

Zur Geologie des Schöcklgebietes bei Graz.

Von Eberhard Clar, Graz, Technische Hochschule.

(Mit 1 Karte und 13 Abbildungen.)

Der Name des Grazer Hausberges hat in den Erörterungen, die die stratigraphische Neuordnung der Ablagerungen des Grazer Paläozoikums herbeiführten, durch die Bezeichnung „Schöcklkalk“ für den wichtigsten tieferen Kalkkomplex des Grazer Paläozoikums des öfteren Erwähnung gefunden. Trotzdem sind geologische Beobachtungen aus dem engeren Schöcklgebiete noch nicht oder kaum herangezogen worden, und es erscheint daher von vornherein als eine lohnende Aufgabe, die Leistungsfähigkeit der neuen Auffassung für Schichtfolge und Bau im Schöcklgebiete selbst zu überprüfen.

Hier können vor allem die südlichen Vorlagen etwas beitragen, wo, wie die Kartenskizze zeigt, „Übergangsschichten“¹⁾ und obere Schiefer den Kalk überlagern und sich in seinem Liegenden eine mächtige „Grenzzone“²⁾ gegen das Radegunder Kristallin einstellt; das Gipfelgebiet selbst ist, wie bekannt, eine recht eintönige, fossilfreie Bänderkalkmasse mit unübersichtlicher Faltungs- und Bruchtektonik.

Die Frage nach dem Alter des Schöcklkalkes braucht hier nicht wieder aufgeworfen zu werden, denn sie ist durch die neuerlichen Fossilfunde hinreichend beantwortet;³⁾ sein devonisches Alter ist eine Tatsache, der jede ernst zu nehmende tektonische Deutung Rechnung zu tragen hat.⁴⁾ Für eine unveränderte Übernahme von Schwinnners Lösung⁵⁾ und Anwendung der neuen Stratigraphie⁶⁾ ergeben sich aber doch gewisse Schwierigkeiten daraus, daß an nicht wenigen Punkten aus Vorkommen und Auflagerungsart der „Übergangsschichten“ auf eine stratigraphische Verknüpfung von Schöcklkalk und Taschenschiefnern, die Schwinner als Überschiebungsmasse deutet, geschlossen wird.

1) F. Heritsch, Geologie der Steiermark, S. 195, Fig. 53.

2) Bezeichnung im Sinne von Kuntzschig und Waagen.

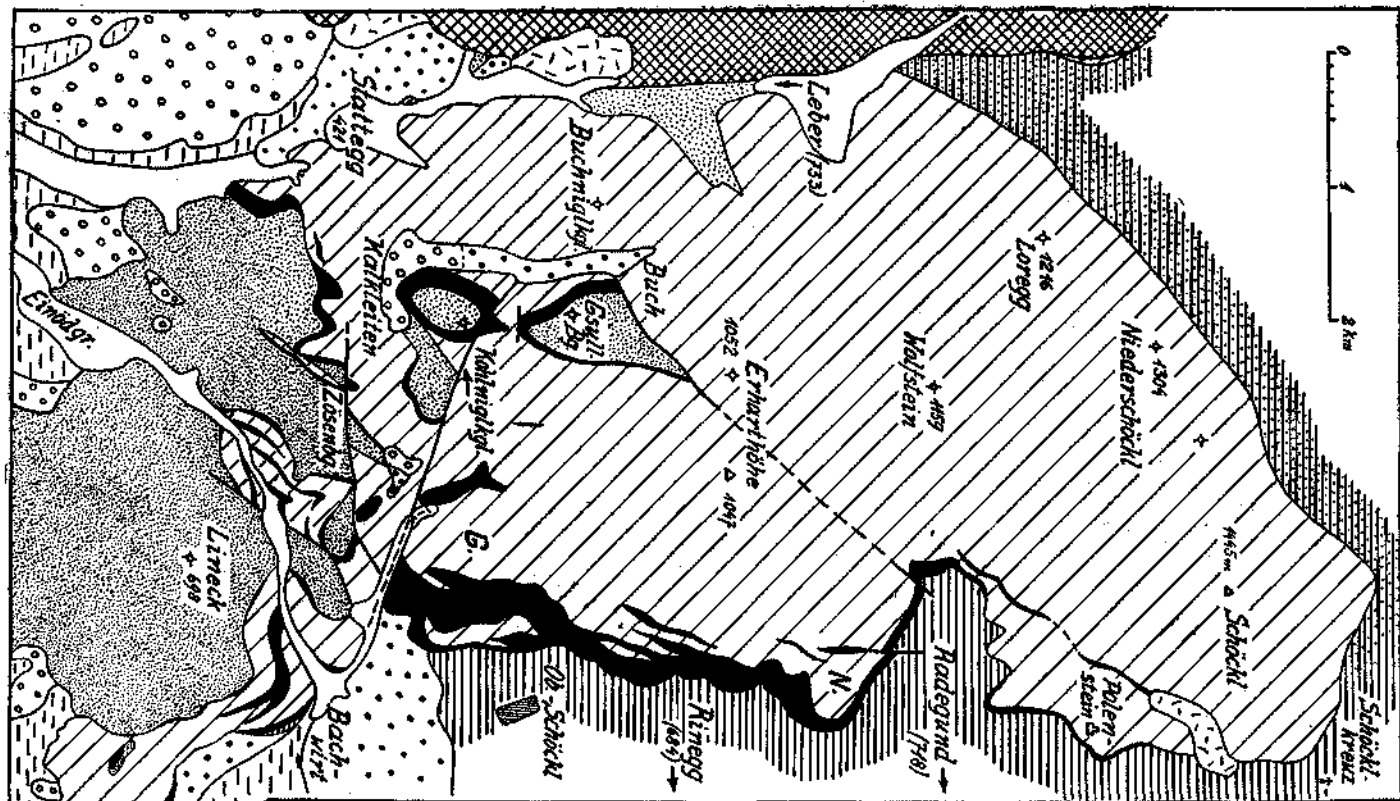
3) F. Heritsch, Devonische Versteinerungen aus dem Schöcklkalk von Peggau bei Graz. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1929.

F. Heritsch und R. Schwinner, Versteinerungen aus dem Schöcklkalk; ebenda 1932.

4) Denn auch Waagen, der trotz der Fossilien von 1929, deren Gestein er durch ein Bruchsystem aus dem Schöcklkalk ausscheidet, an der alten Stratigraphie im Sinne von Conrad Clar festhält, schreibt (Sitzungsberichte, 139. Bd., 1930, S. 420): „Das Problem des Schöcklkalkes ist nämlich der springende Punkt, mit dem die ganze Hypothese Schwinnners steht oder fällt: besitzt dieser silurisches oder devonisches Alter und ...“. Nach den weiteren Fossilfunden steht sie also.

5) R. Schwinner, Das Bergland nordöstlich von Graz. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abt. I, 134. Bd., 1925.

6) F. Heritsch, Eine neue Stratigraphie des Paläozoikums von Graz. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927.



Geologische Übersichtskarte des Schöcklstockes (im N nach R. Schwinner).

Horizontale Schraffen = Radegunder Kristallin. Schraffen und Punkte = Untere Schiefer. Schräge Schraffen = Schöcklkalk. Schwarz = Grenzzone (Liegend) und Übergangsschichten (Hangeul). Feine Punkte = Obere Schiefer (Taschenschiefer). Kreuzschraffen = Devon der Raanach. Horizontalstriche = Terliäre Tone. Ringe = Pontische Schotter. Wirre Striche = Eggenberger und Gehänge-Breccie. Grobe Punkte = Rotschutt. Weiß = Talanschüttungen. N = Novystein. G = Gregerbauer.

Diese Verhältnisse hat erst Penecke,¹⁾ dann Heritsch²⁾ beschrieben, später hat insbesondere Mohr,³⁾ weiters Waagen⁴⁾ und der Verfasser⁵⁾ darauf hingewiesen. Die Hauptfrage für die Tektonik (und auch eine genauere Stratigraphie) des Schöcklgebietes ist also derzeit die nach der Stellung der Übergangsschichten zwischen Schöcklkalk und Taschenschiefen. Dazu ist auch die Kenntnis der den Schöcklkalk unterlagernden „Grenzzone“ notwendig, auf die zuerst eingegangen werden muß.

