sander 1950, S. 63) und weiter zu feinkörnigem (0,1—0,2 mm) Pflaster ohne Trübung (Reinigung des Quarzes bei der Rekristallisation!). Diese quarzischen Lagen folgen der Trener'schen Regel: ihre Quarzkörner liegen mehr oder minder mit  $\perp$  s. Spuren mechanischer Zertrümmerung sind nur in geringem Umfang zu sehen; fast allgemein hat die Rekristallisation durchgreifend gewirkt.

Auch diese Gesteine sind vollkristalline Schiefer, trotz der psammistischen Reliktstruktur.

Dann gibt es auch schwarzgraue, feinkörnige Sandsteine mit viel hellem Glimmer. Ein solches Gestein aus dem Lechnergraben (W Klamm) zeigt sehr einheitliche Größe seiner klastischen Bestandteile von 0,1—0,2 mm. Quarz überwiegt. Merklich gerundet ist nur ein Bruchteil desselben; deutlich eckige Formen herrschen vor. Als Labilkomponente (nach Fischer 1933) kommen nur Aggregate feiner Glimmerblättchen (=verglimmerter Feldspat?) in Betracht; doch sind sie nur selten einwandfrei als klastisch zu erkennen. Dagegen treten einzelne Glimmer nur wenig hinter dem Quarz zurück, zeigen auch meist ähnliche Größenverhältnisse, freilich oft mit Blättchenform. Neben Muskowit i.e.S. finden sich auch Blättchen mit Resten bräunlicher Farbe, die man für ausgebleichten Biotit ansehen möchte. Turmalin ganz vereinzelt; auch einige, wohl ebenfalls klastische Magnetitkörner. — Das Bindemittel besteht aus feinsten, wirr gelagerten Glimmerblättchen; auffallenderweise (bei der dunklen Färbung des Gesteins!) ist graphitisches Pigment kaum zu beobachten. Es ist in der Hauptsache auf dünne Häute zwischen den klastischen Körnern reduziert; doch schwellen sie auch nicht selten etwas an.

Von der gleichen Örtlichkeit stammt ein Gestein, das man als Übergang von den Sandsteinen zu den Konglomeraten bezeichnen kann: eine feinkörnige Quarzgrauwacke, deren klastische Körner sehr einheitliche Größe, von 1—3 mm Durchmesser aufweisen. — Im Dünnschliff erscheinen sie z. T. gut gerundet, manche aber auch ausgesprochen eckig. Es sind ausschließlich Quarzaggregate, meist stark verzahnt, z. T. stark undulös; in anderen Fällen mit deutlichen Anzeichen von Kristallisation überdauerter Deformation (rekristallisierte Zerreibungszonen). Andere Minerale sind sehr selten an dem Aufbau der Aggregate beteiligt: beobachtet wurden Muskowit, Magnetit, Zirkon, einmal auch ein sehr feinkörniger felsitischer Zwickel, ähnlich der Grundmasse eines Quarzporphyrs. Das Bindemittel: feinkörniger Quarz (0,02—0,05 mm) Quarz mit viel sehr feinem Serizit und etwas Chlorit, tritt an Menge sehr zurück; gewöhnlich berühren sich

die klastischen Komponenten gegenseitig nahezu. Paralleltexur ist darin öfters deutlich; sie stößt an den klastischen Körnern ab. Eingestreute größere Muskowitblätter sind wohl auch klastischer Herkunft.

b) Konglomerate. Die Konglomerate des Oberkarbons unterscheiden sich durchgehends von denen der Silbersbergserie (s. unten) und überhaupt von allen im weiteren Umkreis auftretenden, so daß man sie — einmal auf die Unterschiede aufmerksam geworden — leicht wiedererkennen und geradezu als eine Art Leitfossil benützen kann. Der wesentlichste — vielfach ganz allein vorhandene — Bestandteil ihres Geröllmaterials ist Quarz von weißer Farbe. Die Gerölle, meist annähernd kugelig bis eiförmig und ziemlich gut abgerollt, erreichen normal 1—3 cm Durchmesser; vereinzelt gibt es allerdings weit größere; bis über faustgroße im Möselbachgraben bei Prein bilden wohl das Maximum. Daneben ist schwarzer Lydit ein charakteristischer, vielfach wiederkehrender Bestandteil; stellenweise mag er 2—3% aller Gerölle bilden. Er stimmt vollkommen — auch mikroskopisch — mit den silurischen Lyditen der Norischen Decke überein. Auch ein Radiolarienquerschnitt — in dem üblichen Erhaltungszustand (vgl. S. 73) — wurde in einem Lyditgerölle vom Eingange des Altenberggrabens (O-Seite) gefunden. — Anderes Material ist sehr selten: weiße bis graue Serizitquarzschiefer (unbekannten Ursprungs) im Möselbachgraben; ebendort und SO Orthof auch ganz vereinzelt muskowitzreiche Glimmerschiefer (einmal granatführend). Im ganzen jedenfalls bietet das Geröllmaterial die denkbar strengste Auslese der widerstandsfähigsten Bestandteile.

Die Gerölle liegen im allgemeinen ziemlich dicht gepackt; Zwischenräume zwischen den größeren sind von kleineren Geröllen erfüllt. Das Bindemittel ist ebenfalls quarzig, von heller oder dunkler grauer Farbe (Graphitgehalt?). Einzelne — wohl klastisch eingestreute — Muskowitblätter beobachtet man öfters darin; selten dagegen kommt es zur Ausbildung serizitischer Häute. — Auch im Dünnschliff beobachtet man kaum mehr als das Mitgeteilte.

Das Konglomerat bildet Lagen von ein paar Metern Mächtigkeit zwischen den Schiefeln. Es bricht in großen Klötzen. Da es nicht nur ungemein hart und zäh ist, sondern auch sehr schwer verwittert, ist das Ausstreichen der Konglomeratlagen stets durch reichlichen und groben Blockschutt gekennzeichnet.

Unterschiede gegenüber dem Silbersbergkonglomerat sind die dichtere Packung und der einheitlichere Geröllbestand, sowie das Auftreten der Lydite; ferner die Farbe und kieselige Beschaffenheit des Bindemittels. Am wohl augenfälligsten aber ist der sekundäre Unter-

schied, daß die Gerölle des Karbonkonglomerats nie so plattgewalzt, das Bindemittel nie so schiefrig ist wie im Silbersbergkonglomerat. Es ist das sehr auffallend, angesichts der Lage des Karbons hart unter einer gewaltigen Überschiebung. Sollte die Ursache seiner Widerstandsfähigkeit darin zu suchen sein, daß das Karbonkonglomerat in eine sehr nachgiebige Schieferserie eingebettet ist, selbst aber bereits (diagenetisch!) verkieselt war, als die tektonischen Vorgänge sich abspielten?

Das Auftreten der Konglomerate innerhalb der Oberkarbonsedimente folgt keiner bestimmten Regel: bald sind sie nahe der oberen, bald nahe der unteren Grenze eingelagert. In nicht wenigen Profilen — auf der Strecke Altenberggraben—Prein in der Regel! — trifft man sie sogar in zwei verschiedenen Lagen. Im großen Ganzen aber nimmt die Häufigkeit der Konglomerate gegen W ab; noch weiter W<sup>92)</sup>, z. B. im Liesing-Paltental (Metz 1940) oder im Ennstal (Cornelius 1939) sind es nur noch einzelne, sporadisch auftretende Linsen.

Auf Blatt Mürzzuschlag mußte die Eintragung der Konglomeratzüge des Maßstabes halber etwas summarisch erfolgen.

### c) Graphit.

Neben dem diffus verteilten Graphitgehalt der Oberkarbongesteine finden sich auch reinere Linsen des gleichen Materials. Ich selbst habe solche zwar nicht beobachtet, doch liegen verschiedene Berichte über Schurfversuche vor.

So wurde in der Prein, nach Toulou 1885, S. 148, links (d. h. südlich) ober dem oberen Eggl „10 bis 15 Klafter ober dem Wege“, in einem schwarzen Tonschiefer, eingelagert in schieferiger Grauwacke, Graphit getroffen, „in einzelnen Knollen, die einen krystallinischen Kern haben“. Ein zweites Vorkommen befand sich „beim Meierhofe des Fleischhauers Oberdorfer aus Gsöhl, auf derselben Seite des Tales, aber nahe gegen den Rücken des Bergzuges“ (d. h. offenbar in der Nähe des Rückens, auf dem heute W Kogeltor die Straße zum Preiner Gscheid führt). Beiderseits wurden je einige 100 Zentner minderwertigen Graphits gewonnen. Ich habe von den Stollen nichts mehr gesehen.

Unverständlich ist eine andere Angabe Toulou's an gleicher Stelle: nach Erwähnung der Graphitgrube „im Gsöhl“ fährt er fort: „Eine der Gruben liegt oberhalb der Stelle, wo der Weg von Sonnleiten nach Norden gegen die Königsschubwand abzweigt, die andere weiter oberhalb in dem nach Süden ziehenden

<sup>92)</sup> Inwieweit die auf Blatt Eisenerz ausgeschiedenen Karbonkonglomerate wirklich solche sind, inwieweit Silbersbergkonglomerate, das müßte erst durch Neuuntersuchung festgestellt werden. Spengler hat beide noch nicht unterschieden; wenn er aber (1920, S. 237) die Quarzgerölle als „plattgedrückt, ja linsig ausgewalzt“ beschreibt, so würde das nach den Erfahrungen in meinem Arbeitsgebiet entschieden für Silbersbergserie und nicht für Karbon sprechen.

Graben.“ Das wäre auf der anderen, nördlichen Talseite, gegenüber dem „Ösöhl“; dort steht aber kein Karbon mehr an, sondern Silbersbergschiefer und Porphyroid, in denen kein Graphit zu erwarten ist!

Wiederholt wurde Graphit in der Umgebung der Station Breitenstein angetroffen und zu gewinnen versucht. Ein Ausbiß hatte 3 Fuß Mächtigkeit, verlor sich jedoch bei einem Einbau von einigen Fuß Tiefe (Toula 1885, S. 132). Es handelt sich also offenbar um ganz geringfügige Linsen.

Auch in der Veitsch wurde vor Jahren auf Graphit geschürft; auf der Sohle des Schwarzbachgrabens; der Schacht war z. Zt. meiner Begehung noch sichtbar.

Ein weiteres Vorkommen fand sich „nahe dem Ausgang des Lichtenbachtals am Hierzergut“ (bei Kapellen; A. R. Schmidt, zit. nach Redlich und Stanczak, 1923, S. 21).

Von einer Bauwürdigkeit aller dieser Vorkommen ist selbstverständlich keine Rede.

e) Die Altersstellung der Oberkarbonschichten ist — ein ungewöhnlicher Fall in unserem Abschnitt! — durch zwei Fossilfundstellen dem Bereiche der Vermutungen entrückt: zuerst fand Toula im Wagnergraben unweit der Brücke der Semmeringbahn (W Klamm) die folgende, von D. Stur 1883 bestimmte Flora:

<i>Neuropteris gigantea</i> St.	<i>Lepidodendron f. geopperti</i> Presl.
<i>Calamites suckowi</i> Bgt.	<i>Sigillaria</i> sp.

Dann fanden unabhängig voneinander H. Mohr 1933 und M. Glaebner 1935 im Möselbachgraben<sup>93)</sup> unterhalb der Straße Prein-Orthof die folgenden Pflanzenreste<sup>94)</sup>:

<i>Neuropteris acutifolia</i> Brogn. (H)	<i>Calamites communis</i> Ett. (H)
• <i>coriacea</i> Ett. (H)	• <i>suckowi</i> Weiss (M)
• <i>rubescens</i> Sternb. (H)	• <i>carinatus</i> Sternb. (M)
• <i>squarrosa</i> Ett. (H)	<i>Lepidodendron</i> sp. (M)
<i>Adiantites haidingeri</i> Ett. (H)	<i>Stigmaria-Appendices</i> (M)

Beide Fundorte sind heute weitgehend erschöpft. Obgleich ich Exkursionen des Alpenländischen geologischen Vereines bzw. der Wiener geologischen Gesellschaft dorthin führte, also beim Suchen durch zahlreiche Helfer unterstützt war, gelang es nicht, anderes zu finden als ein nicht näher bestimmbares Calamitenbruchstück (Wagnergraben), sowie undeutbare Stengelfragmente.

<sup>93)</sup> Auf den Karten: Eselbachgraben.

<sup>94)</sup> Die Glaessnerschen, von Elise Hofmann bestimmten Funde sind in der Liste durch ein H, die Mohrschen durch ein M gekennzeichnet. Auffallend ist, daß beide Autoren lauter verschiedene Formen gesammelt haben, und daß mit ihrem Fundort der Toulasche im Wagnergraben wiederum nur eine bestimmbare Form gemeinsam hat: ein deutlicher Hinweis auf die (immer noch oft unterschätzte) Rolle, die bei allen Fossilauflösungen der Zufall (der Erhaltung ebenso wie des Findens!) spielt.

Das Alter unserer Schichten ergibt sich aus den Funden eindeutig als Oberkarbon, und zwar Westfal A oder B (nach Jongmans 1938).

Ob man freilich diese Altersdeutung auf den ganzen Oberkarbonzug verallgemeinern darf, oder ob auch noch andere Stufen des Oberkarbons vertreten sind, das ist damit noch nicht gesagt. Bekanntlich enthält derselbe ja außerhalb unseres Gebietes auch kalkige Einlagerungen, welche etwas ältere marine Fossilien führen (Felsler 1936; Metz 1937, S. 28 u. f.). Es wäre wohl denkbar, daß deren Äquivalente bei uns auch noch vorlägen, ohne daß sie durch Fossilien gekennzeichnet sind (denn die da und dort auftretenden Kalklinsen — vgl. S. 123 — scheinen mir samt und sonders nicht stratigraphisch eingelagert, sondern tektonisch eingeschaltet, nach Analogie des Veitscher Dolomits, dessen wesentlich höheres Alter ja feststeht. Ebenso dürfen die ihm eingeschalteten altersgleichen Schiefer nicht mit dem Oberkarbon zusammengeworfen werden, von dem sie auch die lithologische Ausbildung schon trennt. Dies zur Vermeidung von Mißverständnissen!).

Die Entstehungsbedingungen: wegen der ausschließlichen Landpflanzenführung sind unsere Oberkarbonschichten für terrestrisch anzusehen: Ablagerungen schuttliefernder Bäche und Flüsse in einer Rand- oder Innensenke des variskischen Gebirges. Genaueres entzieht sich größtenteils der Ermittlung. Soviel jedoch können wir sagen, daß gegen SW das rein terrestrische Ablagerungsgebiet bald zu Ende geht: schon auf Blatt Bruck—Leoben stellen sich in den oberkarbonischen Schiefen Zwischenlagen mariner Kalke — stratigraphisch, nicht tektonisch! — ein (Metz, 1938). — Damit im Einklang steht das Zurücktreten der Konglomerate dortselbst: die Einschüttung ist also jedenfalls nicht aus SW erfolgt<sup>95)</sup>.

Auch im SO, im Grazer Gebiet, fanden sich bei Gratwein fossilführende marine Kalk-Einlagerungen in oberkarbonischen Schiefen (Heritsch 1930). Auch aus dieser Richtung wird also die Schuttlieferung nicht erfolgt sein.

Die Zufuhr wird also wohl am ehesten aus einer Richtung erfolgt sein, die in der nördlichen Hälfte der Windrose liegt. Daß sie über ziemlich große Entfernung erfolgt ist, bezeugt die starke Abrollung des Materials; die weitgehende Auslese ist vielleicht eher klimatisch bedingt. Auch daß im Einzugsgebiet altpaläozoische Sedimente eine Rolle

<sup>95)</sup> Streng gilt dieser Schluß natürlich nur dann, wenn in unserem Oberkarbon auch eine Vertretung jener — wahrscheinlich etwas älteren! — marinen Schichten enthalten ist. Doch ist nicht anzunehmen, daß sich im Verlaufe seiner Ablagerung die Zufahrtsrichtungen grundlegend geändert hätten.

spielten, ist aus dem häufigen Auftreten von Lyditgeröllen zu entnehmen. Für den Reichtum an Quarzgeröllen wird man mit Schwinner [1929, S. 221<sup>96)</sup>; 1938, S. 1187] vor allem an ein Gebirge aus älteren Phylliten denken, deren Quarz-Adern und -Schwielen in den in Frage kommenden Bereichen innerhalb der Alpen ja die reichhaltigsten Fundstätten dieses Minerals darstellen. Nun haben wir ja im N unseres Karbons ein paläozoisches Gebirge zur Verfügung, das bereits variskisch zusammengeschoben wurde — das heute in unserer Norischen Decke vorliegt. Daß sich daran eine innere Zone aus älteren Phylliten anschloß, ist mindestens nicht unwahrscheinlich. Unser Oberkarbon wäre also eine Art Vortiefensediment dieses variskisch, u. zw., wie wir dann annehmen müssen, vorwestfälisch gefalteten Gebirges (v. Gaertner 1934, S. 244).

#### Anhang: Die Rauhacke des obersten Massinggrabens.

Im obersten Massinggraben, u. zw. längs des Seitengrabens, dem der Übergang nach Neuberg über den Sattel „Beim Nikolaus“ folgt, steht in mehreren Linsen ein rauhackeartiges Gestein an. Der erste kleine Aufschluß befindet sich am Wege S vom Arzegger, bei einer Quelle; die größte, vielleicht 10—15 m mächtige Linse<sup>97)</sup> steckt östlich von dort aufwärts im Wald, steil NW mit dem Gehänge einfallend; eine letzte kleine befindet sich unmittelbar S vom Nikolauskreuz.

Die Rauhacke scheint allgemein von Oberkarbonschiefern mit einer Einlagerung der charakteristischen Konglomerate (S vom mittleren Vorkommen) unterlagert zu werden; doch wurden diese Gesteine hier nirgends anstehend beobachtet. Im Hangenden dagegen folgen sogleich auf die Rauhacke — mindestens des SW- und mittleren Vorkommens — Silbersbergschiefer. Sie scheint demnach unmittelbar an der norischen Überschiebung zu liegen.

Die Rauhacke ist z. T. feinmulmig, z. T. groblöcherig; äußerlich immer dunkel gelb, unverwittert, z. T. rauchgrau; sie zeigt mangelhafte Schichtung.

Den Lagerungsverhältnissen nach möchte man diese Rauhacke zunächst für jünger als das Oberkarbon halten; d. h. (da es in den ganzen Nordalpen im Perm kein derartiges Gestein gibt) für Trias. Dies war auch die längste Zeit meine Auffassung, der ich auch auf Blatt

<sup>96)</sup> Das Zitat nach Ohnesorge bei Schwinner ist richtigzustellen: es handelt sich um die Arbeit: Die vorderen Kühltaler Berge, Verh. geol. Reichsanst. Wien 1905, S. 181.

<sup>97)</sup> Diese beiden Vorkommen auf Blatt Müzzuschlag aus Maßstabgründen zusammengezogen!

Mürzzuschlag — wenn auch mit einem Fragezeichen — Ausdruck gegeben habe. Daß keine anderen, als untertriadisch oder auch permisch einzuordnende Gesteine — Werfener Schichten, Quarzite, Konglomerate usw. — damit zusammen auftreten, ist zwar etwas störend, aber braucht noch nicht unbedingt gegen Triasalter zu sprechen. Dagegen hat mich das Dilemma stutzig gemacht, in das man da bezüglich des Alters der norischen Überschiebung kommt: starke Argumente verlangen für diese ein variskisches Alter (vgl. S. 214), während eine triadische Rauhacke an dieser Stelle sie zu einem Glied des alpidischen Baues stempeln würde. Da ich nun von meinem früheren rigorosen Standpunkt bezüglich der Entstehung der Rauhacken (Cornelius 1926) abgehen und anerkennen muß, daß solche u. U. auch auf rein tektonischem Wege aus Dolomiten entstehen können; da insbesondere auch im Thörl Kalkzuge solche vorkommen (vgl. S. 214; ferner Spengler 1920), so möchte ich die Frage aufwerfen, ob nicht auch unsere Rauhacke als tektonisch verschleppter und mylonitischer Thörl „Kalk“, richtiger Dolomit aufzufassen ist. Eine eindeutige Antwort darauf ist vorderhand nicht möglich; doch neige ich heute stark dazu, die Frage zu bejahen.

#### IV. Zur stratigraphischen Vergleichung; Paläogeographisches.

Die beiden paläozoischen Schichtreihen der Veitscher und der Norischen Decke sind so verschieden, als sie überhaupt nur sein können: nicht ein Glied haben sie offensichtlich gemeinsam. Das ist nicht nur in dem untersuchten Abschnitt so, sondern bleibt sich im wesentlichen bis ins Ennstal gleich, so weit als die Trennung der beiden Decken überhaupt zu verfolgen ist.

Daß das Ober- und Unterkarbon der Veitscher Decke in der norischen fehlt, ist ja leicht erklärlich: das Unterkarbon könnte wohl noch in gleicher Fazies abgelagert worden, braucht aber innerhalb des abgeschlossenen Bereiches nicht erhalten zu sein. Das Oberkarbon aber ist wohl vor dem bereits zusammengefalteten variskischen Gebirge als dessen Schutt abgelagert worden, so wie die Molasse vor den Alpen; kein Wunder, daß es in jenes nicht hineinreicht.

Meinen früheren Vorschlag, Rannachserie = Silbersbergserie zu setzen (Cornelius 1935) möchte ich heute auch nur noch als ziemlich fernliegende Möglichkeit betrachten. Dagegen lehne ich nach wie vor mit aller Schärfe die Gleichsetzung der Rannachserie unserer Grauwackenzone mit den großen einförmigen Quarzphyllitgebieten (z. B. Innsbruck—Landeck; Ortler-Basis; Dolomitenbasis; Adamello—Veitlin) ab. Sie basierte auf der Angabe Vacek's, daß das Rannachkonglomerat des Liesingtales an der Basis der Quarzphyllitgruppe läge. Aber Quarzphyllitgruppe als stratigraphischer Begriff ist — und besonders im Gebrauch eines Vacek! — sehr mit Vorsicht zu genießen! Jedenfalls fehlen ander-

wärts dem Quarzphyllit derartige grobe Basalbildungen; und wenn Schwin-  
ner 1936 (Fußnote S. 120) hiegegen einwendet, daß solche auch gar nicht  
überall erwartet werden könnten, so sei demgegenüber an ihre ungemein weite  
Verbreitung in besser bekannten jüngeren Formationen: Rotliegendes, Gosau,  
erinnert.

Jedes Glied der tieferen Schichtfolge greift auf die ältere  
Unterlage über. Ob es sich da beim Thörl Kalk selbst um eine  
primäre Diskordanz handelt, möchte ich offen lassen, wenn es mir  
auch wahrscheinlich ist. Einwandfrei scheint mir eine solche an der  
Basis des Pseudo-Semmeringquarzits<sup>98)</sup>, der in den Gräben NO vom  
Roßkogel auf ganz kurze Erstreckung die ganze Rannachserie ab-  
schneidet und aufs Altkristallin übergreift, stellenweise auch intensive  
Verfaltungen dieser beiden bereits vorgefunden zu haben scheint. Eben-  
sowenig scheint mir an der primär diskordanten Auflagerung der  
Rannachserie aufs Altkristallin ein Zweifel möglich.

Je nachdem ob man in diesen Diskordanzen Anzeichen älterer varis-  
kischer Phasen sehen will, oder aber solche einer noch älteren Oro-  
genese (kaledonisch?), wird man die stratigraphische Einordnung von  
Pseudo-Semmeringquarzit und Rannachserie vornehmen müssen.

Ich möchte sie hier in der Schwebe lassen; der Spielraum ist zu  
groß und die Anzeichen für und wider zu vag.

Auf alle Fälle scheint das Verhältnis der beiden Schichtfolgen ein  
sehr schönes Beispiel zu bieten für den Gegensatz Geosynklinale—Vor-  
land: hier eine sehr mächtige und, wie es scheint, wenig lückenhafte  
Schichtreihe, dort eine weit weniger mächtige, in der jedes Glied vom  
anderen durch mehr oder minder große Lücken, ja Diskordanzen ge-  
trennt ist<sup>99)</sup>.

Aber eine große Schwierigkeit ergibt sich für diese Auffassung:  
das Faziesgebiet der Veitscher Decke scheint ja geographisch gar nicht  
im Vorland der variskischen Ketten zu liegen — eher in einer  
Innensenke. Denn im S, in den Karnischen Alpen, wiederholen sich  
Schichtfolgen, die nach Ansicht aller Kenner (Heritsch 1936;  
v. Gaertner 1934; Haberfelner 1935) mit der Norischen Decke  
sehr viel gemein haben; dies Urteil bleibt auch bestehen, wenn wir die

<sup>98)</sup> Am „Plattlquarzit“ des Palten-Liesingtales glaubt Schwin-  
ner 1929 (S. 223, Fußnote) schon entsprechendes feststellen zu können.

<sup>99)</sup> Das besagt allerdings nicht allzuviel; auch in den Karnischen Alpen ist  
die Pfengeserie ja nicht überall verbreitet. Wenn sie, wie ich vermute, kambrisch  
ist, dann liegt zwischen ihr und dem übrigen Paläozoikum ein tieferer Einschnitt,  
der ja auch in der Grauwackenzone in der Transgression des Caradocs zum  
Ausdruck kommt. Es ist also keineswegs nötig, daß sich ihre Verbreitung mit  
der der späteren paläozoischen Geosynklinalbildungen allzu weitgehend deckt;  
ja es besteht vielleicht sogar die Möglichkeit, daß sie einer ganz anders ver-  
laufenden kaledonischen Geosynklinale entstammt.



Gleichsetzung Radschiefer—Hochwipfelkarbon mit einem ? versehen. Weniger eng sind die Beziehungen zum Grazer Paläozoikum mit seiner nur schwachen Andeutung der tieferen Glieder (Porphyroide!), seinen z. T. abweichenden Gliedern im Silur (kalkige Schiefer) und Unterdevon (Dolomit—Sandsteinstufe); immerhin sind auch hier Beziehungen zur Norischen Decke (z. T. Lydite im Silur; kalkiges Mittel- und z. T. Unterdevon) noch vorhanden, zur Veitscher Decke aber überhaupt nicht.

Das einzige Gebiet, wo allenfalls noch Anklänge an die Veitscher Entwicklung wieder auftreten, ist das trotz der (leider z. T. noch nicht vollständig vorliegenden) Neuaufnahme durch Thurner (1930, 1936, 1947) noch immer so rätselhafte Murauer Paläozoikum. Zwar seine Hauptmasse wird man, trotz Unterschieden in der Aufeinanderfolge — die wohl tektonisch zu deuten sind — mit der norischen Decke vergleichen müssen: die Bänderkalkserie mit dem Devon, die Metadiabasserie mit der Silbersbergserie (anders als Thurner, der sie für Karbon hält; was jedoch für eine Grünschiefer-reiche Folge nach heutiger Kenntnis nicht in Frage kommt); silurische Kieselschiefer sind auch vorhanden (Heritsch und Thurner). Aber das Paaler Konglomerat gilt — wohl mit Recht — als Karbon; dann drängt sich für die Quarzite in seinem Liegenden die Parallele mit Pseudo-Semmeringquarzit auf, und wo sie auf kurze Erstreckung unter die Metadiabasserie hineingehen, wird man vielleicht eher eine Überschiebung sehen dürfen, als eine normale Unterlagerung und einen Anhaltspunkt für das — auch anderweitig nicht gut mögliche; vgl. oben! — Karbonalter der Metadiabase.

Daran anknüpfend kann man die Frage aufwerfen, ob nicht auch die manchmal als zentralalpine Trias bezeichneten sonstigen Quarzite im Muralpengebiet und bis nach Kärnten vielleicht Pseudo-Semmeringquarzit sind. Denn ein Auftreten wirklicher Semmeringtrias in diesen Gegenden wäre unter manchen Gesichtspunkten schwer verständlich; ein wirklicher Beweis für Trias ist aber nie erbracht worden (wenn man absieht von den Rhätfossilien von Innerkrems, die aber für die Quarzite im Liegenden auch nichts beweisen).

Die „Eisenhutschiefer“ der Turracher Gegend (Schwinn 1938) entsprechen zwar wieder der Plengserie-Silbersbergserie; allein aus bloß ihrem Auftreten möchte ich noch nicht auf eine Abtrennung dieser Gegend von dem Gebiet mit Vorlandsmerkmalen schließen. Zu diesen Merkmalen gehört entschieden wieder das Turracher Karbon; daß es nach Jongmans 1938 jünger ist als das Karbon

der Grauwackenzone (Westfal D) würde mit größerer Entfernung vom schuttbildenden Gebirge im Einklang stehen.

Wenn auch innerhalb dieses Gebietes zwischen Enns- und Drautal gewiß alpidische Bewegungen nicht fehlen, so bin ich doch überzeugt, daß man sie nicht überschätzen darf (vgl. Cornelius 1940, S. 300), daß durch sie die Entfernungen zwar verkürzt, Lagebeziehungen seiner Teile zueinander aber nicht wesentlich geändert worden sind. Man gewinnt dadurch den Eindruck, daß das Gebiet mit „Vorlandsmerkmalen“ bogenförmig von N, O und W von dem Gebiet der norisch-karnischen, d. h. der variskischen Geosynklinalfacies umgeben war, und, wie hier vorgreifend bemerkt sei, im Fortgang der variskischen Gebirgsbildung von ihr überschoben wurde. Darauf deutet die Vergenz gegen SW bzw. S in der östlichen Grauwackenzone (vgl. Gaertner 1934); gegen NNW im Grazer Gebiet (Clar 1935); gegen N in den Karnischen Alpen (Heritsch 1936).

Über die weitere Fortsetzung gegen W nur einige Andeutungen: von St. Martin a. d. Salza gegen W ist die Veitscher Decke nicht bekannt. Die ganze Grauwackenzone verschwindet hier unter den Kalkalpen; und wo sie wieder erscheint, da ist nur noch die Fazies der norischen Decke vertreten (vgl. Ganss 1941). Sie bleibt nach den bisherigen Kenntnissen durch ganz Salzburg und Tirol allein herrschend. Aber auch die wahrscheinlich paläozoischen Schiefer in der Umrahmung der Tauern (Lieser-, Katschberg-, Fuscher-Phyllite usw.) wie in deren Inneren (Ferleitner-Phyllite; Tuxer Grauwacken und Porphyroide) dürften dahin gehören, als Vertreter in der Hauptsache der Wildschönauer-Serie (Schwinnner's) (= Silbersberg-Blasseneckporphyroid, Radschiefer?). Nach der Auffassung der Deckenlehre wären sie nördlich der Grauwackenzone beheimatet: unterostalpin und penninisch (letzteres, soweit nicht ins Innere der Tauern bloß eingewickelt, wovüber die Akten noch nicht abgeschlossen sind); und unterostalpin ist auch die vermutliche weitere Fortsetzung im Juliergebiet (Cornelius 1935, S. 145). Jedenfalls würden sie den Zusammenhang vom Gebiet der Veitscher Decke nach W nicht verrammeln, wo im ganzen helvetisch-penninischen<sup>100)</sup> Gebiet stets Oberkarbon auf wahrscheinlich vorpaläozoischen Kristallin liegt (vgl. Cornelius 1921; Dal Piaz 1939). Gleiches ist auch im südalpinen Gebiet (Manno bei Lugano) der Fall; und eine Brücke schlägt das Karbon des Brennergebietes, sofern man den dortigen „Eisendolomit“ nicht mit Schwinnner (1925) dem erzführenden Kalk vergleicht, sondern dem Thörlener Kalk. Die Gesteins-

<sup>100)</sup> Im Gegensatz zu der bei den westalpinen Geologen am meisten verbreiteten Auffassung bezüglich des penninischen Gebietes!

beschaffenheit: grauer Dolomit, Bänderkalk, Magnesit wäre damit im Einklang; die Diskordanz an der Karbonbasis wie sie Schwinner zeichnet, wäre unerwartet kräftig.

Wir würden also für die variskische Kette einen ähnlichen Konkavbogen erhalten, wie ihn heute die Karpathen in ihrem Übergang zum Balkan und die Walachische Tiefebene, oder vielleicht die Falten des Himalaja um die Tiefebene von Assam beschreiben. Mutatis mutandis selbstverständlich: unser Bogen ist viel enger zusammengeklappt und ein tief aufgefülltes Senkungsfeld treffen wir erst im Briançonnais, mit seiner auch heute noch gewaltigen Karbonmächtigkeit; den vom Faltenbogen umschlossenen Sporn aber bildete eine „alte Masse“<sup>101)</sup> nur relativ seicht von Karbon transgrediert, dagegen mit allerhand in Gestalt von Transgressionen und Diskordanzen aufbewahrten Spuren einer wechselvollen Vorgeschichte versehen.

Daß bei dieser Betrachtungsweise jeder Versuch, Verbindungen von der Grauwackenzone zu den Karnischen Alpen über die Tauern hinweg zu konstruieren, illusorisch wird, sei hier nur nebenbei bemerkt. auch ganz abgesehen von allen deckentheoretischen Erwägungen, muß ein solcher Versuch daran scheitern, daß es notwendig ist, auch für das Faziesgebiet der Veitscher Decke mit seinen Vorlandsmerkmalen irgendwo eine Anknüpfung zu finden.

Hiemit sei dieser paläogeographische Ausblick abgeschlossen. Es ist ein Versuch, und ich hoffe, daß er sich künftighin als fruchtbar erweisen wird!

## C. TEKTONIK.

### I. Tektonische Einzelbeschreibung.

#### 1. Die Gollrader Bucht.

Weiter gegen N als alle anderen Profile unseres Alpenabschnittes gewährt sein W-Rand Einblick in den Bau der Kalkalpenunterlage: in der breiten und tiefen Queraufwölbung zwischen Hochveitsch und Hochschwabgruppe, der „Gollrader Bucht“, kommen unter den Werfener- und Prebichlschichten, die sie größtenteils erfüllen, auch mehrfach noch Gesteine der paläozöischen Unterlage zum Vorschein.

Von der Tektonik der Gollrader Bucht war bereits im Zusammenhang mit jener der Kalkalpen die Rede (Cornelius 1939, S. 160f., sowie die Profile Taf. 6); wenigstens in großen Zügen: es wurde die

<sup>101)</sup> Ihr späteres Schicksal: Einbeziehung in den ostalpinen Deckenbau zeigt klar, daß die häufig solchen „alten Massen“ zugeschriebene Funktion dauernder Hindernisse für alle späteren Orogenesen ihnen durchaus nicht zukommen muß. Ihre angebliche Versteifung ist zum mindesten auch ein sehr relativer Begriff!

tektonische Gestalt der Oberfläche des Paläozoikums betrachtet, nach dessen Innentektonik nicht oder nur wenig gefragt. Hier soll nun diese letztere im Vordergrund stehen.

Es war in jener Arbeit gezeigt worden, daß das Paläozoikum in der Gollrader Bucht in drei Aufwölbungen zu Tage tritt: die nördlichste oder Aschbach-Antiklinale — nach dem gleichnamigen Ort, der gerade an ihrer Stirn liegt — ist ein aufgewölbtes Paket aus drei N-schauenden, liegenden Falten, durch Werfener Synklinalen getrennt.

Der innere Bau ihres Paläozoikums scheint zunächst außerordentlich einfach: Was zutage tritt, ist im wesentlichen Porphyroid und, auf dem N-Abfall der Reitlahn, normal-hangende Quarzite, Radschiefer, Lydit, unter welche das Porphyroid im Dürrwaldgraben gegen S einfällt. Allein in eben diesem Graben steht auch bereits innerhalb des Porphyroids eingeschuppt, Radschiefer an, von Lydit begleitet; vermutlich die gleiche Einschuppung ist auch auf der SW-Seite der Reitlahn, unterhalb P 1069, durch Lesesteine von Lydit belegt. Geht man hier noch tiefer, so sieht man bald, an dem vom Troger heraufkommenden Wege bei etwa 1000 m, das Porphyroid von Radschiefern unterlagert; durch den — alpidischen! — Aschbachgraben-Bruch verstellt (Cornelius 1939, S. 162), wiederholt sich diese Auflagerung nochmals im Gehänge unter Troger. Von hier ist sie graben-auswärts bis zum Sommerer auf dem NO-Gehänge, auf dem SW-Gehänge bis knapp vor die Häuser von Aschbach zu verfolgen.

Das Porphyroid der Aschbach-Antiklinale ist also auf Radschiefer überschoben; die Überschiebung ist beiderseits des Aschbach-Grabens auf fast 2 km — in NW-SO-Richtung gemessen — aufgeschlossen. Dabei ist die aufgeschobene Porphyroidmasse selbst wieder tektonisch zweigeteilt durch die erwähnte Einschuppung, die wohl am wahrscheinlichsten als verdrückter Kern zu der obersten und anscheinend bedeutendsten der liegenden Porphyroidfalten zu deuten ist; an dieser Falte wäre also neben dem Porphyroid auch eine Unterlage beteiligt. Seine Aufschiebung auf diese ist zweifellos variskisch: Prebicht- und Werfener Schichten transgredieren einheitlich über Porphyroid und Unterlage hinweg. Alpidisch sind natürlich die Verfaltung mit Werfener Schichten, die Aufwölbung der Aschbach-Antiklinale, endlich die Brüche (mindestens z. T.).

Gegen S schließt sich eine flache, auf der SW-Seite des Aschbaches jedoch immerhin mit Werfener Schichten bis zur Grabensohle hinabreichende Mulde an; aus ihr steigt das Paläozoikum gegen S zur nächsten, allerdings nur flachen, der Kohlergraben-Antiklinale auf. Es ist hier nur in den tiefen Einschnitten des Kohler- und Aschbachgrabens aufgeschlossen, sowie im Gemeindetal, am O-Fuß von „Im Gupf“. Hier ebenso wie im Aschbachgraben wird es gegen SO durch einen ziemlich bedeutenden, SW-NO verlaufenden Bruch be-

grenzt; im Kohlergraben, wo er erloschen sein dürfte, reichen die Radschiefer — wenn auch durch Verschüttung stark unterbrochen — wohl  $\frac{3}{4}$  km weiter nach S. — Wie man besonders deutlich im Kohlergraben an der Verteilung der Fallzeichen sieht, ging der (alpidischen) Kohlergraben-Aufwölbung bereits eine gleichsinnige variskische voraus; Prebichlschichten bzw. Werfener transgredieren flach darüber hinweg. Die Diskordanz ist hier jedoch z. T. verschliffen, wie die flachliegenden Quarzitbänke in den Radschiefern nahe der Grenze, besonders auf der W-Seite des Kohlergrabens, zeigen. Im Aschbachgraben (NO-Seite) ist sie z. T. viel klarer erkennbar, an den steilgestellten Lyditzügen in der Gegend von Teibenbacher. — Das überschobene Porphyroid reicht von der Aschbach-Antiklinale nur noch ein kurzes Stück in den Bereich der Kohlergraben-Antiklinale herein; davon abgesehen, gibt es in dieser nur Lydit, Radschiefer und Quarzit.

Eine Werfener Mulde unbekannter Tiefe trennt sie vollkommen von der dritten, der Turntaler-Antiklinale. Ihr Bau wurde bereits früher in den Hauptzügen klargestellt (Cornelius bei Redlich 1931). Sie zerfällt im Streichen in zwei recht verschieden zusammengesetzte Teile, die an einem Querbruch O des Turntaler-Gipfels aneinanderstoßen: der westliche besteht wesentlich aus Erzführendem Kalk, der von S meist flach aufsteigt zu dem flachen Scheitel in der Kammregion; der N-Schenkel ist wesentlich steiler. Reste von Radschiefern sind sowohl dem S-Schenkel aufgeklebt, als auch im N-Schenkel unter den auflagernden Prebichlschichten erhalten. In der O-Hälfte der Antiklinale herrscht dagegen Porphyroid, welches ebenfalls flach von S aufsteigt, jedoch mit Unterbrechung durch eine ziemlich bedeutende Einfaltung von (Caradoc-)Quarzit am Rotsohl-Schwarzkogel; ihr S-Schenkel ist steil gegen N überkippt, so daß sich bei P 1431 wieder Porphyroid auf den Quarzit legt (Prof. 6, 7, 7a, allerdings stützt sich hier alles auf Lesesteine!).

Der oben genannte Bruch — er sei der Kürze halber Turntaler Bruch genannt — muß einen recht ansehnlichen Verstellungsbetrag besitzen — wohl in die hunderte von Metern; näheres läßt sich freilich nicht sagen, da von keinem Glied des einen Flügels die Fortsetzung im anderen mit Sicherheit feststeht. Wo er dagegen auf dem N-Gehänge die Auflagerung der Prebichlschichten trifft, ist der Bruch schon kaum mehr festzustellen. Das scheint also sehr für ein (mindestens z. T.) vorpermisches, variskisches Alter des Bruchs zu sprechen! Andere, unbedeutendere Querbrüche in der Kette des Turntaler Kogels sind dagegen wohl alpidisch: sie verstellen anscheinend auch die Auflagerungsgrenze der Prebichlschichten.

Auf dem Porphyroid liegt nun an der Rotsohlschneid ganz flach wieder geringmächtiger, zu einem lichtgrauen Phyllit verwalzter Radschiefer, gleich darüber Erzführender Kalk; und gleichartige Profile beobachtet man auch SO und S des sich in dieser Richtung abdachenden Porphyroids (Scheitelgraben, Kaiserstein). Der in der Synklinale des Schwarzkogel-S-Gehänges so mächtige Quarzit fehlt hier durchaus! Er muß — primär oder tektonisch? — auf ganz kurze Entfernung, bei der Rotsohl-Alm auf knapp 100 m, auskeilen! — Es ist nun die Frage, ob wir in dem Erzführenden Kalk der genannten Profile die Fortsetzung des gleichen Schichtgliedes vom Turntalerkogel usw. sehen wollen. Sie läge also über dem Porphyroid, bei dem Turntaler-Querbruch wäre der Ostflügel gesenkt, und die Fortsetzung des Porphyroides gegen W im Kern des Turntaler-Kalkgewölbes zu suchen.

Trifft nun aber die eben gemachte Voraussetzung nicht zu, ist im Gegenteil der Ostflügel des Bruches gesenkt, so haben wir die Fortsetzung des Erzführenden Kalkes vom Turntaler gegen O unter dem Porphyroid des Schwarzkogels (usw.) zu suchen. Eine Entscheidung zwischen beiden Möglichkeiten zu treffen, scheint mir noch nicht möglich; wenngleich das folgende mehr für die zweite Lösung spricht.