Die „Grenzzone“, in unserem Gebiete besonders gut entwickelt, ist ein langer, mannigfaltig zusammengesetzter Gesteinsstreifen, der bei Maria-Trost beginnt, am Nordostfuß des Linecks schlecht aufgeschlossen und anscheinend in geringer Mächtigkeit durchzieht, dann am Ostrand des Schöcklstockes plötzlich zu bedeutender Mächtigkeit anschwillt und geschlossen bis westlich Radegund verfolgt werden kann (Karte). Hilber hat zuerst daraus Gesteine gesammelt,⁶⁾ Heritsch⁷⁾ daraus Serizitschiefer, Kalkglimmerschiefer, gelb anwitternde dünschiefrige Kalke mit glimmerigen bis phyllitischen Häuten, bläuliche Kalke, dann sandige glimmerige Kalke, Zellenkalke, Rauhwacken, dolomitische Kalke und Sandsteine, sowie Diaphthorite und Mylonite namhaft gemacht. Diese Bildungen sind nicht dem Grenzphyllit im ursprünglichen Sinne gleichzusetzen, sie entsprechen aber der von Kuntschnig⁸⁾ aus der Unterlage des Schöcklkalkes der Gegend von Weiz beschriebenen Folge.

An Hand einiger Profile sei eine eingehendere Darstellung von Schichtbestand und Bau der Zone gegeben.

Am Kamm zwischen Gregerbauer (Punkt G. der Karte)⁹⁾ und Bachwirt (Profil 1) erreicht die „Grenzzone“ eine Mächtigkeit von über 300 m zwischen den Granatphylliten des Radegunder Kristallins (das in die Untersuchung nicht miteinbezogen wurde) und dem einheitlichen Schöcklkalk; es herrschen schieferige Kalkgesteine und Sandsteine. Bei den ersteren sind unterschieden: rötliche Schieferkalke, das sind stets gut geschieferte, feinkristalline Kalke, die häufig gut plattig werden (mehrere Zentimeter und darunter), auch öfters als Knollenkalke be-

1) A. Penecke, Das Grazer Devon. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1893.

2) F. Heritsch, Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz, IV. Teil. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1917, 94. Bd., S. 356.

3) H. Mohr, Archaische Krinoiden? Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927, und Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1927. B.

4) L. Waagen, Der geologische Bau des Gebirges zwischen Frohnleiten, Übelbach und Deutsch-Feistritz. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1930, 139. Bd., S. 323ff. Aufnahmsberichte der Geologischen Bundesanstalt, 1929 und 1931.

5) E. Clar, Neue Beobachtungen über die jüngeren Stufen des Paläozoikums von Graz. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1929.

6) V. Hilber, Geologie von Maria-Trost. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1910 (als Glimmerschiefer und Gneis bezeichnet).

7) F. Heritsch, Grundlagen der alpinen Tektonik. Borntraeger 1924, S. 145. Anmerkung.

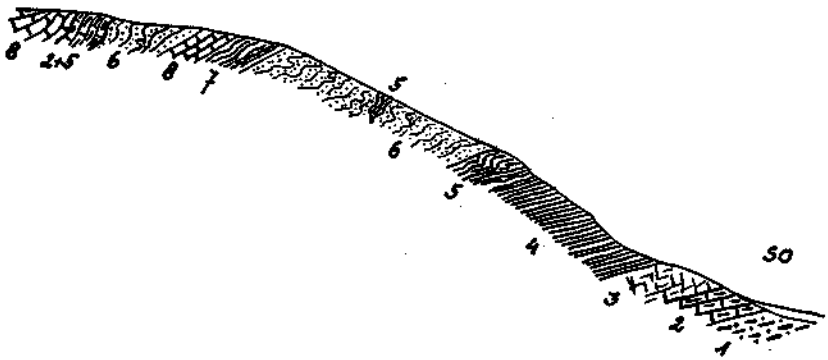
8) A. Kuntschnig, Das Bergland von Weiz. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1927, 63. Bd.

9) Als genauere topographische Grundlage möge die neue Karte 1:50.000 (Blatt Graz W) benützt werden, der die Namen entnommen sind.

zeichnet werden könnten, von meist lichtroter, auch bis dunkelroter Farbe. Gelbliche Lagen gleicher Art können eingeschaltet sein oder die roten im Streichen ablösen. Die Schieferung ist durch glimmerige oder phyllitische Häute bezeichnet; ein geringer Quarzgehalt ist in der Regel vorhanden, er kann so weit anwachsen, daß er an der Härte des Gesteins erkennbar wird. Gelbliche sandige Kalkschiefer sind als schmale Einlagerungen gewöhnlich nicht ausscheidbar.

Die gelben Kalkschiefer sind durch Übergänge mit den rötlichen Schieferkalken verbunden. Bei ihnen ist der Quarzgehalt meist mehr erkennbar, die Glimmerhäute pflegen ausgeprägter zu sein; die starke Schieferung wirkt sich linsenbildend aus.

NH Gregerbauer



Profil 1. Kamm des Weinberg (nordwestlich Bachwirt); Länge etwa 800 m.

1 = Granatphyllit des Radegunder Kristallins. 2 = Rötliche Schieferkalk, auch knollig. 3 = Brecciöser Schöcklkalk. 4 = Gelbe Kalkschiefer. 5 = Dunkelgraue Kalkschiefer. 6 = Dolomitsandstein und dolomitischer Quarzit. 7 = Graue und gelbe Kalkschiefer. 8 = Schöcklkalk, gebändert.

Die dunkelgrauen Kalkschiefer erinnern in diesem Profil an die Kalke des *er* von Plankenwart; sie sind etwas gröberkristallin als diese und die Schieferung ist durch phyllitische Bänder noch stärker betont; an den Schichtflächen greift die Verwitterung unter gelber Verfärbung vor. In diesen Kalkschiefern fanden sich einzelne glänzende Kalkspatflitter, die auf Crinoidenstielglieder bezogen werden können.

Sandsteine werden in diesem Profil mächtiger als sonst irgendwo in der Grenzzone. Sie erinnern im Handstück durch ihr quarzitisches Aussehen sofort an die Dolomitsandsteine des Unterdevons, auch in Färbung und Zerfallsart, und auch bei ihnen wird der Karbonatgehalt, besonders an verwitterten Stücken, deutlich.

Das Parallele der beiden Gesteine ist auch im mikroskopischen Aufbau nicht zu verkennen: Das Mengenverhältnis von Quarz-Feldspat zu Dolomit und zu Glimmer bleibt bei den untersuchten Stücken innerhalb der von Angel¹⁾ aus dem sicheren Unterdevon namhaft gemachten Werte, nur scheint der Dolomit hier im Mittel etwas schwächer vertreten als dort. Dadurch kommt es bei den verhältnismäßig quarzreichen

¹⁾ F. Angel, Dolomitsandsteine des Grazer Paläozoikums. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1929, 64./65. Bd.

Stücken zur unmittelbaren Bindung eines Teiles der Quarzkörner und die Korntrennung durch dolomitisches Bindemittel wird weniger streng, weshalb ein Teil dieser Gesteine bereits als dolomitische Quarzite zu bezeichnen ist. Einander berührende Quarze sind innig verzahnt; zum Teil sind solche Quarzkorngruppen sicher durch Zerfall größerer Sandkörner entstanden, zum anderen dürfte das Bindemittel bereits primär dazwischen gefehlt haben. Die von Dolomit umschlossenen Quarzkörner sind wie bei den unterdevonischen Dolomitsandsteinen meist eckig, sogar splitterig, doch auch häufig nahezu isometrisch. Die Begrenzung ist wie dort zersägt, Böhmsche Streifung und starke undulöse Auslöschung ist allgemein.

Feldspate von gleicher Größe finden sich nicht selten, sie sind immer, im Gegensatz zu den stets schwach getrübten Quarzen, vollständig klar; soweit bestimmbar, saurer Oligoklas und deutlich gegitterter Mikroclin. Zertrümmerungen sind selten, undulöse Auslöschung wird beobachtet.