Der Erzführende Kalk des Turntalerkogels (Prof. 6, Taf. I) sinkt gegen SSO flach unter die Radschiefer der Rauschkogel-Basis. An der tiefsten Einsattelung zwischen beiden Bergen bildet etwas Quarzit die Basis der Radschiefer, den man mit dem Schwarzkogel-Quarzit gleichzusetzen versucht ist. Höher in den Radschiefern steckt ein an Hand von Lesesteinen weithin verfolgbarer Lyditzug<sup>102</sup>); er schließt es wohl aus, daß in dem mangelhaft aufgeschlossenen Schiefergelände noch eine Fortsetzung des Turntaler-Bruches maskiert sein könnte. Die Radschiefer nun mitsamt diesem Lyditzug gehen unter den Erzführenden Kalk des Kaisersteins hinein und treten nordseitig zwischen ihm und dem liegenden Porphyroid aus. Weiter NO können ihnen nur mehr die geringfügigen Schieferfetzen entsprechen, die — vgl. oben! — da und dort im Hangenden des Porphyroids auftreten; der darüber folgende Kalk aber ist durch eben diese Schiefer dem Kalk des Turntaler Kogels gegenüber als tektonisch höher gekennzeichnet!

Es ist das wohl das wahrscheinlichste, daß eine größere tektonische Bewegungsfläche im Hangenden des Turntaler Kogels durchgeht, an welches die Folge: Porphyroid-(Quarzit)-Radschiefer-Erzführender Kalk dem Kalkgewölbe des letztgenannten Berges aufgeschoben ist. W vom Turntaler Kogel wäre diese Decke, an dem vorher erwähnten Querbruch, abgesunken. Und es liegt nahe, diese Bewegungsfläche mit der-

jenigen zu verbinden, an der wir zuvor das Porphyroid im N der Gollrader Bucht den Radschiefern aufrufen sahen.

Daß die Reduktion der Radschiefer im Hangenden des Porphyroids tektonisch bedingt ist, bedarf wohl keiner ausführlichen Begründung. Es ist aber nicht nötig, daraus mehr zu machen als eine lokale schichtenparallele Gleitung, beschränkt auf das Gebiet Rotsohlschneid—Scheikelgraben—Scheikelalm (vgl. S. 142). Am Krippenkogel, O der Scheikelalm, sehen wir noch die stark reduzierten Radschiefer zwischen dem Porphyroid und der Kalkplatte des Gipfels; auf der S-Abdachung aber hebt sich diese schneller heraus als die Unterlage, besonders in SO-Richtung, so daß die Mächtigkeit der Radschiefer hier rasch zunimmt. Daß diese Zunahme mit einer wilden Verschuppung Hand in Hand geht, zeigen die dünnen Späne von Erzführendem Kalk, die — vor allem in dem Profil auf dem Kamm S des (Rad-)Schwarzkogels — in den Radschiefern stecken. Die Porphyroidunterlage aber ist an dieser Verschuppung nicht mitbeteiligt, wie der schlichte Ausstrich ihrer Hangendgrenze zeigt.

Über den Zusammenhang auf der W-Seite des (Rad-)Schwarzkogels ist noch nachzutragen: es muß hier unter dem Schutt eine größere Verwerfung in etwa SW—NO-Richtung durchgehen<sup>102)</sup>; denn auf der NW-Seite des Krippenkogels liegt die Porphyroid-Obergrenze bei etwa 1200 m, N davon im Scheikelgraben fast 100 m tiefer — und dies bei allgemein südlichem Einfallen der Schichten. — Schwer zu deuten sind die Verhältnisse auf dem NW-Abfall des (Rad-)Schwarzkogels. — Man beobachtet hier vom Scheikelgraben aufwärts das Profil: Erzführender Kalk—Radschiefer<sup>103)</sup>—Erzführender Kalk—Radschiefer—Erzführender Kalk; darüber die Prebichl- und Werfener Schichten des Schwarzkogels. Die wenig mächtige Mittellamelle von Erzführendem Kalk scheint gegen N auszuweichen; der hangende und liegende schließen in gleicher Richtung um den Radschiefer zusammen. Man hat den Eindruck einer gegen S oder SW überliegenden Synklinale aus einer tektonischen Folge Erzführender Kalk—Radschiefer—Erzführender Kalk. Aber eine Einordnung in weitere tektonische Zusammenhänge ist nicht möglich.

Unter dem Sattel N vom (Rad-)Schwarzkogel liegt wieder Radschiefer über Erzführendem Kalk. Die Konstruktion einer von dem Rotsohl-Hauptbruch gegen S abzweigenden N—S-Verwerfung<sup>104)</sup> als W-Grenze von jenen ist etwas hypothetisch (vgl. Cornelius 1939,

<sup>102)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag nicht eingetragen!

<sup>103)</sup> Darin nahe dem N-Ende der S. 65 erwähnte Chloritoidschiefer.

<sup>104)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag unterbrochene rote Linie ausgeblieben!

S. 162). — Auf dem genannten Sattel und NW davon auf der Rotsohl-schneid befinden sich die Durchbrüche des seinerzeit beschriebenen (Cornelius 1930a) Hornblendegabbros, den ich heute nicht mehr der Grauwackenzone zuteile, sondern vermutungsweise mit den Werfener Diabasen in Verbindung bringen möchte (vgl. oben, S. 80).

In der Umgebung der Scheikelalm kommt unter der hier rund 100 m mächtigen Porphyroidplatte des Krippenkogels und ihrer Fortsetzung am Fußgehänge des Rauschkogel-NO-Spornes fensterartig Radschiefer hervor. Zweifelhaft erschienen zunächst die Verhältnisse N der Scheikelalm, wo sich — allerdings ohne daß der Kontakt sichtbar wäre — über diesen Radschiefern ein Steilabfall aus Erzführendem Kalk erhebt, unter den von N her die mächtige Porphyroidmasse des (Rotsohl-)Schwarzkogels absinkt. Die Lösung des Rätsels ergibt sich, wenn wir dem S-Fuß der Kalkfelsen gegen W, auf die SO-Seite des Kaisersteins folgen: hier kommt noch einmal, wenige Meter mächtig, Porphyroid zwischen Kalk und Radschiefern hervor, verschwindet aber gegen W bald endgültig. Das „Scheikelalm-Fenster“ ist also (nahezu) ringsum geschlossen. Aber die bisher so konstante und mächtige Porphyroidplatte keilt gegen SW außerordentlich schnell aus; und damit verschwindet die Möglichkeit, die Schiefer, die sie im Fenster unterlagern, von jenen, die (vgl. oben) im Hangenden des Porphyroids gegen O auf stellenweise Null abnehmen, weiterhin zu trennen.

Noch ein Blick auf die Fortsetzung des Turntaler-Gewölbes gegen W: bis zum Schoberstein ist ein Scheitel im Erzführenden Kalk erhalten. Im N-Schenkel sieht man das nördliche Einfallen nur an der NW-Rippe des Turntalerkogels; weiter W scheinen sich die Radschiefer, die immer wieder an der Grenze gegen die transgredierenden Werfener bzw. Prebichlschichten in spärlichen Resten sichtbar werden, diskordant über die Schichtköpfe zu legen. Im S-Schenkel liegen sie dem flach mit dem Gehänge einfallenden Kalk in großer Ausdehnung auf; sie tragen die Wiesen der Turnauer Alm. Es liegt nahe, diese Schiefer mit der gegen W gehobenen Fortsetzung der Rotsohldecke in Verbindung zu bringen — sei es, daß man sie als eine Art Mittelschenkel bzw. an der Basis mitgeschleppte Lamellen auffaßt, sei es, daß sie ins Hangende des hier bereits ausgekeilten Porphyroids gehören.

In dem Rücken vom Schottenkogel südwärts zu P. 1188 (überm Greithof) sieht man diese Schiefer südlich nochmals von Erzführendem Kalk überlagert, welcher jedoch nur eine wenig mächtige Platte bildet und seinerseits die mächtigen Radschiefer von P. 1188 trägt.



## 2. Der Brücklergraben und die Unterlage der Rauschkogel-Trias.

(Prof. 3—6, Taf. 1.)

Das Fußgestell der Rauschkogelgruppe — und seine Fortsetzung über den Brücklergraben hinweg — besteht zum größeren Teil aus Porphyroid, mindestens in der Südhälfte. Die Basis ist W vom Brücklergraben durch das Miozän verhüllt; östlich davon kommen große Phyllite zutage, die ich der Silbersbergserie zurechne, wenn es auch an beweisenden Einlagerungen fehlt. In der Gegend beiderseits des Reischinggraben-Ausgangs möchte man — nach ihrer Lage wenig weiter O; vgl. S. 154 — den Ausstrich der „norischen Überschiebung erwarten. Doch sind die Aufschlüsse nicht genügend, die Gesteine so wenig typisch, daß ich ihre Lage hier nur gefühlsmäßig habe eintragen können. — Auf der O-Seite des Brücklergrabens gleich N vom Eingang, befindet sich noch eine sehr merkwürdige Stelle: der Silbersbergschiefer überwölbt hier ein ganz flaches Gewölbe aus Porphyroid, das am Gehängefuß aus den Talalluvionen auftaucht (stratigraphische Einlagerung? Sein Zusammenhang mit der Umgebung bleibt jedenfalls unklar!).

Zwischen Brückler- und Reischinggraben ist die unterste Porphyroidlamelle nur sehr wenig mächtig. Gleich darüber folgt eine erste Schiefereinschaltung, die mächtigen Grünschiefer enthält und deshalb der Silbersbergserie zuzuzählen ist (vgl. S. 28). Gegen W ist sie, mit stark verringerter Mächtigkeit und ohne Grünschiefer, über den Brücklergraben hinweg bis zum Kartenrand verfolgbar (Lesesteine!). Gegen O endet sie anscheinend noch vor dem Reischinggraben.

Eine zweite Schiefereinschaltung ist von dem S-Ende der Hochanger-Trias an (größtenteils Lesesteine, aber auch ein anstehender Aufschluß auf der W-Seite des Brücklergrabens) über die S-Ausläufer der Lamerhöhe hinweg zu verfolgen; was eine Verdoppelung unterhalb der Lamer Höhe bedeutet, bleibt unklar. Größere Mächtigkeit erlangt dieser Schieferzug erst auf den Südausläufern der Feichtinghöhe. Im Schladinggraben ist der Schiefer anstehend sichtbar, mit nördlichem, und etwa 300 m weiter nochmals, mit NO-Fallen; zwischen beiden Aufschlüssen aber scheint Porphyroid durchzugehen. Auch auf der SW-Rippe des Bruneckkogels findet sich eine ähnliche Verdoppelung. Ihre Deutung mit Hilfe der auf Blatt Mürzzuschlag eingetragenen Verwerfungen ist nicht ganz frei von Hypothese; immerhin können Zerrüttungszonen im Porphyroid auf der W-Seite des oberen Feichtinggrabens (Weg N unter dem Hofe Preuss) zu ihrer Stütze dienen. — Um den Bruneckkogel streichen sodann die Schiefer als breiter Gürtel aus; auch Quarzit ist — nahe der Hangendgruppe — mit ihnen ver-

knüpft. Wahrscheinlich handelt es sich hier um Radschiefer. Über den Wurmgraben hinweg gelingt die Verfolgung endlich wieder nur mit Hilfe vereinzelter Lesesteine; die Mächtigkeit ist hier wieder auf wenige Meter zusammengeschumpft.

Über diesem Schieferzug folgt die oberste Porphyroidschuppe; und sie trägt nun wieder Radschiefer, die zunächst von der W-Seite der Feichtingshöhe zusammenhängend um die ganze S- und O-Seite des Eibel- und Gesell-Kogels zu verfolgen sind. Nur im Schladniggraben reicht das liegende Porphyroid bis an die auflagernden Werfener Schichten — was wohl wieder auf die eine der zuvor genannten Verwerfungen zurückzuführen ist; denn dem NO-streichenden Porphyroid in der Tiefe des Grabens N Feichtinger stehen NW-streichende Radschiefer in der W-Flanke (N Preuss) brüsk gegenüber. Auch an diesen starken Schwankungen im Streichen dürften die Verwerfungen Schuld tragen; um sie einwandfrei auf Schleppung usw. zu deuten, sind freilich die Aufschlüsse zu wenig zusammenhängend. Daß die Triasgrenze von diesen Verwerfungen gar nicht in Mitleidenschaft gezogen wird, ist man versucht, für deren Alter auszuwerten — sie sind wohl variskisch! — In der W-Flanke des Schladniggrabens, am Wege SW Preuss, ist eine Lyditeinschaltung in den Radschiefern durch Lesesteine angedeutet. Auch O vom Gesellkogel, bei dem Sattel gegen einen vorgelagerten Buckel, liegt Lydit anscheinend (spärliche Lesesteine!) über Radschiefer. Und N des Gesellkogels, auffallenderweise in ihrem Liegenden und von Porphyroid unmittelbar unterlagert, treffen wir eine kleine Partie von flaserig-schieferigem Erzführendem Kalk (derartige Lagerungsverhältnisse wiederholen sich jedoch von hier bis zur Rotsohlschneid immer wieder in ähnlicher Weise!). W von hier, gegen den oberen Rauschgraben, wird die Radschieferzone samt Porphyroidunterlage an einer Verwerfung abgeschnitten; diese ist jedoch diesmal nachvariskisch, denn den Gegenflügel bilden nur Prebichl- und Werfener Schichten (erstere S P 1121 im Rauschgraben).

Im Reischniggraben (O-Seite) wird die Radschieferzone von der flach tiefer greifenden Basisfläche der Trias abgeschnitten; aber bei der Rott-Alpe, auf der W-Seite im Hintergrunde des Grabens, ist noch ein kleiner Rest davon erhalten. Hier wird wieder das ganze Paläozoikum gegen N durch einen nachvariskischen Bruch abgeschnitten, und ebensolche lassen auf der W-Seite des Grabens die Werfener in einem Keil 200 m tief, bis zur Grabensohle absinken (vgl. Cornelius 1939, S. 158).

Auf der ganzen betrachteten Strecke lagerten — nach dem Ausstreichen der Grenze zu schließen; denn anstehende Aufschlüsse fehlen

fast ganz! — die Radschiefer dem Porphyroid mehr oder minder flach auf. Wo sie auf dem Abhang gegen den Brücklergraben wieder erscheinen, wird dies sogleich anders: S vom Brückenbauer zieht die Grenze von beiden Seiten zur Grabensohle hinab, so daß der beim Brückenbauer mündende Seitengraben bereits ganz im Radschiefer liegt. Er steht darin nahe der Mündung an, mit auffallend flacher Lagerung; ja von dort gegen S greift er sogar noch unter das Porphyroid, das den Rücken darüber bedeckt. Es liegt somit nicht nur eine Abbeugung oder Flexur vor, sondern eine Überfaltung von Porphyroid über Radschiefer (von freilich geringer Förderweite), gegen rund NNW. Sie streicht rund N 30° O, wie sich aus dem Kartenbild ersehen läßt. Im Rauschinggraben ist noch nichts davon aufgeschlossen, ihre Fortsetzung ist gerade N von der Auflagerungsgrenze der Trias zu erwarten, welche hier überall die Grauwackentektonik scharf und glatt abschneidet. Erst auf der NO-Seite des Rauschkogel-Paläozoikums scheint sie N vom Rauschgraben wieder zutage zu treten (vgl. Prof. 3—6).

N über dem Brückenbauer steckt im Radschiefer ein erster, 10—12 m mächtiger Span von Erzführendem Kalk, mit ziemlich steilen NNW-Fallen; gegen oben wird er abgeschnitten von der Prebichlschichten-Auflagerung, die nun gegen das Tal hinabsteigt, zum Boden der Rauschkogel-Synklinale (vgl. Cornelius 1939, S. 157). Auf der westlichen Grabenseite ist der Verlauf dieser Synklinale viel flacher. An dem Sporn NW über dem einzelnen Haus, 1/2 km N Brückenbauer, liegt über Radschiefer etwas Porphyroid, unmittelbar unter der Werfener-Auflagerung — ein vereinzelter Rest, der nicht mit der großen südlichen Porphyroidmasse in Zusammenhang gebracht werden kann; wegen seiner Anknüpfung siehe unten! Am nächst nördlichen Sporn ist schon wieder nichts davon zu sehen; hier hat sich wieder eine mächtige Linse von Prebichlschichten eingestellt, deren Blöcke bis zu den Wiesen am Gehängefuß alles überdecken. Gegen N wird es durch die Fortsetzung der von Spengler kartierten Verwerfung N des Hochanger-Gipfels emporgehoben; und damit werden im Liegenden wieder Radschiefer sichtbar, mit einer eingelagerten, ganz flach liegenden Linse von Erzführendem Kalk.

Gegen N hebt sich die Basis der Werfener bzw. der Prebichlschichten wieder, offenbar steil auf der O-Seite (wo indessen Bergsturzblockwerk alles verhüllt), flacher auf der W-Seite. Hier sind die Radschiefer bis zum Greithof zusammenhängend sichtbar (wenn auch größtenteils nur Lesesteine<sup>105</sup>). Am Gehänge W vom Greithof selbst

<sup>105</sup> Hier, etwa 1/2 km S Greithof, das bei Cornelius 1939, S. 159, wieder-gegebene Profil an der Grenze gegen die Werfener Auflagerung, das die starke Verschleifung an dieser Grenze zeigt.

148 H. P. Cornelius †: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nord-

verursacht Schuttbedeckung eine größere Lücke. Etwa  $\frac{1}{2}$  km NW vom Greithof, auf der Rippe SW von der Kapelle im Greitgraben, steckt in den Radschiefern wieder eine Linse von dünnflaserigem Erzführendem Kalk, etwa 20—25 m mächtig; einige Meter von grauem Muskowitquarzit folgen unmittelbar darüber. — Auf dem O-Gehänge (P 1188; vgl. S. 144) scheint diese Einschaltung sich nicht mehr fortzusetzen.

An dem NW-Gehänge des Rauschkogelkammes (über dem Turner Graben) scheint im Paläozoikum recht flache Lagerung zu herrschen. Das zeigen nicht nur die sehr spärlichen Aufschlüsse in den Radschiefern (welche das Gehänge unter der Triasgrenze vorwiegend aufbauen), sondern auch eine Einschaltung von Sandstein, sowie eine von dem S-Schenkel des Turntaler-Gewölbes hereingefaltete, mehr als 1 km weit am Gehänge zu verfolgende Kalkzunge: beide steigen nur sehr wenig gegen SW an. Auf der vom Rauschkogel-Gipfel gerade gegen W verlaufenden Rippe steckt oberhalb dieser Kalkzunge — sie ist hier besonders mächtig, fast 100 m, und bildet ansehnliche Felsen — zwischen Radschiefern zweifelloses Blasseneckporphyroid, stark verschiefert und etwa 10—12 m (Lesesteine); wenig höher verhüllt Moränenschutt die Ablagerung der Werfener.

Dieser — nach keiner Richtung weiter verfolgbare — Porphyroidfetzen gehört zusammen mit dem zuvor erwähnten im Brücklergraben wohl zu einer ganz ausgedünnten Fortsetzung der unter dem Kaiserstein ausgekeilenden Rotsohl-Porphyroidplatte.

In noch höherer Lage sind wieder zwei — getrennte, aber wahrscheinlich zusammengehörige — Vorkommen von Erzführendem Kalk: das eine bildet die Kuppe P 1466 im N-Kamm des Rauschkogels, das andere liegt SW davon gerade unter der Werfener-Transgressionsgrenze. Beide fallen flach SO bzw. OSO. Sie sind wohl Reste allseitig aus dem Zusammenhang gerissener Linsen und entsprechen tektonisch einer Fortsetzung des Kaisersteins.

Von P 1466 hinab zur Scheikl-Alm trifft man nur Radschiefer unterhalb der Moränen, welche die Auflagerungsgrenze der Trias verhüllen. Diese ist am Abhang S der Scheiklalm wieder tief (bis unter 1200 m) hinabgestiegen — befinden wir uns doch in der Axe der Rauschkogel-Synklinale. — Die Aufschlüsse im Paläozoikum um die Scheiklalm wurden bereits S. 144 im Zusammenhang besprochen.

### 3. Die Aufschlüsse im Hintergrunde des Groß-Veitschgrabens über dem Porphyroid).

(Prof. 29—34, Taf. II.)

Das Gebiet zwischen dem nach N untertauchenden Porphyroid und den transgredierenden, Prebichl- bzw. Werfener Schichten am S-Abfall der Hochveitsch wird vollständig eingenommen von Radschiefern mit einer Reihe von z. T. kompliziert eingefalteten Lamellen von Erzführendem Kalk (und z. T. Lydit). Man möchte darin eine streichende Fortsetzung der Tektonik der Gegend um Rotsohlschneid und Scheiklalm erwarten. Allein der Zusammenhang ist derart wenig übersichtlich, daß es tatsächlich fast unmöglich ist, auch nur ein Element des einen Gebietes mit einem solchen des anderen in Beziehung zu bringen.

Zunächst ist der Zusammenhang durch eine jüngere Auflagerung bis fast an die Porphyroidgrenze hin unterbrochen: O unterm (Rad-) Schwarzkogel, der selbst schon aus Prebichl- und Werfener Schichten besteht, zieht die große Rotsohl-Verwerfung durch und senkt diese Bildungen gegen O um etwa 200 m ab (vgl. Cornelius 1930; 1939, S. 155). Die Kalkzüge des Krippenkogels schneiden daran ab. S davon dürfte die Verwerfung — die hier nicht mehr sicher zu verfolgen ist — rasch, spätestens im Porphyroid „Auf der Läng“ erlöschen.

Auf dessen, vom Eibenkogel nach N ausbauchende Wölbung (vgl. Prof. 13, Taf. I) legt sich „Auf der Läng“, S des Sattels P. 1223, noch einmal unmittelbar Erzführender Kalk, wie wir dies aus der Gegend Rotsohlschneid—Scheiklalm gewohnt sind — ohne daß man ihn indessen als Fortsetzung eines der dortigen Kalkzüge betrachten könnte, außen vielleicht als die des Kalkes S der Scheiklalm. Während dieser aber flach dem Porphyroid auflagert, strebt der Kalk „Auf der Lang“ von dieser Unterlage weg; von S her schieben sich zwischen beide Radschiefer, und gegen O streicht der Kalk in diese hinein und endet irgendwie in unbekannter Weise zwischen ihnen, auf dem dicht bewaldeten N-Abfall des Eibenkogels. Jedenfalls ist auf dessen NO-kamm (und auch weiterhin!) in der streichenden Verlängerung unseres Kalkes nirgends mehr eine Spur davon in der Nachbarschaft des Porphyroids zu erblicken.

Auch wie sich die weiteren, auf der N-Seite des Eibenkogels in den Radschiefern steckenden Kalkzüge verhalten, konnte in vielen Einzelheiten nicht ermittelt werden. Ein mächtigerer Zug liegt im NW des Eisnergrabens und setzt von da zum Rad-Wirtshaus hinab; ein schwächerer taucht in seinem Liegenden auf und zieht westlich gegen die Riegler-Alm. Ob beide enger miteinander verknüpft sind, ist ebenso

unbekannt wie ihre Endigung gegen W, in diesem unübersichtlichen Waldgelände.

Beim Rad-Wirtshaus überschreitet der erstgenannte Kalkzug den Graben und bildet nun, östlich einfallend, den Fuß des ostseitigen Gehänges (Steinbruch!), offenbar als Dach eines gegen O untersinkenden flachen Teilgewölbes aus Radschiefern, das auch im Schichtfallen auf dem Rücken NW überm Rad-Wirtshaus angedeutet ist (Prof. 16). Folgt man diesem Rücken weiter gegen den Sonnkogel, so trifft man weitere Kalk- (und Lydit-)Züge, größtenteils steil NW fallend, mit auffallend nach NO, ja selbst NNO verdrehtem Streichen. Leider legen sich auf dem obersten, mächtigsten dieser Züge die Prebichlschichten des Sonnkogels, und NO setzt alsbald das breite, dem Kerne der Hochweitsch entquellende Moränengelände der weiteren Verfolgung ein Ziel, so daß das Wiedereinbiegen in das normale OW-Streichen der Beobachtung entzogen bleibt.

Trotzdem kann es kaum zweifelhaft sein, daß es die Fortsetzung dieser Kalkzüge ist, die auf der O-Seite des Moränengeländes O—W-streichend wieder erscheint: ein schwächtiger südlicher und ein bis über 200 m mächtiger nördlicher (dieser dürfte die heute gänzlich verfallenen ehemaligen Eisengruben der Brunnalpe beherbergen). Am Kamm oberhalb vom Haarbeinl schneiden ihn die Prebichlschichten ab; diskordante Auflagerung ist zwar nicht unmittelbar sichtbar, geht aber, wie so oft, aus dem Kartenbild unzweideutig hervor. Auf der Ostseite des Rückens aber sind beide Kalkzüge verschwunden — nur Radschiefer und z. T. Lydit liegen an seinem Fuß in ihrer Fortsetzung im Streichen.

Dagegen stecken am S-Ende dieses Rückens wieder zwei Kalkzüge, der obere von Lydit im Liegenden begleitet, zwischen den Schiefern (Prof. 16). Man möchte einen Zusammenhang mit dem Kalk in der Tiefe des Grabens beim Rad-Wirtshaus vermuten; doch bleibt die Begehung des dazwischenliegenden Waldgehänges die gewünschten Aufschlüsse darüber schuldig. (Die im Prof. 16 eingetragene Verbindung hat daher nur hypothetischen Charakter!) — Das Streichen ist hier z. T. wieder stark verdreht, bis NNO. Eine weitere Fortsetzung dieser Kalke ist nicht bekannt.

Dagegen setzt ungefähr im Streichen des Kalkes von den Eisengruben bei P. 1145, auf dem Rücken NW Preiß, wieder ein Kalkzug ein, zunächst wenig mächtig, flach N fallend, dann in der Tiefe des Grabens N Preiß auf rund 400 m anschwellend und, wie das hier und weiter O stark wechselnde Einfallen zeigt, heftig in sich zusammen-

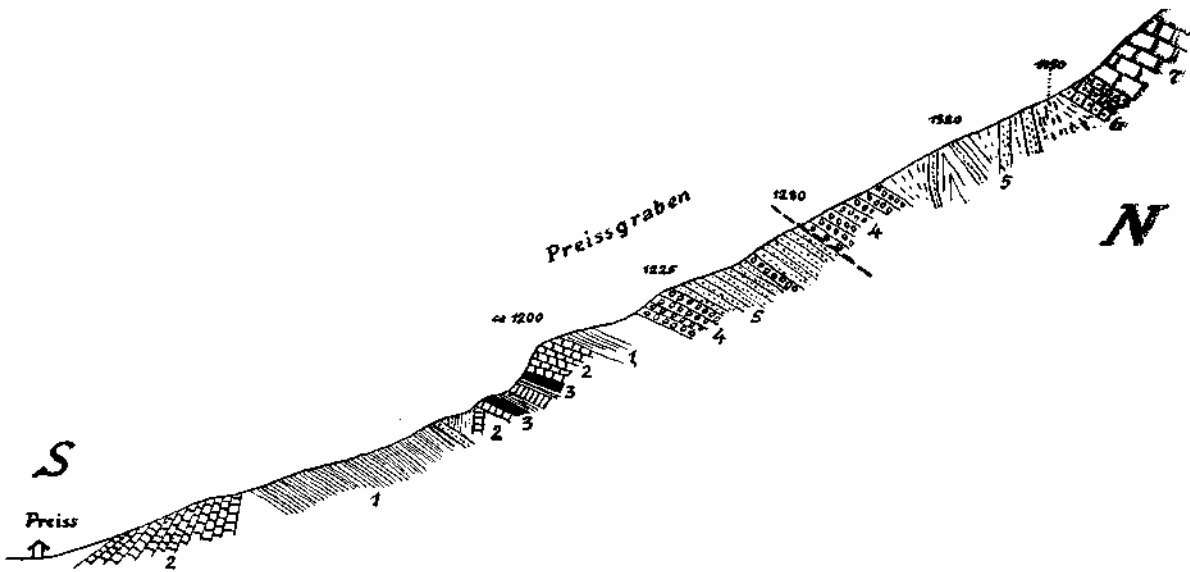


Abb. 4

- |                       |                        |                          |
|-----------------------|------------------------|--------------------------|
| 1 = Radschiefer       | 5 = Werfener Sandstein | 4 = Prebichl-Konglomerat |
| 3 = Lydit             | 7 = Wettersteinkalk    | 6 = Gutensteiner Kalk    |
| 2 = Erzführender Kalk |                        |                          |

geknäuel. Er setzt nun ohne Unterbrechung fort zum Kaskögerl, wo wir ihn später (S. 163) wieder treffen werden.

N von diesem Zug ist noch eine weitere Kalkeinschaltung auf dem Rücken NW Preiß vorhanden, die sich nicht weiter verfolgen läßt; ebenso auch im Steinbachgraben, etwa 200 m N vom Hauptzug<sup>106)</sup>. Und im Graben, der bei Preiß ausmündet, ist knapp unter der hier ziemlich konkordanten, flach NW einfallenden Auflagerung der Prebichlschichten ebenfalls Erzführender Kalk, von Lydit begleitet, sichtbar, in mehrfacher Wiederholung — offenbar infolge heftiger Verfaltung mit den Radschiefern<sup>107)</sup> (Abb. 4).

#### 4. Der Südrand der Grauwackenzone von Turnau bis Veitsch.

(Prof. 1—15, Taf. I).

Der schmale Streifen, den das Turnauer Tertiärbecken bzw. der Stübming- und Pretalgraben von der Grauwackenzone abschneiden, gehört (sozusagen) ganz ihrer tieferen Einheit, der Troiseck-Decke, an.

Ganz im W, am Schwabenberg S Turnau, ist vor allem die Rannachserie<sup>108)</sup> mächtig entwickelt; allerdings dürfte das Einfallen — nach

<sup>106)</sup> Fehlt auf Blatt Müzzzuschlag.

<sup>107)</sup> Fehlt ebenfalls auf Blatt Müzzzuschlag.

<sup>108)</sup> Stellt man den Anschluß an Spengler's Aufnahmen auf Blatt Eisenerz her, so ist zu beachten, daß dort die Rannachserie mit dem Pseudo-Semmeringquarzit unter der Bezeichnung Quarzitgruppe vereinigt ist.

den ganz spärlichen Aufschlüssen zu urteilen — vorzugsweise dem Gehänge mehr oder minder parallel gehen. Hart am westlichen Kartenrand, am Sträßchen zwischen Schrittwieser und Gutjahr, folgt darüber Thörler Kalk, anstehend bei etwa 840 m, mit Zwischenschaltung von etwas Quarzit; in dem Graben rund 100 m weiter W ist der Quarzit ausgekeilt, der Kalk legt sich unmittelbar auf die konglomeratischen Rannachschiefer. Es ist dies einer von den Fällen, wo man sich fragt, ob da nicht eine primäre Diskordanz vorliegen könnte. — Auf dem Rücken unmittelbar W von diesem Graben steckt auch zwischen den Rannachschiefern noch einmal Quarzit, freilich sehr mangelhaft aufgeschlossen. Der Verdacht auf eine Synklinal- oder Schuppungsfläche liegt nahe (Abb. 5).

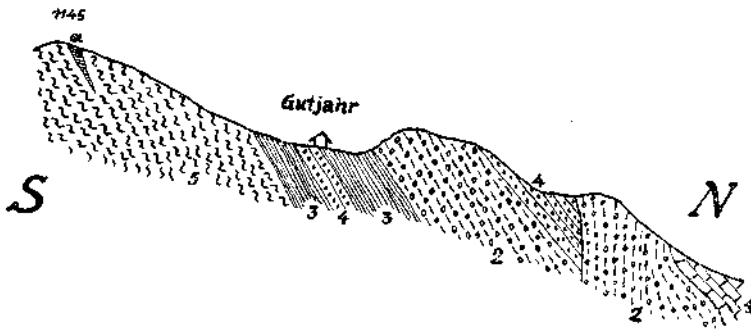


Abb. 5

- 1 = Thörler Kalk
- 2 = Rannachschiefer konglomeratisch
- 3 = Rannachschiefer ohne Konglomerat
- 4 = Quarzit
- 5 = Glimmerschiefer mit Amphiboliteinlagerung (a).

Auf der Rippe, die vom Schwabenberg gegen Turnau hinabzieht, reicht der Thörler Kalk bis zum Kamecker. Auf der O-Seite ist er von Quarzit unterlagert, während man schon auf der Höhe der Rippe und auf ihrer W-Seite von ihm nichts mehr findet, nur konglomeratische Rannachschiefer. Auch dies ist ein Beispiel für (primäre?) Diskordanz an der Basis der Thörler Kalke. In dem nächst östlichen, vom tiefsten Sattel zwischen Schwabenberg und „Im Schlag“ herabziehenden Graben („Teschinggraben“) schneidet ihn eine Verwerfung ab: am Grabenausgang sieht man ihn im Streichen — welches hier nach NO bis NNO verdreht ist — an Quarzit abstoßen; beide Gesteine sind stark in sich zertrümmert. Auch weiter aufwärts folgt der Graben der Verwerfung; unterhalb Tesching sieht man die Auflagerungsgrenze Rannachschiefer-Alt kristallin um rund 150 m gegen NW



versetzt; was der Größenordnung nach die hier erfolgten Bewegungen überhaupt kennzeichnet.

Unmittelbar S Turnau, in einem Wasserriß knapp W neben dem Weg zum Whs. Gamsjäger (= Schwabenberger der Karte), betrachtet man in Schiefen der Rannachserie flaches N-Fallen. An der Gehängekante W über diesem Aufschluß aber steht der Thörler Kalk mit mittlerem W-Fallen an, und bildet den ganzen gegen W schauenden Steilabfall. Da wäre also die Diskordanz fast unmittelbar sichtbar; freilich besteht hier die Möglichkeit, daß eine Abzweigung der eben beschriebenen Tesching-Verwerfung — sie hervorruft. — S vom Kalk bedeckt Quarzitschutt das Gehänge bis zum Ausgang des Teschinggrabens.

Am Kalcherberg O Turnau endlich sehen wir den Thörler Kalk zusammenhängend einsetzen: er bildet als mittelsteil mit dem Gehänge fallende Platte die dreieckförmige NW-Abdachung dieses (eben nach dem Kalk-Vorkommen benannten!) Berges. Etwas Quarzit trennt ihn von der liegenden Rannachserie (Prof. 3). Und während bis hieher das jüngste Glied der Troiseck-Decke, das Oberkarbon, konstant unter dem den ganzen untersten Gehängeabschnitt verhüllenden Miozän und jungen Schuttbildungen versteckt blieb, tritt es nun auf den dem Kalcherberg vorgelagerten sumpfigen Wiesen zum erstenmal, wenn auch sehr mangelhaft aufgeschlossen, zu Tage. — Auf dem O-Gehänge des Kalcherberges verläuft wieder eine Verwerfung, mit nahe N-S-Streichen, die wiederum die Auflagerungsgrenze der Rannachserie gegen N vorschiebt, und zwar um fast  $\frac{1}{2}$  km; auch an den folgenden Schichtgrenzen sind ähnliche Verstellungsbeträge festzustellen — freilich wegen starker Verschüttung weniger deutlich. Nur an der N-Grenze des Thörler Kalkes fehlt es an Anzeichen einer Verschiebung; und ob hieran nur die Verschüttung schuld ist, bleibt zweifelhaft.

Denn es scheint, daß im Thörler Kalk mit dieser Verwerfung, vom Maurergraben gegen O, eine andere Veränderung einsetzt. Während er nämlich bis hieher (und noch am Ausgang des Maurergrabens) stets mit dem Gehänge einfiel, liegt er nun weithin — mindestens im oberen Teil des von ihm eingenommenen Gehänges — überkippt. Die Aufschlüsse zeigen wenigstens so konstant S- bis SO-Fallen, vorwiegend mit mittleren Neigungswinkeln, daß man kaum darin bloßes oberflächliches Hakenwerfen wird sehen können. Zugleich setzen in den tieferen Schichten stärkere Verschuppungen ein. So steckt auf dem NW-Kamm des Maurerkogels bei etwas über 1100 m nochmals ein Span von Thörler Kalk im Pseudo-Semmeringquarzit. Und über das ganze Gehänge des Maurer- und Auerkogels hinweg sieht man Quarzitzüge

mit den Konglomeratschiefern der Rannachserie wechseln.<sup>109)</sup> Vom Dimbacher gegen O wird auch am Fuß des Gehänges — und jetzt zusammenhängend — das Oberkarbon von neuem sichtbar.

Mit dem N-Abfall der Auerhöhe treten wir in ein Gebiet sehr interessanter tektonischer Komplikationen; sie wurden z. T. bereits (Cornelius 1941, S. 40 und Abb. 5, 6) dargestellt (soweit nämlich das Auftreten altkristalliner Gesteine damit verknüpft ist), so daß hier ein kurzer Hinweis genügt. Es handelt sich einmal um die W vom Wirtshaus Zwanzenhof aus den Alluvionen des Stübmingbaches auftauchende Schubfläche der norischen Decke, die teils steil N-fallend, teils überkippt bis östlich über den Auergraben hinaus durch eine Perlenschnur von Altkristallinlinsen gekennzeichnet ist; und zweitens um kleine Deckschollen altkristalliner Gesteine, die auf dem N-Gehänge der Auerhöhe dem Thörler Kalk diskordant aufsitzen — wahrscheinlich auch mit obiger Schubfläche zusammenhängend, mag sie nun hier das ganze Oberkarbon abschneiden oder mit ihm verfault sein (das läßt sich nicht sicherstellen, da das Hangende der Deckschollen ja nicht erhalten ist).

Hinzu kommt aber noch weiteres, worauf hier zum erstenmal aufmerksam gemacht wird: nämlich Deckschollen aus Gesteinen der Rannachserie, die ebenfalls auf Thörler Kalk liegen. Wahrscheinlich gehört dahin zunächst ein Streifen konglomeratischer Phyllite (nur Lesesteine!), der sich auf dem N-Abfall der Auerhöhe zwischen Pseudo-Semmeringquarzit und Thörler Kalk einzuschieben scheint. So — als konkordante Zwischenlage — wurde er (Cornelius 1941, Abb. 6) gezeichnet; tatsächlich aber ist die Auffassung als Deckscholle wahrscheinlicher — nicht nur, weil er im Streichen ziemlich bald zu Ende geht und nicht nach der Tiefe fortsetzt, sondern auch wegen der Analogie mit den anderen, folgenden Vorkommen, und endlich auch wegen der leichteren mechanischen Verständlichkeit. Ganz sicher erscheint die Deckschollennatur eines kleinen Vorkommens von grauen phyllitischen Schiefern und Quarzit, das bei etwa 1000 m dem Kalk der örtlichen Zweigrippe der Auerhöhe anfliegt (obwohl auch hier nur Lesesteine vorliegen). Und noch schöner ist eine viel größere ähnliche Deckscholle auf der O-Seite des Auergrabens, wiederum aus phyllitischen Schiefern (z. T. konglomeratführend) bestehend und rundlich, anscheinend von Quarzit unterlagert, während auf dem Gehänge gegen den Auergraben der Thörler Kalk geschlossen durchzieht und auch im

<sup>109)</sup> Dabei ist allerdings die Frage zu stellen, ob das nicht primär der Rannachserie zugehörige, also bloß stratigraphisch eingeschaltete Quarzite sind; vgl. S. 111.

Fortstreichen gegen O wieder darunter hervorkommt. Daß die Gesteine dieser Deckschollen der Rannachserie (bzw. zum kleinen Teil dem Pseudo-Semmeringquarzit) angehören, unterliegt keinem Zweifel. Damit ist aber auch schon gesagt, wo sie tektonisch anzuknüpfen sind: es kommt dafür nur der heutige Ausstrich der Rannachserie im S<sup>110)</sup> in Frage — also Bewegung gegen N! — Damit ist zugleich der Vorzug einer sehr geringen Förderweite — von nur ein paar 100 m — verbunden. (Für die altkristallinen Schollen gilt das alles nicht — wie zur Abwehr von Mißverständnissen bemerkt sein mag; siehe darüber S. 154.

Mit dem Auergraben setzt eine weitere Verwicklung ein: nicht weit von der Grenze Thörlers Kalk — Karbonschiefer stecken in diesen Linsen von Veitscher Dolomit, die sich über das örtlich anschließende Gehänge verfolgen lassen. Durch einige (ziemlich erfolglose!) Schürfe auf Magnesit sind sie gut aufgeschlossen. Wie in allen Veitscher Dolomiten haben wir in ihnen tektonische Einschaltungen zu sehen.

Die norische Überschiebung ist östlich vom Auergraben verhältnismäßig gut gekennzeichnet: zunächst durch die östlichste der erwähnten Kristallinlinsen, dann, auf der Wiese östlich von dort, durch eine 1 m mächtige Bank von weiß und grau geflasertem und geschiefertem Kalk [unbekannter Zugehörigkeit<sup>111)</sup>]. Sie ist am Wege anstehend sichtbar, in fast senkrechter Stellung. Von N reichen bis an sie, ebenfalls am Wege anstehend, die Silbersbergschiefer, mit einer Porphyroidlamelle von 2—3 m; S vom Kalk beginnen die typischen Karbonschiefer, die sich allerdings nur durch nicht zu reichliche Lesesteine verraten. — Weiter verfolgbar ist der Kalk nicht. S Stübmung scheint eine verhältnismäßig mächtige Porphyroidlinse (Kammhöhe der Rippe W des untersten Abschnittes der Straße zum Pretalsattel) an der Überschiebung zu liegen; weiterhin tritt diese wohl auf die nördliche Grabenseite über, ist aber bis auf die Höhe des Pretalsattels nicht mehr feststellbar.

Auf dem Thörlers Kalk der Rippe O des Weikengrabens scheint nach Lesesteinen um 1050 m eine kleine Partie von Quarzit zu liegen — wohl ein letzter östlicher Vorposten der Deckschollenregion auf der N-Seite der Auerhöhe usw.

Die tieferen paläozoischen Glieder der Veitscher Decke erfahren hier eine z. T. erhebliche Reduktion; der Pseudo-Semmeringquarzit ver-

<sup>110)</sup> Ich habe mir auch die Frage vorgelegt, ob diese Vorkommen überhaupt tektonisch, und nicht einfach als Rutschmassen zu deuten sind. Doch ist das bei der heutigen Topographie ausgeschlossen — und wohl auch bei jeder seit dem Obermiozän denkbaren; allzu tiefgreifend waren ja hier die seitherigen Änderungen nicht.

<sup>111)</sup> Deshalb und wegen seiner minimalen Ausdehnung auf Blatt Mürzschlag vernachlässigt.

schwindet am N-Gehänge des Kampecks sogar vorübergehend ganz. Rannachkonglomerat und Porphyroid reichen bis auf diesen Gipfel, während NO unterhalb das liegende Altkristallin bis an die Kammhöhe kommt; das kann man auf eine lokale Verfaltung zurückführen oder auf eine Verwerfung. Daß NW von hier, O vom Graben NW des Kampecks, auch die Thörlers Kalk-N-Grenze etwas gegen N verschoben erscheint,<sup>112)</sup> spricht wohl eher zu Gunsten einer Verwerfung, die demgemäß etwa NW-Verlauf haben muß.

Im allgemeinen herrscht hier steiles N-Fallen; am Pretalsattel aber ist der Thörlers Kalk ganz flach über die Karbonschiefer überfaltet. Daß es sich da wirklich um eine lokale Überfaltung (Prof. 13; ihr Betrag ist hier wohl zu groß dargestellt!) handelt und nicht etwa um bloßes, oberflächliches Hakenwerfen des Kalkes, geht daraus hervor, daß auch in den Schiefen gleich bei der Paßhöhe dasselbe flache S-Fallen zu beobachten ist. — N vom Sattel liegt wieder eine kleine, durch einen Schurf aufgeschlossene Magnesitlinse in Karbonschiefern, da jedoch bereits S davon Grünschiefer zu Tage treten, scheint eine kleine Überfaltung über Silbersbergschiefer zu bestehen.

Schöne Aufschlüsse bietet die Straße Veitsch—Pretalsattel—Hubertushof. Zunächst vom Hubertushof abwärts bietet sie ein vollständiges Profil der hier verhältnismäßig wenig Konglomerate führenden Rannachserie (vgl. S. 94); dann sieht man den Quarzit darüber mit gegen W auf wenige Meter abnehmender Mächtigkeit (weiterhin keilt er bald ganz aus; vgl. oben!), überlagert vom Thörlers Kalk, welcher das S. 121 angeführte Profil zeigt. Er ist stark in sich gefaltet.

Am Gehänge des Pretalgrabens ist unterhalb dieses Straßenabschnittes, an der östlichsten Rippe, eine Verwerfung nachweisbar: Felsen des Thörlers Kalks bilden bei etwa 1050 m einen Abhang, an welchem von O Quarzit (Lesesteine!) stößt. Vermutlich die gleiche Verwerfung quert die Höhe des Rückens Kampeck—Wurmkogel beim Sollerkreuz: östlich davon liegt Porphyroid und etwas weiter die liegenden Glimmerschiefer auf der Kammhöhe, während W der Verwerfung Rannachkonglomerat den Kamm bildet, das Porphyroid an der Basis bis wenig oberhalb des Sollerhofes nach S gerückt ist. Es steht dort am Weg mit flachen O-Fallen an, während beim Sollerhof selbst der Gneis mit O-W-Streichen ungefähr senkrecht steht. Hier ist also eine ausgesprochene Diskordanz fast unmittelbar aufgeschlossen — Etwa 300 m O vom Sollerkreuz scheint auf der Kammhöhe das Altkristallin wieder

<sup>112)</sup> Ein Umstand, den ich gelegentlich der Reinzeichnung von Blatt Mürtzschlag nicht beachtet habe; deshalb findet sich dort keine Verwerfung eingetragen.

an einer Verwerfung an Porphyroid zu stoßen, welches die nächste Kuppe bildet — hier jedenfalls noch ganz flach aufgelagert; gegen ONO aber streicht es, offenbar steiler geneigt, in das Gehänge unter dem Wurmkogel hinein.

Vom Pretalsattel abwärts verläuft die Straße zunächst in grauen Schiefen, die größtenteils mehr nach Silbersbergserie als nach Karbon aussehen, überdies nochmals eine Grünschieferlage enthalten. Die Überschiebung scheint hier lokal das ganze Oberkarbon abzuschneiden! Unterhalb einer großen Quelle tritt jedoch die Straße wieder in den unterlagernden Thörl Kalk ein. Er ist auf der Strecke vom Pretalsattel bis hier gewaltig zusammengeschrumpft, nur noch einige Meter mächtig und vielfach heftig zerquält. Ein gutes Profil bietet der folgende Einschnitt der Straße (Abb. 6).

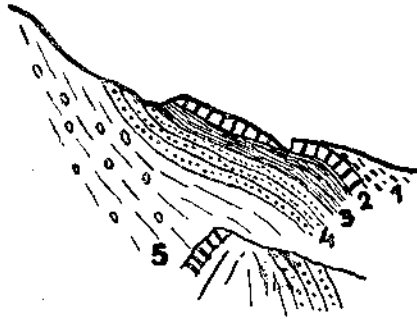


Abb. 6

- |                                      |                              |
|--------------------------------------|------------------------------|
| 1 = Blaugraue und grünliche Schiefer | 4 = Pseudo-Semmering Quarzit |
| 2 = Dunkle Thörl Kalk                | 5 = Rannachserie             |
| 3 = Grüngraue feinblättrige Schiefer |                              |

1. Blaugraue und grünliche Schiefer, z. T. lebhaft metallglänzend; wohl eher Silbersbergserie als Karbon!
2. Dunkler dünnbankiger Thörl Kalk, voller Druckhäute; wenige Meter.  
2a. Brauner Ankerit mit schwarzen graphitischen Häuten,  $\frac{1}{2}$  m.
3. Grünlichgraue feinblättrige Schiefer, dünnblättrig, z. T. furchtbar zerdrückt, tonig zerfallend; etwa 5 bis 6 m. Sie enthalten einige Quarzitlagen und gehen gegen unten unter Wechsellagerung über in
4. Pseudo-Semmeringquarzit, dünnplattig, mit einigen dünneren Schieferzwischenlagen, die gegen unten verschwinden; 25 bis 30 m.
5. Rannachserie (Phyllit und Konglomerat) im nächsten Graben aufgeschlossen (S oberhalb der Straße); der Quarzit ist hier nochmals darin eingefaltet.

Die Straße steht nun ein Stück weit im Quarzit; aber plötzlich erscheinen wieder Karbonschiefer, von einer kleinen Querverwerfung nach S gerückt. Darunter wieder wenige Meter Thörl Kalk, weiter Quarzit. Beim Streissel wiederholt sich das gleiche Spiel; eine weitere Verwer-

fung rückt die Karbonschiefer nochmals an den Quarzit heran. Und noch 300 m weiter folgt eine dritte. Alle sind übrigens wenig bedeutend; die Verstellungsbeträge dürften kaum über jeweils 20—30 m wesentlich hinausgehen.

Südlich in die Rannachserie eingeschaltet läuft noch eine zweite Quarzzone parallel; und diese ist hier nachweislich nicht stratigraphisch eingeschaltet, sondern tektonisch, und zwar wohl von oben her — also eine normale, enggepreßte Synklinale. Sie enthält nämlich auch noch andere Glieder: im W gelbe Rauhswacken, die wohl aus (dolomitischem) Thörl Kalk hervorgehen; im O, von der Rippe N P 1135 (Wurmkogel) an, tritt solcher in weniger verändertem Zustand an ihre Stelle. Er liegt bereits unmittelbar auf Altkristallin — die Rannachserie keilt in seinem Liegenden aus! N aber schaltet sich hier zwischen diesen Kalk und den Pseudo-Semmeringquarzit des Nordschenkels als Synklinalkern noch ein Zug feinblättriger grauer phyllitischer Schiefer ein, die zwar den normalen Oberkarbonschiefern nicht ganz gleichen, aber doch wohl als solche zu betrachten sind. — Den Bau dieser Zone veranschaulichen die Profile der Abb. 7—9, ferner Prof. 13, 15, Taf. I.

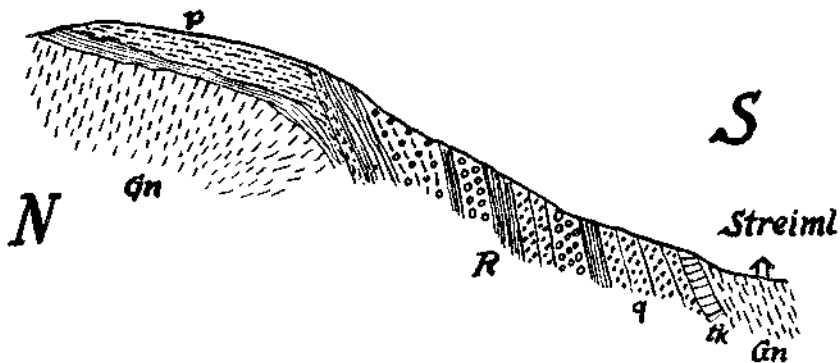


Abb. 7

p = Porphyroid  
gn = Gneis und Glimmerschiefer  
R = Rannachserie  
q = Quarzit  
tk = Thörl Kalk

In dem Graben NO vom Wurmkogel ist diese Synklinale von der Hauptmasse des Karbonzuges nicht mehr geschieden — die trennende Antiklinale ist (wohl durch Untertauchen; die mangelhaften Aufschlüsse geben darüber freilich nicht Bescheid!) verschwunden. Auch eine südlichste Teilsynklinale aus Rannachserie im Altkristallin (vgl. Prof. 13) hebt gegen O aus: so ist das Paläozoikum im Profil dieses Grabens nur noch durch einige Meter Thörl Kalk und die zusammenhängend

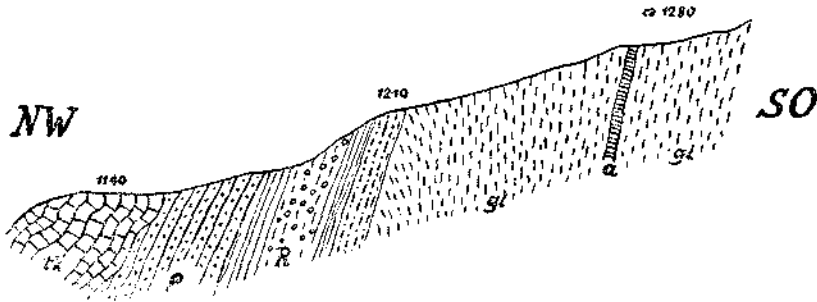


Abb. 8  
 a = Amphibolit  
 gl = Glimmerschiefer  
 p = Porphyroid  
 q = Quarzit  
 tk = Thörler Kalk  
 R = Rannachserie

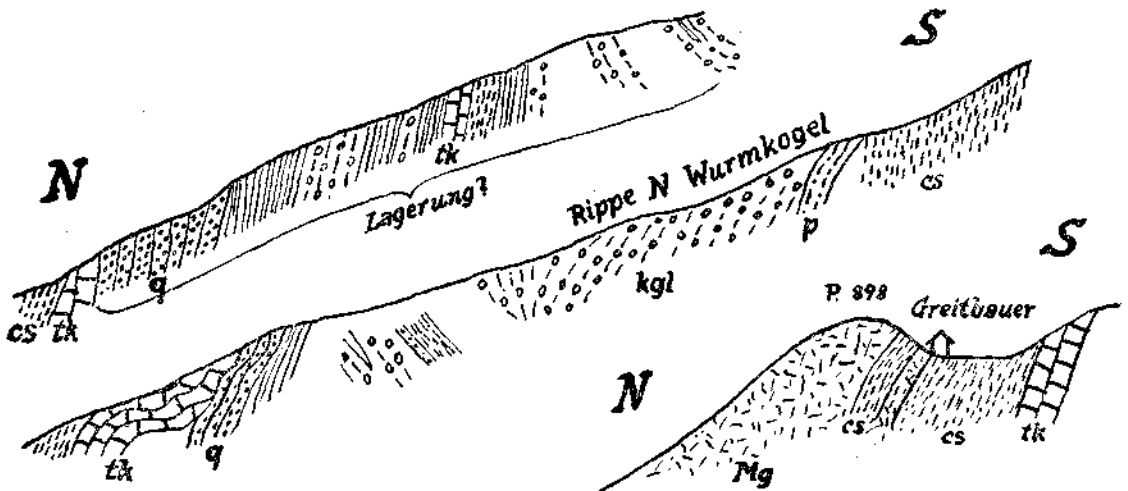


Abb. 9  
 cs = Karbonschiefer  
 q = Quarzit  
 tk = Thörler Kalk  
 kgl = Grauwackenschiefer mit Konglomeraten  
 Mg = Veitscher Dolomit mit Magnesit

durchverfolgbaren Oberkarbonschiefer vertreten. — In dem östlichen Zweiggraben steckt in diesen bei etwa 840 m noch eine 1 m mächtige Quarzitlamelle, die O des Grabens, an dem von Bar heraufkommenden Wege, gewölbeförmig von Kalk umhüllt wird — ein schwächlicher losgeschürfter Span aus dem Untergrund.

Oberhalb Bar reißt ein vollkommen aufschlußloses Wiesengelände eine Lücke in den Zusammenhang. O davon ist wieder Pseudo-Semmeringquarzit vorhanden, um freilich bald wieder zu verschwinden;

die Rannachserie bleibt verschwunden. Dies Verschwinden ist wohl tektonisch zu deuten. Für einen tektonischen Kontakt spricht schon die ungemein starke Zertrümmerung, welche das Kristallin auf 100—200 m Breite S vom Kalkkontakt immer wieder erlitten hat.

O von Bar erscheint nun die erste große Linse von Veitscher Dolomit mit Magnesit. Sie bildet den Hügel P 898, N vom Greitbauern; hier scheidet sie vom zuvor genannten Thörler Kalk ein schmaler Zug von Karbonschiefern, die im Gelände eine Einsattelung bilden. Ein bis 10 m mächtiger Span des S. 158 behandelten Quarzits steckt in dem Dolomit, nahe dem S-Rande, gut aufgeschlossen im Greitbauernbruch, woselbst früher der Magnesit abgebaut wurde. Nahe dem N-Rande greift von W her ein schmaler Schieferzug, anscheinend nach unten geöffnet, in den Dolomit ein.

### 5. Zwischen Groß- und Klein-Veitschgraben.

(Prof. 17—25, Taf. 1).

Der Thörler Kalk, der auf der SW-Seite des Groß-Veitschgrabens noch mächtig entwickelt war, überschreitet diesen oberhalb des Saudörfels und schrumpft dabei auf eine Reihe geringmächtiger Linsen zusammen (auf Blatt Mürzzuschlag und im Prof. 20 nur schematisch!). Wo sie ganz auskeilen, wie vom Kreuz bei P 809 bis zum Sattler, da kommen die Oberkarbonschiefer unmittelbar zum Kontakt mit dem Altkristallin. Soweit sich erkennen läßt, dürfte die Grenze meistens sehr steil stehen.

Beim Sattler wird sie durch eine Querverschiebung um nahezu 100 m gegen NW gerückt: so kommt es, daß man scheinbar über dem Karbon, das beim Sattler zutage tritt, wieder Altkristallin antrifft! An dessen NW-Rand steht auch wieder (z. T. dolomitischer) Thörler Kalk an, am Kontakt mit dem Kristallin z. T. gänzlich zerrieben. Er ist durch den Bruch geschleppt, bis zu N-S-Streichen, bei senkrechter Stellung (Aufschluß in kleinem Schurf NW Sattler!).

Innerhalb des Altkristallins steckt noch eine Einkeilung wahrscheinlich jüngerer Gesteine: über die Einsattelung zwischen den beiden Kuppen SO vom Sattler zieht N-seitig ein grünlichweißer, stark verschieferter und gestengelter Quarzit (= Pseudo-Semmeringquarzit?), leider sehr mangelhaft aufgeschlossen; südlich daran schließt sich ein grauer Phyllit mit Quarzlagen und -Linsen, der auch die südliche Kuppe ganz aufbaut. Zum Paläozoikum gehört er wohl nicht mehr; man hat sogar stellenweise den Eindruck von diaphthoritischem Biotitgneis. Vorläufig betrachte ich ihn als (vorkambrischen) „Quarzphyllit“. Nach einem Aufschluß nahe seiner S-Grenze steht er steil, mit NO-Streichen;



doch ist es wohl fraglich, wie weit man dies verallgemeinern darf. — Im Streichen hat diese Einfaltung jedenfalls keine große Erstreckung noch Tiefe: weder gegen SW, noch gegen NO erreicht sie das Tal.

In den Karbonschiefern steckt, den eigentlichen Sattlerkogel aufbauend, die größte der Linsen von Veitscher Dolomit im untersuchten Abschnitt — übrigens die unmittelbare Fortsetzung des gleichen Gesteins N vom Greitbauern. Sie trägt den bekanntesten und bedeutendsten der alpinen Magnesitbergbaue. Auf eine nähere Beschreibung kann hier verzichtet werden, im Hinblick auf das einleitend (S. 116) Gesagte; nur soviel sei bemerkt, daß von einer normalen stratigraphischen Einschaltung heute, da das unterkarbonische Alter des Veitscher Dolomits feststeht, nicht mehr die Rede sein kann — genau wie die kleineren Linsen dieses Gesteins ist auch diese ein aus dem Verband gerissener, tektonisch verschleppter Fetzen, dessen ursprünglich antiklinale Anlage der nahe dem N-Rand verlaufende Quarzitstreif, als vermutlich älteres Schichtglied, wahrscheinlich macht.

Auch von N her unterteufen die Oberkarbonschiefer den Dolomit, wie ihre Verbreitung auf dem beidseitigen Gehänge dartut; am NO-Fuß (oberhalb vom Grundbacher) fallen sie allerdings schon wieder gegen NNW. Am Sattel NW vom Sattlerkogel sieht man sie noch N der ausgedehnten Halden<sup>113)</sup> in einem schmalen Streifen; dann folgt Silbersbergphyllit in senkrechter Stellung. Aber auch dieser ist hier über sein normales Hangendes, das Porphyroid, überstürzt, wie dessen Verbreitung auf dem Gehänge gegen Groß-Veitsch erkennen läßt. Zunächst dem Tale bildet hier das Porphyroid sogar eine kleine „falsche“ Antiklinale, mit steilem S- und flachem N-Schenkel, in deren Hangendem die Silbersbergschiefer (mit dem S. 160 erwähnten Phyllit), weiter das Oberkarbon folgt; im S-Schenkel sind jene ausgekeilt, so daß das Karbon zur Berührung mit dem Porphyroid kommt. — Diese lokale Überkipfung ist wohl als Anpassung an die Gestalt der dickbauchigen Sattlerkogel-Linse zu verstehen.

Der nordöstliche Nachbar des Sattlerkogels, der Dürsteinkogel, bietet ein in den Hauptzügen sehr ähnliches Bild. Der untere Teil des ganzen südlichen Abfalls wird vom Altkristallin (hier insbesondere mächtige Amphibolite) gebildet; sein N-Rand ist wieder auf ansehnliche Breite mylonitisiert und stößt hier überall unmittelbar an die Karbonschiefer — der Thörlers Kalk ist ebenso restlos verschwunden wie die ganze tiefere Schichtfolge. — Die Dolomit-Magnesitmasse des

<sup>113)</sup> Das bezieht sich auf die Verhältnisse zur Zeit meiner Begehungen, 1928—31; es ist mir unbekannt, ob etwa die Halden hier seither weiter vorgeschoben wurden.

Sattlerkogels reicht mit einem schmalen Ausläufer noch auf das SW-Gehänge des Dürrsteinkogels herüber, um oberhalb des Hofes Dürr (kleiner Schurf W des steil bergauf führenden Steiges!) zwischen den Karbonschiefern zu enden. Aber auch die oberflächlich gänzlich abgetrennte Linsengruppe, welche den Gipfelkamm des Dürrsteinkogels bildet, dürfte eine vielleicht nur durch die Erosion isolierte Fortsetzung nördlicher Teile des Sattlerkogels darstellen; dies schließe ich aus dem Umstand, daß hier ein dem dortigen vollkommen entsprechender Quarzit wieder auftritt. Er liegt, in Blöcke aufgelöst, W unter dem nördlichen Teil des Dolomitkammes — dessen Streichen zu fast N—S verdreht ist! — und verzahnt sich weiter S mit dem Dolomit. Auf dem beiderseitigen Gehänge ist der Oberkarbonschiefer zusammenhängend unter den Dolomit-Magnesitlinsen hinweg zu verfolgen; geschlossen gehen diese bestimmt nicht in die Tiefe! Wohl aber liegt auf dem O-Gehänge noch eine weitere Linse: sie bildet eine ganz begrünzte — aus der Ferne gar nicht auffällige! — Rippe NO vom Boier.

SO unter dem Dürrsteinkogel-S-Gipfel, bei etwa 925 m, sieht man den Dolomit am Kontakt mit den Schiefeln in Linsen zerquetscht und stark mit grauen Schiefeln durchflochten; das Oberkarbon ist stark verquarzt, z. T. mit Spuren von Cu-Erz.

Die norische Überschiebung streicht von der N-Seite des Sattlerkogels herüber in offenbar sehr steiler Stellung — das geht aus dem Kartenbild hervor! — aus. Auf dem Sporn zwischen Lerchegger- und Tiefenbachergraben liegt zu unterst, an der Schubfläche, eine Porphyroidlamelle (Aufschluß im Anstehenden!); weiter NO sind eine Reihe von solchen nach Lesesteinen kartiert. Sie stecken jedoch bereits innerhalb der Silbersbergserie, deren Basis hier durch die S. 161 erwähnten Phyllite und Lagen von Grünschiefern markiert ist.

Die Grenze der Silbersbergschichten gegen die zusammenhängende Porphyroidmasse des Hangenden fällt vom Lerchegger-Graben gegen NO schon wieder normal NNW — ein Grund mehr, ihre Überkippung im Sattlerkogel-Abschnitt für eine lokal bedingte Erscheinung (vgl. oben) anzusehen. In den Verzweigungen des Tiefenbachergrabens erscheinen aber plötzlich in zwei Streifen nochmals graue Phyllite. Sie sind z. T. klar ersichtlich breiter in der Tiefe der Gräben als auf den benachbarten Rücken; dies stimmt trefflich zu der Auffassung, daß sie Silbersbergschiefer, mithin von unten in das Porphyroid eingefaltet sind. Gegen den vom Dürrsteinkogel nach N ziehenden Rücken keilen sie (gegen oben!) aus und finden weiterhin keine Fortsetzung mehr. Dagegen ist es nicht ausgeschlossen, daß ihnen im W die S. 157 erwähnten Schieferzüge auf der N-Seite des Pretalgrabens entsprechen.

Höhere Schieferzüge gliedern die Porphyroidmasse des Roßecks in mehrere Schuppen. Sie sind jedoch in den ausgedehnten Waldgebieten zu schlecht verfolgbar (meist überhaupt nur durch ganz spärliche Lesesteine belegt), als daß sich über die Zusammenhänge genaueres angeben ließe.

In der Gipfelregion des Roßecks legen sich die Radschiefer auf die mächtige Porphyroidmasse. Es wiederholen sich die Verhältnisse des Eibenkogels: zuerst sanfter Abfall gegen NNW; dann eine flache Zwischenstrecke, aus der gegen NO im Streichen sogar eine nochmalige flache Aufwölbung hervorgeht; endlich steiler Abfall, der gegen NO jedoch sich mehr ausgleicht und im Habergraben in eine weitere sanftgeneigte Strecke übergeht.

Eines ist jedoch am Roßeck anders als am Eibenkogel: der Span von Erzführendem Kalk, der sich dort dem steilen Abfall der Porphyroid-Oberfläche anlegte, findet hier kein Gegenstück mehr: vom Roßeck-Gipfel gehen wir gegen N  $1\frac{1}{2}$  km durch Radschiefer. Die spärlichen Aufschlüsse in diesen — und ebenso gelegentlich lose zu findende stark gefaltete Stücke! — zeigen eine innere Faltung an, die mit dem ruhigen Verlauf der basalen Auflagerungsfläche nicht im Einklang steht, wohl aber mit der Rolle der Radschiefer als Loslösungshorizont des mit ganz anderer Tektonik darauffliegenden Erzführenden Kalkes. Solchen treffen wir erst am Kaskögerl, unterlagert von heftig verfaltetem Lydit. Der Kalk — die Fortsetzung des Zuges aus dem Steinbachgraben — fällt hier flach N; bergewärts aber stellt er sich steil, wie im Kalblinggraben zu sehen. O von diesem nimmt seine Mächtigkeit schnell ab; im Friedelkogel wird er durch einen nördlicheren Kalkspan abgelöst. Von Lydit ist hier keines von beiden begleitet; erst 1 km weiter O, am Heinzkogel, tritt wieder solcher unter dem nördlichen Kalk auf. Irgendeine faltungsmäßige Verbindung zwischen ihnen scheint nicht zu bestehen. Wir können sie nur beide als (im weitesten Sinne des Wortes!) synklinale Elemente bezeichnen; einen Gedanken an regelmäßige Faltung dürfen wir damit jedoch nicht verbinden.

Hart am Transgressionsrande der Prebichschichten treten Spuren eines weiteren derartigen synklinalen Elementes auf: Lydit unter den Veitschalmhütten, dann wieder am Rücken N des Friedelkogels, wo auch Spuren von Erzführendem Kalk auf seiner N-Seite — jedoch alles nur Lesesteine! Der Lydit ist hier nach O bis unter den Hirschensitz zu verfolgen; dabei entfernt er sich etwas vom Transgressionsrand. Daraus geht wieder die diskordante Auflagerung der Prebichschichten hervor; wenn sie auch nirgends in einem klaren Aufschluß sichtbar ist.

## 6. Zwischen Klein-Veitschgraben und Arzbachgraben—Neuberg.

(Prof. 23—39, Taf. I, II).

Auf der O-Seite des Klein-Veitschgrabens reicht das Altkristallin bis an den Schwarzbachgraben und stößt hier, wieder meist in gewaltig zerrüttetem Zustande, unmittelbar an die Oberkarbonschiefer, die am Eingang eines verfallenen Schurfstollens mit flachem S-Fallen anstehen; etwas weiter NO erschließt sie ein Schurf auf Graphit in der Grabensohle. Weiterhin treten sie auch an dem Weg zum Veitschegg-Sattel zutage. Der Thörler Kalk ihres Liegenden erscheint erstmalig wieder unterhalb Knobel in einer Linse von geringer Ausdehnung; unterhalb des Veitschegg-Sattels gewinnt er Zusammenhang und setzt unter Zunahme der Mächtigkeit fort bis Massing, wo ihn eine über 2 km verfolgbare, NNO-streichende Verwerfung abschert. Der Hügel zwischen den beiden sich gabelnden Gräben gleich N Massing besteht aus einem steilstehenden Riff von Thörler Kalk, unter welchem aber S-seitig bereits Amphibolit hervorkommt; er steht somit nicht mehr in Zusammenhang mit dem Kalkzug des Veitscheggsattels, sondern ist durch eine wohl unter dem Talschutt des Massinggrabens verlaufende sekundäre Verschiebungsfläche von ihm getrennt.

N von diesem Thörlerkalk-Riff steckt noch eine kleine Kalklinse in den Oberkarbonschiefern. Diese ziehen zusammenhängend verfolgbar über den Veitscheggsattel herüber. An der bereits genannten Verwerfung stoßen sie (N vom Kalk!) scharf am Altkristallin ab, wie am Weg etwa 100 m SW Gruber fast unmittelbar aufgeschlossen. — Wegen des weiteren Verlaufes dieser Massing-Verwerfung siehe später (S. 175).

Die norische Überschiebung läßt sich auf der ganzen Strecke zwischen Veitsch und Massinggraben nur annähernd festlegen, da sie durch ein mangelhaft aufgeschlossenes Schiefergelände ausstreicht. Beim Veitschegg-Sattel jedenfalls muß sie nordseitig nur wenig oberhalb durchziehen (die Mächtigkeit des Oberkarbons wäre hier also sehr stark reduziert!), jedenfalls noch unterhalb einer Porphyroidlamelle auf dem nächsten Buckel. Zu allererst im Massinggraben dagegen muß sie bis auf dessen Sohle herabkommen und noch SO des Weges zum Nikolauskreuz weitergehen, da die dort anstehenden stark phyllitischen Schiefer (mit Konglomeratlagen am Kamm S Schwarzkogel; S. 21) zweifellos noch zur Silbersbergserie gehören. Das sind die Haupt-Anhaltspunkte für die Konstruktion der Überschiebung auf den Zwischenstrecken. Hier läßt sich ein Grünschieferband, ebenfalls der Silbersbergserie zuzuzählen, fast lückenlos durchverfolgen; oberhalb desselben stehen die grauen phyllitischen Schiefer verhältnismäßig häufig an, mit meist

recht flachem N-Fallen. Sie enthalten wieder mehrfach (tektonisch eingeschaltete?) Porphyroidlagen, darunter unterhalb des Kammes Failkogel—Rantsch wieder eine im Streichen weithin verfolgbare.

Gehen wir gegen NO weiter in den Arzbachgraben, so sehen wir hier die norische Überschiebung im oberen Teil des Grabens recht gut charakterisiert durch die Auflagerung der phyllitischen Silbersbergschiefer mit Grünschiefern auf das Karbon (mit Konglomerat z. T.). Das Einfallen ist hier steiler geworden als auf der zuvor betrachteten Strecke und richtet sich mehr gegen NW; die Mächtigkeit der Silbersbergserie nimmt ab, zugleich auch der Reichtum an den zuvor genannten Einschaltungen. Dafür treten nun solche anderer Art hinzu: Magnesitlinsen, zunächst eine Reihe ganz geringfügiger (vgl. Redlich 1913), die überleiten zu der wesentlich bedeutenderen nahe dem Grabenausgang, welche früher abgebaut wurde. In dieser tritt auch wieder der grünliche Quarzitschiefer auf, wie wir ihn von Veitsch her kennen; er ist wohl der stärkste Anhaltspunkt dafür, allen diesen Linsen stratigraphisch einheitlichen Ursprung zuzuschreiben. Dann aber können sie in die Silbersbergserie nur tektonisch, aus der Unterlage, hineingeraten sein! Damit im Einklang steht die ungeheure — nachkristalline! — Zerrüttung der Schiefer, die an den Kontakten mit dem Magnesit des Arzbacher Tagebaus zu beobachten ist.

Im Liegenden dieses Magnesits schaltet sich am Ausgang des Arzbachgrabens die mächtige Altkristallinlinse von P 892, Prof. 39, Taf. III, auf der norischen Überschiebung ein. Sie wurde bereits anderweitig (Cornelius 1941) beschrieben.

Im Hangenden der Silbersbergserie folgt die geschlossene Masse des Porphyroids, hier weniger durch Schieferzüge gegliedert als weiter im W. Hervorzuheben ist nur ein solcher auf der NW-Abdichtung des Failkogels — möglicherweise einem nochmaligen Wiederauftauchen der Einfaltungen vom Tiefenbachergraben usw. (S. 162) entsprechend; sowie ein nahe der Hangendgrenze fast durch den ganzen Abschnitt zu verfolgender Zug (von einigen vereinzelt Vorkommen wird gleich noch die Rede sein). Am wichtigsten aber — u. zw. für die Tektonik der gesamten Porphyroidzone! — sind die Aufschlüsse längs des Mürztales bei Neuberg (Prof. 40) und im Veitschbachgraben.

Von der Mündung des Arzbachgrabens kommend, durchquert man hier zunächst Karbonschiefer und das oben erwähnte Altkristallin (in der Hauptsache diaphthoritischer Amphibolit). Es endet an einem N-S-streichenden Bruch (Gehängefurche!), der zwar nicht unmittelbar aufgeschlossen ist, doch sind im Amphibolit zahlreiche Harnischflächen

mit nahezu horizontalen Rutschstreifen sichtbar. Es folgen wenige Meter grauer Silbersbergschiefer (Lesesteine!); dann Porphyroid, mit mittlerem NW-, weiter NNW- bis N-Fallen anstehend bis nahe an den Ausgang des Veitschbachgrabens. Etwa 10—20 m schwarzer (Rad-) Schiefer trennen ihn vom massigen Erzführenden Kalk der Grabenmündung; gegen S aufwärts keilen die Schiefer bald aus, der Kalk legt sich als zackige Felsrippe unmittelbar auf Porphyroid. Auch im Veitschbach-Bett selbst sieht man schon wenig oberhalb der Mündung Porphyroid anstehen, stark zerdrückt mit steilem N-Fallen, das den Kalk anscheinend unmittelbar unterlagert.

Weiter aufwärts im Veitschbach fehlen zunächst Aufschlüsse; dann folgt Rohwand und heller kristalliner Kalk, hier grobgebant und flach N-fallend. Er wird unterlagert von grauen (Rad-)Schiefern (am Weg aufwärts anstehend), weiter von Porphyroid. — Wie diese Wiederholung der Schichtfolge zustandekommt, ist unklar (Faltung? Bruch?). — Weiter aufwärts führt der Weg auf der nördlichen Grabenseite ins Porphyroid, über welchem die Radschiefer gegen W an Mächtigkeit zunehmen. Sie unterlagern zunächst den Erzführenden Kalk, der bis etwa 940 m aufwärts verfolgbar ist, mit mittlerem N-Fallen. Dort schließen sich die unterliegenden Schiefer mit solchen, die den Kalk überlagern, zusammen: dieser bildet also ein gegen N tauchendes synklinales Element! Die Radschiefer tragen auf der von P 1246 SO-wärts ziehenden Rippe schwarze Kieselschiefer; darüber liegt Porphyroid. Und dieses hangende Porphyroid schließt sich gegen O mit dem liegenden zusammen: die Radschiefer verhalten sich ihm gegenüber ebenfalls als tauchende Synklinale!

In vollem Einklang hiemit stehen die Verhältnisse auf dem gegen N anschließenden Gehänge. Der Erzführende Kalk reicht W vom Hochwindgut noch bis etwa 900 m aufwärts; dort anscheinend eine kleine Verwerfung, dann Radschiefer in geringer Mächtigkeit, von Porphyroid überlagert. Gegen N erreichen die Radschiefer beim Bahnhof Neuberg die Talsohle, mit mittlerem N-Fallen. Aber wenig weiter taucht darunter am Fuß des Gehänges wieder Erzführender Kalk hervor, zunächst massig, dann dünnplattig-schieferig; grau, mit mittlerem NNW-Fallen. Und solcher erscheint nach kurzer Unterbrechung durch Radschiefer noch einmal; bei einer Quellfassung zuerst mit etwa gleichem Einfallen, dann ein kleines (falsches!) Gewölbe bildend, worauf er endgültig unter den Radschiefern verschwindet. Diese sind auf den Wiesen oberhalb der beschriebenen Aufschlüsse zusammenhängend durchzuverfolgen; ebenso das Porphyroid, welches das noch höhere Waldgehänge bildet.

Das heißt also: der ganze nördliche Teil der Porphyroidmasse ist hier auf einen starken Kilometer Breite nach N überfaltet, über die auf den Kopf gestellte Synklinale des Veitschbachgrabens hinweg. Da aber einer solchen Erscheinung im Streichen eine gewisse Ausdehnung zukommen muß, läßt sich daraus rückschließen, daß auch weiter SW wenigstens ein erheblicher Teil des Porphyroids längs seiner N-Grenze nicht normal in die Tiefe setzt, sondern als Fortsetzung dieser Veitschbach-Falte tauchend über jüngeren Bildungen — Radschiefer, Lydit und Erzführendem Kalk<sup>114)</sup> — liegt.

Noch auf einen Umstand ist hinzuweisen. Es wurde oben aufmerksam gemacht auf einen schmalen, weithin verfolgbaren Schieferzug nahe der Hangendgrenze des Porphyroids. Im Liegendschenkel der Veitschbachfalte ist ebenfalls nicht weit von der Grenze eine solche Einschaltung bekannt, auf der Rippe SO P 1246; wahrscheinlich ihre Fortsetzung befindet sich auf der Kammhöhe bei P 1275, und vielleicht noch eine weitere auf der Rippe W Veitschbachtörl bei 1320—1330 m. Der Zusammenhang beider Schieferzüge O und N um P 1246—P 1312 herum ist zwar nicht durchverfolgt; trotzdem ist es mir recht wahrscheinlich, daß er besteht. Das würde also bedeuten, daß die Veitschbach-Falte erst entstanden ist, als die Aufeinanderstapelung der Porphyroid-Teilschuppen schon vollzogen war.

Der Streifen zwischen Porphyroid und Kalkalpengrenze, der am Heinzkogel fast  $1\frac{1}{2}$  km breit war, nimmt gegen Neuberg bis auf wenig über 100 m ab. Dabei wird die Schichtstellung immer steiler, schließlich saiger. — Der bis zum Heinzkogel (S. 163) verfolgte Kalkzug zwischen den Radschiefern endet dort; ihn ablösend stellt sich am Laschober wieder ein südlicherer ein, zunächst flach N-fallend, um weiter O steil zur Tiefe zu tauchen. Weiter N zieht, unter P 822, ein mächtiger Lyditzug quer über den Tebringraben (hier guter künstlicher Aufschluß), meist stark zerdrückt; er könnte die Fortsetzung des weiter W an der Kalkalpengrenze auftretenden Lydits sein, setzt dann aber im Laschobergraben auf über 1 km aus. Jedenfalls aber streicht er gegen NO wieder an den Kalkalpenrand hin, der ihn auf dem Rücken O des Tebringrabens abschneidet. SO darunter steckt in den Radschiefern wieder ein schmaler Kalkspan, mit verdrehtem (NNO-)Streichen; ein zweiter ist vielleicht seine durch eine N-S-Ver-

<sup>114)</sup> Daß dies möglicherweise praktisch wichtige Konsequenzen hat, sei hier nur ganz kurz angedeutet: da der aufgeschlossene Erzführende Kalk im Veitschbachgraben wie in der Fortsetzung gegen NO am Rabenstein z. T. vererzt ist, ist zu hoffen, daß die Vererzung auch in der nicht aufgeschlossenen Fortsetzung anhält. Ob sie freilich bedeutungsvolle Ausmaße annimmt, entzieht sich der Berechnung.

werfung abgescherte Fortsetzung. NO Rettenbach und — anscheinend wieder an einer Verwerfung verstellt — östlich des nächsten Rückens, beim Halecker, sind weitere Kalkspäne aufgeschlossen; der letzte wird wieder abgelöst durch einen südlicheren, der aus dem Hintergrund des Sumpftales über den Sattel P 992 bis auf den Abhang gegen Neuberg durchlaufend verfolgt werden kann. Nachzutragen ist noch ein Vorkommen von Lydit, darunter sehr flach berglein fallender Erzführender Kalk an der Transgressionsgrenze der Prebichlschichten, die beide abschneidet, unter P 1142, SW Tebrin; sowie ein am ganzen Kalkalpenrand S der Hochveitsch einzigartiges nochmaliges Auftreten von Porphyroid beiderseits des Rückens S vom Schafkogel (vgl. S. 44), ebenfalls von den Prebichlschichten abgeschnitten. Es ist als eine höhere, steile Schuppe aufzufassen. Auch an diesen Stellen ist somit wieder die Diskordanz der Prebichlschichten aus dem Kartenbild deutlich abzulesen.

### 7. Das Gebiet des Roßkogels.

(Prof. 32—38, Taf. II).

Dieser Abschnitt gehört zu den schwierigsten im ganzen untersuchten Bereich der Grauwackenzone; und leider ist es mir nicht gelungen, ihn restlos zu klären. Zufällig habe ich gerade hier mit der Aufnahme begonnen, und bei deren Abschluß fehlte mir die Zeit zu einer eingehenden Revision, wie sie wünschenswert gewesen wäre. So sind zu meinem Bedauern Unsicherheiten geblieben, auf die ich im folgenden ausdrücklich aufmerksam machen werde.

Wir beginnen im SW. Das Altkristallin des Troiseckzuges bildet hier den Kamm zwischen Massing- und Feistritzgraben, von der mittelsteil nach N darunter einfallenden Semmeringtrias des Zuges Pagler—Auerlbauer—Rastl gegen N bis zur Senke bei P 1084. Hier legt sich anscheinend diskordant — mit zunächst flachem N-Fallen — der Biotit-Uralitschiefer der Rannachserie (S. 104) auf das S-fallende Kristallin. Allerdings verläuft die Grenze in einer Weise schräg-(NNW-streichend) über den Kamm, daß auch der Gedanke an eine Verwerfung nicht ganz von der Hand zu weisen ist. Aber auf dem Gehänge gegen den Feistritzgraben — wo der Uralit-Biotitschiefer bald unter Porphyroid verschwindet — hat man doch entschieden den Eindruck, daß die Grenze gegen den Altkristallin einer mittelsteil gegen ONO geneigten Fläche entsprechen muß.

Erst auf der O-Seite des Feistritzgrabens, unterhalb der Gabelung bei Graf, liegt tatsächlich eine Verwerfung vor. Sie rückt den altkristallinen Amphibolit beim Pichelbauer an Uralit-Biotitschiefer (die



hier wieder unter dem flach N-fallenden Porphyroid zum Vorschein kommen); S davon die Biotitgneise des Troiseckzuges gegen die Semmeringtrias, welche sie fast um den gesamten Betrag ihrer Breite gegen N versetzt; die Verwerfung ist also jedenfalls alpidisch, da sie verschiedene erst tektonisch übereinander gekommene Glieder betrifft. Man möchte sie ihrer Funktion nach zunächst für eine reine Querverschiebung halten. Aber es geschieht hier noch etwas zunächst sehr merkwürdiges: im O-Flügel liegt der Uralit-Biotitschiefer unmittelbar auf der Semmeringtrias; das ganze mächtige Troiseck-Altkrystallin ist mit einem Schlage verschwunden!

Es bleibt verschwunden längs des ganzen S- und SO-Randes des Roßkogel-Paläozoikums: Über den Offenbach- und Glaboggengraben hinweg sieht man sehr schön die meist flache Auflagerung des Porphyroids — der liegende Uralit-Biotitschiefer keilt schon auf der W-Seite des Offenbachgrabens aus! — auf die Kalke der Semmeringtrias bzw. zwischengeschaltete Fetzen von Quarzit am Feistritzberg und Lerchkogel (wegen dessen Stellung vgl. S. 170). Am O-Ende der paläozoischen Scholle, auf dem Kamm des Roßkogels W P 1327, legt sich flach S-fallend Rannachkonglomerat auf das Porphyroid; und von dort hinab zum obersten Teufelsgraben kommt jenes in unmittelbare Berührung mit dem liegenden (im Teufelsgraben sogar in einem Miniaturfenster darunter aufgeschlossenen) Semmeringkalk: auch das Porphyroid keilt hier aus. Die Schubbahn der Troiseckdecke ist also eine diskordante Abscherungsfläche, welche deren Glieder gegen SO der Reihe nach abschneidet; und so erklärt sich auch das Verschwinden des Troiseckkrystallins O vom Feistritzgraben: der Vorschub gegen NNW an der oben genannten Verwerfung entzieht sein allmähliges Auskeilen unseren Blicken.

Damit in vollständigem Einklang steht, daß nun auf der NO-Seite des Roßkogel-Paläozoikums das Altkrystallin sich darunter wieder einstellt: am Lerchkogel zwischen Dirlter- und Hirschbachgraben.<sup>115)</sup> Es gleicht ganz dem Troiseckkrystallin, durch das Auftreten von Amphibolitlagen (z. T. vom „Rittinger Typus“ Stiny's) und von Pegmatit in teilweise gefeldspateten Glimmerschiefern bis injizierten Gneisen. Die Semmeringtrias geht von SO und NO (im Hirschbachgraben nahe der Überschiebung künstlicher Aufschluß in mehrlartig zerriebenen Dolomit!) darunter hinein; und um die Auflagerung vollends zu be-

<sup>115)</sup> Nicht zu verwechseln mit dem zuvor genannten Lerchkogel zwischen Offenbach- und Glaboggengraben und dem alsbald zu erwähnenden Lerchkogel am Arzbachgraben-Ausgang!

weisen, trägt auch der Mattalkogel O von Hirschbach noch eine allseitig isolierte und von Semmeringtrias unterteufte, etwa 1 km lange und an ihrer schmalsten Stelle nicht mit über 200 m breite Deckscholle des gleichen Kristallins, mit Schubschollen von Quarzit und — am S-Ende, sehr mangelhaft aufgeschlossen! — grauem feinschieferigem Phyllit unbekannter Zugehörigkeit.