Der feinkörnige, immer gelb gefärbte Dolomit ist bald durchziehendes Kornbindemittel, bald wieder nur Zwickelfülle, was aber wahrscheinlich auch durch Zusammenwanderungen während der Durchbewegung gefördert wurde. Limonitflecken sind häufig, ebenso schwarzes Pigment, selten Rutilkörner, Zirkon, Apatit.

Viele Typen dieser Gesteine sind merkbar geschiefert und diese Schieferung wird im Schriff durch hellen Glimmer betont. Es lassen sich primäre, stets gebogene Glimmerblättchen von jüngeren Serizit, der sich überwiegend an die dolomitreichen Partien heftet, unterscheiden. Glimmer wurde bis zu einer Menge von 7% gezählt. Manche Typen können im Handstück bereits als Serizitquarzite bezeichnet werden.

Innerhalb der Sandsteinquarzitmasse gibt es auch hier, wie im sicheren Unterdevon, dünne Lagen sandiger phyllitischer Schiefer, oder die Sandsteine können durch gestreckte kleine Phyllitflatschen fleckig erscheinen.

Schöcklkalk erscheint im Profil in drei verschiedenen Ausbildungen: einmal, im tieferen Band, als Breccie eines dunklen feinkristallinen Kalkes, dessen Bruchstücke von stark wechselnder Größe (Zentimeter bis Dezimeter Durchmesser) durch weißen Kalkspat innig verkittet sind. Eine Verwechslung mit den gleich zusammengesetzten Gehängebreccien (ohne rotes Bindemittel) an anderen Orten kommt wegen der geringen Lückigkeit nicht in Frage. Echter, aber wenig gebänderter Schöcklkalk ist mit ihr seitlich verknüpft; wir halten die Breccie für tektonisch.

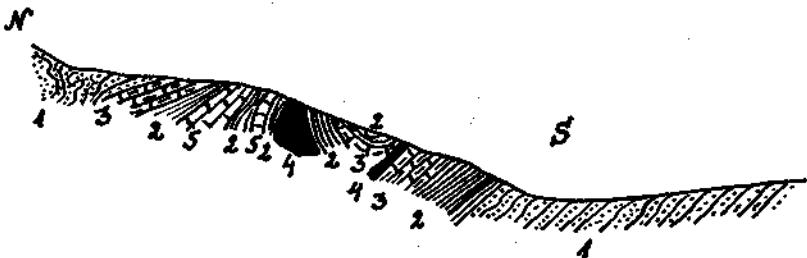
Das höhere, den Kalkschiefern und Sandsteinen eingeschaltete Band (beim Gehöft „Weinberghansl“ in einem kleinen Steinbruch aufgeschlossen) hat seinerzeit die ersten Stücke zum Studium der Faltenbilder im Schöcklkalk geliefert.¹⁾ Der Kalk ist schärfer gebändert als die meisten anderen Schöcklkalke und heftig verfalt, läßt in verwitternden Stücken verhältnismäßig hohen Sandgehalt erkennen und führt schmale Lagen von grauglänzenden, kalkig-sandigen Phylliten; solche fehlen der Hauptmasse des Schöcklkalkes.

¹⁾ E. Clar, Zur Frage der Entstehung der Bänderung von Kalken. Geologisches Archiv, 1926, 4. Jahrg.

Im Hangenden stellt sich nach einem Band verschiedener verschuppter Kalkschiefer als dritte Art gleich der typische, einheitliche Schöcklkalk ein, für den auf die Beschreibung durch Schwinner¹⁾ verwiesen wird, die auch hier zutrifft. Einzelne Besonderheiten aus der Hauptmasse werden unten noch erwähnt.

In den höheren Teilen des Profils ist durchwegs eine heftige Kleinfaltung zu beobachten, die die große Mächtigkeit der Sandsteine herbeiführt und im Hangenden in steilere Schichtlagerung überleitet. Die Achsen der Kleinfalten streichen nahe um N—S.

Stärkere tektonische Störung ergibt sich aus dem Vergleich mit dem Profil 2 aus dem südwestlichen Hang desselben Kammes, nur gute 100 m sählig entfernt. Das liegende und hangende Sandsteinband hier ist die streichende Fortsetzung der beiden Bänder des ersten Schnittes; der sie trennende Zug ist auf die kurze Strecke hin weit mannigfaltiger geworden und stärker gestört. Neben gleichen Gliedern treten rote und gelbe Schieferkalke gut aufgeschlossen hervor und sind hier vereinzelt bei dunklerer



Profil 2. Im Südhang am Weinberg; Länge etwa 450 m.

1 = Dolomitsandstein und Quarzit. 2 = Graue Kalkschiefer. 3 = Rötliche und gelbe Schieferkalke, teils rauhwackig. 4 = Hellgrauer Dolomit. 5 = Schöcklkalk.

Rotfärbung als Zellenkalke entwickelt; auch gelbe Rauhwackenbänder erscheinen. Neu sind hellgraue Dolomite mit typischem hackigem Bruch, die gesteinskundlich den „hellen Dolomiten“ im Normalprofil des untersten Unterdevons (Plawutsch) gleichen. Hangend der Dolomite sind grau-gelbe Kalkschiefer mit dunklen, wenig gebänderten Kalken, die bereits dem Schöcklkalk zugezählt werden können, inniger als im Profil darstellbar, verschuppt.

Die lebhaftere Verfaltung führt in dem hangenden Sandsteinband bereits zur Stengelbildung aus Walzfalten, besonders gut in weißeren, quarzitischen Lagen.

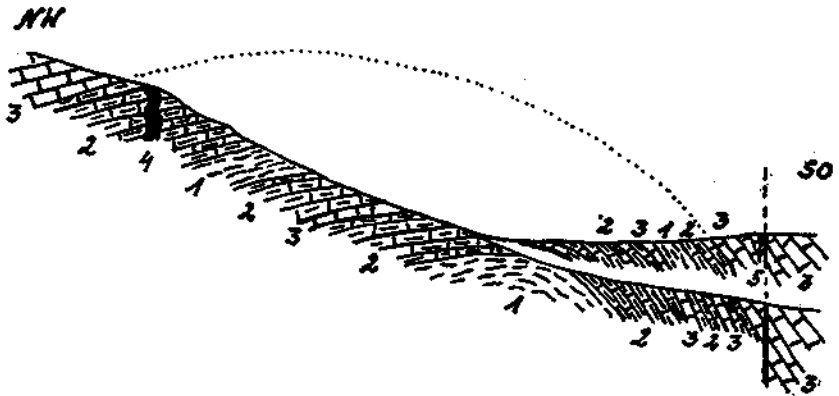
Gute Aufschlüsse in Dolomitsandsteinen und Dolomiten im Liegenden von Schöcklkalk trifft man auch im mittleren Einödgraben, bei der Einmündung des Glockengrabens; auch hier mit gleich lebhafter Kleinfaltung. Auf diesen Bereich wird noch später zurückzukommen sein.

Im inneren Tränkgraben (westl. Bachwirt), etwa $\frac{1}{2}$ km westlich der obigen Profile, taucht in der Schöcklkalkmasse die Grenzzone in einem langgestreckten Fenster, das südlich durch einen Bruch abgeschnitten ist, wieder (Profil 3) auf; seine flach kuppenförmige Aufwölbung geht nach

1) l. c.

Nord unter heftiger Faltung in einen N—S-streichenden, steilgepreßten Aufbruch über. Neben roten und gelben Schieferkalken, Rohwacken, wenig dunklen Kalkschiefern und Schöcklkalk erscheinen wieder neue Glieder; am auffallendsten lichtrosa gefärbte Dolomitreccien, die den Schieferkalken in den tiefen Teilen eingeschaltet sind. Es ist ein tektonisch stärkst mitgenommener Dolomit, in dem feine rote Adern die einzelnen Bruchstücke (meist unter 1 cm Durchmesser) trennen.

Zutiefst liegen Kalkphyllite, das sind hier Phyllite mit kleinen Linsen von gelb verwitterndem, grobkörnigem Karbonat. Wir halten sie für Mischgesteine, Kalkphyllite zweiter Art nach Angel,¹⁾ also das Karbonat für später (im Zuge der Durchbewegung) aufgenommen.



Profil 3. Im inneren Tränkgraben; Länge etwa 300 m.

1 = Kalkphyllit. 2 = Rötliche und gelbe Schieferkalken, in Lagen breccios und rauh-wackig, auch Lagen von lichtrosa Dolomitreccien. 3 = Schöcklkalk. 4 = Quarzgang. 5 = Rötliche Schiefer.

An der Bruchstörung (Tränkgrabenbruch) sind in den Schöcklkalk in einem Aufschluß 1—2 m rote Schiefer eingeschleppt.

In einem Hohlweg nordwestlich von Oberschöckl gegen das Gehöft Mayroid am Römerweg (Profil 4) ist die Hangendgrenze des Radegunder Kristallins, die sich gegen Nord allmählich höher heraushebt, gut aufgeschlossen.

In den höchsten Lagen des Kristallins bemerkt man hier, wie allgemein im Gebiete, stärkere Verschieferung bis zum Auftreten von Phylloniten; Diaphthorese ist nur ganz vereinzelt an chloritischer Zerstörung der Granaten zu erkennen, wie z. B. prächtig in der Nähe des Sternwirtes bei Maria-Trost. Es scheint aber, daß die Zerstörung des Mineralbestandes des Kristallins an der Basis des Paläozoikums allgemeiner ist, denn in allen guten Aufschlüssen der Grenze ist zu beobachten, daß die im Liegenden sehr reichliche Granatführung in den phyllitähnlichen Gesteinen der Bewegungsbahn selbst verschwindet. Die Angehörigen des Kristallins wurden nicht mehr in Schliffen untersucht.

Als erstes Band der hier etwa 100 m mächtigen Grenzzone erscheinen stark verschieferte, sandreiche gelbe Kalkschiefer, drüber ein kalkhaltiger

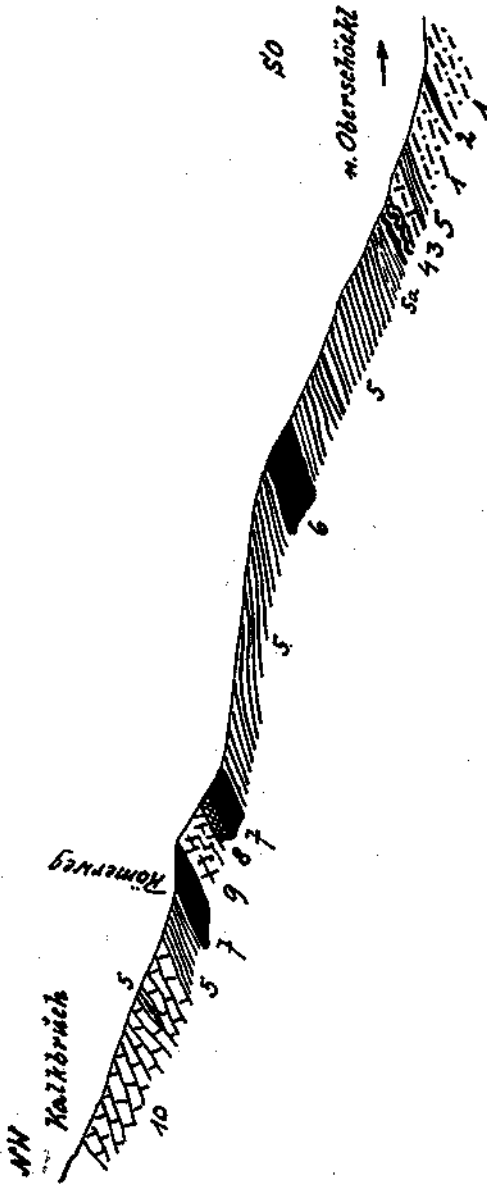
¹⁾ F. Angel, Der Stüdlgrat; Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1920.

Kristallimylonit; ein weißer blättriger Schiefer gibt sich als Pegmatitmylonit zu erkennen, wie solche schon aus dieser Zone beschrieben sind. Die Achsen starker Kleinfaltung in diesem Bande gehen nach O—W.

Dann erst beginnt das Paläozoikum geschlossen mit dünnblättrigen, gelben, sandig-kalkigen Schiefen, aus denen nach oben die gelben Kalkschiefer (wie in den früheren Profilen) hervorgehen; auch in diesen sind sandige Lagen häufig und werden im Streichen, in den Hängen unmittelbar südlich dieses Profils, sogar herrschend. Eine massige, lichtgraue Dolomitbank trennt diese Schiefer von einem höheren, flachwellig gefalteten Kalkschieferkomplex, dessen Gesteine im allgemeinen dunkler und grauefleckt erscheinen. Bis 2 dm mächtige, graue, grobkörnige Kalkbänke, getrennt durch phyllitische Lagen, machen hier die Gewinnung von lagerhaften, wenn auch schrägklüftigen Bruchsteinen für die Zwecke der Anwohner möglich. Höher erscheint am Römerweg selbst wieder ein neues Glied, ein weißer, aus Platten von einem bismehreren Zentimetern Dicke aufgebauter Dolomit, be-

gleitet von einem Band Rauhwaacke und von brecciösem Schöckkalk wie im Profil 1.

In dem vom Profil geschnittenen Kalkbruch gibt es auch eine weiße Abart des Schöckkalkes. Dieser weiße Schöckkalk ist meiner Kenntnis

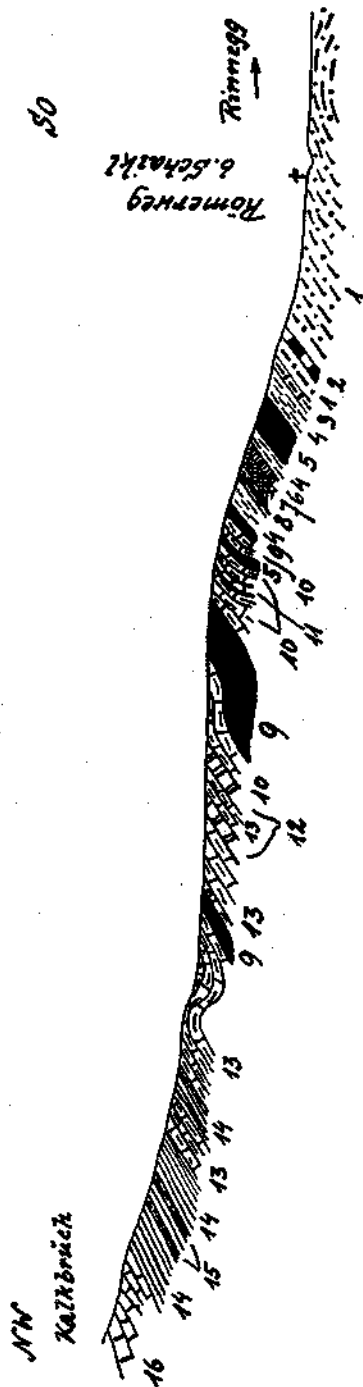


Profil 4. Fahrweg Oberschöckl.—Römerweg; Länge etwa 800 m.

1 = Granatphyllit. 2 = Pegmatitquarz. 3 = Mischgestein Kristallin + Kalk. 4 = Schieferiger Pegmatitmylonit. 5 = Gelbe Kalkschiefer, teils sandig, höhere Lagen graugelb und mit gelben Schieferkalken. 5a = Dieselben, dünnblättrig verschiefert. 6 = Grauer Dolomit. 7 = Heller, bankiger Dolomit. 8 = Gelbe Rauhwaacke. 9 = Brecciöser Schöckkalk. 10 = Bänderiger Schöckkalk mit brecciösen Lagen in den tieferen Teilen.

nach ebenso wie der brecciöse stets nur in den tiefsten Teilen der ganzen Masse zu finden und zieht nie auf größere Strecken geschlossen durch. Er wird gerne in Kalköfen verwendet und ist daher nicht selten aufgeschlossen. An mehreren Stellen sieht man diesen weißen Kalk aus dem grauen, durch Verlust des Pigmentes hervorgehen, wobei oft noch eine lichtrostige Zeichnung an Stelle der Bänderung zurückbleibt: das organische Pigment geht — wohl noch im Zuge der Metamorphose, aber nicht hauptsächlich im Zuge der Durchbewegung — verloren. Schöne Vorkommen solcher Kalke im Schöcklgebiete sind: im Einödgraben westlich vom Bachwirt, K. O. bei „Stindl“ westlich von Oberschöckl, südlich von „Tipl“ in der streichenden Fortsetzung brecciöser Schöcklkalke als Schuppe in der Grenzzone, ein Steinbruch nordwestlich von „Schaikl“ am Römerweg und beim „Kalkweber“ im Klammgraben, hier auf Grundlage brecciösen Schöcklkalces.