Auf diesem Altkristallin legt sich nun S vom Lerchkogel das Porphyroid, welches den ganzen Abhang des Roßkogel-O-Kammes (P 1403; östlich von diesem auf der Kammhöhe das Rannachkonglomerat flach aufgelagert, durch eine N-S-Verwerfung gestaffelt!) bildet. Aber über den zum Lerchkogel ziehenden Seitenkamm reicht es nicht nach NW hinüber — es wird hier diskordant abgeschnitten durch die Transgression des Pseudo-Semmeringquarzits (S. 112), der sich beim Sattel SW vom Lerchkogel unmittelbar aufs Kristallin, S und SW P 1292 aber aufs Porphyroid, legt, und dieses abschneidet. Um P 1292 sieht man ihn mehrfach anstehen, mit mäßigen NW-Fallen; in dem nächst westlichen Graben — der schöne ziemlich zusammenhängende Aufschlüsse bietet — versteilt es sich und wendet sich mehr gegen WNW und selbst W.

Man möchte also im westlich folgenden — von der Kuppe O des Roßkopf-Gipfels ausgehenden — Rücken ein höheres Schichtglied, dem Quarzit aufgelagert, erwarten. Statt dessen besteht er im oberen Teil wieder aus Porphyroid mit flach aufgelagertem Quarzit; der Quarzit des Grabens streicht und fällt diskordant dagegen und wird zweifellos abgeschnitten von einer Verwerfung, die mindestens 200 m Sprunghöhe erreichen muß. Gegen N allerdings muß sie rasch erlöschen — der Quarzit greift hier über den Rücken hinweg.

Aber im nächsten Graben wiederholt sich das gleiche Spiel: auch in ihm reicht der Quarzit wieder weit hinein, und wenn die Aufschlüsse auch hier weniger gut sind, so lassen sie doch so viel erkennen, daß er dem Porphyroid aufliegt und im Durchschnitt mittelsteil gegen NW einfällt. Am Abfall des nächsten (von P 1364 im Roßkogel-N-Kamm gegen NO ausstrahlenden) Rückens aber liegt wieder Porphyroid — offensichtlich abermals durch eine Verwerfung herausgehoben; längs eines bei rund 1300 m horizontal durch das O-Gehänge von P 1364 querenden Jagdsteiges ist es wiederholt in anstehenden Felsen sichtbar. Und eine weitere Verwerfung nahe dem Scheitel des Rückens trennt es vom Altkristallin (wieder des Troisecktypus), das P 1364 bildet; am N-Abfall des zuvor genannten Rückens liegt ihm bei P 1175 nochmals ein Rest von Rannachkonglomerat, Porphyroid und stark verschiefertem Pseudo-Semmeringquarzit auf, mit dem Gehänge gegen

N fallend und im nächsten, gegen ONO zum Hirschbach ziehenden Graben abermals an einer Verwerfung gegen Altkristallin verstellt.

Auch auf diesem liegt wieder Quarzit, nun wieder ohne anderweitige Zwischenlage; was ja mit dem Hinabgreifen des Pseudo-Semmeringquarzits auf die Kristallinunterlage gegen NO, wie wir es vom Lerchkogel an feststellen konnten, durchaus in Einklang steht. Besonders auf der Rippe W über dem Gehöft Schmiedl steht der Quarzit in großer Ausdehnung an, in flacher Lagerung;<sup>116)</sup> gegen N stößt er offenbar wieder an einer Verwerfung, an den Phyllit des Arzberges (s. unten).

W oberhalb des Quarzites, an dem Gehänge des Kammes Arzberg—P 1364, folgt zunächst wieder Altkristallin, welches mit dem von P 1364 in ununterbrochenem Zusammenhang steht; und darüber, als wohl ganz normale Bedeckung, ein von P 1329 ebenfalls durch die ganze O-Flanke des Kammes verfolgbarer weiterer Quarzitzug. Man kann diese Wiederholung wieder auf eine Verwerfung mit Hebung des W-Flügels zurückführen, die auch gegen S, östlich am Roßkopf-Gipfelplateau vorbei, weiter zu verfolgen ist, kenntlich an der größeren Höhe der Quarzitauflagerung am Gipfel gegenüber dem östlich anschließenden Kammabschnitt. Somit liegen die Dinge klar; doch nun folgt ein Abschnitt, der großes Rätselraten aufgibt.

Bevor darauf eingegangen werden kann, muß jedoch ein Blick auf die Unterlage der Troiseckdecke geworfen werden. Als solche haben wir rings um die S- und O-Seite des Roßkogels die Semmeringtrias kennen gelernt. Ihre Kalke, Rauhwacken usw. bilden östlich des Hirschbachs im wesentlichen eine mäßig NNW-fallende Platte, die die gleich geneigte Deckscholle des Mattalkogels (s. oben!) und das O-Ende der Troiseckmasse trägt. Aber am Hirschbach wird das plötzlich anders. Hier beobachten wir auf einmal mittelsteiles O-Fallen in den Kalken der Semmeringtrias.<sup>117)</sup> Und wenn wir von der Hirschbach-Mündung aus dem Wege im nächst westlichen (zu unterst) parallelen Graben zum Arzegger folgen, so stößt uns schon unterhalb dieses Hofes die Unterlage dieser Kalke auf in Gestalt von (diesmal echtem!) Semmeringquarzit: er hebt sich hier heraus in einem gegen SW aufsteigenden Gewölbe, dessen N-Schenkel die zunächst der Grenze

<sup>116)</sup> Die auf der Karte gezeichnete schwalbenschwanzförmige Gabelung südlich der nächst südlichen Rippe scheint mir nachträglich in hohem Maße verdächtig. Ich habe mir zwar in dem östlichen Ast das Einfallen notiert (mittel SSO), möchte aber doch nun glauben, daß es sich da um eine abgerutschte Felspartie handelt und nicht um eine — das ganze sonstige Bild störende — Einfaltung. Ohne Überprüfung im Gelände ist das freilich nicht zu entscheiden.

<sup>117)</sup> Verschiedentlich glaubt man auch andere Fallrichtungen zu sehen. Da sie aber mit der sonstigen Tektonik gar nicht harmonieren, dürfte es sich um Klüftung oder um verrutschte Blöcke handeln.

saigern oder steil NNW-fallenden Kalke bilden, die von der Hirschbachmündung über den Arzbacher Lerchkogel nach W weiterziehen. Folgt man dem Wege über den Arzegger weiter bis zur Arzegger Hube, so sieht man auch den hier ungewöhnlich (3—400 m!) mächtigen Semmeringquarzit auseinander treten: als innerster Kern des Gewölbes erscheint in seinem Liegenden der sogenannte Mürztaler Quarzphyllit.

Er bildet den Arzkogel und in der Hauptsache auch das anschließende Kammstück bis P 1329 und dessen Abfall zum Arzbachgraben. Einige Einschaltungen feinkörnigen Amphibolits kommen zwar darin vor, weshalb ich zunächst daran dachte, daß es sich da um diaphthoritische Troiseck-Kristallin handeln könnte; allein der phyllitischen Hauptmasse des Gesteins fehlt jedes Merkmal, das zu einer solchen Deutung berechtigen würde, insbesondere jede Spur von Injektion, die doch auch bei starker Diaphthorese noch kenntlich bleiben müßte. Hievon habe ich mich durch eine speziell darauf gerichtete Revisionsbegehung beim Abschluß meiner Aufnahmen überzeugt.

Und nun kommt das schwer Verständliche: dieser Kristallkern des Arzkogelgewölbes legt sich nach SO über den zuvor genannten Quarzitzug in der O-Flanke — soweit wenigstens die allerdings nicht glänzenden Aufschlüsse (fast nur Lesesteine!) ein Urteil zulassen. Immerhin ist gerade dort, wo er die Kammhöhe überschreitet, der Quarzit anstehend sichtbar, mit mittelsteilem NW-Fallen; er läßt sich von da nach SW weiter verfolgen bis um den Sporn herum, der den Aignergraben von einem östlichen Seitenast scheidet. Hier fällt er jedoch, wie aus seinem Verlauf im Kartenbild zu entnehmen, entgegengesetzt wie vorher (und anscheinend sogar ziemlich flach!) unter das Kristallin der Roßkogel-Basis ein; er hat also auf rund 1 km Horizontalabstand eine windschiefe Drehung um mehr als 90° vollzogen. Das Arzkogel-Gewölbe taucht hier gegen WSW wieder unter: damit entfällt die widersinnige Aufschiebung gegen SO auf die normalerweise hangende Troiseckdecke — als solche müssen wir die Lagerungsverhältnisse am Kamm S des Arzkogels wohl deuten! Dabei hat das Arzkogelgewölbe seinen ganzen S-Schenkel eingebüßt — sofern wir wenigstens den trennenden Quarzitzug als Pseudo-Semmeringquarzit auffassen, wie seine anscheinend normale Auflagerung auf dem Troiseckkristallin der O-Flanke vermuten läßt (die Auffassung als Semmeringquarzit und somit als normaler — streckenweise überkippter — SO-Schenkel des Arzkogel-Gewölbes ist allerdings auch möglich!).

Nun kommt aber noch eine weitere Komplikation hinzu: auf dem Arzkogelkamm, N P 1292, liegen Gesteine des Roßkogel-Paläozoikums

in Lesesteinen! Von S nach N trifft man zuerst etwas Porphyroid; dann, nach kurzer Unterbrechung durch phyllitischen Glimmerschiefer, Rannachkonglomerat, Quarzit<sup>118)</sup>, wieder Porphyroid und östlich unter der Kammhöhe nochmals ein wenig Rannachkonglomerat; hierauf den Phyllit des Arzkogels. Diese Gesteine sind gegen W ungefähr 1 km weit übers Gehänge zu verfolgen; an dem Rücken, der W vom Arzkogel gegen den Arzbachgraben austreicht, sind von etwa 1075 m aufwärts Lesesteine von Quarzit, dann von intensiv feingefältelem Porphyroid, Rannachkonglomerat und nochmals Quarzit bei etwa 1090 m zu finden. An dem Weg, der im O-Gehänge dieses Rückens unter der Kammhöhe aufwärts führt, trifft man rund 300 m weiter SO den Quarzit anstehend (ansehnliche Felsen oberhalb des Weges, knapp bevor er auf eine große Waldlichtung austritt); er ist stark gefältelet, mit rund N 65° O streichenden Axen. Und hier fehlt zu dem Paläozoikum auch nicht die zugehörige Altkristallin-Unterlage: Glimmerschiefer, reichlich durchtränkt mit groben Pegmatiten<sup>119)</sup> — ganz verschieden von den Phylliten des Arzkogels, welchen die genannten Gesteine der Troiseckdecke als kleine Deckscholle aufsitzen, merkwürdigerweise auch hier ohne jede Spur zwischengelagerter Semmeringtrias. Leider erlauben die mangelhaften Aufschlüsse keinen näheren Einblick in die Lagerungsverhältnisse dieser Deckscholle (die Zeichnung in Prof. 37/38 ist entsprechend hypothetisch!).

Im Aignergraben taucht das Kristallin des Arzkogel-Gewölbes gegen SW unter seinen normalen Sedimentmantel, hier aus feinkristallinen Marmoren und indifferenten hellen Dolomiten der Semmeringtrias bestehend, die sich von NW her darüberlegen und auf der Rippe SW des Grabens bis 1280 m aufwärts reichen, aber auch hier sich nicht zum Gewölbe zusammenschließen. Den südlichen Gegenflügel, zugleich die Auflagerung der Troiseckdecke, dürfte auch hier ein schmaler (nur 5—6 m mächtiger) Quarzitzug maskieren, der wenig höher die gleiche Rippe quert; es ist zu vermuten, daß er die Fortsetzung des Quarzits von P. 1329 (s. oben!) darstellt, aber über den Aignergraben hinweg war der Zusammenhang nicht sicherzustellen.

Vom Aignergraben gegen NO, längs des Arzbachgrabens, ist der Phyllitkern des Arzkogelgewölbes ziemlich zusammenhängend von seinem Sedimentmantel bedeckt; aber dennoch ist dieser — ganz abgesehen von Verstellungen an zahlreichen kleinen Querbrüchen —

<sup>118)</sup> Die auf Blatt Mürzzuschlag eingetragene Verbindung dieser Gesteine zu den Quarzitzügen der Ostflanke dürfte unrichtig sein; sie wurde auf Grund von Lesestein-Überstreuung angenommen, die aber wohl eher eine Trennung durch Kristallin verhüllt!

<sup>119)</sup> Leider auf Blatt Mürzzuschlag nicht abgetrennt.

lückenhaft entwickelt. Zunächst dem Aignergraben liegt nur Kalk vor; O vom Steingasser wird er von Rauhwanke, diese von (echtem!) Semmering-Quarzit unterlagert, der nun eine Strecke weit das ganze Gehänge bildet. O vom Wasserbauer legt sich wieder Rauhwanke darauf, unter der der Quarzit vorübergehend ganz auskeilt, um auf dem Abfall von P. 960 wieder ganz allein zu herrschen. Bis hierher lösen sich also die Schichtglieder, die eigentlich übereinander folgen sollten, vielmehr im Streichen gegenseitig ab. Erst mit beginnendem Untertauchen des Arzkogelgewölbes vervollständigt sich sein NW-Schenkel: N unterm Loskogel stellt sich Semmeringmarmor über dem Quarzit ein und setzt mit rasch zunehmender Mächtigkeit zum Ausgang des Hirschbachgrabens fort.

Längs des ganzen Arzbachgrabens legt sich auf diesen NW-Schenkel des Arzkogel-Gewölbes die paläozoische Serie der Troiseckdecke: die Fortsetzung des Karbonzuges Turnau—Veitsch, den wir bis zum Sattel „Beim Nikolaus“ verfolgt haben (S. 164). Die Auflagerung ist allerdings nur im obersten Arzbachgraben, vom Steingasser aufwärts, und wieder in der Gegend der Mündung sichtbar; im Mittelabschnitt liegt sie unter schönem Wiesengelände verhüllt. Im obersten Abschnitt liegen zunächst auf dem Semmeringkalk dunkle phyllitische Schiefer, die keine für Karbon typischen Gesteine enthalten, und die ich als Vertreter der hier an grobem Material verarmten Rannachserie betrachte (vgl. S. 91). Darüber folgt S von Paar, beginnend als Hügelzug zwischen sanftem Schiefergelände, eine Linse von Pseudo-Semmeringquarzit; sie findet gegen S noch eine, durch eine Querverschiebung gegen SO verstellte Fortsetzung. Darauf liegt stark gefalteter (Axenstreichen im Graben S Paar N 65° O) Oberkarbonschiefer, mit seinen charakteristischen Konglomeraten W über Paar. — Grabenabwärts dürfte die Schichtfolge reduziert sein; mindestens verschwindet der Pseudo-Semmeringquarzit, die Schiefererien werden dadurch schlecht trennbar (soweit man überhaupt etwas von ihnen sieht!). Aber bei der Grabenmündung ist das Profil wieder ganz das gleiche: das Riff von steilstehendem Quarzit, welcher S der Mündung eine wenig hervortretende Rippe bildet, dessen Bänke man auch durch die Mürz selbst ziehen sieht (C o r n e l i u s 1936) und der im Arzbach selbst gleich S der Mühle ansteht (gewaltig zertrütet!) — dieses Riff scheidet wieder die Oberkarbonschiefer im N von den (größtenteils nur mangelhaft aufgeschlossenen) Rannach-Phylliten im S. Diese lassen sich sowohl am N-Gehänge des Lerchkogels als auch an der Böschung gegen den Alluvialboden des Mürztales bis unmittelbar an die Semmeringtrias des Arzkogel-Gewölbes heran verfolgen; auffallenderweise fällt diese an beiden Stellen zunächst

der Überschiebung nicht konkordant zur Überschiebung und der allgemeinen Neigung des Gewölbeschenkels entsprechend gegen N oder NNW, sondern widersinnig flach gegen S bzw. SO ein. Das wiederholt sich jenseits des Mürztales (S. 174); was wohl beweist, daß es sich da um eine diskordante tektonische Aufschüpfung (und nicht etwa um bloßes oberflächliches Hakenwerfen!) handelt.

Es bleibt nun noch die Lücke zwischen Aigner- und Massinggraben zu schließen. Wir sahen (S. 164) den vom Veitschegg-Sattel herabziehenden Thörlerkalk bei Massing abgeschert an einer NNO-streichenden Querverschiebung.  $\frac{3}{4}$  km weiter setzt er, S vom Arzegger, wieder ein und bildet die von W zum Greuteck ziehende Rippe; seine Mächtigkeit ist zunächst geringfügig. Auf der S-Seite sieht man knapp unter der Kammhöhe die Unterlagerung durch Biotitgneis und Amphibolit des Troiseck-Altkristallins; doch schalten sich über der Abzweigung des Scheidekammes zwischen Groß- und Klein-Massing schwarze Phyllite, namentlich der Rannachserie, an der Grenze ein. Auf dem N-Gehänge lagern Oberkarbonschiefer auf; sie tragen die S. 134 beschriebenen Linsen von Rauhwaacke problematischer Stellung, die am tektonischen Kontakt mit der Silbersbergserie des Schwarzkogels liegen.

Mit dem Kamm, der zum Nikolauskreuz abzweigt, schwillt die Mächtigkeit des Thörlerkalkes bedeutend an; er scheint übrigens beiderseits dieses Kammes von NNW streichenden Verwerfungen gegen Oberkarbonschiefer begrenzt. W vom Greuteck beobachtet man steiles SSO-Fallen an dem z. T. in Zacken aufgelösten Grat: Bis über den Gipfel hinaus herrschen die typischen dunklen Plattenkalke, welche die Einreihung beim Thörlerkalk sicherstellen; allerdings neben hellen indifferenter Dolomiten.

Diese sind schuld, daß NO vom Greuteck, wo der Thörlerkalk an die zuvor betrachtete Semmeringtrias stößt, eine Grenze zwischen beiden im Gelände kaum zu ziehen ist<sup>120</sup>). Ich nehme sie an bei der Zunge von Oberkarbonschiefer, die bei etwa 1200 m auf dem Rücken N Greuteck nachzuweisen ist. Ihre Grenze gegen die nordöstlich folgende Semmeringtrias ist eine Querverschiebung, an der W unter dem Scheitel des eben genannten Rückens an einzelnen Lesesteinen eine Quarzitlinse kenntlich ist (auf etwa 1100—1130 m; leider ist die Stelle im unübersichtlichen Waldgelände nicht genauer zu kennzeichnen!).

<sup>120</sup>) Auf Blatt Mürzzuschlag habe ich sie nicht eingetragen und das ganze Greuteck zur Semmeringtrias genommen, was jedoch sicher unrichtig ist. — Selbstverständlich habe ich mir hier die Frage vorgelegt, ob die Trennung beider überhaupt berechtigt ist. Aber wenn man den Thörlerkalk mit Spengler und Kober zur Semmeringtrias zieht, so führt das zu unmöglichen tektonischen Konsequenzen; vgl. S. 216! — Eine eingehende Neukartierung (auf verbesserter Kartenunterlage!) wäre selbstverständlich erwünscht.

Sie leitet über zu dem Pseudo-Semmeringquarzit des obersten Arzbachgrabens (s. oben!), dessen SW-Ende an der gleichen, die ganze voroberkarbonische Schichtfolge durchschneidenden Querverschiebung liegt.

O unter dem Greuteck liegen Pseudo-Semmeringquarzit, dunkler Phyllit (Rannachserie) und Porphyroid in Lesesteinen, zwischen dem Thörlerkalk und dem — schwach vertretenen! — Troiseck-Alt kristallin S der S. 175 erwähnten Quarzitlamelle.

Sehr unklar ist auch die Tektonik auf der S-Seite des Greutecks, am oberen Ende des Klein-Massinggrabens. Ausgedehnte aufschlußlose Strecken verhüllen die Zusammenhänge in diesem jedenfalls stark durch Verwerfungen zerstückelten Gebietsabschnitt. Im Rücken, der W vom Greuteckgipfel gegen S abzweigt, bildet jedenfalls Alt kristallin, welches fast allseitig von paläozoischen Bildungen umrahmt wird. Im O streichen die Eruptiva usw. des Malleistner Bodens (s. unten!) dagegen; der trennende aufschlußlose Streifen dürfte wohl eine Verwerfung verhüllen. Aber auch S vom Alt kristallin bilden Urolitbiotitschiefer, Porphyroid und Rannachphyllite den Hügel beim Vöselbauern (Prof. 29), NW einfallend, in unklaren Lagerungsverhältnissen. Und W von jenem stechen aus dem Gehänge der obersten Wurzel von Klein-Massing Felsen von hellem Dolomit hervor, die man entweder als sekundäre Synklinale des Thörlerkalks auffassen kann, oder — als von unten heraufsprießende Semmeringtrias! Wahrscheinlich seine (an einer abermaligen Verwerfung etwas gegen S verstellte!) Fortsetzung bildet der hellgraue Krinoidendolomit des zackigen Gratstückes N P. 1075, im Kamme zwischen Groß- und Klein-Massing (vgl. S. 175); hier allerdings ist die Auffassung als synklinale Einfaltung von oben entschieden wahrscheinlicher, da nicht nur auf der W-Seite am Gehängefuß das Kristallin zusammenhängend durchverfolgbar ist, sondern auch ostseitig einzelne Aufschlüsse in Amphibolit und Biotitgneis unterhalb des Dolomits vorliegen.

Auf der O-Seite des Klein-Massinggrabens ist das ganze Gehänge bis gegen den Sattel P. 1084, bei dem wir die Betrachtung des Roßkogelgebietes begonnen haben, von Schutt des Porphyroids verhüllt, welches den Kamm oberhalb (größtenteils) aufbaut.

Über die Innentektonik des Roßkogel-Paläozoikums ist noch einiges nachzuholen. In der SW-Hälfte besteht eine flache Wellung, welche die Uralitbiotitschiefer im Liegenden des Porphyroids in einem Streifen, Sattel P. 1084 — oberster Offenbachgraben — zutage bringt; dann erscheinen sie N P. 1180 (zwischen Klein-Massing- und Feistritzgraben) nochmals gegen N aufgeschuppt, ebenso in der östlichen Fortsetzung quer über den S-Ausläufer des Roßkogels hinweg



(ein weiteres, nur durch spärliche Lesesteine vertretenes Vorkommen auf der Rippe zwischen den Verzweigungen des Maisgrabens bei etwa 1300 m, wo auch Spuren von Rannachkonglomerat, scheint nach dem Kartenbild eher oben aufzuliegen; als unsicher bleibe es hier beiseite). Dann besteht noch eine Aufwölbung mit Kern von Uralitbiotitschiefern am Malleistner Boden und W davon, ohne ausgesprochene Streichrichtung. Hier greift der Pseudo-Semmeringquarzit flach<sup>1</sup> darüber weg und zeigt somit das sehr hohe (? kaledonische) Alter dieser Tektonik. Wie sich die Aufschlüsse in der Tiefe des Klein-Massinggrabens beim Vöselbauer dazu verhalten, bleibt unklar.

Auch auf der N-Seite des Roßkogelkammes, wo das Paläozoikum in der Hauptsache flach auf dem wiederauftauchenden Troiseck-Alt-kristallin (vgl. S. 169) liegt, kommt noch an einer Stelle (oberster Aignergraben, W-Seite) Uralit-Biotitschiefer unter dem Porphyroid hervor. Beiderseits aber wird er bald abgelöst von Phyllit und Konglomerat der Rannachserie, welche insbesondere auf den Spornen zwischen den östlichen Verzweigungen des Aignergrabens bei rund 1200 m in Lesesteinen zu finden sind.

W vom Roßkogel-Gipfel setzt in ungefähr N—S-Richtung eine Verwerfung hindurch, in deren O-Flügel die Basis des im ganzen Roßkogel-Hauptkamm flach auflagernden Quarzits um rund 100 m gegenüber dem W-Flügel gehoben ist. Mit ihr beginnt die bereits S. 170 beschriebene Bruchschollentektonik, welche den NO-Teil des Roßkogels beherrscht.

In dem gehobenen Stück gibt es noch merkwürdige tektonische Einzelheiten: auf dem von der Gipfelfläche gegen N hinabführenden Rücken liegen zunächst unter dem Quarzit diaphthoritische Gneise<sup>121)</sup> und verhältnismäßig reichlich Pegmatit von z. T. gutem Erhaltungszustand! Mächtigkeit nur ein paar Meter; darunter Porphyroid, nach wenigen weiteren Metern dunkelgraue, wenig metamorphe Sandsteine und feines Konglomerat der Rannachserie, ebenfalls nur wenig mächtig. Nun erst die Hauptmasse des Porphyroids (doch bedecken Trümmer aller zuvor genannten Gesteine den Abhang bis zu der Verebnung bei zirka 1400 m). Hier liegt also im Hangenden des Porphyroids nochmals eine Kristallinlamelle vor; das ganz vereinzelt dastehende Vorkommen erlaubt leider keine sichere anderweitige Anknüpfung (zumal ja die Aufschlüsse durchaus unzureichend sind). Aber auf die Möglichkeit sei doch hingewiesen, daß eine Überfaltung (aus N?) über das Porphyroid vorliegt, welche auch die eigent-

---

<sup>121)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag als Rannachkonglomerat ausgeschieden (Druckfehler!) und der Deutlichkeit halber stark übertrieben.

lich an die Basis gehörigen klastischen Rannachgesteine ins Hangende des Porphyroids gebracht hat. Man könnte sich sogar fragen, ob nicht auch bezüglich der anderen Vorkommen solcher Gesteine im Hangenden des Porphyroids: am S-Sporn des Gipfels; am O-Grat; dazu kleine Vorkommen am oberen Rande des Quarzits im Graben NO unterm Gipfel<sup>122)</sup> ein gleiches gilt und auch diese als von der Basis überfaltet zu betrachten wären. Selbstverständlich müßte auch diese ganze Überfaltung in die vor-quarzitische Tektonik gehören.

### 8. Paläozoische Einschaltungen im Troiseck-Kristallin.

Auf die Tektonik des Altkristallins soll hier nicht weiter eingegangen werden. Es genüge der Hinweis, daß dieselbe großenteils bereits fertig gewesen sein muß, als das älteste Glied der Grauwackenzone — die Rannachserie (s. I.) — zur Ablagerung kam: nämlich mindestens insoweit, als sie von der mesozonalen Kristallisation überdauert wird. Dies bezeugt der ausgeprägte Metamorphose-Hiatus zwischen Altkristallin und Rannachserie schon allein; es bezeugt es aber überdies die Diskordanz, welche zwar nirgends klar aufgeschlossen, wohl aber aus dem Kartenbild an vielen Stellen einwandfrei abzulesen ist.

Darüber hinaus aber hat eine immer noch sehr intensive Tektonik Altkristallin und Grauwackenzone gemeinsam betroffen. Dies zeigt eine Anzahl von Vorkommen paläozoischer Gesteine an, die mitten im Altkristallin stecken. Sie wurden z. T. bereits im stratigraphischen Teil dieser Arbeit mehr oder minder ausführlich besprochen, so daß hier nur kurz darauf zurückzukommen bleibt.

a) Schwabenberg—„Im Schlag“ (S. Turnau). Hier ist inmitten injizierter Schiefergneise ein langer Streifen von Rannachkonglomerat und -phyllit verfolgbar, allerdings nur durch Lesesteine markiert, so daß seine Lagerung in Prof. 3 nur hypothetisch dargestellt werden konnte. Er beginnt N gleich unter dem Sattel beim Karner, quert den S-Kamm des Schwabenbergs gleich N vom Kreuz bei dem Sattel P. 1102 und zieht im SO-Gehänge weiter, stets in knapp  $\frac{1}{2}$  km Abstand von der Auflagerungsgrenze des Hauptzuges der Rannachserie auf das Altkristallin. Auf dem gegen den Zwettlinggraben vorspringenden Sporn von P. 1093 erscheint er plötzlich um nahezu 150 m weiter nach S gerückt, wohl infolge einer Querverwerfung. Über den Sattel in der Mitte zwischen Schwabenberg und „Im Schlag“ läuft eine weitere, vom Turnauer Abhang (S. 152) bis wahrscheinlich auf die O-Seite des Zwettlinggrabens (starke Zerrüttung im Altkristallin am Predigstuhl-W-Fuß!)

<sup>122)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag vernachlässigt.

verfolgbare Verwerfung; sie rückt unseren Grauwackenkeil wieder um ein ähnliches Stück gegen N: auf der nächsten S-wärts hinabziehenden Rippe sind seine schwarzen Phyllite 15—20 m unterhalb der Höhe des Hauptkammes anzutreffen. Damit enden seine sicheren Spuren; denn die gleichen schwarzen Schiefer, die NW „Im Schlag“ bei 1215 m liegen, sind der Auflagerungsgrenze am N-Rand des Troiseck-Kristallins bereits um soviel weiter gerückt, daß man da zunächst an eine selbständige kleine Einfaltung denken wird. Will man sie jedoch mit dem zuvor verfolgten Keil in Verbindung bringen, so muß man eine weitere Verwerfung annehmen, die von der zuletzt genannten in ungefähr SO-Richtung abzweigt und wenig östlich des obigen Sattels den Kamm quert (denn noch weiter O ist für eine Verwerfung kein Platz mehr — sie müßte ja die auf dem Gehänge S „Im Schlag“ durchverfolgbaren Amphibolitzüge zerschneiden!).

b) Hochreiterkogel (Prof. 18). Das Porphyroidvorkommen auf der Kuppe NO dieses Berges, SW von Dorf Veitsch, wurde S. 102 beschrieben. Es bildet eine schiefe dem Kristallin aufsitzende Kappe, welche an ihrem N-Rand tiefer eingefaltet ist; ob das hier — auf der Rippe in der Mitte zwischen Dorf Veitsch und Saudörfel — beobachtete steile SSO-Fallen der wahren Lagerung entspricht, oder ob beginnende Kippung daran beteiligt ist, läßt sich nicht feststellen. — Auch diese Porphyroidkappe scheint übrigens diskordant auf dem Altkristallin zu sitzen; mindestens macht der Verlauf der von ONO gegen ihre Grenze anstreichenden Amphibolit- und Orthogneiseinschaltungen solches wahrscheinlich. — Wegen weiterer kleiner Porphyroidspäne in der Umgebung, vgl. S. 156 f.

Auch der eigentliche Gipfel des Hochreiterkogels trägt ein dem normalen Altkristallin des Troiseckzuges fremdes Gestein als anscheinend synklinische Kappe: einen Phyllit, der jedoch von allen Gesteinen der Grauwackenzone verschieden und wohl älter ist. Dies hier nur beiläufig. Ein Zusammenhang mit der Porphyroidsynklinale ist nicht erkennbar.

c) Sattlerkogel (Prof. 17, 18, 19). Die Quarziteinkeilung auf der südöstlichen Vorkuppe des Sattlerkogels wurde bereits bei Besprechung dieses Berges behandelt.

#### Anhang: Paläozoische(?) Gesteine innerhalb des Troiseck-Kristallins.

Von den einzelnen Resten paläozoischer Gesteine, die dem Altkristallin oberflächlich aufsitzen bzw. eingeschuppt sind (Rannachserie S Schwabenberg usw.; Porphyroid des Hochreiterkogels; Pseudo-semmeringquarzit des Wanzenbühels) war bereits die Rede. Nun sind

noch zwei tief in das Troiseckkristallin eingeschuppte kleine Vorkommen nachzutragen, welche der Deutung erhebliche Schwierigkeiten bereiten.

Das eine ist im Aufschluß von Quarzit im Bereiche des Klein-Massinggrabens: Bei seiner Krümmung aus N-S- in SW-Richtung S vom Oswaldbauern mündet von SO her ein Seitengraben ein. In ihm stehen graue, stark zertrümmerte Gneise an. Etwa 200 m von der Mündung des Grabens steckt in ihnen, wenige Meter unter einer Quelle (über der ein Holzweg quert) grünlicher, z. T. konglomeratischer Quarzit, gewaltig zerdrückt und z. T. verflasert; Mächtigkeit 1—1,5 m. Der Gneis ist unmittelbar am Kontakt vollständig zermalmt und zerfließt zu grauem Schlamm. Einige Meter höher Lage von Amphibolit. — Die Quetschzone, in der der Quarzit steckt, ist im Streichen etwa 1 km weit zu verfolgen.

Ob man diesen Quarzit als Pseudo-Semmeringquarzit deuten will, oder als echten (triadischen) Semmeringquarzit — der dann von unten eingeschuppt wäre — steht nicht fest.

Fast noch rätselhafter ist das zweite Vorkommen: etwa 200 m N über dem Hinter-Buchrieser, im SW-Kamm des Herzogberges (W Kindberg) liegt inmitten von diaphthoritischen Biotitschiefer und alpinischem Gneis, wenig über der Basis des Troiseckkristallins ein unverkennbar klastisches Gestein — leider nur durch einen schmalen Streifen von Lesesteinen bei etwa 960 m Höhe angedeutet. Es zeigt in hellgrauer feinkörniger, durch zarte Glimmerhäute geschieferter Zwischenmasse Quarzgerölle von  $\frac{1}{2}$  bis 2 cm Durchmesser.

Im Dünnschliff erkennt man zahlreiche deutliche klastische Elemente (neben einer großen Menge, deren Deutung in gleichem Sinne unsicher ist). Es sind a) einfache Quarzkörner; b) Quarzaggregate, meist stark verzahnt; c) einfache Feldspatkörner — größtenteils mehr oder minder dicht muskowitzgefüllte Plagioklase, vereinzelt reine Albite, ein einziger Schachbrettalbit; d) Quarz-Feldspataggregate, in einem Fall mit Chlorit. Rundliche Umgrenzung ist oft sehr deutlich, gewöhnlich mit ungleichen Durchmessern. Die Größe der im Schliff deutlich als solche erkennbaren Gerölle beträgt i. A. 0,3—1 mm, nur in zwei Fällen (Quarzaggregate) darüber; bei kleineren Korngrößen ist die klastische Herkunft nur selten noch sicher erkennbar. Gezählt wurden von (a) 7, (b) 29, (c) 19, (d) 10 Exemplare; das ergibt einen Anteil der Labilkomponenten (c + d) von 34,5% (ursprünglich ist derselbe wahrscheinlich noch weit größer, die Deutung der meisten Feldspat-Einzelkörner als klastisch aber nicht mehr zweifelsfrei). — Die Zwischenmasse besteht aus Quarz und Feldspat in kleineren Körnern (0,05—0,2 mm), blaßgrünlichen Muskowitzblättern (0,05—0,2 mm lang),

die sich in gewellten Häuten um die klastischen Bestandteile herum-schlingen (kein Chlorit!), und ziemlich viel Magnetit. — Das Gestein ist vollkristallin geworden, Kataklyse in Gestalt undulöser Auslöschung des Quarzes ist zwar sehr verbreitet, aber wenig intensiv. Gegenüber dem umgebenden Altkristallin besteht Metamorphose-Hiatus: Epi- gegenüber Mesozone. Am ehesten scheint die „Grauwacke“ der Rannachserie anzugliedern.

Auf die tektonische Deutung dieser Vorkommen wird bei anderer Gelegenheit noch zurückzukommen sein.

### 9. Die Deckscholle des Drahtkogels.

(Wegen des N-Randes vgl. Prof. 51—57, Taf. III.)

Außerhalb des Zusammenhangs der Grauwackenzone liegt ihr, östlich vom Mürz-Durchbruch, die langgestreckte Deckscholle des Drahtkogels gegen S vor (K o b e r 1912, S. 346). Wenn sie auch zum überwiegenden Teil aus (wahrscheinlich) vorpaläozoischen Gesteinen besteht, so ist sie doch als tektonische Fortsetzung des Roßkogels<sup>123)</sup> gegen O (M o h r 1912, S. 642) hier zu behandeln. Auf ihre Unterlage aus Semmeringmesozoikum sei dabei nur soweit eingegangen, als dies der Zusammenhang erfordert.

Die Tektonik der Drahtkogel-Deckscholle ist im Ganzen einfach und großzügig. Mehr oder minder steilstehende Semmeringkalke streichen längs der ganzen Erstreckung des Raxengrabens in O-W-Richtung durch und bauen im Bereiche der Prein den Kaltenberg auf. Sie trennen von der eigentlichen Grauwackenzone einen Streifen steilstehenden Quarzits ab, an den sich gegen S das Altkristallin schließt, welches die Gipfel des Dürrkogels, P 1477, des Drahtkogels und Wanzenbühels bildet. Es liegt S-seitig mit im allgemeinen flach bis mittelsteil N-fallenden Schubfläche den Semmeringkalken des Großen Scheibenbergs und der Kampalpe auf.

Man könnte nun auf den Gedanken kommen, das Drahtkogel-Kristallin sei durch den Quarzitzug mit dem nördlich folgenden Semmeringmesozoikum zu einer zusammengehörigen Schichtfolge verbunden und tauche unter dieses hinein. Daran scheint M o h r 1912, S. 642, gedacht zu haben. Daß dem jedoch nicht so ist, lehren die beiderseitigen Enden.

<sup>123)</sup> Dem Einwand, daß das Kristallin des Drahtkogels (größtenteils eiförmige Phyllit-Glimmerschiefer) sich enger dem Semmering- als dem Troiseckkristallin anschließe, ist damit zu begegnen, daß gerade am W-Ende der Drahtkogel-Deckscholle Amphibolite und pegmatitische Injektionen den Anschluß an das Troiseck-Kristallin herstellen. Näheres dazu bei späterer Gelegenheit.

Am W-Ende, östlich von Kapellen, sieht man die beiden Semmeringkalkzüge sich vereinigen, und zwar in Gestalt einer Mulde, die besonders deutlich dadurch wird, daß ein eingelagerter Zug von Rauhwacke und schwarzen Kapellener Schiefen sich aus dem N- in den S-Flügel verfolgen läßt. Steigt man, etwas durch den beim Karnsteiner ausmündenden Graben, aufwärts, so trifft man ober dem flachen Sattel, der nach dem Bärenental hinüberführt (etwa 925 m) den Quarzit; er ist hier ungemein mächtig — das ganze Gehänge bis zum Kamm des Mittagkogels wird von ihm aufgebaut. Doch ist tektonische Zusammenhäufung gewiß mit dafür verantwortlich; freilich fehlen Aufschlüsse so gut wie ganz. Auf der S-Seite des Bärenentals stößt der Quarzit an das Kristallin, mit geradliniger, nahe O-W-streichender Grenze, die nur der Ausstrich einer ungefähr senkrechten Fläche sein kann (die hin und wieder in ihrer Nachbarschaft wahrzunehmenden flachen Neigungen sind wohl nur auf oberflächliches Hakenwerfen zurückzuführen!). Die Semmeringkalke aber fallen auf der N-Seite gegen SO, auf der S-Seite gegen N darunter ein: es ist kein Zweifel, daß Kristallin und Quarzit im Kern der von dem liegenden Mesozoikum gebildeten Mulde stecken und gegen W in die Luft ausstreichen. Dort liegt ihnen jenseits des Mürz-Durchbruchs in gleicher Stellung — allerdings nur dem südlichen Muldenschkel aufgelagert — die Deckscholle des Mattalkogels (vgl. oben) gegenüber.

Ganz ähnlich ist die Sachlage am Ostende des Drahtekogel-Kristallins im Oberen Adlitzgraben. Längs des Grabenastes, der von östlich des Talhofs gegen die Kampalpe hinaufzieht, sieht man wiederholt die Semmeringkalke nach N unter den Phyllit einfallen, der den Rücken NW darüber bis gegen 1200 m abwärts aufbaut; dort reicht der Kalk bis auf seine Kante. Der Phyllit aber erstreckt sich östlich über den Talhof hinaus — allerdings liegen nur Lesesteine vor! — bis auf die Verflachung (P 1193) im S-Gehänge des Kaltenberges; hier ziehen die Semmeringkalke des S-Flügels darunter durch und vereinigen sich mit den steilstehenden des Kaltenbergs (s. oben!) zu einer hier stark unsymmetrischen Mulde, in deren Kern wiederum der Phyllit gegen O in die Luft streicht; desgleichen der Quarzit, der ihn nordseitig hier nur noch als schmales Band begleitet. Um die Analogie mit dem W-Ende vollständig zu machen, treten im S-Flügel dem Semmeringkalk eingeschaltet auch wieder die schwarzen Kapellener Schiefer auf („Bärenwand“ S des Adlitzgrabens).

Wir sind also berechtigt, den Drahtekogelzug als Deckscholle aufzufassen, die in einer Synklinale von

Semmeringmesozoikum liegt und nach O und W in die Luft ausstreicht. Sie entspricht in ihrer Lage genau dem Troiseckkristallin im W des Mürztales. Und wie dieses die Unterlage der Grauwackenzone bildet, so muß dies auch von dem Drahtkogel-Kristallin gelten — wenn es auch heute vollständig von ihr getrennt liegt. Aber der steilgestellte Zug von Semmeringkalken, der längs des Raxengrabens usw. die Trennung besorgt, ist nichts anderes als die streichende Fortsetzung des Arkkogel-Gewölbes, das wir N des Roßkogels heraustauschen und bereits dort eine gleichartige Trennung anbahnen sahen.

Hier wie dort ist die ganze Kristallin-Unterlage der Troiseckdecke S dieses Gewölbes hängen geblieben. Aber wie am Roßkogel noch ansehnliche Teile ihrer paläozoischen Decke erhalten sind, so auch in der Drahtkogel-Deckscholle; freilich, da ja schon am Roßkogel der Pseudo-Semmeringquarzit die tieferen Glieder gegen NO abschneidet, haben wir es hier nur noch mit ihm zu tun.

Zunächst werden wir ihm wohl am besten<sup>124)</sup> den mehrfach erwähnten Zug entlang dem N-Rande des Drahtkogel-Kristallins zurechnen. Seine steile Stellung behält dieser im wesentlichen in seinem ganzen Verlauf bei; seine Breite aber schrumpft von 7—800 m am W-Ende auf wenige Meter am O-Ende zusammen. Einen Hauptanteil hieran hat eine Verfaltung mit den Nachbargesteinen, die beiderseits des Waldbachgrabens erschlossen ist.

Auf seiner O-Seite sieht man den Phyllit etwa  $\frac{1}{2}$  km weit nach N über den im Graben, in Steinbrüchen aufgeschlossenen (dort stärker in sich zertrümmerten) Quarzit vorgreifen; die Grenze steigt gegen N etwas hinab, z. T. gut gekennzeichnet durch anstehende Quarzitaufschlüsse, welche Einfallen gegen NO unter den Phyllit zeigen; dann biegt sie wieder senkrecht in die Höhe. — Auf der W-Seite des Waldbachgrabens sieht man eine Zunge von Quarzit gegen W vorgreifen, in die Semmeringkalke, welche z. T. flach darunter einfallen; auch im Quarzit ist an einer Stelle flaches O-Fallen (axial; Muldenbiegung?) sichtbar; Kalk ist von unten in ihn eingefaltet. Daß diese Einfaltung gegen O fortsetzt, wird augenfällig durch ein großes Sickerloch auf der (hier sonst aufschlußlosen) Grabensohle S vom Tonibauer, in welchem das Wasser einer großen, knapp S davon erst aus dem Talschutt entspringenen Quelle verschwindet.