Aus dem Weiterstreichen der Zone nach Nord ist vom Gehöft „Rinner“, bei dem die Grenze gegen das Kristallin die Höhe des Römerweges erreicht, das Auftreten von schmalen Marmorbändern im Granatphyllit zu erwähnen; diese weißen oder grob graubänderigen Marmore, hier nur wenige Meter vom Paläozoikum entfernt, sind in Farbe und Art der Bänderung, besonders aber durch ihre Korngröße von allen drüberliegenden paläozoischen, auch den verhältnismäßig grobkörnigen Kalken immer leicht zu unterscheiden, wie das auch für die Marmore



Profil 5. Fahrweg vom „Schaikl“ am Römerweg gegen NW; Länge etwa 480 m.

- 1 = Granatphyllit
 2 = Marmor
 3 = Phyllonit des Kristallins
 4 = Gelbe, kalkig-sandige Schiefer
 5 = Weißer, plattiger Dolomit
 6 = Dunkelroter, körniger Kalk, rauhwackelig
 7 = Rotgelbe, Kalkbreccie mit Raubwacke
 8 = Gelber, sandiger Schiefer
 9 = Heller, massiger Dolomit
 10 = Plattiger, brecciöser roter Kalk
 11 = Grauer Kalk
 12 = Weber, feinkristalliner Kalk
 13 = Köllich-gelbe Schieferkalke, wellig-plattig
 14 = Graue Kalkschiefer
 15 = Soritische Lagen darin
 16 = Schöcklkalke, an der Basis weiß, oben bänderig-grau.

der weniger metamorphen Unteren Schiefer von Schwinner¹⁾ und Seewann²⁾ festgestellt worden ist.

Unmittelbar bei „Rinner“ sieht man außerdem noch im Weg in sehr tiefer Lage innerhalb der Grenzzone schwarze, stark zerhackte und von feinen weißen Adern durchzogene Dolomite, für die wir als einziges, aber sehr genau entsprechendes Vergleichsgestein nur die dunklen Dolomite unter den Barrandeikalken des Plawutsch anzuführen brauchen.

Durch einen Fossilfund bemerkenswert ist das nächste Profil (5), im Hohlweg vom „Schaikl“ am Ansatz des Rinnegger Rückens nach NW gegen den Sattel hinter dem Novystein (Punkt N. der Karte). Auch hier liegt ein Marmorband in den höchsten Teilen der Granatphyllite, die nach oben wieder durch ein schmales Band stärkst durchbewegter phyllitischer Gesteine abgeschlossen werden. Die Gesteine des Profils sind größtenteils schon oben beschrieben worden. Die stark bewegten, kalkig-sandigen Schiefer bildeten auch im vorigen Profil die Basis, die weißen plattigen Dolomite sind gleich, die roten Zellenkalke und Rauwacken sind ähnlich denen im Profil 2; neu ist ein hellgrauer, massiger und wenig zerhackter Dolomit, ein Band lichtgrauen Kalkes, ein weißer, feinkristalliner Kalk (beide vielleicht schon zum Schöcklkalk zu zählen); in den roten und gelben Schieferkalken gibt es eine rosaweiße, grobkörnige Abart.

Den hangenden Abschluß bilden dunkelgraue bis grauviolette Kalkschiefer mit einzelnen serizitischen Zwischenlagen, die nach oben in dunkle, dünnplattige Kalke übergehen. In den Kalkschiefern fand sich eine schmale Lage mit Crinoiden, in den plattigen Kalken (kleiner Steinbruch südlich des Weges) neben einem unbestimmbaren größeren Crinoidenstielglied und einem Brachiopodenrest auch eine wenig gut erhaltene Koralle.

Ihre jedoch noch durchführbare Bestimmung, die ich der Freundlichkeit des Herrn Kollegen Dr. E. Haberfelner verdanke, ergab

Alleynea perfecta Poëta

womit die Vertretung des $e\gamma$ in der Grenzzone nachgewiesen ist.³⁾ Das ist deshalb besonders bemerkenswert, weil dadurch belegt ist, daß bereits im Liegenden des Schöcklkalkes die Schichtfolge bis mindestens ins oberste Silur aufsteigt. Bei Annahme stratigraphischer Auflagerung des Schöcklkalkes auf seiner Unterlage kann daher der Schöcklkalk selbst nicht mehr Silur sein.

Die von C. Clar entdeckten und später bei einer Exkursion unter Führung von Hofrat Tornquist wiedergefundenen⁴⁾ Crinoiden entstammen ganz ähnlichen Gesteinen von der Basis des Schöcklkalkes (nördlich der Ruine Ehrenfels bei Radegund), die aber bisher noch zum Schöcklkalk selbst gezählt worden sind.

¹⁾ l. c.

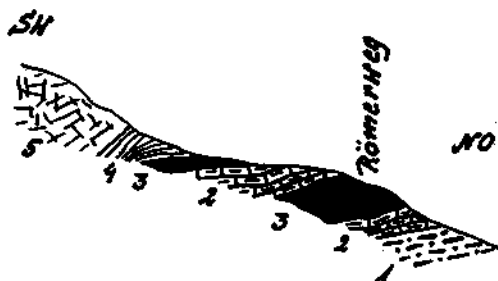
²⁾ L. Seewann, Die Blei-Zinkerzlagertätte von Haufenreith-Arzberg; Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Bd. 64/65, 1929.

³⁾ Literatur und stratigraphische Wertung siehe F. Heritsch, Nachweis der Stufe $e\gamma$ im Paläozoikum von Graz. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1930, und: Die Stufe $e\gamma$ bei Plankenwart westlich von Graz. Ebenda.

⁴⁾ Siehe H. Mohr, Archaische Crinoiden?, l. c.

Unsere Grenzzone zieht nun nach Norden um den vorgeschobenen Sporn des Novystein, längs dem Römerweg öfters sichtbar, herum und quert den Klammgraben, aus dessen Nachbarschaft wir noch das reichliche Vorkommen von Dolomiten erwähnen können: in einem Steinbruch ober dem Römerweg körnige weiße, plattige Dolomite und im Profil 6 solche sowie im oberen Band grauweiß gefleckte, brecciöse Dolomite, die nach oben in graue dolomitische Schiefer und in Kalkschiefer (unter Schöcklkalk) übergehen.

Weiter nördlich, unter dem Gipfelstock des Schöckl selbst, erreicht die Grenzzone kaum mehr 20 m Mächtigkeit und verarmt. Immerhin geht sie noch ziemlich regelmäßig durch und ist durch dunkel- oder hellgraue sowie gelbe Kalkschiefer bezeichnet, die aber infolge der gesteigerten Schuttüberstreung von oben meist nur in Rollstücken aufgefunden werden. In dem Steinbruch unter dem Polenstein sind



Profil 6. Unter „Kalkweber“, südlicher Klammgrabenast; Länge etwa 200 m.

1 = Granatphyllit. 2 = Gelbe und rote Schieferkalke, teils plattig. 3 = Hellgrauer und weißer Dolomit.
4 = Graue Kalkschiefer. 5 = Brecciöser Schöcklkalk.

liegend des Schöcklkalkes stark gestörte gelbe Schieferkalke mit phyllitischen Häuten und dunkle Kalkphyllite aufgeschlossen. Nächst Isenrode, nordwestlich von Radegund, bildet ein mächtiges und auffallendes Aplitband den Abschluß des Kristallins.