Aber auch auf dem Drahtkogelphyllit liegt wenigstens an einer Stelle noch ein Rest von Pseudo-Semmeringquarzit. Auf Vacek's Manuskriptkarte findet er sich bereits eingetragen, NW vom Wanzen-

<sup>124)</sup> Möglich ist freilich auch die Auffassung als mächtiger, aus der Basis mitgeschleifter Schubfetzen von „echtem“ (permo-triadischem) Semmeringquarzit; doch scheint sie mir weit weniger wahrscheinlich. Gewisse Analogien in der Gesteinsbeschaffenheit könnten sogar dafür geltend gemacht werden (vgl. S. 172).

bühel; freilich in weit übertriebener Ausdehnung. Tatsächlich bildet er nur auf kurze Erstreckung die Kammhöhe, O der Einsattelung P 1423 (zwischen Wanzenbühel und Drahtkogel), reicht aber von da gegen N rund 200 m tief in die Verzweigungen des Gußgrabens hinein. Überall ist Einfallen gegen O bis ONO sichtbar; gegen O versteilt es sich, bei dem Quarzit im östlichen Grabenast an einem steilen Bruch (bzw. Überschiebung) plötzlich endet. Er bildet also eine quere, un-symmetrische Synklinale. Da dieselbe in der — namentlich S-seitig nahe benachbarten — äußeren Umgrenzung der Drahtkogel-Deckscholle in keiner Weise zum Ausdruck kommt, ist es wahrscheinlich, daß sie älter ist als die Aufschiebung auf das Semmeringmesozoikum: daß sie der voralpidischen (vermutlich variskischen) Tektonik angehört.

### 10. Zwischen Neuberg und Altenberg.

(Hiezu die Prof. 39—46, Taf. III.)

Die Grauwackenzone überschreitet bei Neuberg mit allen ihren Gliedern die Mürz und setzt die niederen südlichen Vorhöhen der Schneecalpe zusammen. Die Änderung in ihrem Aufbau aber, die hier erfolgt, ist vielleicht die bedeutendste im ganzen Bereich meiner Untersuchungen. Mehrere Umstände wirken dabei zusammen.

Während nämlich einmal zwischen Veitsch und Arzbachgraben das Blasseneckporphyroid das vorherrschende Glied war und zuletzt bis zu  $\frac{3}{4}$  der Gesamtbreite der Grauwackenzone eingenommen hatte, schrumpft es nun auf verhältnismäßig geringe, nicht einmal im Streichen überall zusammenhängende Reste zusammen. Das ist bedingt z. T. vielleicht durch primäre Abnahme der Porphyroidmächtigkeit, verbunden mit Abtragung vor Absatz der Radschiefer (vgl. S. 70); zum anderen Teil aber jedenfalls durch das Ausheben der großen Veitschbach-Überfalte gegen O. Auf der NO-Seite der Mürz findet sich keine Spur mehr davon; dagegen kommt hier der Erzführende Kalk, den wir im Veitschbachgraben und NW davon unter dem Porphyroid hervortauchen sahen, in die Höhe und bildet die unregelmäßig, im Ganzen aber steil bis mittel NW einfallende Platte des Rabensteins. Darauf legt sich Radschiefer beiderseits des begrüneten Schuttstroms vom Neudörf. In ihm steckt, beginnend mit dem auffälligen, von Erzputzen durchzogenen Felsen bei der Brücke östlich vom ehemaligen Eisenwerk, ein dünner Span von Erzführendem Kalk — die Fortsetzung des Zuges N vom Kuhlhörndl. Er streicht hier noch 3—400 m am Gehänge entlang, z. T. von Lydit im Liegenden begleitet, scheint aber auszukeilen bevor noch die Transgression der Prebichlschichten über ihn hinweggreift.



In den Wiesen S unter diesem Kalk ist auch noch ein wenige Meter mächtiger Parallelzug lokal sichtbar.

Der südliche Porphyroidzug überschreitet beim Neuberger Dörfli die Mürz — freilich unter starker Abnahme der Mächtigkeit. Man beobachtet ihn noch z. T. anstehend bis über 900 m aufwärts, an dem Rücken, der von P 994 (W Lichtenbach) gegen SW hinabsteigt. Hier scheint ihn eine etwa NNO-streichende Verwerfung abzuschneiden, ohne daß die abgetrennte Fortsetzung irgendwo aufzufinden wäre. Denn der auf P 994 durch Lesesteine nachzuweisende, schmale Porphyroidzug wird bereits von (versandeten; vgl. S. 61) Radschiefern unterlagert, steckt also als Schuppe in diesen; genauer zu klären ist seine Tektonik nicht, da Aufschlüsse fehlen. Es gibt aber noch ein 3., nördlichstes Porphyroidvorkommen auf der O-Seite des Rabensteins, unter dessen Kalk es offenbar als südwärts überliegende Falte — nach den isoklinalen N-Falten zu schließen — hervortaut, um nach Erstreckung von rund 1 km ebenso gegen O wieder zu verschwinden, unter den Radschiefern, welche den Rücken W Lichtenbach aufbauen. Daß es sich hier um eine einfache, S-wärts überliegende Aufwölbung von unten her handelt, ist wohl unzweifelhaft.

Im Lichtenbachgraben ist von diesen räumlichen Porphyroidvorkommen nicht eines wieder aufzufinden; N der Silbersbergserie — welche S unter dem südlichsten Porphyroid (NO Neuberger Dörfli) hervorkommt — herrschen Radschiefer (versandet!) bis an die Transgressionsgrenze der Kalkalpen. In dem nordöstlichen Zweiggraben aber machen sie gegen aufwärts bald lichtgrauen phyllitischen Schiefern Platz, mit vier jeweils um 3—4 m mächtigen Grünschieferlagen (ihre Verbindung durch Faltung, wie sie im Prof. 42 gezeichnet ist, ist nicht zu beobachten; da aber gegen O aufwärts nur zwei dieser Grünschieferlagen fortsetzen, muß der Zusammenhang so — oder ähnlich — sein!). Diese Gesteinsvergesellschaftung allein würde schon den Verdacht auf Silbersbergserie rechtfertigen; und zum Überfluß stellen sich gegen O alsbald auch die bezeichnenden Konglomerate im Hangenden des südlichen Grünschiefers ein.

Hier gewinnt also die Silbersbergserie, die auf der ganzen Strecke von Turnau bis hierher ein recht bescheidenes Dasein führte, auf einmal gewaltig an Breite: sie wird zum beherrschenden Bestandteil der ganzen Grauwackenzone, der sie auch weiterhin bis zu deren O-Ende bleibt. Dies ist die zweite einschneidende Änderung, die ihr Aufbau im Abschnitt N Kapellen erfährt. Wie sie sich vollzieht, ist leider nicht genauer festzustellen, da die Aufschlüsse nicht ausreichen. Für einen großen Querbruch fehlen jedoch alle Anhaltspunkte (ein solcher

sollte zum mindesten auch die S-Grenze der Silbersbergserie vorstellen, wenn er schon an der Transgressionsgrenze der Kalkalpen als möglicherweise variskisch nicht fühlbar zu sein brauchte). Es bleibt also die Möglichkeit einer Falte; und zwar deutet die angeführte Verknüpfung der Grünschieferzüge auf Abschluß gegen unten, also nicht auf Auffaltung aus der Tiefe, sondern wieder auf eine N-wärts tauchende Überfalte. Man kann sie als Fortsetzung der Veitschbachfalte ansehen, die nun wieder gegen O hinabsteigt. Dies scheint mir derzeit die wahrscheinlichste Lösung, die auch im Prof. 42 ausgedrückt ist; doch sei betont, daß sie noch ein gutes Teil Hypothese enthält.

Im N-Flügel dieser Falte erscheint nun auch wieder Porphyroid: es bildet die Karlhöhe, keilt aber gegen O alsbald wieder aus, so daß O Altenberg die Trennung zwischen Silbersbergserie und hangenden Radschiefern schwierig wird. Diese unterlagern als schmaler, von Lydit begleiteter Zug auf der N-Seite der Karlhöhe eine höhere Porphyroidschuppe, welche im Kleinen Bohnkogel zu größerer Mächtigkeit anschwillt. Auch sie trägt wieder Radschiefer und Lydit (massenhafte Lesesteine auf sumpfiger Waldwiese SW vom Großen Bohnkogel!); auch der gegen O hin auf lange Strecke letzte Fetzen von Erzführendem Kalk, am Schneecalpenweg vor Beginn des Aufstieges zum Kampl, scheint dahin zu gehören. — Am Großen Bohnkogel wie unter dem Kampl legen sich die transgredierenden Prebichlschichten darauf; kleine Querbrüche verstellen den Ausstrich der Grenzfläche wiederholt, insbesondere ist der oben erwähnte Lydit SW vom Großen Bohnkogel an solchen in den Bereich der transgredierenden Serie hinein verschoben.

Die norische Überschiebung ist in dem ganzen Abschnitt nirgends deutlich aufgeschlossen; auch wiederholen sich bis mehrere 100 m über den tiefsten Silbersbergschiefern noch schwarze karbon-verdächtige Lagen, so daß der Schluß auf mehrfache, zickzackförmige Ineinanderfaltung beider tektonischer Einheiten nahe liegt. Kartieren freilich läßt sich das nicht; so habe ich auch auf den Profilen darauf verzichtet, dieser Hypothese Ausdruck zu geben.

Die Veitscher Decke ist im W, beim Strandbad Neuberg, noch durch ihre vollständige paläozoische Folge gekennzeichnet; zwischen den Schiefen der Rannachserie und dem Oberkarbon ist freilich der Pseudo-Semmeringquarzit auf geringmächtige Linsen reduziert, vom Thörlkalk sind gar nur etwas Rauhwaacke (Zendrückungsprodukt!) übriggeblieben, während eine gut erhaltene Linse dieses Gesteins außer dem normalen Zusammenhang ganz in die Karbonschiefer einge-

wickelt ist (vgl. S. 122). Gegen O aber gehen alle tieferen Glieder verloren, so daß N vom Kapellenkogel von dem ganzen Schichtbestand einzig noch die Karbonschiefer übrigbleiben. Das ist die dritte bedeutende Änderung gegenüber westlicheren Abschnitten, die sich hier vollzieht.

Die Grenze gegen die Semmeringtrias des Kapellenkogels und Kohlbergs scheint im ganzen recht steil N zu fallen. Nur am W-Ende der Aufschlüsse gegen die Mürzalluvionen, S von der Mündung des Lichtenbachgrabens, sieht man die Trias wie die Rannachschiefer mittel S-fallen, was vielleicht auf eine gleiche (überkippte!) Stellung der Schubfläche gedeutet werden kann. Näher liegt es allerdings wohl, an eine Fortsetzung der Diskordanzen zu denken, welche auf der SO-Seite des Arzbachgrabens an dieser Schubfläche auftreten (vgl. S. 165). — Der Buckel O der Lichtenbachgraben-Mündung (N P. 818) besteht aus Quarzit, der sich als dickbankiger Schubfetzen zwischen Trias und Rannachserie schiebt. Bezüglich seiner stratigraphischen Auffassung gilt wieder das oben (S. 181) gesagte.

### 11. Vom Altenberggraben bis zum Preiner Gscheid.

(Hiezu die Prof. 46—53, Taf. III; ferner die Raxkarte, Cornelius 1936.)

Die (im wesentlichen) isoklinalen Schichten der Grauwackenzone setzen ohne besondere Änderung über den Altenberggraben hinweg nach O fort, in die südlichen Vorlagen der Rax hinein. Auch die tektonische Gliederung bleibt zunächst dieselbe: den größten Raum nimmt zunächst die Hauptschuppe der Norischen Decke ein. Mächtig entwickelt bilden ihre Silbersbergschichten, mit Einlagerungen von Grünschiefer<sup>125)</sup>, Riebeckitgneis usw. die Basis; Porphyroid folgt darüber, Radschiefer bildet im W — Kerngraben—Moaßbeck—Mitterbachstall—den Anschluß gegen oben. Östlich vom Mitterbachstall stellt sich darüber, als hangendes Glied, auch noch Lydit ein.

Und nun folgen höhere Schuppen: im W — N-Seite des Kerngrabens—Jahnütte — die Fortsetzung des Porphyroids vom Altenberger Erzberg; d. h. die Erzbergschuppe, wie sie hier genannt sei. Auch geringe Spuren von Radschiefern liegen darauf, unterm Gsöhler und weiter östlich — anscheinend in einer Art von „halber Synklinale“; wenigstens läßt sich das gegen N flach werdende Einfallen des Porphyroids so auffassen. Sie wird von der Transgression der Kalkalpen abgeschnitten: am tieferen Gehänge (unter Perl) liegen

<sup>125)</sup> Als solcher ist auch der kleine Zwickel  $\frac{1}{2}$  cm NO vom „Lipp am Anger“ (Raxkarte) zu betrachten; auf der Raxkarte ist versehentlich die Karbonfarbe stehen geblieben.

Prebichlschichten auf dem Porphyroid; dort, wo die Radschiefer auftreten, verhüllt Schutt die Auflagerung, aber wenig weiter oberhalb treten Werfener zutage; bei der Jahnhütte greifen diese unmittelbar auf Porphyroid über und wenig weiter O, auf dem S-Gehänge des Blasriegels auf die Radschiefer der Unterlage. Im Kartenbild kommt mithin die diskordante Auflagerung sehr deutlich zum Ausdruck; und da sie über Erzbergsschuppe und Unterlage einheitlich hinweggreift, beweist sie das vormesozoische, also variskische Alter dieser Schuppe (wie bereits anderwärts kurz bemerkt; Cornelius 1936, S. 34; 1937, S. 161).

Auf dem Rücken N vom Kohlbackeck beginnt nun ein weiterer Porphyroidzug, nicht weit im Hangenden des Porphyroids der Hauptschuppe; d. h. es schiebt sich hier zwischen diese und die Erzbergsschuppe eine weitere ein. Ihr Porphyroid nimmt gegen O rasch an Mächtigkeit zu und lagert im P. 1365 dem zuvor genannten Lydit auf. Die gleichen Lagerungsverhältnisse wiederholen sich am Rücken S der (aufgelassenen) Reisstalerhütte; da hier die Radschiefer des Liegenden bereits sehr reduziert sind und samt dem begleitenden Lydit gegen O bald ganz verschwinden, geht die Trennung zwischen dieser und der Hauptschuppe weiterhin verloren.

Hier, an dem Rücken S der Reisstaler Hütte, stellt sich nun aber eine andere Trennung innerhalb des Porphyroides der Hauptschuppe ein: ein Zug schwach serizitischer und z. T. quarzitischer grünlicher Schiefer, die ich als eingefaltete, leicht metamorphe Werfener auffasse (Cornelius 1936, S. 17; 1937, S. 137). Diese Einfaltung — die längs fast des ganzen Rax-S-Abfalles gegen O zu verfolgen ist — bedeutet also eine alpidische Komplikation im Aufbau der Grauwackenzone (vgl. S. 220).

Die Überschiebung der Hauptschuppe<sup>126)</sup> auf die Veitscher Decke streicht längs der ganzen Raxengraben N-Seite aus, im W anscheinend in steiler Stellung — wenn man aus den spärlichen anstehenden Aufschlüssen und dem nicht immer sehr sicher festzulegenden Grenzverlauf Schlüsse ziehen darf; im O flacher. Zweimal, auf der W-Seite des Koglergrabens und östlich unter dem Sonnleitnerhof, springt die Grenze plötzlich um je rund 500—600 m gegen NO zurück; das ist bedingt durch die große, die ganze Rax durchsetzende Höllental-Verwerfung, die sich innerhalb der Norischen Decke in zwei

<sup>126)</sup> Inwieweit diese selbst bereits ein Schuppenpaket darstellt, d. h. die Grünschiefer- und Konglomeratzüge innerhalb der Silbersbergserie sich tektonisch wiederholen, muß hier ebenso offen bleiben wie in den meisten anderen Abschnitten der Grauwackenzone.

Äste teilt, die beide innerhalb des Karbonzuges erlöschen (vgl. Cornelius 1937, S. 188).

Wie auf der W-, so ist auch auf der O-Seite des Altenberggrabens die Veitscher Decke zunächst nur durch das Oberkarbon vertreten. Aber sehr bald, schon W Stojen, stellen sich darunter Tattermannschiefer ein; beide Glieder zusammen bilden das sanfte, größtenteils von Wiesen und Feldern eingenommene Gehänge über dem Steilabfall zu dem zwischen Stojen und Raxen ganz in die Semmeringkalke eingeschnittenen Raxengraben. Die Überschiebung auf die letzteren ist auf lange Strecken durch Schubfetzen von Quarzit gekennzeichnet, den man nach Geschmack als permo-triadischen Semmeringquarzit oder ?devonischen Pseudo-Semmeringquarzit auffassen kann. Der westlichste solcher Fetzen liegt bereits unterhalb Stojen, wo die Schubfläche in den Graben ausstreicht, auf dessen S-Seite. Auch O Raxen, wo jene wieder auf die S-Seite übertritt, befindet sich noch ein solcher Quarzit. Die Schubfläche selbst verläuft wahrscheinlich diskordant — mindestens fallen die Tattermannschiefer der wenigen anstehenden Aufschlüsse ihrer Nachbarschaft durchwegs wesentlich flacher nach N ein als die fast allgemein steil, vielfach sogar senkrecht stehenden Semmeringkalke, die auch unterhalb Raxen unter spitzem Winkel gegen ONO an die Schubflächen heranstreichen und von ihr abgeschnitten werden.

Die beiden Schichtglieder, die sich eigentlich noch zwischen Tattermannschiefer und Oberkarbon einschalten sollten: Pseudo-Semmeringquarzit und Thörl Kalk, fehlen bis Raxen vollkommen. Aber gleich O von hier erscheinen beide auf dem Vorsprung östlich des Koglergrabens, wenn auch in zunächst stark reduzierter Mächtigkeit. Der Thörl Kalk setzt weiter O zunächst wieder ganz aus; der Quarzit tritt oberhalb der zum Preiner Gscheid sich hinaufwindenden Straßenstrecke nochmals in einem langen Zuge zutage. Auf dem wasserscheidenden Kamm S vom Preiner Gscheid ist auch er verschwunden: die Veitscher Decke besteht wieder allein aus Tattermann- und Oberkarbonschiefern, welche beide als leicht verwitternde Gesteine den Sattel des Tattermannkreuzes bedingen. Am Abfall des Sitzbühels liegt darüber die Silbersbergserie der Norischen Decke.

## 12. Vom Preiner Gscheid bis Orthof und Hirschwang.

(Hiezu die Prof. 53—58, Taf. III; ferner die Raxkarte, Cornelius 1936.)

Vom Tattermannkreuz ziehen die Tattermannschiefer östlich hinab in den Kaltenberggraben, wo sie weite, meist sanft geneigte Wiesenflächen tragen und sich meist nur durch Lesesteine verraten; und dar-

über hinaus zum Sattel S des Haarkogels. An guten Aufschlüssen der Überschiebung über die Semmeringtrias fehlt es auf dieser Strecke ganz.

Im Hangenden der Tattermannschiefer stellt sich O vom Tattermannkreuz alsbald wieder der Pseudo-Semmeringquarzit ein, zunächst in geringer, dann, vom Kogeltor an und im Haarkogel in sehr beträchtlicher Mächtigkeit. Daß diese aber nicht einfach normal ist, zeigen die Vorkommen von Rauhacke, die an mehreren Stellen in diesem Quarzit steckt: an der Straße zum Preiner Gscheid N vom Kogeltor (großer anstehender Aufschluß); an dem (blau markierten) Weg, der vom Kirchenhügel von Prein zu der großen Kehre der genannten Straße hinaufführt, und von hier im Walde gegen W fortsetzend, an dem Weg, der oberhalb des Zaunes der Helenenvilla entlangführt. Die Deutung dieser Rauhacken-Aufschlüsse, als von S übergreifender, eingewickelter Keil von Semmeringtrias, ergibt sich ungezwungen aus den Verhältnissen auf der NO-Seite des Möselbachgrabens (s. unten!).

Die ganze Quarzitmasse ist stark von Verwerfungen zerstückelt. Besonders deutlich an ihrem W-Rande, wo der Quarzit mit O—W- bis WNW-Streichen (längs der Straße mehrfach meßbar) brüsk am Karbon abstößt. Weniger deutlich ist die nächste örtliche, deren Annahme hauptsächlich durch das tiefe Hinabreichen des Quarzits S Prein notwendig wird. Sehr klar ist wieder eine weitere, den Haarkogel durchsetzende Verwerfung, insbesondere (knapp O von dem Weg, der auf der W-Seite eines großen eingezäunten Grundstückes emporführt) an der Verstellung der N-Grenze des Quarzits (mit dem begleitenden Thörlerkalk!), ebenso die letzte längs der O-Seite des Haarkogels, wo auf der O-Seite des Möselbachgrabens der Quarzit mit NW-Streichen gegenüber dem (allerdings nur an spärlichen Lesesteinen kennbaren) Karbon auf den Wiesen unter dem Haarkogel gegenübersteht. Alle diese Verwerfungen haben den gleichen tektonischen Effekt: sie rücken jeweils den östlichen Flügel gegenüber dem westlichen nach N vor, um Beträge um 100 m; nur bei der westlichsten ist der Verstellungsbetrag bedeutend größer.

Die Thörlerkalk-Linsen am Rande dieses Quarzits gegen das hangende Oberkarbon wurden bereits S. 123 erwähnt. Diese zieht N vom Kogeltor ins Tal herab, dessen Schuttsohle um das Dorf Prein ganz auf den Karbonschiefern liegen dürfte; anstehend bilden sie hier den Kirchenhügel und auch schwarze, ganz zerdrückte Schiefer am Fuße des N-Gehänges (an dem dem Bache entlang führenden Wege) sind wahrscheinlich noch hinzuzustellen. Auf der N-Seite des Haar-

kogels und O des Möselbachgrabens<sup>127)</sup> gewinnen sie wieder mehr Raum.

Die Aufschlüsse dieses Grabens bieten besonderes Interesse: Folgt man dem Wege, der durch ihn zum Orthof führt, so bleibt man im Quarzit bis auf etwa 760 m, wo ein kleines bewaldetes Felsriff den Graben quert. Es besteht aus lichtem Marmor und ganz zertrümmertem Dolomit (beide = Semmeringtrias!), in zwei durch eine kleine Verwerfung getrennten Hälften verschiedener Streichrichtung: W-Seite des Grabens N 60° W (unter dem Hof mit Kreuz), O-Seite N 75° O, mit etwas über mittelsteilem N-Fallen. Diese Trias bildet ein kleines Fenster inmitten des Quarzits, der im O-Gehänge zusammenhängend darüber weg zu verfolgen ist. Auf dem W-Gehänge ist der Zusammenhang durch Schutt verdeckt; immerhin erscheint auch dort nochmals Quarzit S von der Trias; O von dem Hof mit Kreuz, und in dem Seitengraben unmittelbar unterm Haarkogel-Gehänge bzw. auf deren W-Seite greift ein Keil aus Pseudo-Semmeringquarzit mit in die hangenden Tattermannschiefer hinauf — zu deuten als Abschluß der Fensteraufwölbung. — In und beiderseits des genannten Seitengrabens ist wenig weiter S die Unterlagerung der Tattermannschiefer durch Semmeringtrias; und im Möselbachgraben selbst kommt diese oberhalb des Fensters von S nahe an den Quarzit heran, mit anstehenden Felsen. Daß auch hier die Tattermannschiefer noch fortsetzen, sieht man bei weiterem Aufstieg auf dem Wege, wo sie S vom Quarzit zu Tage treten (Lesesteine!). Die weiteren Zusammenhänge sind hier von Schutt verhüllt.

Dagegen zeigt die östliche Grabenserie weitere sehr schöne Aufschlüsse. Bis hinauf an die Straße Reichenau—Orthof, wo sie das Gehänge des Möselbachgrabens erreicht<sup>128)</sup>, liegt Oberkarbon normal dem Quarzit auf. Hier aber schiebt sich an der Straße im großen Steinbruche zur Schottergewinnung aufgeschlossen, eine mächtige Rauh- wacke zwischen beide Schichtglieder; sie bildet die Grundmasse einer Riesenbreccie aus Blöcken und Linsen, von dunklem Dolomit mit kupferroten Ablösungen (vgl. Gutensteiner Dolomit!) und von hellem dünn- schichtigen Dolomit mit Lagen grünlicher feinblättriger Schiefer (am S-Ende des Aufschlusses). Vgl. Abb. 10. — Von hier hangaufwärts gegen den Rücken N Orthof sieht man die Rauh- wacke von hellem Semmeringmarmor überlagert, auf welchen sich unmittelbar der Karbonschiefer legt; über der Kehre der vom Orthof heraufführenden Straße steht auch wieder Quarzit unter dem Karbon an. Aber das auf-

<sup>127)</sup> Auf der Raxkarte = Eselbachgraben!

<sup>128)</sup> Hier der Mohr-Glaebner'sche Pflanzenfundort; vgl. S. 132.

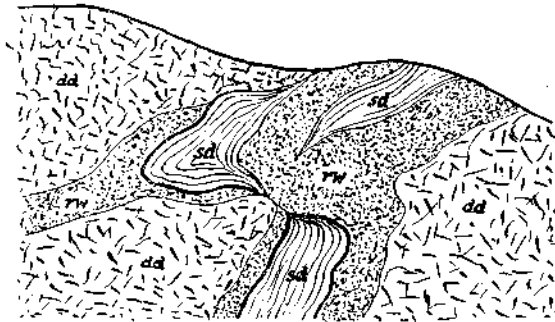


Abb. 10

dd = dunkler, brecciöser Dolomit  
sd = heller Dolomit mit grünen Schichtlagen  
rw = Rauhacke und kleines Trümmerwerk

schlußlose Gelände darunter, um den Orthof, dürfte größtenteils im Bereiche der unterlagernden Semmeringtrias liegen, wie eine Grube in der Wiese östlich vom Orthof zeigte: hier war 1932 Rauhacke aufgeschlossen.

Die Deutung dieser Aufschlüsse zeigt Prof. 58 (Taf. III): Ein Keil von Semmeringtrias dringt von S, der Fuge zwischen Pseudo-Semmeringquarzit und Oberkarbon folgend, in die Veitscher Decke ein. Der Zusammenhang der Aufschlüsse läßt daran keinen Zweifel aufkommen. Daraus ergibt sich, wie oben angedeutet, die analoge Deutung für die isoliert im Quarzit steckenden Rauhacken zwischen Prein und Kogeltor; allerdings ist hier im W der Betrag dieser Einwickelung ganz beträchtlich, auf fast 1 km, angewachsen.

SW vom Orthof liegt auf der zusammenhängenden Semmeringtrias noch eine kleine Karbondeckscholle, auf der Verflachung bei P 982 (unter der Hohen Reit): neben Schiefen auch Konglomerate.<sup>129)</sup> Eine weitere, ganz kleine Deckscholle ist noch auf der von hier gegen NNW, zum obersten Möselbachgraben hinabziehenden Rippe bei etwa 960 m erhalten geblieben (nur Lesesteine!).

Die Überschiebung der Norischen Decke über das Oberkarbon ist, wie stets, im Gelände wenig auffallend. Am Sitzbühel scheint sie, nach dem Kartenbild, ziemlich flach zu sein; hier ist sie auch — ein sehr seltener Fall! — durch Schubfetzen von Pseudo-Semmeringquarzit gekennzeichnet. Am Fuchsgraben wird sie durch eine Verwerfung (anstehende Aufschlüsse, O-Seite Karbon mit Konglomerat, W-Seite, an der Straße, Silbersbergschiefer mit Riebeckitgneis, machen ihre Feststellung leicht!) um etwa 250 m nach N gerückt;

<sup>129)</sup> Auf der Raxkarte ist der rote Aufdruck ausgeblieben!



weiter zieht sie zur Talsohle hinab und folgt dieser im wesentlichen bis zur Preiner Rotte.

Das Liegendglied der Norischen Decke bildet, wie gewöhnlich, die mächtige Silbersbergserie. Ihre Konglomerat- und Grünschieferzüge usw. streichen hier allgemein zwischen O—W und WNW. Die Auflagerungsgruppe des Porphyroids im oberen Teil des Gehänges der Vorhöfen der Rax aber streicht O—W bis ONO. Betrachtet man das Kartenbild, so hat man hier unbedingt den Eindruck, daß eine Diskordanz zwischen Silbersbergserie und Porphyroid besteht. Aufschlüsse an der Grenze, welche diesen Eindruck bestätigen könnten, sind leider nicht vorhanden. Wir werden aber für das Gebiet des Kobermann- und Erzberges zu einem gleichartigen Ergebnis kommen (S. 199).

In der Silbersbergserie lassen sich von Prein talauswärts zahlreiche Verwerfungen feststellen, und zwar an der Zerstückelung der eingeschalteten, vielfach anstehende Felsen bildenden Grünschieferzüge. Direkte Beziehungen zu dem Verwerfungsbündel der S-Seite (vgl. oben) sind jedoch kaum zu konstruieren, mit Ausnahme der den Haarkogel durchsetzenden Verwerfung, die auf der N-Seite des Tales fortzulaufen scheint. Ihre tektonische Funktion ist aber auf beiden Seiten gleich: auch hier in der Silbersbergserie wird i. A. der Ostflügel um einen Betrag nur 100 m nach N gerückt.

In dem Porphyroid, welches der Silbersbergserie auflagert, lassen sich überall bis zum Schwarzkogel die tektonischen Einschaltungen metamorpher Werfener Schichten (vgl. S. 188) erkennen; besonders deutlich am Johanniskogel, in dessen SW-Gehänge ihr Zusammenhang mit den auflagernden Werfenern der Kalkalpen-Basis verfolgbar ist (allerdings nur vermittelt Lesesteinen!). Die dem Porphyroid aufgelagerten Lydite (östl. Peilsteiner Hütte) bzw. Radschiefer und Lydite (Neukopf und S davon; NW Johanneskogel am Preinerschütt-Steig) oder Radschiefer allein (Graben NW Grossauer Hütte) möchte man — insbesondere wegen des alleinigen Auftretens von Lydit auf Porphyroid am erstgenannten Fundpunkt! — am liebsten mit dem Sedimentband im Hangenden der Haupt- und unter der Mittelschuppe zusammenhängen; die Auflagerung der Werfener auf diese Sedimente und auf das liegende Porphyroid würde dann zeigen, daß die Transgression hier auch die Mittelschuppe bereits abgeschnitten hat.

Das Porphyroid der Sonnleiten bricht ostwärts gegen Grossau plötzlich ab, um  $1\frac{1}{2}$  km weit gegen N zurückzuspringen. Daran ist eine Verwerfung beteiligt, doch braucht man den Verstellungsbetrag an derselben nicht gar zu hoch einzuschätzen; denn die Silbersbergserie fällt wohl im wesentlichen mit dem Gehänge gegen N ein, und tatsächlich

trägt sie am Gehängefuß östlich Grossau wieder Porphyroid. Wohl aber muß zwischen diesem und dem viel höher liegenden Porphyroid vom Schwarzkogel- und Schendleck eine recht bedeutende — auf der Raxkarte und Blatt Mürzzuschlag nicht eingetragene! — Verwerfung angenommen werden, deren genauer Austrich unter dem breiten Alluvialboden von Grossau freilich nicht feststellbar ist. Denn dafür, daß hier eine neuerliche Wiederholung durch Schuppung vorläge, fehlt es an jedem anderweitigen Anzeichen; insbesondere sieht man nichts von einem Weiterstreichen nach W.

Auch die Höhen N Grossau sind stark durch Verwerfungen zerstückelt. Insbesondere zwingt das Auftreten mächtiger Radschiefer in dem Hügel zwischen Schwarzkogel und Schendleck zur Annahme von solchen; denn sie unterbrechen das Porphyroid dieser beiden Höhen, ja kommen fast in Berührung mit der Silbersbergserie, die es unterlagert. Dabei greift die Transgression der Prebichl- bzw. Werfener Schichten<sup>130)</sup>, kaum gestört vom Porphyroid des Schwarzkogels auf die Radschiefer über: die Verwerfung zwischen beiden muß also vortriadisch sein! Die Werfener, die am Schendleck die ganz geringmächtigen Radschiefer (in Hangenden des dortigen Porphyroids) überlagern, sind zwar gegen S verstellt — hier liegt also eine wohl alpidische Verwerfung vor. Denkt man sie sich jedoch — in bezug auf die Werfener-Auflagerungsfläche! — rückgängig gemacht, so wird die Silbersbergserie der Ostseite bis in die streichende Fortsetzung der Radschiefer der W-Seite gerückt; der Verstellungsbetrag innerhalb der paläozoischen Serie wird dadurch also noch erheblich größer! Es liegt also auch in dem Graben W Schendleck eine vortriadische Verwerfung vor, die aber nachtriadisch — d. h. wohl alpidisch! — wieder aufgelebt ist, jedoch mit entgegengesetztem Verstellungssinn.

Ähnliches scheint von der weiteren Verwerfung zu gelten, die dem Tal von Kleinau folgt: hier werden, wenn man sie bezüglich der Werfener-Auflagerungsfläche ausgleicht, in die Fortsetzung des Porphyroides am Schendleck Silbersbergschiefer gerückt; doch scheint der vortriadische Verstellungsbetrag nicht sehr groß zu sein.

Östlich Kleinau transgredieren — soweit man aus den sehr mangelhaften Aufschlüssen entnehmen kann — Prebichlschichten bis hinab auf die Silbersbergserie. Diese baut, hier wieder mit mächtigen Grünschieferereinschaltungen, den größeren Teil der Höhen zwischen Edlach und dem Knappenhof auf. Aber östlich vom Hahn legt sich schon

<sup>130)</sup> Wo der Kürze halber im folgenden von Werfener-Auflagerungsfläche die Rede ist, ist stets die der Werfener + Prebichlschichten — die ja nur unregelmäßig vorhanden sind! — gemeint.

alpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzner Becken 195

wieder Porphyroid darauf und schwillt bis zum Rande des Talbeckens von Reichenau auf mehrere 100 m an. Mehr noch: es folgen darüber, auf dem Gehänge zum Augenbrünnl und in dem Tälchen, das von diesem gegen WSW hinaufzieht, graue Schiefer, allerdings sehr mangelhaft aufgeschlossen, bei welchem man zweifeln könnte, ob Rad- oder Silbersbergschiefer, wenn nicht eine Grünschieferereinschaltung — allerdings auch nur Lesesteine, SO vom Augenbrünnl, am Weg Hirschwang—Strandbad Edlach — den Ausschlag im zweiten Sinne geben würde. Hier liegt also wieder — zum erstenmal seit dem Profil unter der Reisstaler Hütte — eine höhere Schuppe der Norischen Decke vor. Ihre Schichtfolge wird vervollständigt durch Porphyroid, allerdings nur eine schmale Lamelle, einzig durch Lesesteine gekennzeichnet, auf dem Rücken N vom Tälchen überm Augenbrünnl; sowie durch Rad-schiefer auf dem N-Abfall dieses Rückens. Längs dem nächsten Tälchen transgredieren darauf die Prebichlschichten, welche auch diese Schuppe gegen W abschneiden. — Über die Werfener Schichten auf dem äußersten Sporn dieses Hügellandes gegen O und die Verwerfung, welche sie gegen W abschneidet, vgl. Cornelius 1937.

### 13. Der Kreuzbergzug, vom Orthof bis Gloggnitz.

(Hiezu die Prof. 59—73, Taf. IV.)

Der Sattel, mit dem sich beim Orthof der Kreuzbergzug der Drahtkugelkette angliedert, ist die östlichste der langen Reihe von Einsattelungen, die das Oberkarbon überquert. Aufgeschlossen ist es hier allerdings nicht; und wo es unter dem Schutt wieder hervortaucht — in dem Tälchen, das von dem Sattel zur Kalten Rinne hinabzieht, — da ist von seiner auf der Ostseite des Möselbachgrabens so großen Mächtigkeit nicht mehr viel übrig. Und auf dem Rücken östlich des genannten Tälchen ist es ganz verschwunden, ebenso der Quarzit, der es (auf der S-Seite des Tälchens im Walde durch Lesesteine angedeutet) unterlagert — die ganze Veitscher Decke ist ausgekeilt, die Silbersbergserie der norischen Decke kommt unmittelbar auf die Semmeringtrias zu liegen. Das bleibt so bis über den Sattel N der Polleroswand hinweg; dann stellt sich das Karbon, bald auch die Glieder seines Liegenden wieder ein.

Früheren Beobachtern: Toulou 1885, 1903, Glaessner 1935, ist es aufgefallen, daß die Semmeringkalke, welche die Flucht romantischer Felsbastionen auf der N-Seite des Adlitzgrabens bilden, in den Senken zwischen diesen Bastionen nicht so weit nach N zurückgreifen, wie es sein müßte, wenn sie normal unter die auflagernden Schiefer einfallen würden; und sie haben daraus auf die Existenz einer

großen Längsverwerfung geschlossen. Diese Betrachtung entspricht aber der Wirklichkeit erst zum Teil: man sieht sogar mehrfach in solchen Senken die Schiefer nach S zwischen die Kalke hinabreichen, und daß das keine Täuschung ist, bedingt durch hinabgerutschten Schutt, das zeigt ein anstehender Aufschluß in flach N-fallenden, grünlichen Tattermannschiefern in der Rinne zwischen Weinzettel- und Spießwand, unterhalb der Stelle, wo die Straße nach Breitenstein gegen N umbiegt. Die Annahme einer großen streichenden Verwerfung wird damit illusorisch; es müssen vielmehr Querbrüche die Kalkmauer zerstückeln und die Morphologie bedingen. Die Auflagerung der Veitscher Decke wird freilich auch bis zu einem gewissen Grade diskordant sein, da das Einfallen in den (allerdings ganz wenigen) Aufschlüssen wie dem eben genannten flacher ist, als das der Kalk-Hangendgrenzfläche sein kann.

Das Auftreten der mittleren Schichtglieder: Pseudo-Semmeringquarzit und Thörl Kalk, zeigt auch in diesem Abschnitte die uns schon bekannte „allure lenticulaire“. Wegen Thörl Kalk vgl. S. 123; der Quarzit setzt NW der Weinzettelwand wieder ein, um dann N der Pfefferwand zu großer Mächtigkeit ( $> 200$  m) anzuschwellen. Dann, gegen den Wagnergraben verdünnt er sich plötzlich wieder rapid. Zugleich verschwinden aber auch die Tattermannschiefer seines Liegenden — mindestens die typischen; beiderseits vom unteren Wagnergraben liegen auf den Wiesen N über der Trias dunkle Schiefer, die man lieber, als bei jenen, beim Karbon einreihen möchte; ganz charakteristische Gesteine, wie die karbonischen Quarzkonglomerate fehlen jedoch. Andererseits läßt sich auch für die Vermutung, daß die allein vorliegenden Lesesteine, die vom Karbon vom höheren Gehänge herabgerutscht wären, keine positive Stütze aufbieten. So muß ich bitten, die Eintragung jener Schiefer als Karbon auf Karten und Profilen nicht als Dogma, sondern als das Ergebnis einer Wahl anzusehen, die ich für die Darstellung nun eben einmal treffen mußte. Wenn sie sich bewahrheiten wird, so handelt es sich um einen karbonischen Schubsetzen an der Deckenbasis — den einzigen dieser Art im ganzen Gebiet.

Von Klamm gegen O sind Quarzit und Tattermannschiefer wieder in normaler Weise vorhanden. Sie steigen gegen O am Gehänge hinab und erreichen die Tahlsohle, nachdem bei der Gipsmühle Schottwien die letzte Semmeringtrias von der nördlichen Talseite verschwunden ist — die Tattermannschiefer allerdings nur vereinzelt (Graben N der Gipsmühle; hier horizontal) in sonst aufschlußlosem Gelände sichtbar; der Quarzit dagegen, wie üblich überall durch Lesesteine kenntlich und auch öfters — z. B. gleich am Gehängefuß östlich der Spinnerei

Aue — gut aufgeschlossen. Weiterhin erreicht auch das Oberkarbon die Talsohle und verschwindet beim Ungarhof. Da auf der südlichen Talseite die alten Phyllite das Gehänge bilden, welche die Semmeringtrias unterlagern — auch diese ist hier verschwunden! — so fehlt um Weißenbach die ganze Veitscher Decke abermals (sofern sie nicht unter den hier höchstens 100—200 m breiten Talalluvionen in ganz reduziertem Zustande austreicht). Östlich der mächtigen Halde des einst ober Weißenbach betriebenen Magnesitbruches erscheint sie jedoch nochmals: am Gehängefuß steht hier Rauhwacke an, darüber Spuren von Tattermannschiefern und ein paar Meter Quarzit; Karbon ist an dem aufschlußlosen Gehänge darüber nicht sicher nachweisbar.

Überall liegt über dem Karbon überschoben die Silbersbergserie, wobei bezüglich der genauen Festlegung dieser Grenze in dem meist schlecht aufgeschlossenen Gelände das früher gesagte gilt. Immerhin gibt es auch Stellen, an denen diese Festlegung verhältnismäßig gut und scharf möglich ist, z. B. längs der Bahnstrecke östlich Rumppler. Allerdings erscheinen gerade in jener Gegend, oberhalb vom Rumppler, auch wieder Karbon-verdächtige schwarze Schiefer innerhalb der Silbersbergserie; da aber gerade hier auch Fetzen von Kristallin und Lydit damit verknüpft sind (vgl. Cornelius 1941a) — von dem Magnesit (siehe unten) ganz abgesehen — so wird da niemand an dem Gedanken einer Einwickelung Anstoß nehmen, sofern jene schwarzen Schiefer wirklich Karbon sind.

Bezüglich der Magnesite (vgl. Redlich 1914) bzw. der mit ihnen verknüpften Dolomite und Kalke (Mohr 1910, S. 125) noch folgendes: Linsen dieser Gesteine finden sich sowohl noch innerhalb typischer Karbonschiefer, als auch besonders in den Silbersbergschiefern. Zu den ersteren zählen die Magnesite im Gamperlgraben, zwischen diesem und dem Wagnergraben und NW über Dorf Klamm, sowie eine Kalklinse unter der Bahnstrecke  $\frac{3}{4}$  km östlich Station Klamm. In der Silbersbergserie stehen die Magnesite S Kobermannsberg und der Kranz von Linsen, welcher den Eichbergkogel umgürtet (bzw. unter ihm durchzieht); ferner die kleinen Kalklinsen beim Tunnelausgang unter dem Wappel-Wirtshaus und auf der Marienhöhe NO Lechner; endlich, wie hier vorgreifend bemerkt sei, der Magnesit jenseits des Haidbaches unter Ober-Hart. Unklar ist das Verhalten der ausgedehnten Vorkommen bei Weißenbach: nach den Profilen Redlich's 1914, Fig. 1 und 2, läge der Magnesit dem Pseudo-Semmeringquarzit, der am Gehängefuß zutage kommt, z. T. unmittelbar auf, z. T. wäre er durch geringe Zwischenlagen karbonischer Tonschiefer und Konglomerate

(? so wenigstens glaube ich die ohne weiteres nicht verständliche Bezeichnung „Pflanzenkonglomerat“ in der Legende zu Fig. 2 auffassen zu müssen!) vom Quarzit getrennt, das ganze stark gefaltet und gestört. Daß Quarzit hoch oben (ca. 575 m) zwischen Magnesit und Dolomit ansteht, konnte ich feststellen; der Zusammenhang aber bleibt heute unentzifferbar. Nach Redlich möchte man glauben, daß der Quarzit mit talwärtigem Einfallen im Liegenden des Magnesits emporzieht, daß der Magnesit also da liegt, wo der Thörl Kalk eigentlich sein sollte. Das wäre ungemein wichtig; doch scheint es mir — als bisher einziges Vorkommen seiner Art! — zunächst so unwahrscheinlich, daß ich lieber skeptisch bleibe.

Es würde nun aber ein Fehler sein, wenn man wegen des geschilderten Verhaltens die beiden Serien, die gegebenenfalls Magnesitlinsen umschließen können, zu einem einheitlichen Magnesitkarbon vereinigen wollte. Tatsächlich sind die Magnesite Fremdlinge in beiden (vgl. das S. 120 über ihre stratigraphische Stellung Gesagte!); in der Silbersbergserie aber in noch höherem Grade als im Karbon. Auf den großen Unterschied ihres mechanischen Verhaltens gegenüber den umschließenden Schieferserien, der die Magnesite befähigte, Sonderbewegungen auszuführen, wurde ja schon öfters hingewiesen (Mohr, W. Schmidt). Wir werden sie also, soweit sie in der Silbersbergserie stecken, als aus der Unterlage tektonisch einverleibt betrachten dürfen; um so mehr, als wir sie auch hier, z. B. in den großen Brüchen auf der NW-Seite des Eichbergkogels, von schwarzen Schiefen begleitet finden, denen man die nachkristalline Umprägung schon mit freiem Auge ansehen kann. Über die zu vermutenden Vorgänge siehe später (S. 222); bezüglich der zahlreichen Detailkomplifikationen — an solchen sind die Magnesitlinsen reich, was nach dem zuvor gesagten nicht überraschen dürfte! — vgl. die Abbildungen bei Redlich 1914. Ich konnte seine Angaben größtenteils nicht mehr nachprüfen, weil die Stollen nicht mehr zugänglich, die Wände der Tagbaue aber vielfach zerfallen sind; manches dürfte heute auch unter den z. T. mächtig angewachsenen Halden begraben sein.

Auf dem N-Abfall des Kreuzbergzuges fällt die Silbersbergserie, die ihn ausschließlich aufbaut, fast durchwegs gegen N ein: flach — mit Schwankungen bis zur Horizontalen im oberen Payerbachgraben — im W, vorwiegend mittelsteil im O. Damit ist es notwendig verknüpft, daß ihre Mächtigkeit von nur ca. 100 m auf dem S-Abfall gegen N rasch zunimmt — im O zweifellos auf ein Vielfaches. Diese Feststellung erlauben die Kappen von Porphyroid, die ihr aufgesetzt sind: auf den Gipfeln des Kreuzberges (hier über dem Porphyroid auch noch Spuren

von grauen Phylliten und Grünschiefern — wohl Silbersbergserie; SO von der Speckbacherhütte und von der Gipfel-Aussichtswarte, des Kobermannberges<sup>131)</sup>, des Eichberges und Gotschakogels liegen sie flach bzw. flach muldenförmig auf (am Eichberg—Gotschakogel kommt auch eine besonders südseitig deutliche quere Einwalmung hinzu — konkordant zu dem tiefen Hinabsteigen der Norischen Decke um Weißenbach! —, die die Porphyroidgrenze bis unter 600 m hinabdrückt; das östlichste, auf der Marienhöhe, ist tiefer eingefaltet.

Gegen N fällt im W die Porphyroidplatte flach vom Kamm ab, wie der isolierte Rest NO vom Gaisbühel erkennen läßt; hier verhält sie sich also ungefähr konkordant zur Silbersbergserie. Wenn diese Konkordanz weiterhin gegen O bestehen bliebe, dann müßte man das Porphyroid dort irgendwo auf dem N-Gehänge in die Tiefe gehen sehen. Das ist nicht der Fall; die Verbindungsebene zu den Porphyroidvorkommen der nördlichen Talseite<sup>132)</sup> (vgl. unten!) behält das gleiche flache Einfallen ungefähr bei, sehr im Gegensatz zu der sich versteilenden Silbersbergserie. Deutet somit schon das Verhalten im großen auf eine Diskordanz hin, so noch mehr die Aufschlüsse um die Eichberg-Gotschakogel-Kappe: Vor allem einmal die gelegentlich der Erweiterung der Bahnhofsanlagen der Station Eichberg an deren SW-Ende<sup>133)</sup> geschaffenen Anrisse in durchschnittlich mittelsteil N-fallender Silbersbergserie, hart unter der — allerdings leider nicht aufgeschlossenen — Porphyroidgrenze; und andererseits auf der S-Seite des Gotschakogels die Verhältnisse beim Eckbauern, wo ebenfalls mittelsteile Silbersbergserie, mit Einschaltung von Alpitgneis der flach darüber weggreifenden Porphyroidgrenze recht nahe kommt. Hier ist das Vorhandensein einer Diskordanz kaum mehr zu bezweifeln — obwohl die Auflagerungsgrenze nirgends wirklich sichtbar ist. Ihre Deutung — primär oder tektonisch? — wird uns später noch beschäftigen.

Übrigens zeichnete Redlich 1914, S. 219, in seiner Fig. 4 eine Diskordanz unterm Eichberg, allerdings nicht an der Basis des Porphyroids, sondern tiefer, unter den Magnesitlinsen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß sie gegen NO, wo die Magnesitlinsen auskeilen, an die Basis der Porphyroide hinaufrückt.

<sup>131)</sup> Redlich 1914 zeichnet auf seiner Karte noch ein Vorkommen zwischen Kobermannsberg und Eichberg, auf dem N-seitigen Gehänge O vom Kochhof. Von seiner Existenz konnte ich mich nicht überzeugen. Vielleicht liegt Täuschung durch verschleppte Stücke vor?

<sup>132)</sup> Es liegt kein Grund vor, hier zwei selbständige Porphyroidzüge sehen zu wollen — wie dies im Schrifttum gelegentlich geschehen ist; alles spricht vielmehr für eine einheitliche, nur durch die Erosion zerstückelte Platte. Nur gegen O wird auch die tektonische Umgestaltung derselben stärker.

<sup>133)</sup> Im übrigen zeigten sie bloß bis 5 bis 6 m mächtigen Gehängeschutt!

Auf dem Gehänge NW unterm Kobermannberg ist noch eine Einzelheit nachzutragen: das Auftauchen zweier Platten von Riebeckitgneis inmitten der Silbersbergserie, die hier eine von Grünschiefer überwölbte, allseitig abfallende Kuppel zu bilden scheint. In ihrem — isoklinal N-fallenden — Kern stecken die beiden Riebeckitgneisplatten. Eine kleine Verwerfung versetzt die örtliche Grabenseite gegen die westliche. Ob die Verbindung wirklich so zu deuten ist, wie in Prof. 67 angedeutet, entzieht sich unserem Einblick.

Gegen O verschwinden die mächtigen Grünschiefer der Gegend S Payerbach unter den Alluvionen der Schwarza; S Küb bilden wesentlich phyllitische Schiefer mit mehreren Konglomeratzügen das Gehänge. Um Abfalterbach sind die Aufschlüsse in weitem Umkreise sehr mangelhaft, so daß über den Zusammenhang gegen O im Einzelnen kaum etwas gesagt werden kann. Am Ostende des Kreuzbergzuges fällt die mächtige Konglomeratentwicklung der Theresienhöhe auf, sowie die kilometerlange Einschaltung von Riebeckitgneis am Haidenkogel—Kalvarienberg (das altberühmte Vorkommen!).

Östlich der Alluvialfläche des untersten Auebaches versinkt der Kreuzbergzug unter das Miozän von Hart. Gute Aufschlüsse im Paläozoikum bildet vor allem noch der Steilabfall gegen den Auebach: im N Schiefer der Silbersbergserie; dann Porphyroid, in steiler Stellung synklinal eingefaltet (die Berücksichtigung der Verhältnisse im Streichen gegen W — siehe oben! — läßt keine andere Deutung zu). S davon folgt ein großes Magnesitvorkommen, durch eine Reihe von heute stark verfallenen und verwachsenen Schürfen aufgeschlossen. Es steckt wieder in Silbersbergschiefern: S vom Magnesit sind solche am Steilabfall sichtbar (spärliche Lesesteinchen). Dann folgt Quarzit in vereinzelt Lesesteinen beiderseits des Beginnes der nach Raach führenden Straße; auch längs der Abzweigung nach Hart finden sich solche im Acker. Ob das Pseudo- oder echter Semmeringquarzit ist, bleibt offen; im ersteren Falle wäre er alleiniger Vertreter der Veitscher Decke, im letzteren wäre diese hier wieder gänzlich verschwunden. Denn gegen S folgt in Lesesteinen gleich der Quarzphyllit, welcher die Semmeringtrias zu unterlagern pflegt.

#### 14. Die Aufschlüsse nördlich der Schwarza, von Reichenau bis Ternitz. (Hiezu die Prof. 66—77, Taf. IV; ferner die Kartenskizze bei Cornelius 1941.)

Nach dem Unterbruch durch das breite Alluvialbecken von Reichenau beginnen auf der nördlichen Talseite die Aufschlüsse mit dem Artzberg. Sie schließen hier unmittelbar an jene der Südseite an: der Grünschiefer reicht von dort über das nicht breite Tal hinweg und wird unmittelbar



von Radschiefern überlagert. Östlich des vom Schneedörfel herabkommenden Grabens schiebt sich Porphyroid zwischen beide, bei der Brücke über den Einschnitt der Hirschwanger Lokalbahn, die auch in den Radschiefern gute Aufschlüsse geschaffen hat. Etwas N dieser Brücke findet man darin Spuren von Lydit (Lesesteine!); sonst reichen die Radschiefer ununterbrochen bis an die Werfener-Grenze beim Schneedörfel, deren Verlauf in den Wiesen allerdings nur sehr unscharf an Hand spärlicher Lesesteine zu ermitteln ist.

Weiter O bilden die hohen Böschungen am Bahnhof Payerbach wieder große Entblößungen. N-fallender Radschiefer; auf den Wiesen darüber ist jedoch so gut wie nichts zu sehen. Erst am Weg zum Bergbau Grillenberg werden die Aufschlüsse wieder zusammenhängender. Knapp oberhalb desselben transgredieren die Prebichlschichten auf die Radschiefer. Noch bei Dornau reichen diese in einem Wegeinschnitt fast bis zur Talsohle hinab; aber kaum mehr als 150 m weiter SO am Waldrande, bildet bereits Porphyroid die untersten 100 m des Gehänges (Lesesteine). Eine Verwerfung dürfte seine NW-Grenze bilden vermutlich dieselbe, die im Bergbau Grillenberg aufgeschlossen ist. Sie streicht dort NO und versetzt ihren SO-Flügel in zwei Staffeln um rund 100 m gegen NO.

Gegen O steigen alle Schichtglieder weiter in die Höhe. Auf der S-Seite des Kohlberges kommen unter dem Porphyroid Silbersbergschiefer hervor, weiter Glimmerschiefer und Amphibolit der hier beginnenden Vöstenhofer Kristallinscholle (vgl. Cornelius 1941, bes. S. 26 und Abb. 2); darunter eine winzige Linse von spätigem Dolomit-Magnetit, endlich wieder die Silbersbergserie, aber nun konglomeratreich, dagegen frei von Grünschiefern — in beiderlei Hinsicht in starkem Gegensatz zu der über dem Kristallin herrschenden Ausbildung. Dieser Gegensatz bleibt — wenn auch nicht ganz ohne überbrückende Ausnahmen — weiterhin bestehen bis zum Ostende des Vöstenhofer Kristallins und damit der gesamten Grauwackenzone; vgl. Cornelius 1941, S. 27.

Auf dem Rücken zwischen St. Christofen- und Rabgraben bleibt das Profil in den Hauptzügen dasselbe wie am Kohlberg; nur der Dolomit — der am Kohlberg ein für das ganze Gebiet N der Schwarza einzig dastehendes Vorkommen bildet! — ist verschwunden, und das Porphyroid ist ausgekeilt. Aber auf dem Buckel P 934 (SO Auf der Wiesen) ist wieder eine Linse davon vorhanden. Gegen O scheint sie an einer Verwerfung ihr Ende zu finden, die in dem sehr aufschlußarmen Wald- und Wiesengelände des Fuchsgrabens freilich kaum näher festzulegen und nur daraus zu erschließen ist, daß die Grün-

schiefer der Silbersbergserie bei Priggwitz plötzlich viel weiter gegen N reichen. Porphyroid fehlt hier wieder, bis Gasteil.

Als oberstes Glied der Grauwackenzone ist auf der ganzen Strecke von Payerbach bis hier ein breiter Streifen von Radschiefern zu verfolgen, in dem hin und wieder schwarze Lydite stecken. Ein Zug solcher ist über den Sattel P 654 (S vom Bergwerk am Grillenberg) durch die Mulde unterm Rumpfer zu dem Sattel P 650 (NW vom Kohlberg) zu verfolgen. Von hier hinab nach St. Christof fehlen Aufschlüsse, so daß sich nicht sagen läßt, ob ein unmittelbarer Zusammenhang besteht zu den Lyditen östlich von dort. Hier stehen sie in dem 300 m unterhalb St. Christof mündenden Graben auf längere Strecke an, ebenso wieder an dem Weg etwas S des Kreuzes auf dem Sattel „Auf der Wiesen“. Doch ist noch ein zweiter Lyditzug etwa 200—250 m weiter S über die Felder W vom Gehöft Teubl an Hand von Lesesteinen verfolgbar. Weiterhin bis Priggwitz fand ich wieder nichts dergleichen; aber SO Priggwitz, am Weg auf der NO-Seite des Stuppachgrabens, verriet sich der Lydit nochmals durch einzelne lose Stücke, unterhalb des zusammenhängenden Aufschlusses in den Radschiefern am Wege Priggwitz—Gasteil.

Auf die Radschieferzone legen sich überall, vom Grillenberg bis Gasteil die Prebichl- bzw. Werfener Schichten, wo erstere fehlen. Aber an guten Aufschlüssen der Grenze fehlt es durchaus, so nahe sich die eindeutig dem einen oder dem anderen dieser Schichtglieder zuzuweisenden Flächen auch häufig kommen; und selbst dort, wo man sie unmittelbar anstehend sehen konnte, wie beim Sattel P 717 zwischen Priggwitz und Gasteil. Hier waren knapp N des Sattels mit seinen Radschiefer-Aufschlüssen durch den Bau der neuen Straße nach Priggwitz Werfener Schichten anstehend zu sehen, aber keine Berührung beider Gesteine; nur soviel war deutlich erkennbar, daß beide flach NNW einfallen, mithin eine größere Diskordanz an dieser Stelle nicht besteht.

Wegen des Kristallinzuges Schlöglmühl—Vöstenhof vgl. Cornelius 1941; hier sei nur daran erinnert, daß er fast lückenlos auf der genannten Strecke durchverfolgbar, wenn auch in der Gegend Stuppachgraben—Tannschach stark durch Verwerfungen zerstückelt ist. Er steckt als isoklinale N (bzw. NW) fallende Schuppe zwischen den paläozoischen Schichten; eine Ausnahme scheint nur die Gegend um Schloß Vöstenhof zu machen, wo das Altkristallin beiderseitig unter jene einfällt. Doch ist der Schluß auf ein gewölbeförmiges Auftauchen wohl unberechtigt — eben weil diese Lagerungsverhältnisse nur eine Ausnahme bilden; wahrscheinlich ist eine lokale S-förmige Verbiegung der generell N-fallenden Schuppe. — Auf dem Plateau des Silbersberges

bei Gloggnitz sind dieser noch zwei kleine Kristallinvorkommen vorgelagert; da sie, wie am steilen W-Gehänge deutlich zu sehen, nicht in die Tiefe fortsetzen, darf man sie als von oben eingefaltet betrachten. Analogerweise kann man dasselbe vermuten von den kleinen Altkristallinvorkommen auf der N-Seite des Weisjackelberges, die sich in ganz aufschlußbarmer Umgebung befinden.

S des Altkristallinzuges dehnt sich vom Silbersberg bis Ternitz ein höchst einförmiger Bereich aus: er wird gänzlich von der Silbersbergserie eingenommen. Und zwar bauen den Weisjackelberg, Kohlberg, Gfiederberg im wesentlichen ihre Konglomerate auf, während von S her Schiefer darunter einfallen, in denen gegen ONO die vom Silbersberg hereinstreichenden Konglomeratzüge mehr und mehr verschwinden. Genau verfolgt werden kann dies freilich nicht, in Anbetracht der großenteils sehr mangelhaften Aufschlüsse<sup>134)</sup>. Das einzige bemerkenswerte Vorkommen eines abweichenden Gesteins ist auf der Kuppe SO Buchbach durch zwei Steinbrüche erschlossen: ein Orthogestein aus der Verwandtschaft des Gloggnitzer Riebeckitgneises. — Das Einfallen ist in diesem ganzen Bereich vorwiegend flach NW bis N; gegen N. mit Annäherung an das Altkristallin, versteilt es sich etwas, gegen S wird es flacher, ja kehrt sich sogar gelegentlich um. Diese Erscheinung mag hier — wie auf der N-Seite des Mürztals; vgl. Cornelius 1938, S. 113 — bedingt sein durch die Einfaltung der jungtertiären Mulde des Schwarzatales.

Es bleiben noch einige Worte zu sagen über das Ostende des Paläozoikums N des Altkristallinzuges. Im wesentlichen stimmt meine Kartierung hier mit der von Mohr 1922 überein. Man sieht die Schiefer der Silbersbergserie (darin auf dem W-Abfall von P 694 gegen den Saubachgraben zwei geringfügige Konglomeratlagen!) noch SW des Grabens, der S Tiefenbach dem Saubach zustrebt, auskeilen; der darin eingeschaltete mächtige, südliche Grünschieferzug ist schon vorher zu Ende gegangen. SW Tiefenbach tritt nun der nördliche, von Gasteil an ununterbrochen zu verfolgende Grünschieferzug unmittelbar an das Altkristallin heran — unter Anzeichen mechanischen Kontakts: starke Gesteinszerrüttung am Wege, die übrigens in altkristallinem Amphibolit längs dem Kontakt mit den Silbersbergschiefern auch noch weiter nach SW verfolgbar ist. — Der Grünschiefer setzt bis auf die N-Seite des Einzbaches fort und keilt dort ebenfalls aus, so daß Radschiefer unmittelbar an das Kristallin herantritt. Es besteht hier also eine bedeutende Störung: Mohr's „Einzbachlinie“. Doch kann ich

<sup>134)</sup> Die Darstellung auf den Profilen der Tafel IV ist in dieser Hinsicht nur schematisch!

in ihr nicht eine Verwerfung im eigentlichen Sinne der Wortes erblicken, vielmehr eine Abscherung oder schichtenparallele Gleitung großen Stils. Denn das Kartenbild zeigt, daß die Hangendgrenzfläche des Altkristallins ungefähr parallel zum Einfallen der Überdeckung gegen NW bis N geneigt ist — die Grenze könnte sonst nicht im Einzbach sowie in dem Bachbett S Tiefenbach derart gegen NW vorspringen, wie sie es tut.

Der bei Gasteil (s. oben!) beginnende Porphyroidzug läßt sich ununterbrochen verfolgen bis W Tiefenbach, wo er dem zuvor erwähnten Grünschiefer ohne Zwischenlage aufzuruhen scheint (reiche Lesesteine). Vor Erreichung des Einzbaches keilt er aus. Dagegen zeigt an seinem W-Ende das Porphyroid noch eine merkwürdige Verbreitung gegen N, längs der Straße Vöstenhof—Gasteil. Sie ist allerdings nur auf recht kümmerliche Funde von Lesesteinen begründet; aber dieselben sind dort doch so zahlreich — insbesondere auch oberhalb der Straße! — daß an eine bloße zufällige Verschleppung nicht zu denken ist. Am ehesten möchte ich glauben, daß das Porphyroid hier von einer alpidischen Verschleifung, wie sie sonst<sup>135)</sup> innerhalb der Werfener und an deren Basis erfolgt ist, noch mit erfaßt und gegen N oder besser NW über die Radschiefer vorgeschleppt wurde.

Eine andere ungewöhnliche Erscheinung ist das Auftreten von Lydit an der Grenze Porphyroid—Radschiefer östlich vom obersten Seebachgraben. Leider ist es auch nur durch eine Anzahl von Lesesteinen belegt, so daß eine Deutung auf alle Fälle problematisch bleibt.

Die Auflagerung der Prebichlschichten, die sich N Deubl (großer Aufschluß im Straßeneinschnitt!) und im Vorgelände des Florianikogels wieder einstellen, ist nirgends unmittelbar sichtbar. Nur das gegen die Grenze zu sich versteilende Einfallen der Radschiefer läßt darauf schließen, daß auch hier die Auflagerung diskordant sein dürfte. Über ihr Verhalten auf der östlich anschließenden Strecke bis zum Sierningbach läßt sich womöglich noch weniger Sicheres sagen.

Daß das Ende der Grauwackenzone am Sierningbach nicht als einfaches Untertauchen unter die Trias der anderen Talseite aufzufassen ist, wurde bereits anderwärts (Cornelius 1941) ausgeführt. Eben dort wurde auch gezeigt, was von den daran beteiligten Brüchen zu sehen ist.

### 15. Der Florianikogel und seine Umgebung.

Dieser Berg bildet gewissermaßen ein östliches — wenn auch stark verkleinertes — Gegenstück zur Gollrader Bucht: hier wie dort ragt

<sup>135)</sup> Auch an dieser Stelle, wie die starke Reduktion der Werfener — lokal kaum viel mehr als 20 m! — zeigt; näheres dazu bei späterer Gelegenheit!

noch ein nördlicher bzw. nordwestlicher Sporn paläozoischer Gesteine aus Werfener Schichten auf, welche jene ganz von dem zusammenhängenden Bereiche der Grauwackenzone abtrennen. Das besondere Interesse, das sich an dies Vorkommen knüpft, und die abweichenden Deutungen, die es bisher erfahren hat, erfordern eine besonders eingehende Darstellung.

Auf der W-Seite des Florianikogels entlang führt die Forststraße zur Gahns-Hochfläche im obersten Quellast des Saubachgrabens. An ihr beginnen die Aufschlüsse mit einem von ferne schon auffallenden Felsriff aus Prebichlkonglomerat.<sup>136)</sup> Ich halte es für den gegen den Florianikogel steil aufgebogenen NW-Flügel einer Mulde — deren Bau man sich in Einzelheiten freilich nicht — schematisch einfach wird vorstellen dürfen; denn N-seitig lehnen sich daran auch wieder rote feinsandig-glimmerreiche Schiefer, die nichts anderes sein können als Werfener; vgl. Kober 1909, S. 503. Anstehend sieht man sie freilich nicht, wohl aber kann man sie als Lesesteine über das Gehänge verfolgen bis hart an das erste, durch einen Steinbruch an der Straße aufgeschlossene Vorkommen von Erzführendem Kalk. Jedoch nicht ganz: dazwischen schaltet sich — ebenfalls nach Lesesteinen — ein wenige Meter breiter Streifen bunter Hornsteine. Stärker entwickelt sind solche N des Kalkes; freilich auch hier nur an Splütern im Boden (bei dem Acker am Bergfuß und von hier aufwärts) erkennbar. Gegen N zeigen sie den S. 85 beschriebenen Übergang zu den Florianischichten. Diese bilden nun weiterhin das ganze W-Gehänge des Berges, mit Ausnahme eines zweiten kleinen, ebenfalls durch einen Steinbruch an der Straße aufgeschlossenen Kalkvorkommen. Mit diesem ist kein bunter Hornstein mehr vergesellt; wohl aber lassen sich die Florianischichten zusammenhängend darüber hinweg verfolgen. Ob dieser Kalk eine nochmalige Aufwölbung des ersten Kalkzuges — also ein „Fenster“ im kleinen — darstellt, oder einen vollständig in die Florianischichten eingewickelten Klotz, ist nicht zu entscheiden. — Gegen N tritt die starke tektonische Verflaserung, die letztere im S zeigen, zurück. Sie sind an der Straße nochmals aufgeschlossen; knapp der ersten Kehre; dann legen sich Werfener Rauhacken darüber.

Der südliche Kalkzug setzt nach W über den Graben fort und ist auf dem Gehänge mit geringen Unterbrechungen<sup>137)</sup> verfolgbar. In

<sup>136)</sup> Allerdings ist er in letzter Zeit behufs Gewinnung von Straßenbaumaterial stark angegriffen worden; bei Fortdauer dieser Ausbeutung ist zu erwarten, daß er ganz verschwinden wird.

<sup>137)</sup> Weniger bedeutend als bei Ampferer 1918, Fig. 33, die im übrigen mit meinen Beobachtungen weitgehend übereinstimmt; doch ist zu beachten, daß das Teilstück der Straße bis zur ersten Kehre rechts im Graben verläuft, was aus der Zeichnung nicht klar hervorgeht.

den Wiesen N davon fehlen Aufschlüsse; doch an der Straße sind unmittelbar an den Kalk anschließend — Hornstein fehlt hier anscheinend! — die dunklen verflaserten Florianischichten sichtbar; allerdings nirgends mit erkennbarer Lage der Schichten. Gelbe Werfener Kalke und Rauhacken decken sich über alles (auf die weiter aufwärts folgenden Trias- und Gosauschichten sei bei anderer Gelegenheit zurückgekommen).

Wir kehren zurück zum Florianikogel; zunächst zu seiner S-Seite. Deren Steilabfall ist lange nicht so einheitlich, als man auf den ersten Blick glauben möchte. Steigt man über den Rücken, der ihn gegen NW begrenzt, zum Gipfel auf, so sieht man gleich das Prebichlkonglomerat des eingangs erwähnten Felstriffes nicht weit anhalten: bei einem kleinen Sattel stößt es an Rauhacke — wahrscheinlich an einer kleinen Querverwerfung. N davon ziehen die Werfener Sandsteinschiefer vom Saugraben herauf; sie überschreiten den Rücken oberhalb der Rauhacke, enthalten aber in der östlichen Fortsetzung am S-Gehänge weitere Linsen des Gesteins, dazu (unterhalb der flachen Einsattelung bei rund 725 m, über die ein Steig führt) einen stark zersetzten Diabas mit dunkelroten Ablösungen. Man sieht auf einer Fläche von wenigen Quadratmetern eine Anzahl z. T. zentnerschwerer Blöcke davon liegen. Rauhacke liegt unmittelbar darüber; der Diabas hat also nichts mit dem Paläozoikum zu tun — dem in dieser Gegend solche Eruptiva auch ganz fremd sind! — sondern er vermehrt die Anzahl der kleinen Vorkommen in den Werfener Schichten. Ob er darin als Gang steckt, als Strom oder als tektonische Linse — auf diese Frage bleiben die Aufschlüsse freilich die Antwort schuldig.

Bereits W von dem Diabas hat der Erzführende Kalk vom W-Fuß des Berges als schmaler, offenbar steilgestellter Zug von wenigen Metern den Rücken erreicht, den er weiterhin zusammensetzt. Freilich nicht ohne Unterbrechung: eine solche bildet den zuvor erwähnten Sattel oberhalb des Diabases; eine zweite, größere folgt NO-aufwärts etwa 20 m höher. In sie treten die N-folgenden bunten Hornsteine bzw. Kieselknollengesteine ein, welche als geschlossener Zug N vom Kalkzug bis zum Gipfel reichen. Man glaubt hier im Kalk steiles S-Fallen zu sehen; doch ist das wohl Täuschung. Auf seiner O-Seite keilen jedenfalls auch die Hornsteine und Kieselknollengesteine rasch aus; dagegen ziehen schwarze Florianischichten über den Sattel östlich des Gipfels in die S-Flanke und scheinen hier — allerdings nur als Lesesteine sichtbar — den Kalk des Gipfels zu unterlagern.

Östlich dieses Sattels liegt ein ganz anderer Kalk darauf. A m p f e r e r hat ihn bereits unter der Bezeichnung „gelbliche dünn-schichtige Flaser-

kalke“ abgetrennt [1918, Fig. 32, S. 21<sup>138</sup>]); daß aber solche unter die „weißlichen, vollkristallinen Kalke“ des Gipfelabfalls hineinzeigen, wie er es zeichnet, konnte ich nicht bestätigen. Es sind nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit ganz typische Werfener Kalke: gelb bis lichtgrau, dünnschichtig, dünnschichtig-flaserig, z. T. etwas knollig und nicht oder nur örtlich schwach kristallin. An ihrem SW-Ende liegen sie zwar dem Paläozoikum unmittelbar auf; weiterhin aber den auf der S-Seite ganz regelmäßig durchziehenden Werfener Schichten. Wenn auch diese nur mangelhaft aufgeschlossen sind — von darin eingebetteten Rauhwaacke-Linsen abgesehen — so ist dafür in den Kalken flaches NNW-Fallen sichtbar, und damit im Einklang steht das Umschwenken ihrer Grenze gegen N auf dem Gehänge gegen den Thanner Graben, Wieso die tieferen Werfener Schichten im Bereiche des Florianikogels unter den Kalken auskeilen, soll unten zu deuten versucht werden.

Auf dem Kamm des Florianikogels folgen sich zunächst ganz normal die Schichtglieder: Erzführender Kalk des S-Abfalles—Bunte Hornsteine (bei der Kapelle) und Kieseltonen—Florianischichten. Weiterhin legen sich auf diese wieder flach NNW fallend die Werfener Kalke unmittelbar auf und bilden auf längere Erstreckung die Kammhöhe. Spuren grüner Werfener Tonschiefer, weiter Rauhwaacken überlagern sie. Auf dem Sattel zwischen Floriani- und Sebachkogel liegen diese noch als ganz schmale Brücke zwischen dem SW wie NO darunter hervorkommenden Paläozoikum; die Auflagerungsfläche fällt gegen O ein, so daß fast den ganzen O-Abfall des Florianikogels die Werfener Gesteine bedecken, an dem Weg, der ihn von S zu dem eben genannten Sattel quert, vor allem die gelben Kalke. Die Florianischichten reichen nur von der Gipfelkapelle gegen O bis zu ihm hinab; von dem genannten Graben NO unter dem Sattel abgesehen, wo sie jedoch auf ein schwaches Fenster, abwärts bis gegen 600 m Höhe, beschränkt bleiben. Soweit die ziemlich spärlichen Aufschlüsse darin erkennen lassen, ist ihr Einfallen hier recht uneinheitlich — im Gegensatz zu der schicht darüber gelagerten Rauhwaacke.

Soweit die Aufschlüsse. Nun zur Deutung!

Dieselbe ist zu einem guten Teil nur hypothetisch möglich, da wir ja nicht nur das genaue Alter der einzelnen Schichtglieder, sondern nicht einmal — und das wiegt in diesem Falle schwerer! — die Richtung kennen, in der wir ihre Folge zu lesen haben.

<sup>138</sup>) Ampferer's Zeichnung gibt kein Profil, sondern eine Ansicht; die paläozoischen Schichten erscheinen daher viel flacher gelagert, als es ihrem wirklichen Einfallen entspricht.

Immerhin läßt sich zunächst eines mit Sicherheit ausschließen: Das ist die von Kober 1909 (S. 505) aufgestellte Hypothese, wonach das Paläozoikum des Florianikogels über den Werfener Schichten der S-Seite läge — nicht nur infolge von Lokaltektunik, sondern durch eine große Überschiebung von ihnen, und damit von der ganzen übrigen Grauwackenzone geschieden wäre. Am Florianikogel, oder besser gesagt in seiner W-Hälfte, könnte man ja zu einer solchen Auffassung kommen, wenn man sie für sich allein betrachtet. Aber die angebliche, tektonische Linie erster Ordnung hat weder nach W noch nach O eine Fortsetzung! Hier geht überall eine tektonisch unzerschnittene Folge von der Transgression der Prebichlschichten bis wenigstens in die Mitteltrias hinauf. Das, was uns eine solche Überschiebung erklären würde: die große Verschiedenheit des Florianikogel-Paläozoikums von der ganzen übrigen Grauwackenzone<sup>139)</sup>, das können wir auf solche Weise höchstens deuten, wenn wir die hypothetische Überschiebung aus dem alpidischen Bau herausnehmen und entweder unter den Werfener (und Prebichl-) Schichten der S-Seite versteckt austreichen lassen, oder aber sie zwischen den Erzführenden Kalk und die — teilweise ihm ja ganz deutlich auflagernden — Florianischichten + bunten Hornsteine hineinverlegen. Im einen wie im anderen Falle müßte sie variskisch sein und von der permotriadischen Transgression abgeschnitten werden. Für die erste Möglichkeit gibt es nun gar keinen anderweitigen Anhaltspunkt; für die zweite ließe sich immerhin geltend machen, daß in den Florianischichten tektonische Verflaserung gegen S zunimmt und daß die Hornsteine am Kontakt gegen den Kalk nur östlich auftreten — was beides auf Bewegungen an dieser Stelle bezogen werden kann. Aber freilich — daß die Bewegungen von größerer Reichweite wären, dafür gibt es keinerlei Anhaltspunkt!

So können wir diese Deutung höchstens als möglich anerkennen und müssen die anderen Möglichkeiten danebenstellen, wie sie aus den S. 87 erörterten Auffassungen der Schichtfolge sich ergeben: wenn die Florianischichten das älteste Glied sind, der Erzführende Kalk das jüngste, dann liegt ein Teil des verkehrten Schenkels einer steil gegen S überschlagenen Falte vor; wenn wir dagegen die Schichtfolge umgekehrt lesen, dann wäre es der normale N-Schenkel einer steilen Falte (auf untergeordnete Komplikationen, wie die Zerreißung des Erzführenden Kalkes in Linsen, sei dabei nicht eingegangen).

Sicherer als die innere Tektonik des Florianikogels läßt sich seine Rolle im alpidischen Bau deuten. Wenn keine Rede davon sein kann,

<sup>139)</sup> Welche Kober übrigens noch gar nicht auffallen konnte, da die Schichtfolgen noch zu wenig bekannt waren.



die ihn umgebenden Werfener und Prebichlschichten in einen „vor-alpinen“ und einen „hochalpinen“ Anteil zu zerschneiden, wie Kober wollte, dann bleibt nur die Möglichkeit, daß das Paläozoikum von unten her aus ihnen aufragt. Im großen und ganzen wird man die nördlich vorgelagerten Werfener und Prebichlschichten als Synklinale ansehen dürfen — von lokalen Komplikationen natürlich abgesehen, die zweifellos vorhanden, aber schwer genau festlegbar sind. Das Paläozoikum des Florianikogels spielt dann die Rolle einer unsymmetrischen — nach S steil geneigten oder sogar überliegenden — Antiklinale, die sich aber im Streichen gegen O sehr rasch ausgleicht.

Dabei muß diese Antiklinale bereits in einem früheren Stadium der alpidischen Bewegungen vorhanden gewesen sein; jedenfalls vor den abscherenden Bewegungen an der Kalkalpenbasis, auf welche die unregelmäßige Verschleifung der Werfener Schichten zurückzuführen ist. Dies ist zu schließen nicht nur aus der starken Reduktion, welche diese im ganzen Hangenden der paläozoischen Aufragung erfahren haben; sondern insbesondere daraus, daß hier gerade die obersten Glieder der Werfener: die Flaserkalke und Rauhwacken, dem Paläozoikum unmittelbar auflagern, während sich die mit dem Untertauchen der paläozoischen Aufwölbung gegen O einstellende Depression gleich wieder mit mächtig angeschoppten tieferen Werfenern füllt.

Man könnte ja auch auf den Gedanken kommen, darin den Einfluß eines morphologischen Aufragens des Paläozoikums zur Zeit der Transgression zu sehen; einer „Klippe“, welche allmählig von der Sedimentation überwältigt worden wäre. Dann sollte man aber doch in den transgredierenden Sedimenten irgendwie die Spuren einer solchen Klippe erkennen. Das ist aber nicht einmal in den Prebichlschichten der Fall, die doch anderwärts (Eisenerz, Veitsch) reichlich Bruchstücke von Erzführendem Kalk aufnehmen; geschweige denn in den Werfener Schichten. Diese, einem primitiven Stadium der Geologie nächstliegende Hypothese, scheint demnach keineswegs plausibel.

## II. Tektonische Ergebnisse.

### 1. Die variskische Großtektonik; die norische Überschiebung.

Historisches. Nachdem die Deckentheorie ihren Einzug in die Ostalpen gehalten hatte, mußte alsbald die Tatsache, daß die beiden innerhalb unseres Gebietes einzig durch Fossilien belegten Formationen: das Karbon und der Erzführende Kalk nicht im normalen Verhältnis zueinander stehen (Heritsch 1907), zu einer entsprechenden Deutung einladen. E. Suess 1909, S. 180, hat erkannt, daß Silur, Devon und Unterkarbon\*) die Basis der nordalpinen Trias bilden und über dem Zug des pflanzenführenden Karbons liegen, der selbst am Semmering die zentralalpine Trias überlagert; jene bilden für ihn die ostalpine Decke, während der Karbonzug nach der S. 222 ausgesprochenen

\*) Letzteres (im Sunk, nach Heritsch) irrtümlich hinzugezogen!

Definition unter die Iepontinischen Decken fällt; S. 226 wird allerdings seine Lagerung gegenüber der Iepontinischen Trias als nicht aufgeklärt bezeichnet\*\*). Das transgredierende Iimnische Karbon, gemeinsam mit den piemontesisch-helvetischen Alpen, ist ihm ein an die Altiden — d. h. den Rahmen, innerhalb dessen die Alpen gefaltet sind — erinnerndes Merkmal (S. 228).

Auch U hlig wies gleichzeitig auf diese tektonische Teilung innerhalb der Grauwackenzone hin (1909, S. 484). Genauere Angaben über den Verlauf der Überschiebung hat Kober gemacht: er suchte sie (1909, S. 507) in einer Linie Neuberg—Sieding, an der Basis des Erzführenden Kalkes bzw. dort, wo solcher nicht vorhanden, der Prebichlschichten\*\*\*). Dabei ging er von der irrigen Voraussetzung aus, daß die Porphyroide permischen Alters seien. 1912, S. 359, gab er dieser „Hauptüberschiebungslinie der Ostalpen“ den Namen der norischen. Er verband mit ihr die Vorstellung einer Trennung seiner unter- und oberostalpinen Deckengruppe: d. h. er suchte zu der tieferen Grauwackendecke ein zugehöriges Mesozoikum im N der Kalkalpen. An Tatsachen, auf die sich diese Vorstellung stützte, könnte höchstens auf die Werfener Schichten am Fuße des Florianikogels (vgl. oben, S. 207) hingewiesen werden\*\*\*\*); sie ist heute als vollkommen unhaltbar erwiesen.

Wesentlich näher kam der Wahrheit Mohr, trotz z. T. unrichtiger Stratigraphie, wenn er 1910, S. 141, die Hauptüberschiebung innerhalb der Grauwackenzone an die Basis der Silbersbergserie („Magnesitkarbon“) verlegte. Weniger glücklich war er 1912, S. 645 in der Auffassung der tieferen „Pflanzenkarbonteildecke“, die er als „Tauchdecke mit teilweise vorgefrachtetem Hangendschenkel“ ansprach, ihren Zusammenhang mit dem Altkristallin des

\*\*\*) Überhaupt trifft der von manchen Seiten erhobene Vorwurf: daß die Deckentheorie die Tektonik in ein starres Schema pressen wolle, auf Sueß selbst ganz bestimmt nicht zu. Niemand war sich so sehr der Lückenhaftigkeit unseres Wissens bewußt und wollte so wenig der Feststellung der Tatsachen vorgreifen: „unter diesen Umständen wird der höchste Wert, den ein synthetischer Versuch erlangen kann, in der Aufweisung der dringendsten Aufgaben bestehen“ (Sueß, 1909, S. 220; Sperrung von mir). Daß freilich manche in verba magistri schwörende Nachbeter die Sache falsch aufgefaßt haben — das steht auf einem anderen Blatte!

\*\*\*\*) Soweit er sie nicht gar mitten in die Werfener hinauf verlegte!

\*\*\*\*\*) Die Behauptung (Kober 1912, S. 351), daß Werfener Schiefer und vermutlich triasische Dolomite und Kalke in kleinen Schollen unter dem nordsteirischen Silur-Devonzug vorkämen, ist vollkommen aus der Luft gegriffen und auch kaum durch nähere Ortangaben zu erweisen versucht (S. 357 wird der Werfener Schiefer unter dem Reiting genannt, der seither als nicht anstehend erkannt wurde; S. 358 der Mandlingzug, für den die Deutung als von N überschoben — so übrigens auch bei Kober 1938? — viel näher liegt.) — Daß das Eozän von Radstadt und Kirchberg am Wechsel (!) mit der „norischen Linie“ gar nichts zu tun hat, sondern nur jünger sein kann als die Deckenbewegungen, sei nur beiläufig bemerkt; vgl. Cornelius 1940. — Bei Kober 1938 findet sich insofern ein Fortschritt, als seine alte These von der Zuteilung der Grauwackenzone zu verschiedenen Decken der Kalkalpen nunmehr als bloße Möglichkeit vorgetragen wird, über die „keine Sicherheit vorliegt“ (S. 88). Vollständig irreführend aber ist es, wenn S. 91 die Werfener-Einfaltungen unter der Rax als Trennung einer oberen Serie der Grauwackenzone von einer unteren bezeichnet werden — wo man doch ihren Zusammenhang mit den normal der Grauwackenzone aufgelagerten Werfern z. T. deutlich sieht (vgl. Cornelius 1936, 1937). — R. Staub 1924 (S. 191, 199) suchte die Grauwackenzone ähnlich wie Kober auf verschiedene Kalkalpendecken aufzuteilen.