Etwa vom Schöcklbartl an nach Norden habe ich es nicht mehr versucht, die schmale Grenzzone durch die schlechten Aufschlüsse weiter zu verfolgen; die Karte ist nach Schwinner gezeichnet, der hier die Grenzzone entsprechend ihrer mangelnden Bedeutung oder ihrem Fehlen mit den Schöcklkalk vereinigt hat.

Der Gesteinsbestand der Grenzzone ist also übersichtlich der Folgende: Graue Kalkschiefer, rote und gelbe Schieferkalke bis Zellenkalke, gelbe Kalkschiefer, auch sandig; gelbe sandige Schiefer, Kalkphyllit; Dolomite: lichtgrau und zerhackt, schwarz, weiß und plattig, weiß körnig, grau massig; Dolomitbreccien, Rauhbacken; Dolomitsandsteine und dolomitische Quarzite; Schöcklkalk: grau und gebändert oder ungebändert, weiß, brecciös, alle nur in kleinen Schuppen.

Schon aus dem Vergleich der Profile ergibt sich sofort, das unsere Grenzzone aus Schuppen aufgebaut ist; um so mehr auf einer Karte größeren Maßstabes: Mit Ausnahme des kartenmäßig nicht näher zu gliedernden Komplexes der Schieferkalke, Kalkschiefer und kalkig-sandigen Schiefer ist kein Gesteinszug, weder Sandsteine, noch Dolomite oder

Schöcklkalk auf lange Strecken zu verfolgen. Alle haben mehr oder minder Linsenform und keilen aus. Für keines dieser Gesteine ist eine bestimmte Höhenlage innerhalb der Grenzzone wirklich bezeichnend, und es besteht für den kartierenden Geologen kein Zweifel, daß die Grenzzone ein Bewegungshorizont unter der Schöcklkalkmasse ist, dessen Bau nicht durch sogenannte lokale Störungen erklärt werden kann.

Zwischen Klammgraben und Schöcklkreuz greift im Gegensatz zum anschließenden Süden die Schuppung noch hoch in die Masse des Schöcklkalkes hinein. Nächst dem sogenannten Jagdhaus am Römerweg (südwestlicher Punkt 1042) trifft man im Schöcklkalk eine kleine Schuppe von phyllitischen Schiefen des Kristallins, die von Kalkschiefern der Grenzzone begleitet sind; dieses Vorkommen scheint mit einem Kalkschieferband, das sich beim Klammgraben aus der Grenzzone ablöst, in Verbindung zu stehen. So trennt sich hier eine auch in der Formung durch flachere Gehänge ausgezeichnete Basisschuppe („Polensteinschuppe“) ab. Ihr Kalk ist gegenüber dem der Hauptmasse meist stärker kristallin, oft weiß oder brecciös und nicht frei von — allerdings wenig bedeutenden — Kalkschiefereinlagerungen.

Unter diesen Umständen, wo jede Schichtgrenze tektonisch sein kann, ist das Aufeinanderfolgen der Gesteine für die stratigraphische Einordnung nur sehr beschränkt oder nicht zu gebrauchen und fast nur Gesteinsanalogien mit allen ihren Fehlerquellen sind im einzelnen heranzuziehen; das mag für das Folgende berücksichtigt werden.

Für die Einordnung bestehen hier zwei Ausgangspunkte: Einerseits die Vertretung *et*, die es wahrscheinlich macht, daß auch andere silurische Glieder nicht gänzlich fehlen werden, andererseits die Dolomitsandsteine, die den Dolomitsandsteinen des fossilführenden Unterdevon deshalb ohne größere Bedenken gleichgesetzt werden können, weil diese Gesteine einen so seltenen und kennzeichnenden Gesteinstypus darstellen, daß seine Wiederholung in einem anderen Horizont ohne paläontologischen Beleg nur mit besonderen Gründen wird angenommen werden können. Hier aber stimmt die Stellung im Liegenden der großen devonischen Kalkmassen bei beiden überein.

Es ergibt sich also Übereinstimmung mit Schwinner¹⁾ und Heritsch,²⁾ die im „sogenannten Grenzphyllit“ auch Reste der Dolomit-Sandsteinstufe erkennen, und mit Kuntschnig,³⁾ der in der Gegend von Weiz die Sandsteine und Dolomite gleicher Stellung im Bewegungshorizont der Schöcklkalkbasis ins Unterdevon gestellt hat.

Für die anderen Gesteinsglieder ist die entsprechende Frage nicht dahin zu stellen, welches genauere Alter ihnen zukommt, sondern nur dahin, ob es wahrscheinlich ist, daß auch diese anderen Glieder der silurisch-unterdevonischen Schichtfolge des Grazer Paläozoikums angehören oder ob Bedenken gegen diese ohne Frage einfachste Annahme geltend zu machen sind.

1) R. Schwinner. Die Stellung des Schöcklkalkes, insbesondere bei Peggau. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927. (Erwiderung auf H. Mohr, Archaische Crinoiden?)

2) l. c., Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927 (Neue Stratigraphie).

3) l. c.

Für die hellgrauen und die schwarzen Dolomite liegt die vollständige Parallele mit dem sicheren Unterdevon ohne weiteres auf der Hand, ja sie waren aus dem Vorkommen der Dolomitsandsteine zu erwarten. Für die weißen Abarten bleibt die Parallele offen, doch wird man sie nur ungerñ abtrennen. Die Dolomitreccien sind tektonische Gebilde, aber es kann angeführt werden, daß zum Beispiel eine solche genau wie im Tränkgraben (Profil 3) im Ostfuß der Rannach die unterdevonische Schichtfolge unterlagert. Die schmalen Rauhwackenbänder, deren letzte Ausbildung wir auch für tektonisch halten, fehlen der fossilführenden Serie nicht (Frauenkogelzug, Plawutsch). Für die roten (und gelben) Schieferkalke sind als eingeordnetes Vergleichsglied wohl nur die roten Flaserkalke des Obersilurs von Thalwinkel namhaft zu machen; kleine Unterschiede bestehen im Habitus (Schieferungsart und Tongehalt) ebenso auch gegenüber den als Folge weitgehend vergleichbaren roten und gelben Schieferkalken und Kalkschiefern der Rannachwiesen¹⁾, deren Einordnung aber im Rahmen des Altpaläozoikums noch offen ist. Gelbe Kalkschiefer kommen mehrfach in unsicherer Stellung bei Graz vor, während sandige gelbe Schiefer neuerdings bei der erfolgreichen Suche nach Caradoc mehr Beachtung finden. Auffallend bleibt bei diesen Vergleichen immerhin das Fehlen von Kieselschiefern und den sie begleitenden Tonschiefern in der Grenzzone.

Wir glauben nach obigem feststellen zu können, daß kein Grund besteht, in der basalen Grenzzone des Schöcklkalkes etwas anderes zu sehen als eine stark bewegte Schuppenzone aus tieferen Gliedern des Grazer Paläozoikums. Mit anderen Anwendung: auch im Gebiete mächtiger Schöcklkalkentwicklung gibt es Schichtglieder, die darauf hinweisen, daß hier das Silur und tiefste Devon in faziell ähnlicher Weise entwickelt ist, wie im reicher fossilführenden Stockwerk. Das Studium der Grenzzone und der Nachweis des ϵ γ gibt so mittelbar wieder den Schluß auf devonisches Alter des Schöcklkalkes, aber man muß auch umgekehrt betonen, daß erst Schwinnners Deutung, die neue Stratigraphie und der Nachweis devonischer Fossilien im Schöcklkalk eine stratigraphisch mögliche Auffassung der Grenzzone nahegelegt haben.