Troiseckzuges leugnete (daß diesem die Deckscholle des Drahtkogels entspricht, hat er ebendort, S. 642 richtig erkannt!), aus dem er eine oberste zentral-alpine Decke machte. — In der Folge hat dann Mohr bekanntlich die deckentheoretische Auffassung vollkommen verlassen, um eine einfache, gegen S überschlagene Schichtfolge: Silbersbergserie (Devon)—Karbon—Semmering-quarzit—Semmeringkalke zu sehen (1933); eine Auffassung, die schon daran scheitert, daß sie eine ganze Reihe von Schichtgliedern (Thörl Kalk, Rannachserie, Altkristallin) nicht berücksichtigt (die Mohr freilich zumeist noch nicht kannte); auch das läßt sich dagegen einwenden, daß Mohr's inverser Serie (vom Vöstenhofer Kristallin zur Semmeringtrias) eine sehr abweichend zusammengesetzte normale, bis zur Kalkalpentrias gegenüberstehen würde — was entschieden Schwierigkeiten macht (auch wenn man von den erst sekundär, durch Metamorphose entstandenen Verschiedenheiten absieht).

Auch Heritsch 1910 (S. 693) dachte bereits daran, das Oberkarbon von den Porphyroiden usw. tektonisch zu trennen: die Tatsache, „daß die Erzführenden Kalke und die Porphyrschichten einen Schuppenbau bilden, in welchem die oberkarbonischen Graphitschiefer... nie eintreten“, schien ihm dafür zu sprechen. 1911, S. 92 bezeichnet er es als „fraglich“, ob Schiefer und Quarzporphyre zwischen Karbon und Erzführendem Kalk eine eigene Decke darstellen.

Die entscheidenden Fortschritte bezüglich der tektonischen Auffassung kamen von W, im Gefolge besserer stratigraphischer Erkenntnis, und knüpften sich an die Namen von Hammer (1924) und Spengler (1927): sie legten die Hauptüberschiebung im unmittelbaren Hangenden des Karbonzuges endgültig fest. Daß auch die Obere Grauwackendecke kein tektonisch einheitliches Gebilde ist, zeigten ebenfalls vor allem die Arbeiten von Eisenerz (wo ja schon Heritsch 1910 auf die Wiederholung von Porphyroid über Erzführendem Kalk hinwies): Hieβleitner 1929, Haberfelner 1935 — dessen Deckengliederung allerdings nicht ohne Widerspruch geblieben ist (Schwinnner 1937).

In den Kindheitsjahren der Deckenlehre zweifelte anscheinend niemand daran, daß die großen Bewegungen innerhalb der Grauwackenzone zu den Deckenbewegungen der alpidischen Orogenese gehören. Zwar hatte nicht nur Ohnesorge 1905 um Kitzbühel diskordante Auflagerung der Kalkalpenserie festgestellt, sondern schon Oestreich 1899 (S. 179) die schöne Diskordanz bei der Handlalm (Prebichl) gezeichnet — was jedoch, vermutlich weil in einer Arbeit mit morphologischem Titel versteckt, vollkommen unbeachtet blieb bis zur Wiederentdeckung durch Spengler 1927. Aber dies konnte zunächst ja auch noch eine rein auf die obere Decke beschränkte Sache sein. Die erste Vermutung, daß etwa die Tektonik der Grauwackenzone in größerem Umfang variskisch sein könne, hat R. Schwinnner 1915 (S. 60) geäußert. Mohr 1923, Cornelius 1921, 1925, Schwinnner 1929, wiesen auf den allgemeinen Metamorphosehiatus gegenüber der kalkalpinen Serie hin; daraus ließ sich schon entnehmen, daß die variskischen Bewegungen allgemein verbreitet sein mußten und nicht nur dort, wo zufällig Diskordanzen bekannt geworden waren. In der Folge erwiesen sich denn auch alle größeren Schubflächen innerhalb der Grauwackenzone als variskisch, wo immer sich ihr Alter feststellen ließ (Hieβleitner 1929, S. 223; 1931, S. 71; Haberfelner 1935; Cornelius 1937, S. 161; 1939, S. 161); wegen der „norischen“ Überschiebung vgl. unten.

Die Hauptüberschiebung innerhalb der gesamten Grauwackenzone: die des älteren Paläozoikums über den Karbonzug, soll im Anschluß an die „Norische Linie“ Kober's die Norische Überschiebung<sup>140)</sup> heißen, die überschobene Masse<sup>141)</sup> sinngemäß die Norische Decke. Es ist dabei allerdings zu betonen, daß es sich eigentlich nicht mehr um das gleiche Objekt handelt wie bei Kober: der Ausstrich der Überschiebung liegt viel tiefer, ihre tektonische Bedeutung ist ganz anders: sie greift nicht in die Kalkalpen ein, und auch ihr Alter ist wahrscheinlich verschieden. Von den strengen Grundsätzen wissenschaftlicher Namengebung aus wäre der Name also eigentlich einzuziehen. Da er aber von einer Reihe von Autoren: Spengler (und Stiny) 1926, v. Gaertner 1934, Haberfelner 1935, Metz 1938 in gleichem Sinne von Kober abweichend gebraucht wird und somit als eingebürgert gelten darf, ist seine Beibehaltung wohl das kleinere Übel gegenüber einer Neuschöpfung.

Die Tatsache, daß im Gelände an der Stelle der Norischen Überschiebung vielfach keine scharfe Grenzlinie, sondern ein allmählicher Übergang zwischen lithologisch ziemlich ähnlichen Schieferserien zu beobachten ist, könnte heute nur mehr einen unerfahrenen Geologen an der Existenz der ersteren irre machen. Wir müssen sie uns eben — mindestens dort, wo Schiefer über Schiefer bewegt wurde! — nicht als glatte Schubfläche vorstellen, sondern als „Bewegungshorizont“ (Sander) mit zahlreichen kleinen (und vielleicht auch größeren) sekundären Teil-Verschuppungen bzw. Einwickelungen — ähnlich wie etwa an der Sohle der Errdecke in Graubünden (Cornelius 1950); nur daß die mangelhaften Aufschlüsse dies nicht genauer festzustellen gestatten. Wo ausnahmsweise andere Gesteine — Altkristallin! — an die Norische Überschiebung herantreten, da besteht über die genaue Lage der Schubfläche gleich kein Zweifel mehr.

Die Norische Überschiebung ist die größte tektonische Erscheinung des untersuchten Bereiches: sie ist noch weit über ihn hinaus nach W verfolgbar, bis ins Ennstal bei Wörschach, d. h. über insgesamt 150 km. Dabei ist es klar, daß wir nach keiner Richtung ihr natürliches Ende kennen: im O versinkt sie unter die jungen Sedimente des Wiener Beckens, im W — nach allem, was sich aus den vorhandenen Karten ablesen läßt — unter die Kalkalpentrias. Einer so bedeutenden streichenden Erstreckung entspricht jedenfalls auch eine bedeutende Förderweite. Darauf kann umso eher geschlossen werden, als die

<sup>140)</sup> Als „Linie“ sollte man eine Schubfläche, mindestens eine flachgeneigte — bei einer senkrechten deckt sich wenigstens die Projektion auf der Karte mit der „Linie“ des Ausstreichens — besser nicht bezeichnen.

<sup>141)</sup> Nämlich die vortriadische! Vgl. unten!

beiderseitigen Serien zwar im Streichen eine beträchtliche Beständigkeit aufweisen, unter sich aber so weitgehend verschieden sind, wie es im alpidischen Bau nur zwischen den größten Deckensystemen vorkommt; man möchte daraus den Schluß ziehen, daß die beiderseitigen Ablagerungsräume auch entsprechend weit getrennt waren. Vgl. dazu S. 136.

Viel sicheres läßt sich freilich darüber nicht sagen. Trotzdem kann die Frage gestellt werden, was die norische Überschiebung im Gebirgsbau für eine Rolle spielt.

Sie zerfällt in mehrere Teilfragen. Die erste lautet: Gehört die norische Überschiebung der alpidischen oder der variskischen Faltungsära an?

Während meiner Aufnahmestätigkeit hatte ich stets dazu hingeneigt, sie für alpidisch zu halten: sie scheint sich so schön parallel als weiteres Glied an die alpidischen Deckenbahnen des Semmeringgebietes anzuschließen, daß dies wohl das nächstliegende ist; und in der Rauhwacke des obersten Massinggrabens glaubte ich ein überfahrenes Triasglied gefunden zu haben, das ebenso wie der wohl auch triadische Gips vom Mitterberg bei Aflenz (Spengler 1921) ein nachtriadisches, also alpidisches Alter sicherstellen würde. Nun muß ich heute das Triasalter jener Rauhwacke für zweifelhaft halten (vgl. S. 134; der Gips vom Mitterberg ist zwar gewiß nicht ein normales Glied des Oberkarbons, in dem er steckt, noch des nordalpinen Paläozoikums überhaupt und wird letzten Endes wohl aus der Trias stammen — aber er kann schließlich auch durch salinare<sup>142)</sup> Bewegung an seinen heutigen Platz gelangt sein, zumal er ja ohne alle Begleitung durch andere Triasgesteine ist. Und was die räumliche Anordnung betrifft, so schließt sich die norische Überschiebung ganz ebenso als weiteres Glied an die Überschiebungen innerhalb des Paläozoikums von Eisenerz an (vgl. v. Gaertner 1934).

Innerhalb des untersuchten Abschnittes ist die Frage also offen. Wie steht es außerhalb?

Da haben H. R. v. Gaertner 1934, S. 254, E. Haberfelner 1935, S. 26, entschieden darauf hingewiesen, daß die Norische Überschiebung im Ennstal von der Kalkalpentrias überdeckt wird, ohne sich in einer entsprechenden Bewegungsfläche innerhalb

<sup>142)</sup> Man vergleiche das großartige Ausmaß solcher Bewegungen in den französischen Westalpen (M. Gignoux 1936, 1938) oder in der Provence (G. Richter 1939). Wenn sich die Tektonik des Semmering-N-Randes in ähnlicher Weise, wie wir sie im aufgeschlossenen Bereich kennen, gegen W fortsetzt, d. h. das Troiseck-Altkrystallin gegen N bald zu Ende geht und unter dem Karbon eine Antiklinale der „unterostalpinen“ Unterlage (vgl. S. 169, 171) liegt, wäre eine Herleitung jenes Gipses aus der Tiefe immerhin denkbar.

der Kalkalpen fortzusetzen; die Genannten betrachten sie daraufhin als variskisch. Das ist in der Tat ein sehr starkes Argument. Es ließe sich dagegen höchstens noch sagen, daß der Kalkalpen-S-Rand bei Wörschach tektonisch kompliziert und nicht modern untersucht ist; daß da also vielleicht noch Überraschungen möglich sind — wenigstens im Falle, daß die norische Bewegung dort gegen W im Ausklingen ist<sup>143</sup>). Aber wahrscheinlich ist das nicht; schon wegen der Art, wie ein Streifen der Grauwackenzone nach dem anderen unter spitzem Winkel unter die Kalkalpen hineinzieht. Wir werden also mindestens mit sehr großer Wahrscheinlichkeit damit zu rechnen haben, daß die Norische Überschiebung variskischen Alters ist.

Was sich dagegen einwenden läßt, ist nicht entscheidend: daß sie einer Phase angehören müßte — der saalischen oder (weniger wahrscheinlich) der pfälzischen — die sonst im ostalpin-variskischen Bau nicht belegt ist, ist höchstens ein Schönheitsfehler; so ein einmaliger Fall kann vorkommen, um so mehr als wir ja das variskische Gebirge in den Alpen nur höchst fragmentarisch kennen. Und schon in den W-Alpen sind Bewegungen zwischen Oberkarbon und Trias sehr wohl bekannt.

Und wenn sich die Norische Überschiebung so schön in das System der alpidischen Bewegungen einzuordnen scheint, so ist dazu zu sagen, daß sie sich ebenso schön an die variskischen Teildecken oder Schuppen innerhalb der norischen Einheit als gleichgerichtetes Glied anfügt: als Überschiebung des fertigen variskischen Gebirges über sein Vortiefensediment (v. Gaertner 1934).

Die Beziehungen zur Metamorphose, die K. Metz 1938, S. 111, zugunsten eines alpidischen Alters unserer Überschiebung ins Feld führen möchte, sind auch nicht beweiskräftig. Denn damit müssen wir auf alle Fälle rechnen, daß sich variskische und alpidische Metamorphose mit gleichartiger oder doch sehr nahe verwandter Mineralfazies im ganzen Gebiet vom Semmering bis zum Brenner überkreuzen (vgl. S. 225).

Wenn nun also die norische Überschiebung sehr wahrscheinlich variskisch ist, so erhebt sich die zweite Teilfrage: Ist die Bewegung gegen S oder gegen N vor sich gegangen?

Es sei betont, daß mit N und S hiebei selbstverständlich nur die Richtung der Hauptkomponente der Bewegung gemeint ist. In Wahrheit mag dieselbe um einen größeren oder kleineren Winkel davon abgewichen sein; das ist zunächst eine sekundäre Frage. Eine Bewegung in mehr westöstlicher Richtung kommt

<sup>143</sup>) Auch das nur, wenn die Überschiebung gegen S erfolgt ist.

jedenfalls, schon wegen des Ausstrichs unserer Bewegungsfläche, nicht in Betracht.

Für Bewegung gegen N scheinen manche Einzelheiten der Tektonik zu sprechen; insbesondere die aus der Unterlage in die Norische Decke hineingepreßten Magnesitlinsen im Gebiete des Eichbergkogels (Prof. 68), Arzbachgrabens (S. 165) und vielleicht noch andere; auch die Deckschollen auf dem Karbon des Stübmunggrabens (Prof. 11) sind ganz entschieden von S gegen N verschürft. Allein, es bleibt zu bedenken, daß die ganze Norische Überschiebung sehr wohl auch noch alpidisch umgestaltet sein kann, und es wäre keineswegs unmöglich, daß gerade die erwähnten Erscheinungen alpidische Komplikationen wären und mit der Norischen Überschiebung unmittelbar gar nichts zu tun hätten (vgl. später).

Denn es bleibt zu bedenken, daß bei einer Herleitung der Norischen Decke aus S die bekannten Schwierigkeiten ihrer Anknüpfung bestehen — ganz gleichviel, ob sie nun alpidisch oder variskisch ist (v. Gaertner 1934).

Und weiter gestalten sich die Verhältnisse der Veitscher-Dolomitlinsen wesentlich einfacher, wenn sie aus N, als wenn sie aus S herkommen. Daß sie infolge der Bewegung der Norischen Decke losgeschürft und verschleppt worden sind, ist ja eine naheliegende Annahme. Wenn die Magnesitmetasomatose jünger ist als die Bewegung — es seien hier keine Voraussetzungen in dieser Richtung gemacht — wird Herkunft aus S ganz unwahrscheinlich: es ist nicht verständlich, wie dann die Mg zuführenden Lösungen, die gegen unten durch die undurchlässigen Karbonschiefer isolierten Linsen überhaupt erreichen konnten, schon gar nicht, daß sie ausgerechnet diese Linsen erreichten und nicht den so nahe benachbarten, von unten her jedenfalls leichter zugänglichen Thörl Kalk<sup>144</sup>). Bei Herkunft aus N wird das etwas besser verständlich; da konnten die Bewegungsbahnen der Linsen gleich die Zufuhr der Mg-Lösungen übernehmen. Ist aber die Mg-Zufuhr älter als die Bewegung der Norischen Decke, dann traf sie die Dolomite in ihrer ursprünglichen Lage und die vorher genannten Schwierigkeiten entfallen.

Im Gegensatz zu älteren richtigen Anschauungen bezüglich eines normalen Verbandes Troiseckkristallin—Karbonzug, die er selbst noch

---

<sup>144</sup>) Dies scheint mir, nebenbei bemerkt, ein Argument gegen eine jugendliche Magnesitmetasomatose überhaupt: ihr so eigentümlich selektives Auftreten wird eher verständlich, wenn der fertige Magnesit tektonisch verschleppt worden ist. Ein Vorkommen wie das des Kaswassergrabens ist wohl überhaupt nur fertig verschleppt denkbar.

1912<sup>145</sup>) vertreten hatte, kam Kober 1923 (S. 134) zu der Abtrennung einer „Thörl Decke“, welche Troiseckkristallin, Quarzit und Thörl Kalk umfassen sollte; diese beiden als Fortsetzung des Semmering-mesozoikums im Hangenden der gegen SW aufsteigenden Arzkogel-Antiklinale (auf der SO-Seite des Arzbachgrabens; vgl. S. 173) gedacht. Es ist richtig, daß gewisse Analogien in der Gesteinsausbildung da sind und daß die Abgrenzung im Gebiet des obersten Arzbachgrabens Schwierigkeiten macht. Allein es wurde bereits S. 124 darauf hingewiesen, daß die charakteristischen Typen des Thörl Kalkes sich in der Semmeringtrias nicht wiederfinden, wohl aber über derselben an der Basis des Oberkarbons von Neuberg bis Gloggnitz; daß mithin hier seine Fortsetzung gegen O zu suchen ist und nicht in der Semmeringtrias von Kapellen; ebenso darauf (S. 125), daß starke Analogien den Thörl Kalk mit dem als unterkarbonisch nachgewiesenen Veitscher Dolomit verbinden, daß insbesondere auch in vielen der tektonisch aus dem Zusammenhang gerissenen Linsen des letzteren Quarzitspäne stecken, die mit der Pseudo-Semmeringquarzit-Unterlage des Thörl Kalkes verglichen werden, niemals aber permotriadisch sein können (Schwinnner). So erscheint Kober's Annahme einer zentralalpiner Thörl Decke als ein Irrweg der Forschung, der zu einer Reihe von paradoxen Konsequenzen führt. Schon das eine hätte stutzig machen müssen, daß nach Kober's eigener Darstellung (1923, S. 138) der Karbonzug zu einem Gebilde ohne jede kristalline (ja überhaupt ohne jede ältere) Unterlage würde, was in Anbetracht seiner langen Erstreckung im Streichen keineswegs wahrscheinlich wäre. Schwerer wiegt jedoch, daß man unter Annahme der Verbindung Thörl Kalk—Semmeringtrias im Arzbachgraben aus der „Thörl Decke“, ohne irgend eine tektonische Grenze überschreiten zu müssen, in ihre eigene Unterlage kommen könnte. Man wird vielleicht behaupten, dies bewiese eben, daß die „Thörl Decke“ nur einen kurzen Betrag aus N oder NW überschoben sei und hier gegen NO zu einer autochthonen Aufwölbung werde. Allein die Deckscholle des Mattalkogels — von der des Drahtkogels ganz abgesehen! —, die doch das Troiseckkristallin unzweifelhaft fortsetzt, liegt SO vor dem Arzkogel-Gewölbe dort, wo dessen kristalliner Kern bereits unter einer geschlossenen Bedeckung von Quarzit und Semmeringmarmor verschwunden ist; sie könnte also unmöglich im Arzkogel-Gewölbe wurzeln, auch wenn man die Verschieden-

<sup>145</sup>) Laut eigener Mitteilung hat er daran jedoch bereits 1909 Zweifel geäußert. Mohr 1912 und Spengler 1920 haben bereits die Ansicht vertreten, daß eine Trennung vorhanden sei.



heit des beiderseitigen Kristallins in Kauf nehmen wollte. Und letzten Endes käme man dahin, für die ganze große Muralpenmasse Bewegung aus N annehmen zu müssen! — Eine andere paradoxe Konsequenz ist die von W. Schmidt 1921 abgeleitete, daß die Semmeringdecken nicht unter dem Muralpenkristallin lägen, sondern darüber; notwendig wäre diese Folgerung allerdings nur bezüglich der in dieser Auffassung obersten der Semmeringdecken, eben der Thörlner Decke. Die noch weiter gehenden, wirklich „ultranappistischen“ Folgerungen, die Tornquist 1923 gezogen hat (Folge von „Altdecken“: zentral-alpine Trias—Karbon—Altpaläozoikum quer über die ganze Breite der östlichen Zentralalpen, durch eine jüngere Phase selbst wieder in Decken übereinandergeschoben), sind ja wohl nicht notwendig, aber lehrreich als Beispiel dafür, wohin das Spiel der Phantasie von unsicheren Ausgangspunkten aus einen führen kann.

## 2. Vor-variskische Bewegung?

Daß der Ablagerung unseres gesamten Paläozoikums eine Orogenese vorausging, ist schon öfters festgestellt worden. Insbesondere Schwinner hat dies wiederholt betont und 1928 sogar den Versuch gemacht, Leitlinien dieser alpinen Orogenese zu entwerfen. Mohr 1923 hat auf den Metamorphosehiatus zwischen Paläozoikum und Altkristallin und auf die Anhäufung von grobklastischem Detritus in der Silbersberggrauwacke hingewiesen; Erscheinungen, von denen hier (bzw. Cornelius 1941 a) bereits ausführlich die Rede war.

Aber in unserem Gebiete ist sogar eine diskordante Auflagerung der ältesten vorhandenen paläozoischen Schichten auf Altkristallin festzustellen. Nicht innerhalb der norischen Decke: das Vöstenhofer Altkristallin ist ihr konkordant eingeschichtet bzw. durch sekundäre Gleitbahnen diskordant vom Paläozoikum getrennt; und gleiches gilt auch von den übrigen kleinen Altkristallinfetzen, soweit sich da überhaupt etwas näheres sagen läßt. Aber in der Veitscher Decke ist diskordante Auflagerung der Rannachserie auf Altkristallin wiederholt, am besten an den Rändern des Roßkogelpaläozoikums, zu bemerken; wenn auch nicht in Aufschlüssen, wo man die Hand darauf legen könnte, so doch unzweideutig aus dem geologischen Kartenbild.

Damit nicht genug, gibt es aber auch noch weitere Diskordanzen innerhalb der paläozoischen Serie. Zunächst eine ganz unzweideutige an der Basis des Pseudo-Semmeringquarzits, der nicht nur die Rannachserie im Roßkogelgebiet auf kurze Distanz abschneidet und bis auf die kristalline Unterlage hinabgreift, sondern auch eine

zweifellos tektonisch entstandene Verfaltung von Kristallin und Rannachserie bereits vorgefunden haben muß (S. 177).

Auch der Thörl Kalk greift *W* vom Greuteck bis aufs Kristallin hinab. Auch in diesem Falle möchte ich es für wahrscheinlich halten, daß eine echte, durch eine vorausgegangene tektonische Phase entstandene Diskordanz vorliegt; wenn es mir auch noch nicht derart sicher scheint, wie im Falle des Pseudo-Semmeringquarzits.

Dagegen ist das Übergreifen des Oberkarbons auf ältere Bildungen teils ersichtlich (Mylonitisierung! Veitsch—Massinggraben), teils sehr wahrscheinlich (Raxengraben—Adlitzgraben z. T.) sekundär, durch ungleichmäßige Bewegung und tektonische Unterdrückung der Liegendschichten bedingt; so wahrscheinlich an und für sich eine tektonische Phase zwischen Unter- und Oberkarbon auch vorhanden ist.

Wie diese tektonischen Ereignisse zeitlich einzuordnen sind und was sie bedeuten. — das ist freilich vorerst rätselhaft. Für ihr Alter ist zunächst das der betreffenden Schichtglieder maßgebend, das wir nicht kennen, bestenfalls (Thörl Kalk) vermutungsweise erschließen können (vgl. S. 125). Es wäre immer noch allenfalls denkbar, daß alle diese Phasen noch in die variskische Orogenese gehörten (vgl. S. 136); diejenige an der Basis des Thörl Kalks ist mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit bretonisch oder inner-unterkarbonisch.

Weitaus wahrscheinlicher ist es mir allerdings, daß wir es in Pseudo-Semmeringquarzit und Rannachserie mit vorkarbonischen Schichtgliedern zu tun haben; daß dementsprechend auch jene tektonischen Phasen älter sind. Die Möglichkeit, daß hier Spuren der aus den Alpen bisher so gut wie nicht bekannten kaledonischen Orogenese vorliegen, ist jedenfalls nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen.

Die gute Erhaltung dieser — ebenso wie der früheren — Diskordanz im Bereich der Veitscher Decke dürfte mit deren Vorlandcharakter in bezug auf das variskische Gebirge (S. 138) zusammenhängen.

Was für tektonische Vorgänge im einzelnen sich damals im Bereiche der Veitscher Decke abgespielt haben mögen, das läßt sich freilich nicht rekonstruieren; dafür sahen wir bisher zu wenig. Immerhin ist eine Andeutung dafür vorhanden (S. 113), daß die Bewegung vor Ablagerung des Pseudo-Semmeringquarzits südvergent war.

Aber auch im Bereiche der Norischen Decke sind Anzeichen einer Diskordanz innerhalb der paläozoischen Serie bemerkbar; freilich auch hier nur aus dem Kartenbild zu erschließen, nirgends so, daß man die Hand darauf legen könnte. Nämlich zwischen Silbersbergserie und Blasseneckporphyroid. Es wurde bereits (S. 199) auf den Gegensatz

zwischen den flach aufsitzenden Porphyroidkappen des Kreuzbergs, Kobermannberges, Eichbergkogels und dem z. T. mehr oder minder steilen Einfallen in der liegenden Silbersbergserie hingewiesen. Und betrachtet man auf der geologischen Karte (besser noch auf Blatt Mürrzusschlag 1:75.000 als auf der Raxkarte 1:25.000) die Grauwackenzone auf der S-Seite der Rax, so hat man ganz den Eindruck, daß die nahe WNW streichenden Gesteinszüge der Silbersbergserie an der Porphyroidgrenze unter spitzem Winkel diskordant abgeschnitten werden; allerdings tragen einzelne Verwerfungen mit dazu bei, daß dieser Eindruck zustande kommt, allein er bleibt immer noch bestehen, auch wenn man von jenen absieht.

Das würde also für eine orogene Phase in einem sehr frühen Abschnitt des Paläozoikums sprechen; wenn meine Altersdeutung richtig ist (S. 39), fiel sie noch in das Kambrium, wo man bisher freilich noch gar nichts derartiges kennt, oder allenfalls an die Grenze Kambrium—Untersilur (sardische Phase Stille's); auf keinen Fall könnte sie jünger als kaledonisch sein. Aber freilich bestehen auch noch recht starke Bedenken gegen eine solche Deutung. Denn mindestens im Gebiet O des Kreuzbergs gibt es Anzeichen dafür, daß sich, wenn nicht an, so doch in nächster Nachbarschaft der Grenze Silbersbergserie—Porphyroid nachträglich starke tektonische Bewegungen abgespielt haben (Einschaltung von Dolomit-Magnesitlinsen!); der Verdacht ist also nicht so leicht zu entkräften, daß die Diskordanz an der genannten Stelle mit ihrem Gesamtbetrag tektonischer Entstehung sein könnte. Auf alle Fälle wird sie nachträglich tektonisch umgestaltet sein; und den Betrag dieser Umgestaltung herauszulesen und von dem der etwa vorhergegangenen, vor-porphyroidischen tektonischen Bewegung abzutrennen — das ist eine mindestens heute nicht lösbare Aufgabe.

### 3. Alpidische Bewegungen.

Nachdem die aufkommende Deckentheorie den Fehler begangen hatte, alles tektonische Geschehen in den Alpen in einem kurzen Zeitabschnitt im Jungtertiär zusammenpressen zu wollen und speziell in zentralalpinen Gebieten alle vormesozoischen Bewegungen zu bagatellisieren, ist nun bereits seit mehr als einem Vierteljahrhundert (Schwinnner 1915) eine rückläufige Bewegung im Gange: immer mehr Anzeichen vor-alpidischer Orogenesen werden entdeckt, als immer größer stellen sich diese — besonders die variskische<sup>146)</sup> — heraus.

<sup>146)</sup> Variskischer Deckenbau wird in der Grauwackenzone nicht bloß „angenommen“ (Kober 1938, S. 88), sondern ist gelegentlich unmittelbar zu beobachten!

Und, wie es in solchen Fällen zu gehen pflegt: Entdeckerfreude und Übereifer verführen mitunter dazu, den entgegengesetzten Fehler zu machen; speziell für die Grauwackenzone wurde schon die Behauptung aufgestellt, alle irgendwie bedeutende Bewegung sei hier variskisch; die Frage aber, ob nicht vielleicht daneben doch auch noch ein nicht zu vernachlässigender Anteil alpidischer Tektonik nachzuweisen sei, wurde vielfach (nur Kober, z. B. 1938, S. 88, macht da eine Ausnahme!) mehr oder minder vernachlässigt.

Nicht zu übersehen sind zunächst alpidische Bewegungen im Grenzbereich von Grauwackenzone und postvariskischer Decke; sie werden bereits in anderen Arbeiten (Cornelius 1936, 1937, 1939) nach Gebühr betont, so daß hier ein kurzer Hinweis genügt. Einmal liegt eine großartige Abscherung der postvariskischen Decke vor, die sich besonders in den ungeheuerlichen Mächtigkeitsschwankungen ihrer Basisglieder, der Prebichl- und Werfener Schichten (im Ausmaß von 100:1 und darüber) äußert; die aber auch in die Grauwackenzone eingreift und zu jenen häufigen Gleichschaltungen der Schichten beiderseits der Grenzfläche führt, die die Erkennung der Diskordanz so lange erfolgreich verhindert haben. Darüber hinaus aber kommt es zu Verfaltungen beider Teile, wie sie sowohl von der S-Front der Rax, als auch aus der Gollrader Bucht (N-Rand und Gegend der Rotsöhltschneid) bekannt geworden sind; Verfaltungen, deren Ausmaß allerdings nicht über die Größenordnung von einigen 100 m bis 1 km hinausgeht, die somit gegenüber den großartigen variskischen Deckenbewegungen verhältnismäßig unbedeutend sind. Sie sind stets ganz ausgesprochen nordvergent. Daß daneben auch die Grenze Grauwackenzone—Kalkalpen fast stets mehr oder minder aufgerichtet, zuweilen recht steil gestellt worden ist, ist ja so augenfällig, daß es kaum besonders betont werden muß.

Andererseits ist ebenfalls klar, daß die Aufschiebung der Troiseckdecke auf die Semmeringtrias (und z. T. Jura) nur alpidisch sein kann. Dagegen bedarf hier die Frage der Bewegungsrichtung einer eingehenden Erörterung. Sie bildet ja einen Teil des großen Fragenkomplexes: sind die Nordalpen autochthon oder aus S überschoben? Zumindest dann, wenn die norische Überschiebung variskisch, die Grauwackendecken gelegentlich der alpidischen Bewegungen nur noch als Block (von Teilbewegungen — s. unten! — abgesehen) bewegt worden sind.

Wenn hier eine Antwort auf diese Frage gesucht wird, so soll dabei abgesehen werden, von allen weiter ausholenden regionalen Gesichtspunkten, die anderweitig schon erörtert wurden; diesbezüglich vgl.

Cornelius 1940 und die an diese Arbeit anschließenden Diskussionen. Dagegen sei untersucht, inwieweit sich aus der lokalen Tektonik Stützen für eine Entscheidung gewinnen lassen.

Da ist zunächst das Zurückbleiben der kristallinen Unterlage im S von Wichtigkeit: in der ganzen O-Hälfte von Blatt Müzzuschlag, von dem Auftauchen des Arzkogel-Gewölbes an, hat sie dieses nicht mehr gegen N überschritten, sondern ist auf seiner S-Seite hängen geblieben. Schon solche Profile, wie die des Drahtkogelzuges, wären mit einer Förderung des Kristallins aus N, wo an dem Ausstrich der Schubfläche nicht eine Spur davon vorhanden ist, nur sehr gezwungen vereinbar; vollends unmöglich wird eine solche Deutung für den Troiseckzug, der in breiter Front mit der großen südlichen Kristallinmasse der Muralpen zusammenhängt.<sup>147)</sup> Die Konsequenz, daß dann das ganze Muralpenkristallin aus N über die Semmeringtrias bewegt sein müßte — sie wird ja auch der überzeugteste Anhänger der Nordalpen — Autochthonie nicht auf sich nehmen wollen!

Der Einwand, daß ja am Roßkogel das Troiseckkristallin auch gegen SO auskeilt (S. 169), besagt demgegenüber nicht viel; verglichen mit seiner weiten Ausdehnung in den Muralpen, ist das eine lokale Erscheinung, die uns nur soviel verrät, daß gegen O, über der Semmering-Kulmination, die Kristallin-Unterlage der Troiseckdecke überhaupt „schleifig“ wird.

Man mag sich dann vielleicht noch mit dem Ausweg helfen, die sichtbare Überdeckung des Semmeringfensters durch Troiseckkristallin habe mit N- oder S-Überschiebung überhaupt nichts zu tun, sondern sei durch Aufschiebung von W nach O zustande gekommen. Aber einmal findet eine solche Annahme in der lokalen Tektonik keine Stütze (selbst wenn man die so auffällig W-O-streichende Einfaltung des Drahtkogelzuges als Werk einer späteren Phase erklärt); und dann wäre die sichtbare Überdeckungsbreite in W-O-Richtung von fast 14 km (Roßkogel-O-Rand bis zum O-Ende des Drahtkogelzuges) so bedeutend, daß sie unmöglich gegen N am Karbonzug einfach aufhören könnte, ohne ein anderweitiges Äquivalent zu finden. Ein solches ist aber nicht vorhanden; und somit ist der angedeutete Ausweg ungangbar.

Als weiteres Anzeichen für S-N-Bewegung kann man die mächtige Anhäufung von Pseudo-Semmeringquarzit auf der N-Seite der sekundären (tauchenden) Stirn des Drahtkogels betrachten.

<sup>147)</sup> Von der nachträglichen O—W-Störung an der Trofaiachlinie (Vetters 1910) abgesehen!

Dann gibt es aber auch in der Tektonik kleineren Maßstabes deutliche Anzeichen von Bewegungen gegen N. Vor allem der N-schauende Einwickelungskeil des Semmeringmesozoikums in der Gegend zwischen Prein und Orthof (Prof. 58), die auf der O-Seite des Möselbachgrabens in fast vollständigem Zusammenhang aufgeschlossen ist, spricht deutlich für N-Bewegung.

Wir dürfen also auch von diesem Gesichtspunkt aus die alpidischen Vorgänge an der Grenze Grauwackenzone—Semmeringtrias für nordvergent halten; die Überschiebung jener ist über den Semmering hinweg erfolgt.

Es erhebt sich nun die Frage: wieviel von der Innentektonik kann ebenfalls alpidisch sein? Denn, wenn auch die größeren Überschiebungen innerhalb der Grauwackenzone alle sicher oder doch wahrscheinlich variskisch sind — es ist nicht anzunehmen, daß eine so ausgedehnte Masse aus großenteils so leicht umformbarem Material, wie es die meist schieferigen paläozoischen Gesteine darstellen, einen größeren tektonischen Transport überdauern konnte, ohne dabei in ihrem eigenen Inneren allerhand Bewegungsspuren — und z. T. mehr als Spuren! — davonzutragen.

Die Frage ist bisher kaum gestellt worden; und ihre exakte Beantwortung ist auch schwierig; da es ja i. A. an auflagernden Triasresten S von der zusammenhängenden kalkalpinen Bedeckung mangelt. Und gerade da, wo sie (Gebiet des Rauschkogels!) ausnahmsweise vorhanden sind, da erlauben sie wohl ein Auf und Ab schwach ausgeprägter Faltenzüge zu verfolgen (Cornelius 1939); in die eigentliche Innentektonik des Paläozoikums aber sind sie nicht einbezogen.

Nachdem wir aber gesehen haben, daß die alpidischen Bewegungen sowohl an der Basis der Grauwackenzone als auch an ihrer Hangendgrenze nordvergent sind, während die größeren variskischen Schupungsflächen und Deckenbahnen Südvergenz beherrscht, können wir mit einiger Wahrscheinlichkeit erwarten, daß auch im Inneren des paläozoischen Gleitbretterstoßes alpidische Bewegungen i. A. Nordvergenz zeigen werden. Freilich kann dieses Merkmal trügen, und dieser Weg ist folglich nur mit Vorbehalt zu begehen. Einige Sicherheit über die alpidische Zuordnung von bestimmten Bewegungen werden wir nur dort gewinnen, wo sie neben der Nordvergenz auch noch andere Merkmale, z. B. bezüglich der Metamorphose, aus dem variskischen Bau herausheben.

Unter diesem Gesichtspunkte sind vor allem die nachträglichen Verkeilungen der Veitscher-Dolomit- bzw. Magnesitlinsen in die Silbersbergserie hier zu nennen. Diese Linsen sind ja zunächst an der

Basis der Norischen Decke als Schubfetzen gefördert worden; und die westlichen von ihnen, in der Gegend Veitsch—Stübmüinggraben, entsprechen in ihrer Lagerung noch immer dieser Herkunft. Die östlichen aber, vom Arzbachgraben an, fanden wir samt und sonders in die Silbersbergschiefer der Norischen Decke eingewickelt (schon am Sattlerkogel bei Veitsch ist der Beginn einer solchen Einwickelung in der Überkipfung über die norische Schubfläche angedeutet!). Und diese Einwickelungen sind gegenüber so ziemlich allen variskischen Bewegungen durch intensive postkristalline Verformung der Schiefer an den Magnesitkontakten, bis zur Bildung undefinierbarer schwarzer Quetschprodukte, gekennzeichnet: sie sind ein jüngerer Vorgang als die variskischen Deckenbewegungen, welche hier überall kristalline Schiefer oberster Tiefenstufe schufen. Da aber gerade die Bewegung an der Norischen Linie einer sehr jungen variskischen Phase angehört, bleibt schon unter diesem Gesichtspunkt für die Magnesit-Einwickelungen nicht mehr viel anderes übrig, als daß sie alpidisch sein müssen.

Mit jenen im Zusammenhang steht wahrscheinlich eine größere Gleitbewegung des Porphyroids über seine Unterlage von Silbersbergserie; sie ist demnach ebenfalls vermutlich alpidisch.

Die Abscherung der paläozoischen Bedeckung vom Vöstenhofer Kristallin an der „Einzbachlinie“ hat wieder offensichtlich die kristallinen Strukturen der paläozoischen Schiefer zerstört, ist also vermutlich ebenfalls dem alpidischen Zyklus einzuordnen.

Ebenfalls dahin stellen möchte ich die ersichtlich von S nach N bewegten paläozoischen und älteren Schubfetzen unter der Norischen Überschiebung im Stübmüinggraben; eben wegen des Widerspruches zwischen ihrer S—N-Bewegung und der primären, wahrscheinlich N—S gerichteten an der norischen Schubfläche.

Dann gibt es noch eine verhältnismäßig große N- bis NW-vergente Bewegung: die in der Veitschbach-Überfalte beiderseits Neuberg zum Ausdruck kommende. Ihre alpidische Einordnung ist nur mit starkem Vorbehalt möglich; denn hier fehlen eben anderweitige Kennzeichen, die dafür mitbenützt werden könnten. Vielleicht ist sogar damit zu rechnen, daß sie im Streichen gegen W übergeht in jene leichte Überfaltung von Porphyroid über Radschiefer (und z. T. Erzführenden Kalk), die schräg unter dem Rauschkogel durchgeht — aber von der Trias abgeschnitten wird, also wohl variskisch ist. Wenn sie in einer näheren Beziehung zur Veitschbach-Überfalte steht, dann kann auch diese nicht alpidisch, sondern nur variskisch sein! Aber vorläufig bleibe die Frage offen.

Immerhin konnten wir somit eine ganze Reihe von lokalen Bewegungen, die mehr oder minder wahrscheinlich alpidisch einzuordnen sind, anführen. Freilich, sehr groß ist ihr tektonischer Effekt nicht; und wir haben keinen Grund zu der Annahme, daß durch sie die Grauwackenzone unseres Abschnittes wesentlich schmaler geworden wäre, als sie vor dem Einsetzen der alpidischen Bewegungen gewesen ist. Auch für eine Entfernung ihres kristallinen Liegenden da, wo sie heute liegt, durch Verschluckung nach der Tiefe scheint mir kein Platz, da dieses ja im Troiseckzug in großer Ausdehnung erhalten ist, nach O jedoch im Hangenden der Semmeringkuppel z. T. verschwindet, wo keine unmittelbar in die Tiefe weisenden Bewegungsbahnen existieren; es kann hier nur durch Abscherung an der basalen Schubfläche unterdrückt sein! Damit soll jedoch keineswegs in Abrede gestellt sein, daß eine Verschluckung weiter S, im wurzelnäheren Gebiet, bereits von Beginn der alpidischen Bewegungen an, im Gange gewesen sein kann; in dieser oder ähnlicher Form halte ich die Verschluckungshypothese vielmehr für notwendig. Was da verschluckt wurde, war wohl u. a. die paläozoische (und ältere) Unterlage der tieferen Kalkalpendecken im N, die heute ohne solche sind, also die N-Fortsetzung unseres variskischen Grauwackengebirges.

Insgesamt bildet die Grauwackenzone, und zwar höchstwahrscheinlich Norische + Veitscher Decke zusammen, den variskisch verschuppten und heftig durchbewegten, alpidisch vorwiegend als Block bewegten, nur von untergeordneten Teilbewegungen betroffenen<sup>148)</sup> Sockel der über das Semmeringfenster herüberbewegten oberostalpinen Decke.

Wenn meine Ansicht bezüglich des Alters der norischen Überschiebung richtig ist, dann wäre die Veitscher Decke gar keine „Decke“ in dem Sinne, daß sie jemals selbständig bewegt worden wäre; denn im variskischen Bau hat sie zweifellos nicht die Rolle einer solchen gespielt. Ich habe mich gefragt, ob man sie unter diesen Umständen überhaupt als Decke bezeichnen dürfe. Ich möchte aber doch keine andere Bezeichnung dafür einführen, da sie immerhin im Hangenden wie im Liegenden von Bewegungsbahnen begrenzt ist, wenn diese auch wahrscheinlich von sehr verschiedenem Alter sind; aber es gibt schließlich andere Decken genug, die nicht so sehr selbständige Bewegungskörper, als vielmehr mitgeschleifte Lamellen an der Basis übergeordneter Groß-Einheiten sind. Vom beschreibenden Standpunkt aus hat man sie gleichwohl als Decken anzusehen.

<sup>148)</sup> Die Grauwackenzone als eine „Quetschungszone zwischen Zentralalpen und Kalkalpen“ zu bezeichnen (Duftschmid-Wilser 1930, S. 66) schießt sicher weit übers Ziel hinaus!



Auch die Norische Decke ist im alpidischen Bau nicht selbständig bewegt worden; wohl aber im variskischen (wieder unter der obigen Voraussetzung!).

#### 4. Tektonik und Metamorphose.

Die Grauwackenzone ist ein Gebiet ausgesprochen phyllitischer Metamorphose. Auch dort, wo man es ihren Gesteinen mit freiem Auge noch nicht ansieht, entschleiert sie das Mikroskop stets als vollkristalline Schiefer oberster Tiefenstufe, wenn auch von geringer Korngröße (abgesehen ist dabei natürlich von den häufigen Relikten magmatischer bzw. klastischer Bestände, wie sie dem verhältnismäßig schwachen Grade der Umkristallisation entsprechend häufig sind).

Überdauern der Durchbewegung durch die Kristallisation ist das Normale. Doch gibt es einzelne Ausnahmen, wie die bereits erwähnten schwarzen Mylonitschiefer in der Umgebung der Magnesitlinsen, die sich — vgl. oben! — wohl auf verhältnismäßig junge (alpidische) Bewegungen beziehen lassen. Auch die gelegentlich intensive Zertrümmerung des Pseudo-Semmeringquarzits (Waldbachgraben NW unterm Drahtekogel) könnte man hier anführen wollen; freilich ist dagegenzuhalten, daß die Verbreitung solcher Erscheinungen vielleicht eher gegen ihre tektonische Deutung spricht (vgl. S. 183).

Die Mineralfazies ist in der Norischen Decke gekennzeichnet durch (progressive) Neubildung von Muskowit, Chloriten, Chloritoid, Epidot bzw. Zoisitmineralen; in der Veitscher Decke kommt in den tieferen Lagen (Rannachserie!) Biotit in verschiedenen Gesteinen (S. 95 f.) hinzu. Ebenso ist dort eine Zunahme der Korngröße zwar nicht allgemein, aber doch in manchen Fällen unverkennbar.

Beides steht im Einklang mit der Zunahme der tektonischen Tiefe. Und es fragt sich nun: ist die Tiefe im alpidischen oder im variskischen Bau dafür maßgebend?

Dazu ist zweierlei zu bemerken: einmal steigt die phyllitische Metamorphose am Kalkalpenrande bis in den Bereich der tiefsten Werfener Schichten — besonders dort, wo sie mit dem Liegenden Grauwacken-Paläozoikum verfaltet sind, wie im Untergestell der Rax (Cornelius 1936, S. 7). Daß sie zum zweiten auch die Semmeringdecken im Liegenden ergriffen hat, dürfte als bekannt gelten.

Nichtsdestoweniger würde man schwer irren, wenn man nun daraufhin die ganze oder auch den überwiegenden Anteil der Metamorphose zu den alpidischen Geschehnissen stellen wollte. Davor bewahren uns die folgenden Tatsachen:

a) Die Metamorphose war schon im Oberperm vorhanden, und zwar in einer der heutigen schon durchaus ähnlichen

Ausprägung. Das beweisen die Gerölle von ihr entstammenden Gesteinen aus den Prebichlschichten, die keineswegs weniger metamorph sind als dort, wo sie heute anstehen<sup>149)</sup>.

b) Die zuvor erwähnte Veränderung der Metamorphose im Bereich des tiefsten Elements der Grauwackenzone findet keinen Fortgang, wenn wir im alpidischen Bau noch tiefer hinabsteigen: im Gebiet der Semmeringdecken herrscht wieder viel mehr phyllitische Ausbildung; die Neubildung von Biotit hört — in progressiv umgewandelten, insbesondere mesozoischen Gesteinen — wieder auf. (Soweit ich nach den vorliegenden, ziemlich spärlichen Schliffen da urteilen darf; aber auch makroskopisch ist mir da nie ein Gedanke an derartige Neubildungen — der mich hätte veranlassen müssen, das betreffende Stück unter dem Mikroskop zu prüfen — gekommen).

Daraus ist meines Erachtens nur ein Schluß möglich: die phyllitische Metamorphose der Grauwackenzone ist zunächst variskisch ebenso wie ihre Großtektonik; insbesondere gehört die angeführte Korngrößenzunahme und mineralfazielle Änderung nach der Tiefe bereits in den variskischen Bau<sup>150)</sup>! Im alpidischen hat sich jedoch eine ganz ähnliche phyllitische Metamorphose darübergerlegt; die Gesteine konnte sie nicht mehr viel ändern, da sie im wesentlichen schon die Ausbildung besaßen, die sie ihnen hätte verleihen können. Und so wird sie eben nur dort kenntlich, wo ihr Bereich über den der variskischen Metamorphose hinausreicht<sup>151)</sup>: nahe der Hangendgrenze, in den eingefalteten Werfern, und unter der Liegendgrenze, in dem tektonisch überlagerten Mesozoikum. Daß in beiden Richtungen die variskische Metamorphose phyllitischer Fazies nicht ihre natürlichen Grenzen zeigt, braucht kaum besonders bemerkt zu werden; im Hangenden sind diese durch Abtragung, im Liegenden durch Abscherung verschwunden. Und wenn in beiden Richtungen die alpidische Metamorphose darüber hinausgreift, so hat sie doch im ganzen ihren Bereich gegenüber der variskischen mehr nach abwärts — von der Grauwackenzone aus gesehen! — verlagert: ihre natürliche Obergrenze liegt in der Gegend der postvariskischen Auflagerung, und nach abwärts reicht ihre phyllitische Fazies noch tiefer hinab als unsere Beobachtung.

<sup>149)</sup> Das widerlegt die Behauptung von Tornquist 1923, S. 136, bezüglich Gleichsetzung von Blasseneckporphyroid und nicht metamorphen Porphyrgeröllen der Gosau und alle daran geknüpften Schlüsse.

<sup>150)</sup> Da kann ich mit Metz 1938 nicht übereinstimmen, den ähnliche Beobachtungen zur Annahme alpidischen Alters der Metamorphose führen. — Daß die Norische Überschiebung variskisch ist, ist bei mir natürlich Voraussetzung; aber sie wird gerade auch durch die obige Überlegung gestützt.

<sup>151)</sup> Vgl. Cornelius und Clar 1939, S. 279.

### Angeführtes Schrifttum.

#### a) Das Untersuchungsgebiet betreffend. \*)

- Ampferer O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 96, S. 1—56, 1918.
- Angel F.: Gesteine der Steiermark. — Mitt. Naturw. Ver. Steierm. 60, S. 1—302, Graz, 1924.
- Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. — Mitt. Naturw. Ver. Steierm. Bd. 69, S. 5—24, Graz 1933.
- Cornelius H. P.: Aufnahmebericht über Blatt Mürzzuschlag. — Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1929, S. 36—38, 1929.
- Desgl. ebendort 1930, S. 34—38, 1930.
- Vorkommen von Hornblendegabbro in der steirischen Grauwackenzone. Ebendort 1930, S. 149—160, 1930 (a).
- Die Eisenerzlagerstätten südlich der Hohen Veitsch. In: K. A. Redlich, Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten (s. dort!), 1931.
- Aufnahmebericht usw. — V. Geol. Bundesanst. 1932, S. 34—35, Wien 1932.
- Desgleichen; ebendort, S. 32—33, 1933.
- Desgleichen; ebendort, S. 40—41, 1934.
- Zur Gliederung der vorsilurischen Serien der Ostalpen. — Ebendort, S. 70—80, Wien 1935.
- Geologische Karte des Raxgebietes und Erläuterungen; herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1936.
- Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. — Jb. Geol. Bundesanst., Wien 87, S. 133—194, 1937.
- Über Tertiär und Quartär im Müritzal oberhalb Kindberg und seinen Nebentälern. — Jb. Geol. Bundesanst. 88, S. 104—14, Wien 1938.
- Zur Schichtfolge und Tektonik der Müritzaler Kalkalpen. — Ebendort 89, S. 27—175, Wien 1939.
- Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Z. D. Geol. Ges. 92, S. 271—310, Berlin 1940.
- Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. — Mitt. Reichsanst. f. Bodenforschung, Zweigstelle Wien 2, S. 1—7, Wien 1941.
- Die Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone zwischen Ternitz und Turnau. — Ebendort, S. 19—52, Wien 1941 (a).
- Czjžek J.: Das Rosaliengebirge und der Wechsel. — Jb. Geol. Reichsanst. Wien 5, S. 465—529, 1854.
- Diener C.: Bau und Bild der Ostalpen. In: Bau und Bild von Österreich, Wien 1903.
- Duftschnid-Wilser Berta: Probleme aus der nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 82, S. 65—78, Berlin 1930.
- Fabich K.: Analyse eines Biotit-Strahlsteinschiefers. — Verh. Geol. Bundesanst. 1930, S. 162—164; Wien 1930.
- Fötterle F.: Der Eisenbahnbau am Semmering am Schlusse des Jahres 1850. — Jb. Geol. Reichsanst. 1, S. 576—587; Wien 1850.
- Foullon F. v.: Über die petrographische Beschaffenheit der kristallinen Schiefer der unterkarbonischen Schichten. — Jb. Geol. Reichsanst. 33, S. 207—252, Wien 1883.
- Über die Verbreitung und die Varietäten des „Blässeneckgneises und zugehörigen Schiefers. — Verh. Geol. Reichsanst. 1886, S. 111, Wien 1886.
- Gärtner H. R. v.: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 86, S. 241—265; Berlin 1934.

\*) Nicht berücksichtigt ist das rein mineralogische, lagerstättenkundliche und morphologische Schrifttum.

228 H. P. Cornelius †: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nord-

- Gläßner M.: Augensteinschotter im Bereiche des Semmeringkalkes und die geologischen Verhältnisse des Fundgebietes. — Verh. Geol. Bundesanst. 1935, S. 167—171; Wien 1935.
- Göth G.: Das Herzogtum Steiermark, Wien 1841.
- Haberlandt H.: Mineralogische und Lagerstättenkundliches aus Niederdonau. — Verh. Geol. Bundesanst. 1938, S. 196—201; Wien 1938.
- Hauer F. v. und Fötterle F.: Bericht über die Arbeiten der Sektion I. — Jb. Geol. Reichsanst. 3, 4. Heft, S. 56, Wien 1852.
- Hauer F. v.: Übersicht der geologischen Verhältnisse des Erzherzogtums Österreich unter der Enns. (Aus: Statist. Bericht niederöstrerr. Handels- und Gewerbekammer d. Jahr. 1854.) Wien 1855.
- Heritsch F.: Zur Kenntnis der obersteirischen Grauwackenzone. — Cbl. Min. 1910, S. 692—699; Stuttgart 1910.
- Zur Kenntnis der Tektonik der Grauwackenzone im Mürztal. — Cbl. Min. usw. 1911, S. 90—95 und 110—117; Stuttgart 1911.
- Die österreichischen und die deutschen Alpen bis zur alpine-dinarischen Grenze (Ostalpen). — Handbuch region Geol., 2. Heft 5, Abt. A. 153 S. Heidelberg 1915.
- Geologie von Steiermark. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark, 57, Graz 1821.
- Korallen aus dem Karbon der Veitsch in Obersteier. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt. I, 137, S. 767—771; Wien 1928.
- Beiträge zur geolog. Kenntnis v. Steiermark XIII. Die stratigraphische Stellung d. fossilführenden Karbonschichten der Veitsch (Obersteier). — Mitt. naturw. Ver. Steiermark; S. 99—106, Graz 1919.
- Eine Koralle aus der Grauwackenzone der Veitsch in Obersteiermark. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. K., Abt. I, 139, S. 155—160; Wien 1930.
- Paläozoikum der Ostalpen. Aus: Stratigraphie d. geol. Formationen der Ostalpen v. Heritsch u. Kühn. Berlin (Bornträger) 1943, S. 540.
- Karrer F.: Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellen-Wasserleitung. — Abh. Geol. Reichsanst. 9, Wien 1877.
- Keyserling K. Graf: Der Gloggnitzer Forellenstein, ein feinkörniger Orthoriebeckitgneis. — Tschermak's Min. Petr. Mitt. 22, S. 109—158, Wien 1903.
- Koch M.: Mitteilung über einen Fundpunkt von Unterkarbon in der Grauwackenzone der Nordalpen. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 45, S. 294—298; Berlin 1893.
- Kober L.: Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax. — Mitt. Geol. Ges. Wien 2, S. 492—511, Wien 1909.
- Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien 88, S. 345—396; Wien 1912.
- Bau und Entstehung der Alpen. — Berlin (Bornträger) 1923.
- Das alpine Europa und sein Rahmen. Ein geologisches Gestaltungsbild. — Berlin (Bornträger) 1931.
- Der geologische Aufbau Österreichs. — Wien (J. Springer) 1938.
- Kleibelsberg R. v.: Eine paläozoische Fauna aus der Veitsch. — Verh. Geol. Bundesanst. 1926, S. 95—100; Wien 1926.
- Kraus, E.: Der Abbau der Gebirge I: Der alpine Bauplan. — Berlin 1936.
- Kudernatsch J.: Bericht über den Bahnbau am Semmering. — Jb. Geol. Reichsanst. 1, S. 375—376; Wien 1850.
- Metz K.: Die stratigraphische Stellung der Veitsch auf Grund neuer Fossilfunde. — Berg- und Hüttenmännische Jb. 85, S. 1—5; Wien 1937.
- Über die tektonische Stellung der Magnesit- und Erzlagerstätten in der steirischen Grauwackenzone. — Berg- und Hüttenmännische Monatsh. 86, S. 105—113; Wien 1938.
- Michel H.: Quarzitschiefer aus der Veitsch und Rumpfitschiefer von Neuberg. — Tschermak's Min. Petr. Mitt. N. F. 32, S. 175—176; Wien 1913.

- Miller v. Hauenfels:** Die steiermärkischen Bergbaue als Grundlage des provinziellen Wohlstandes; in: Ein treues Bild des Herzogtums Steiermark. Wien 1859.
- Mohr H.:** Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, S. 104—213, Wien 1910.
- Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostspornes der Zentralalpen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 88, S. 633—652, Wien 1912.
  - Das Gebirge um Vöstenhof bei Ternitz. — Ebendort 98, S. 141—162, Wien 1922.
  - Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 75, S. 114—133, Berlin 1923.
  - Zur Entstehungsfrage der alpinen Spatmagnesite vom Typus Veitsch. — Tschermak's min. petr. Mitt. 38, S. 137—158; Wien 1925.
  - Ein neuer Pflanzenfund im metamorphen Carbon der Ostalpen und seine Stellung im alpinen Bauplan. — Cbl. Min. usw., 1933, Abt. B., S. 98—107; Stuttgart 1933.
- Ostreich K.:** Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. — Jb. Geol. Reichsanst. 49, S. 165—212; Wien 1899.
- Peltzmann Ida:** Silurnachweis im Veitschgebiet. — Verh. Geol. Bundesanst. 1937, S. 126—127, Wien 1937.
- Petrascheck W.:** Führer zur montanistischen Exkursion nach Obersteiermark, a) Veitsch—Erzberg. — Mitt. Geol. Ges. Wien 20, S. 144—145; Wien 1927.
- Übersicht der Karbonablagerungen im Bereiche des ehemaligen Österreich-Ungarn. — C. R. Congr. Stratigraph. Carb. Heerlen 1927, S. 513—515; Lüttich 1928.
  - Die Magnesite und Siderite der Alpen. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt. I 141, S. 195—242; Wien 1932.
- Redlich K. A.:** Das Alter und die Entstehung einiger Erz- und Magnesitlagerstätten der steirischen Alpen. — Jb. Geol. Reichsanst. 53, S. 285—000, Wien 1903.
- Die Eisensteinbergbaue der Umgebung von Payerbach-Reichenau. — Berg- und Hüttenmänn. Jb. — S. 267—294, Wien 1907.
  - Über die wahre Natur der Blasseneckgneise am steirischen Erzberg. — Verh. Geol. Reichsanst. 1908, S. 339—341; Wien 1908.
  - Die Erzlagerstätten von Dobschau und ihre Beziehungen zu den gleichaltrigen Vorkommen der Ostalpen. — Z. prakt. Geol. 16/7; Berlin 1908.
  - Der Carbonzug der Veitsch und seine Magnesite. — Z. prakt. Geol. 21, S. 406—419; Berlin 1913.
- Redlich und Großpietsch O.:** Die Genesis der krystallinen Magnesite und Siderite. — Z. prakt. Geol. 21, S. 90—101; Berlin 1913.
- Das Karbon des Semmering und seine Magnesite. — Mitt. Geol. Ges. Wien 7, s. 205—222, Wien 1914.
  - Der Magnesit des Wiesergutes bei Oberdorf an der Lamming und von Arzbach bei Neuberg. — Verh. Geol. Staatsanst. 1921, S. 74—83; Wien 1921.
- Redlich und Stanczak W.:** Die Erzvorkommen der Umgebung von Neuberg bis Gollrad. — Mitt. Geol. Ges. Wien 15 (1922), S. 169—203, Wien 1923.
- Redlich K. A.:** Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. — Herausgegeben im Auftrage d. österreichischen Montangesellschaft. 1/1, S. 1—165; Wien und Düsseldorf 1931.
- Richarz St.:** Die Umgebung von Aspang am Wechsel. — Jb. Geol. Reichsanst. 61, S. 285—335; Wien 1911.

230 H. P. Cornelius †: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nord-

- Schmidt W.: Grauwackenzone und Tauernfenster. — Jb. Geol. Staatsanst. 71, S. 101—116; Wien 1921.
- Schwiner R.: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. — Geol. Rdsch. 20, S. 211—244 und 343—370; Berlin 1929.
- Die älteren Baupläne in den Ostalpen. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 81, S. 110—120; Berlin 1929 (a).
- Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. Bundesanst. 1936; S. 117—124; Wien 1936.
- Die Zentralzone der Ostalpen; in F. X. Schaffer, Geologie der Ostmark, Wien (F. Deuticke) 1939 und Geologie von Österreich 1951.
- Spengler E.: Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. — Jb. Geol. Staatsanst. 70, S. 235—254; Wien 1820 (1921).
- Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. — Verh. Geol. Bundesanst. 1926; S. 127—143; Wien 1926.
- Spengler und Stiny J.: Erläuterungen zu Blatt Eisenerz; herausgegeben v. d. Geolog. Bundesanst. Wien 1926.
- Stache G.: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. — Jb. Geol. Reichsanst. 24, S. 135—273; Wien 1874.
- Über die Verbreitung der silurischen Schichten in den Ostalpen. — Verh. Geol. Reichsanst. 1879, S. 216—223. Wien 1879.
- Elemente zur Gliederung der Silurbildungen der Alpen. — Ebendort; 1884, S. 25—29. Wien 1884.
- Über die Silurbildungen der Ostalpen mit Bemerkungen über die Devon-Karbon- und Permschichten dieses Gebietes. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 36, S. 285—289; Berlin 1884.
- Stur D.: Geologie der Steiermark. Graz 1871.
- Funde von unterkarbonen Pflanzen der Schatzlarer Schichten am Nordrande der Zentralkette in den nordöstlichen Alpen. — Jb. Geol. Reichsanst. 33, S. 189—206; Wien 1883.
- Sueß E.: Das Antlitz der Erde III/2. Wien und Leipzig 1909.
- Sueß F. E. und Mohr H.: Führer zur Exkursion (Tagesausflug) auf den Semmering und den Sonnwendstein. — Mitt. Geol. Ges. Wien 20, S. 68—71. Wien 1927.
- Toula F.: Petrefaktenfunde im Wechsel-Semmeringgebiete. — Verh. Geol. Reichsanst. 1877, S. 195—197, Wien 1877.
- Beiträge zur Kenntnis der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. — Ebendort 1877, S. 240—244, Wien 1877.
- Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen, mit besonderer Berücksichtigung des Semmeringgebietes. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien math.-nat. Kl. 50, S. 121—182; Wien 1885.
- Führer für die Exkursion auf den Semmering. Exkursionsführer IX. inter. Geol. Kongr. Wien 1903.
- Tschermak G.: Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869.
- Die Zone der älteren Schiefer am Semmering. — Verh. Geol. Reichsanst. 1873, S. 62—63, Wien 1873.
- Uhlig V.: Der Deckenbau in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien 2, S. 462—491, Wien 1909.
- Vacek M.: Über die geologischen Verhältnisse des Flußgebietes der unteren Mürz. — Verh. Geol. Reichsanst. 1886, S. 455—464, Wien 1886.
- Über die geologischen Verhältnisse des Semmeringgebietes. — Ebendort 1888, S. 60—71, Wien 1888.
- Einige Bemerkungen über das Magnesitvorkommen am Sattlerkogel in der Veitsch und die Auffindung einer Karbonfauna daselbst. — Ebendort, S. 401—406, Wien 1893.

**b) Andere Teile der nordalpinen Grauwackenzone betreffend.**

- Aigner Gustava:** Eine Graptolithenfauna aus der Grauwackenzone von Fieberbrunn in Tirol nebst Bemerkungen über die Grauwackenzone von Dienten. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt. I, 140, S. 23—55; Wien 1931.
- Angel F.:** Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie. — Jb. Geol. Reichsanst. 68, S. 29—62; Wien 1918.
- Unser Erzberg. — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, Graz 75, S. 227—321, 1939.
- Cornelius H. P.:** Bericht über Aufnahmen in der Grauwackenzone des Ennstales (Blätter Liezen und Gröbming St. Nikolai). — Verh. Zweigst. Wien Reichsstelle f. Bodenforschung 1939, S. 35—38, Wien 1939.
- Czermak F.:** Zur Kenntnis der ersten Fossilfunde vom steirischen Erzberge nebst einigen neuen Beobachtungen über petrographische Verhältnisse und Fossilführung des Sauburger Kalkes. — Jb. Geol. Bundesanst. 81, S. 97—110, Wien 1931.
- Friedrich O. u. Peltzmann I.:** Magnesitvorkommen und Paläozoikum der Entachen-Alm im Pinzgau. — Verh. Geol. Bundesanst. 1937, S. 246—253, Wien 1937.
- Foullon F. v.:** Über die Grauwacke von Eisenerz. — Verh. Geol. Reichsanst. 1886, S. 83—88, Wien 1886.
- Der Blasseneckgneis. — Ebendort. S. 111—117; Wien 1886 (a).
- Gauss O.:** Das Paläozoikum am Südrande des Dachsteins. — Mitt. Reichsamt Bodenforschung, Zweigstelle Wien 2, S. 9—18, Wien 1941.
- Haberfelner E.:** Graptolithen aus dem Unteren Ordovicium von Gaishorn im Paltental. — Verh. geol. Bundesanst. 1931, S. 235—238; Wien 1931.
- Graptolithen aus dem dem Untersilur des Salberges bei Liezen im Ennstal. — Verh. Geol. Bundesanst. 1931, S. 242—246; Wien 1931 (a).
- Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. — Mitt. Abt. Bergbau usw. „Joanneum“ Graz 2, S. 3—32; Graz 1935.
- Graptolithen aus dem Weiritzgraben bei Eisenerz. — Verh. Geol. Bundesanst. 1932, S. 81—89; Wien 1932.
- Die Geologie der österreichischen Erzlagerstätten. — Z. Berg-, Hütten-, Salinenw. im Deutschen Reich 85/6, S. 226—240; Berlin 1937.
- Hammer W.:** Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. — Jb. Geol. Bundesanst. 74, S. 1—34; Wien 1824.
- Die Grauwackenzone zwischen Enns und Paltental. — Jb. Geol. Bundesanst. 82, S. 127—161; Wien 1932.
- Hauser L.:** Der Zug der Grungesteine in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. — Zbl. Min. usw. 1938, Abt. A, S. 20—30, 33—47; Stuttgart 1938.
- (Mit Beitrag von O. Felsler): Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiete der Kainfaleckschollen. — Jb. Zweigst. Wien, Reichsamt f. Bodenforschung 88, S. 217—350; Wien 1938 (a).
- Die diabasischen Effusiva in der Grauwackenschiefer-Serie zwischen Mur- und Ennstal. — N. Jb. Miner. usw. Beil. Bd. 75, Abt. A, S. 205—244; Stuttgart 1939.
- Gesteinskundliche Studie des Profiles Eggeralpe—P 1996 bei Wald (Obersteiermark). — Mitt. Reichsamt f. Bodenf. Zweigst. Wien 1, S. 221—236; Wien 1940.
- Hauser L. und Metz K.:** Serizitporphyroide von Edling bei Trofaiach. — Verh. Geol. Bundesanst. 1935, S. 138—141; Wien 1935.
- Heritsch F.:** Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. II. Versuch einer stratigraphischen Gliederung der Grauwackenzone im Paltental nebst Bemerkungen über einige Gesteine (Blasseneckgneis, Serpentine) und über die Lagerungsverhältnisse. — Sber. Akad. Wiss. Wien math.-nat. Kl. 118, S. 115—135; Wien 1909.

232 H. P. Cornelius †: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nord-

- Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paläozoikales. — Mitt. Naturw. Ver. Steiermark 48 (1911), S. 3—238; Graz 1912.
- Caradoc im Gebiete von Eisenerz in Steiermark. — Verh. Geol. Bundesanst. 1927, S. 60—80; Wien 1927.
- Graptolithen aus dem Sauerbrunngraben bei Eisenerz. — Verh. Geol. Bundesanst. 1931, S. 230—235; Wien 1931.
- Versteinerungen vom Erzberg bei Eisenerz. — Jb. Geol. Bundesanst. 81, S. 111—142; Wien 1931.
- Zur Tektonik des Gebietes von Eisenerz. — Verh. Geol. Bundesanst. 1932, S. 103—108; Wien 1932.
- Hießeleitner G.: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. Jb. Geol. Bundesanst. 79, S. 103—140; Wien 1929.
- Zur Geologie der Erzführenden Grauwackenzone des Johnsbachtales. — Jb. Geol. Bundesanst. 85, S. 81—100; Wien 1935.
- Kern A.: Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges. — Berg- und Hüttenm. Jb. 75, S. 23—29; 49—55; Leoben 1927.
- Metz K.: Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. — Jb. Geol. Bundesanst. 88, S. 165—193. Wien 1938.
- Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. — Mitt. Zweigst. Wien, Reichsanst. f. Bodenf. 1, S. 161—220; Wien 1940.
- Ohnesorge Th.: Über Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen. — Verh. Geol. Reichsanst. 1905, S. 373—377; Wien 1905.
- Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über Tektonik dieser Gebiete. — Verh. Geol. Reichsanst. 1908, S. 119—136; Wien 1908.
- Über Schichtfolge und Bau in der Umgebung von Kitzbühel. — Verh. Geol. Reichsanst. 1909; Wien 1909. S. 350—351.
- Geologische Karte der Umgebung von Kitzbühel 1:25.000, nebst Profiltafel; herausgegeben v. d. Geol. Reichsanst. Wien 1917.
- Blatt Kitzbühel—Zell am See 1:75.000; Geol. Karte von Österreich, herausgegeben v. d. Geol. Bundesanst. Wien 1935.
- Peltzmann Ida: Tiefes Paläozoikum in der Grauwacke unterm Dachstein. Verh. Geol. Bundesanst. 1934, S. 88—89; Wien 1934.
- Silurnachweis im Veitschgebiet. — V. Geol. Bundesanst. 1937, S. 126—127, Wien 1937.
- Redlich K. A. und Preclik: Zur Tektonik und Lagerstättengeneses des steirischen Erzberges. — Jb. Geol. Bundesanst. 80, S. 231—260; Wien 1930.
- Schwinner R.: Analogien im Bau der Ostalpen. — Zbl. Miner. usw. 1915; S. 52—62; Stuttgart 1915.
- Eine neue Stratigraphie für Eisenerz? — Verh. Geol. Bundesanst. 1937, S. 235—241.
- Stiny J.: Porphyרבkömmlinge aus der Gegend von Bruck a. d. Mur. — Zbl. Miner. usw. 1917, S. 407—414; Stuttgart 1917.
- Aufnahmebericht über Blatt Bruck a. d. Mur—Leoben. — Verh. Geol. Staatsanst. 1921, S. 20—22; Wien 1921.
- Blatt Bruck a. d. Mur—Leoben 1:75.000. — Geolog. Karte v. Österreich, herausgegeben v. d. Geol. Bundesanst. Wien 1932.
- Tornquist A.: Interkretazische und Alttertiäre Tektonik der östlichen Zentralalpen. — Geol. Rdsch. 14, S. 110—145, Berlin 1923.
- Trauth F.: Geologie der nördlichen Radstätter Tauern und ihres Vorlandes, I. Teil. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 100, S. 101—212; Wien 1925.
- Gleicher Titel, II. Teil. — Ebendort 101, S. 29—65; Wien 1927.
- Vacek M.: Über die kristallinische Umrandung des Grazer Beckens. — Verh. Geol. Reichsanst. 1890, S. 9—20; Wien 1890.
- Vetters H.: Die Trofaiachlinie. — Verh. Geol. Reichsanst. 1910, S. 151—172; Wien 1910.
- Weinschenk E.: Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten II: Alpine Graphitlagerstätten. — Abh. Bayr. Akad. II. Kl. 21/II, S. 233—278; München 1900.

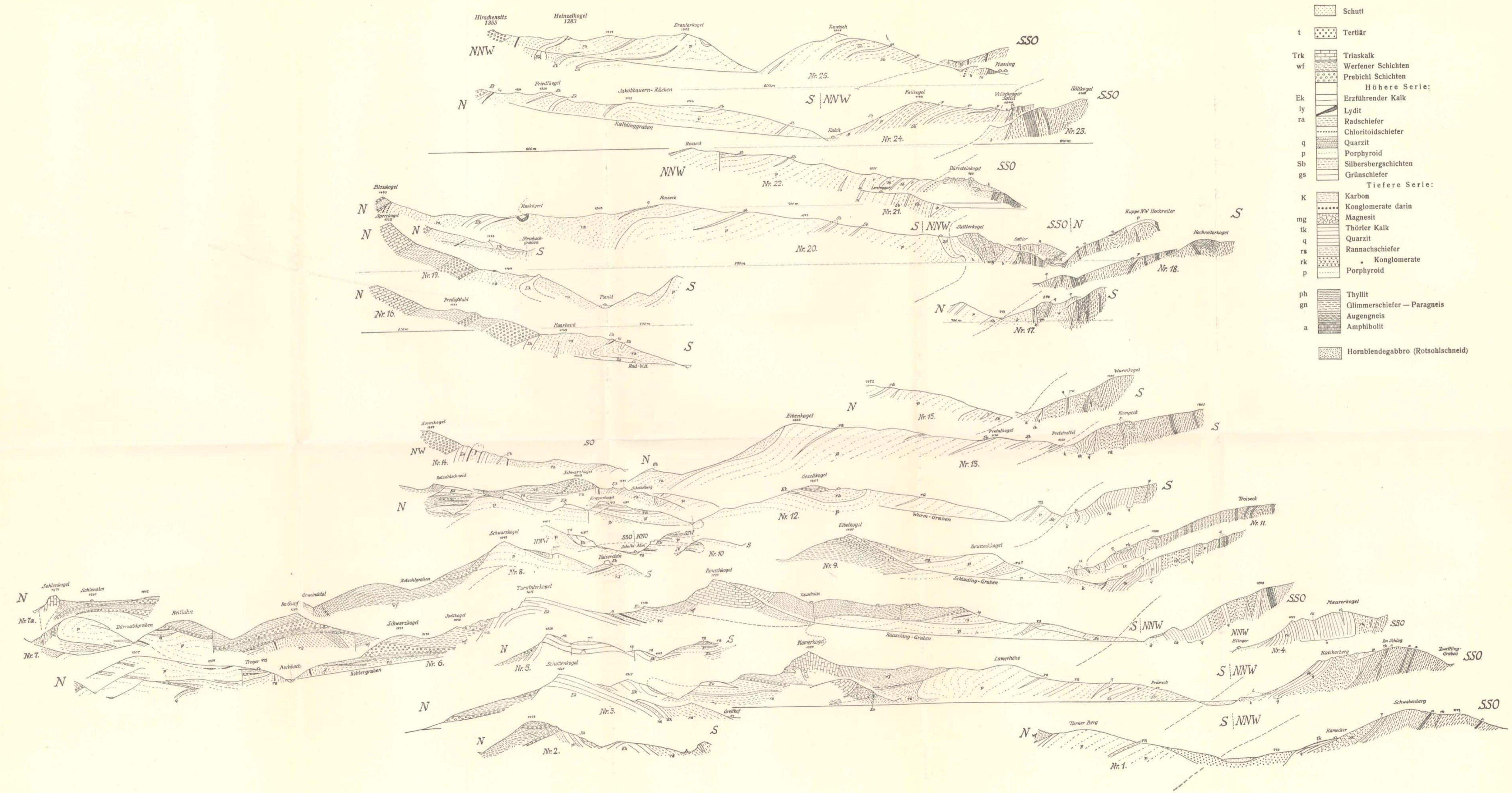


c) Sonstiges angeführtes Schrifttum.

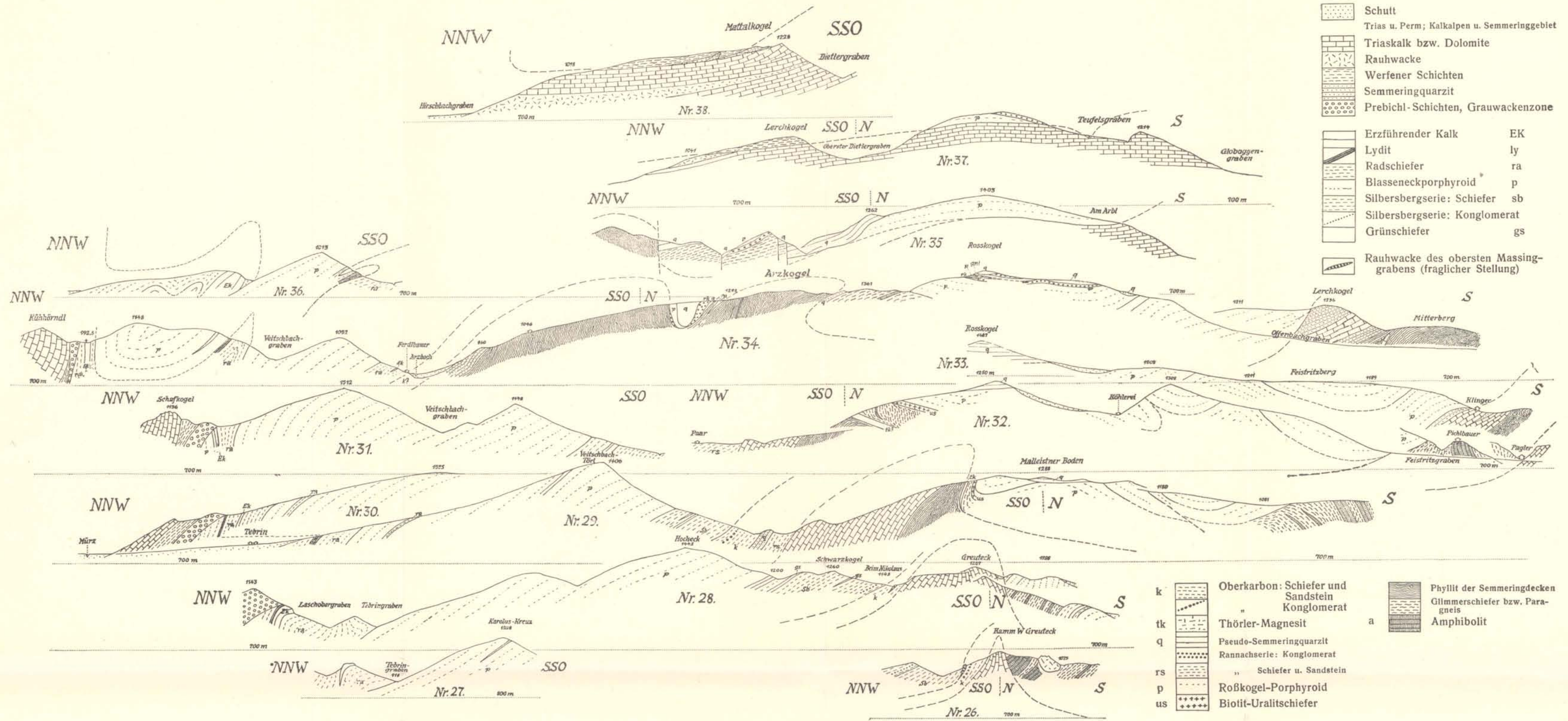
- Angel F.: Geröllstudien im Kohlentertär der Karawanken. — *Karinthia* II, Canaval-Festschr. S. 96—99, Klagenfurt 1935.
- Clar E.: Zur Frage der Entstehung der Bänderung von Kalken. — *Geol. Archiv* 4, S. 38—40; München 1926.
- Zur Frage des Schöcklgebietes bei Graz. — *Jb. Geol. Bundesanst.* 83, S. 113—136; Wien 1933.
- Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. — *N. Jb. Miner. usw. Beil.-Bd.* 74, Abt. S. 1—39; Stuttgart 1925.
- Cornelius H. P.: Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. — *Geol. Rdsch.* 11, S. 289—318; Berlin 1921.
- Über tektonische Breccien, tektonische Rauhacken und verwandte Erscheinungen—*Centrbf. Miner. usw.* 1927, Abt. B, Nr. 4, S. 120—130; Stuttgart 1927.
- *Geologie der Err-Julier-Gruppe I.* — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.* 70, S. 1—321; Bern 1935.
- Zur Deutung gefüllter Feldspäte. — *Schweiz. min. petr. Mitt.* 15, S. 4—30; Zürich 1935 (a).
- u. Clar E.: *Geologie des Großglocknergebietes I.* — *Abh. Zweigst. Wien Reichsanst. f. Bodenf. (ex Geologische Bundesanst.)* 25, S. 1—305, Wien 1939.
- Dal Piaz G. B.: La discordanza ercinica nella Zona penninica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* vol. LVIII, f. 1; Roma 1939.
- Déverin L.: Symptômes de métamorphisme précoce dans les roches sédimentaires; formation de silicates authigènes. — *Bull. Soc. vaud. sci. nat.* 59, S. 41—44; Lausanne 1936.
- Fischer G.: Die Petrographie der Grauwacken. — *Jb. Preuß. Landesanst.* 54, S. 320—343; Berlin 1935.
- u. Udluft H.: Einheitliche Benennung der Sedimentgesteine. — *Jb. Preuß. Landesanst.* 56, S. 517—538; Berlin 1935.
- Frech F.: Die Karnischen Alpen. Ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgstektonik. — Halle 1892 u. 1894.
- *Geologie der Radstätter Tauern.* — *Geol. u. pal. Abh.*, herausgegeben von Koken, N. F. V (der ganzen Reihe Bd. IX), Heft 1; Jena 1901.
- Geyer G.: Die Aufschließungen des Boßbrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. — *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.* 82, S. 1—40; Wien 1914.
- Gignoux G.: *Géologie Stratigraphique.* — Paris 1936.
- Gignoux M.: Les problèmes géologiques de la région Vanoise—Mont Pourri. — *Trav. Lab. géol. Univ. Grenoble* 1938.
- Gignoux M. u. Moret L.: Description géologique du bassin supérieur de la Durance. — *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble* 21, 1937 (1938), S. 1—295; Grenoble 1938.
- Heritsch F.: Eine neue Stratigraphie des Paläozoikums von Graz. — *Verh. Geol. Bundesanst.* 1927, S. 223—228; Wien 1928.
- Die Karnischen Alpen. — Herausgegeben vom Geol. Inst. Univ. Graz 1936.
- u. Thurner A.: Graptolithenfunde in der Murauer Kalkphyllitserie. — *Verh. Geol. Bundesanst.* 1932, S. 92—93; Wien 1932.
- Das Paläozoikum I. (Aus: Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen von Heritsch und Kühn, Bornträger 1943).
- Hundt R.: Silurische Graptolithenmeere und rezente Äquivalente im biologischen, hydrographischen und morphologischen Vergleich. — *Geol. Meere u. Binnengewässer* 2, S. 424—441, Berlin 1938.

234 H. P. Cornelius †: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis zum Afleazer Becken

- Jongmans W. J.: Die Flora des Stangalpengebietes. — C. R. II, Int. Congr. stratigraphie carbonifère, S. 1259—1298; Maestricht 1938.
- u. Gothan W.: Betrachtungen über die Ergebnisse des zweiten Kongresses für Karbonstratigraphie. — C. R. 2. Congr. stratigr. Carb. Heerlen 1935, S. 1—40; Maestricht 1937.
- Kraus E.: Faziesstudien im Alt- und Neurotsandstein. — Acta Universitatis Latviensis, math.-phys. Reihe 1, S. 291—370; Riga 1931.
- Lugeon M.: Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles Rouges. — C. R. Acad. sciences, Paris 162, S. 426—428; Paris 1916.
- Mügge O.: Untersuchungen über die Lenneporphyre in Westfalen und in den angrenzenden Gebieten. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. 8, S. 535—721; Stuttgart 1893.
- Niggli P.: Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrand des Gotthardmassivs. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 36, S. 1—93; Bern 1912.
- Richter O.: Das Grenzgebiet Alpen—Pyrenäen. — Abh. Ges. Wiss., Göttingen, math.-nat. Kl., 3. Folge 19, S. 45—352; Göttingen 1939.
- Sander B.: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. II. Teil. Wien (Springer) 1950.
- Schloßmacher K.: Datensammlung gesteinsbildender Minerale. — Fortschr. f. Min. 19, T. 2, S. 198—217, 1935, und Bd. 21, S. 341—402, 1937.
- Schwinner R.: Das Paläozoikum am Brenner; Vergleiche und Wertungen. — Zbl. Min. usw. 1925, Abt. B. S. 241—249, 273—280; Stuttgart 1925.
- Das Karbon-Gebiet der Stangalpe. — C. R. 2. Congr. stratigr. Carb. Heerlen 1935, S. 1171—1257; Maestricht 1938.
- Thurner A.: Geologie der Stolzalpe bei Murau. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark 64/65, S. 101—135; Graz 1929.
- Neue Profile aus der Bergwelt um Murau (Karchauer-Eck-Biasenkogel). — Verh. Geol. Bundesanst. 1930, S. 214—221; Wien 1930.
- Die Stellung der fraglichen Trias in den Bergen um Murau. — Sber. Akad. Wiss. Wien, mat.-nat. Kl., Abt. I, 144, S. 191—229; Wien 1935.
- Geologie der Frauentalpe bei Murau. — Jb. Geol. Bundesanst. 86, S. 303—336; Wien 1936.
- Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. — Verh. Geol. Bundesanst. 1947, S. 84—94; Wien 1947.
- Weinschenk E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes, III. Die kontaktmetamorphe Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. — Abh. Bayr. Akad. Wiss. 1936, S. 53; München 1936.
- Die S. 38 in Aussicht gestellte Arbeit über den Riebeckitgneis ist inzwischen erschienen:
- Cornelius H. P.: Zur Geologie der Riebeckitgneise in der Grauwackenzone des Semmeringgebietes. — Tschermak's min.-petr. Mitt. (Dritte Folge) 2, Heft 1, S. 24—26, Wien 1950.



[Pattern]	Schutt
[Pattern]	Tertiär
[Pattern]	Triaskalk
[Pattern]	Wenfener Schichten
[Pattern]	Prebichl Schichten
Höhere Serie:	
[Pattern]	Erzführender Kalk
[Pattern]	Lydit
[Pattern]	Radschiefer
[Pattern]	Chloritoidschiefer
[Pattern]	Quarzit
[Pattern]	Porphyroid
[Pattern]	Silbersbergschichten
[Pattern]	Grünschiefer
Tiefere Serie:	
[Pattern]	Karbon
[Pattern]	Konglomerate darin
[Pattern]	Magnetit
[Pattern]	Thörler Kalk
[Pattern]	Quarzit
[Pattern]	Rannachschiefer
[Pattern]	Konglomerate
[Pattern]	Porphyroid
[Pattern]	Thyllit
[Pattern]	Glimmerschiefer — Paragneis
[Pattern]	Augengneis
[Pattern]	Amphibolit
[Pattern]	Hornblendegabbro (Rotsohlschneid)



Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzer Becken.