Bei der Besprechung fazieller Ähnlichkeiten kann auch noch einer Abart des Schöcklkalkes Erwähnung geschehen; in größerer Mächtigkeit am Buchnigkogel bei Buch und östlich Andritz-Ursprung gibt es in ihm lichtgraue, feinkristalline flaserige Kalke, die von den gewohnten und typischen, hell- oder dunkelgrauen Bänderkalken im Handstück, wenn auch nicht kartennmäßig, leicht abzutrennen sind. Diese Kalke gleichen aufs Haar dem überwiegenden Teil der Mitteldevonkalke des Rannach-Frauenkogelgebietes, so daß man es für möglich halten muß, daß auch die tektonische Fazies der Barrandeikalke ebenso wie die fossilführenden in noch vor kurzem für einheitlich gehaltenen Gebieten (Rannach-Frauenkogel-Gratwein)²⁾ mit Mitteldevon vergesell-

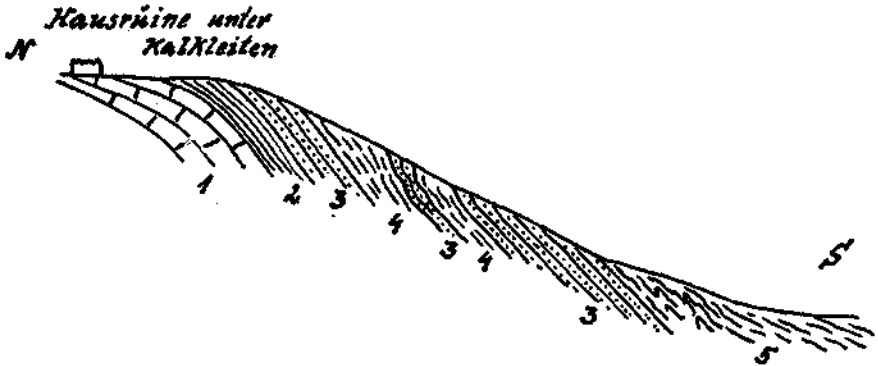
1) F. Heritsch, Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz, II. Teil. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1917, 94. Bd.

2) E. Clar, l. c. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1929. — F. Heritsch, Caradoc, Mitteldevon und Karbon von Gratwein-Rein. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1930.

schaftet ist. Diese Kalke bilden in der Schöcklkalkmasse keinen geschlossenen Horizont, liegen aber mehr in den hangenden Teilen.

Die Verbreitung der „Übergangsschichten“ ist auf der Karte gegeben; sie schalten sich ziemlich regelmäßig unter die südlichen Kappen der Oberen Schiefer (Taschenschiefer) ein, erreichen sehr wechselnde Mächtigkeit, können aber auch ganz fehlen, wie zum Beispiel unter den Taschenschiefern der Leber.

Gleiche Gesteine in gleicher Stellung beschrieb Heritsch¹⁾ erstmalig vom Gebiet des Stroß bei Weiz und führte dann in einem Profil aus dem Schöcklgebiet (Kohnigkogel) den Namen „Übergangsschichten zwischen Schöcklkalk und Oberen Schiefen“ für Phyllite und quarzitische Sandsteine dieses Horizontes ein. Der Name wurde von Waagen



Profil 7. Übergangsschichten an der Fahrstraße südlich Kalkleiten; Länge etwa 200 m.

1 = Schöcklkalk, bänderig. 2 = Graugelber Kalkschiefer. 3 = Dolomitsandstein und dolomitischer Quarzit. 4 = Sandiger Phyllit, gelblich. 5 = Dunkle, kalkfreie Phyllite (Taschenschiefer).

übernommen, Schwinner beschreibt hiehergehörige Bildungen aus dem Gebiet nördlich des Schöckl, Mohr aus dem Steinbruch nördlich der Kirche von Maria-Trost.²⁾

Für die Darstellung des Gesteinsbestandes genügen zwei Profile (7 und 8), in denen auch die Auflagerung auf Schöcklkalk deutlich wird. Liegend erscheinen in beiden graugelbe Kalkschiefer, teils stark geschiefert, teils dünnplattig; sie gleichen stark den grau-gelb anwitternden Kalkschiefern der unteren Grenzzone. Die Dolomitsandsteine und

1) Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz, III. Teil. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1917, 94. Bd., S. 357, Profil.

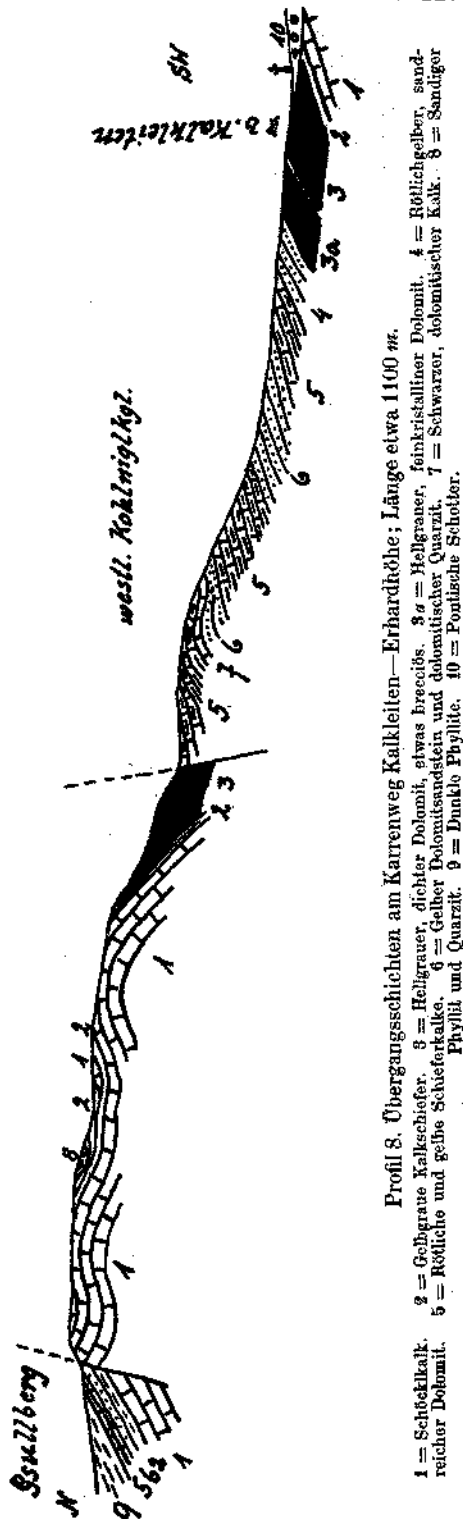
2) Schon außerhalb des besprochenen Gebietes; dieser durch die Polemik Schwinner-Mohr bekanntgewordene Steinbruch ist in den letzten Jahren besser aufgeschlossen worden. Jetzt kann man erkennen, daß die umstrittene Grenze Schöcklkalk-Taschenschiefer sehr stark bewegt und auch verschuppt ist, daher die Wechselagerungen tektonisch erklärbar sind. Unter den umstrittenen gelben schieferigen Kalksteinen gibt es im neuaufgeschlossenen Teil auch solche, die durch Umwandlung an der Durchlässigkeitsgrenze nicht aus dem Kalk abgeleitet werden können (hoher Sand- und Tongehalt) und die als stratigraphisches Bindeglied zwischen Kalk und Schiefer gedeutet werden könnten (echte Verfärbungen in Abhängigkeit von Fugen des Gesteins gibt es natürlich in diesen Grenzgebilden nicht selten). Aber bei der durch die starke Durchbewegung gegebenen Möglichkeit schichtfremder Einschuppung ist dieser Aufschluß für sich allein nach keiner Seite hin entscheidend.

die dolomitischen Quarzite sind im Handstück und auch im Schliff von denen der Grenzzone nicht zu unterscheiden; die sandigen Phyllite des Profils 7 kenne ich in vollständig gleicher Ausbildung aus der unteren Grenzzone nicht, sie sind aber in dieser Form in den Übergangsschichten nicht sehr häufig und werden gewöhnlich (zum Beispiel besonders schön bei Andritz-Ursprung) von gelben sandigen Schiefen vertreten und diese sind wieder denen der Basis in jeder Beziehung gleich. Auch die roten und gelben Schieferkalk des Profils 8 (in Profil 7 nur in kleinen unausscheidbaren Fetzen) sind uns bereits aus der Grenzzone bekannt, und die Parallelen werden geschlossen durch das Auftreten von hellgrauen zerhackten und auch, in dünnen Bändern, von massigen Dolomiten.

Ohne näher darauf eingehen zu müssen, können wir also für das Schöcklgebiet die von Kuntschnig bei Weiz gemachte Beobachtung, daß die Schichtglieder der Grenzzone in petrographischer Hinsicht den Sedimenten über dem Schöcklkalk vollständig gleichen, nur durchaus bestätigen. Das betrifft natürlich nicht die Masse der Taschenschiefer selbst, da im hier besprochenen Gebiet die „Unteren Schiefer“ fehlen und gegenüber den Granatphylliten des Rade-gunder Kristallins mindestens die Metamorphose unterscheidet.

Gegen Kuntschnigs petrographische Gleichsetzung der Grenzzone mit den Sedimenten über dem Schöcklkalk hat Waagen¹⁾

¹⁾ L. Waagen, *Aufnahmebericht Blatt Graz. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1931.*



Profil 8. Übergangsschichten am Karrenweg Kalkleitern—Erhardtöhe; Länge etwa 1100 m.

1 = Schöcklkalk, 2 = Gelbgraue Kalkschiefer, 3 = Hellgrauer, dichter Dolomit, etwas breccios, 3a = Hellgrauer, feinkristalliner Dolomit, 4 = Rötlichgelber, sandreicher Dolomit, 5 = Rötliche und gelbe Schieferkalk, 6 = Gelber Dolomitsandstein und dolomitischer Quarzit, 7 = Schwarzer, dolomitischer Quarzit, 8 = Sandiger Phyllit und Quarzit, 9 = Dunkle Phyllite, 10 = Pontische Schotter.

Stellung genommen, denn in den Taschenschiefeln wären „niemals Quarzite in größeren Mengen zu finden, so daß sie in dieser Schichtgruppe irgend eine Rolle spielen könnten“ (S. 68). Auf der nächsten Seite aber liest man mit Erstaunen, daß in der Gegend der Kuppe 800 m (nördlich Weiz), wenn auch als Ausnahme, „die Übergangsschichten des Schöcklkalkes in großer Mächtigkeit als Quarzite entwickelt sind“.

Waagen setzt den Vergleich nach der Gesteinsfolge an Stelle des Vergleichs nach der Gesteinsart (den Kuntschnig zieht), aber auch der erstere darf nicht gänzlich von der Hand gewiesen werden, denn auch Waagen werden kaum die zahlreichen Sandsteinbänder im Gebiete von Stroß und Weizbach, die Kuntschnig ausscheidet, gänzlich entgangen sein. Beim Lesen der Arbeit sine ira et studio ist es selbstverständlich, daß diese ebenso unter den „Sedimenten über dem Schöcklkalk“ zu begreifen sind. Denn gerade auf diese kommt es ja an, da sie schon von den früheren Beobachtern der Dolomitsandsteinstufe des Unterdevon zugewiesen worden sind.

Bezüglich der Grenzzone bezeichnet Waagen die Beschreibung von Kuntschnig, wenn auch nicht seine etwas schematische Kartenausscheidung, als ganz zutreffend. Er selbst ist für sie zur Anschauung gekommen, „daß wir in der Grenzzone ein Zwischenglied zwischen dem Schöcklkalk und dem Glimmerquarzit vor uns haben, das zwar stark tektonisch beansprucht wurde, das aber nach oben und unten durch Übergänge verknüpft ist“. Wir ergänzen diese Auffassung durch die Feststellung, daß die Glimmerquarzite hier Glieder des Altkristallins (!) (nach Kuntschnig teils entsprechend der Teigitsch- teils entsprechend der Almhausserie) sind, in dem die Karbonatgesteine ausschließlich als Marmore entwickelt sind und daß wir also nach der übereinstimmenden Auffassung aller anderen Bearbeiter des Grazer Paläozoikums hier entweder einen Transgressions- oder einen Schubkontakt (mit unbekanntem Verschiebungsausmaß) zur Erklärung der Metamorphoseunterschiede durchlegen müssen. Das wird ja auch durch die scharfe Diskordanz auf Kuntschnigs Karte erwiesen, die in geschlossenen Sedimentserien unmöglich ist, mit der sich aber Waagen hier nicht auseinandersetzt. Die ununterbrochene stratigraphische Verbindung nach unten kann also auch ohne jede Neuuntersuchung abgelehnt werden.

Durch diese Feststellung und durch den paläontologischen Nachweis der stratigraphischen Gleichstellung des Schöcklkalkes mit den Barrandeschichten ist eine gewisse Ähnlichkeit der Standpunkte erzielt, denn man könnte natürlich auch im fossilführenden Devon all das, was unter den Barrandeschichten liegt, die Dolomitsandsteinstufe und das Silur, als „Zwischenglied“ zwischen jenen und dem Grundgebirge bezeichnen, nur entspricht das heute nicht mehr der gebräuchlichen Ausdrucksweise, die eine schärfere Fassung der stratigraphischen Vorstellungen, auch wenn sie nicht paläontologisch beweisbar sind, verlangt.

Die Struktur der Grenzzone ist im Schöcklgebiet, wie oben gezeigt, nur durch kräftige Schubbewegungen erklärbar, so daß wir auch hier zu Kuntschnigs Untersuchungen weit mehr Parallelen feststellen können.

Nun in Fortsetzung der Besprechung noch eine kurze Bemerkung über die Taschenschiefer des Schöcklgebietes, die eine recht eintönige,

örtlich stark gefaltete Phyllitmasse darstellen. Schmale Grünschieferbänder gibt es am Zösenberg und an der Leber, erst weiter südlich und in höheren Lagen der Taschenschiefer, im Gebiet der Platte, werden sie mächtig. Vom Lineck sind Chloritoidschiefer mehrfach bekannt. Unter Zösenberg und östlich Stattegg finden sich in den Phylliten schmale Kalkbänder von zweierlei Art: graue, stark kristalline Kalklagen, die mit dem Phyllit durch Wechsellagerung verbunden sind oder von kalkreichem Phyllit begleitet werden; sie können sedimentär eingelagert sein, wie auch der Verfasser glaubt, es könnte aber auch tektonische Mischung vorliegen.¹⁾ Im Aussehen stehen sie den bekannten Crinoidenkalken aus den Taschenschiefern der Gegend um Peggau-Deutschfeित्रitz und anderer Orte sehr nahe.

Es kann dabei bemerkt werden, daß solche, den Taschenschiefern eingeschaltete Crinoidenkalkbänder für Schwinnners stratigraphische Gleichsetzung von Oberen und Unteren Schiefen nicht unübersteigliche Schwierigkeiten bereiten müssen.²⁾ Denn auch in Schiefen unter dem Schöcklkalk kommen Crinoidenkalkbänder in ganz ähnlichem Verbands mit den Schiefen vor (z. B. nächst dem Topenauer bei Waldstein).³⁾ Ob man nun solche Bänder für sedimentär eingeschaltet oder für Schuppen hält, man wird billigerweise bei beiden Schiefermassen die gleiche Auffassung anzuwenden haben. In der Alterstellung gibt ja auch Schwinnners Deutung einigen Spielraum und andererseits ist zu überlegen, ob nicht unter dem Begriffe „Untere Schiefer“ noch Verschiedenes vereinigt wird, so daß es in gleicher Stellung auch Schieferfolgen geben könnte, die den Taschenschiefern nicht vergleichbar sind (wie es z. B. für das Rade-gunder Kristallin hier zutrifft, wenn man die Unterschiede der Metamorphose nicht auf einen räumlich beschränkten Kristallisationshof bezieht).

Ein anderes sehr schmales Kalkband, wahrscheinlich auch sedimentär eingeschaltet, im Gehänge östlich Andritz-Ursprung besteht aus schwarzem, körneligem, ebenschiefrigem Kalk mit kleinen Lagen und Putzen von gelbem Karbonat. Es gleicht in allen Eigenschaften (mit Ausnahme stärkerer Schieferung) den fossilführenden Karbonalken der Dult⁴⁾ und von Rein,⁵⁾ und dieser Kalk ist daher für den Verfasser der Hauptgrund dafür, die Möglichkeit einer Vertretung von Karbon in einem Teile der Taschenschiefer nicht auszuschließen.

Vor drei Jahren habe ich versucht,⁶⁾ die Schwierigkeiten, die sich für Schwinnners Lösung aus der Stellung der Übergangsschichten ergeben, durch die Vorstellung zu beseitigen, daß in den tieferen Teilen der Taschen-

1) Siehe die Auseinandersetzung Schwinner-Mohr.

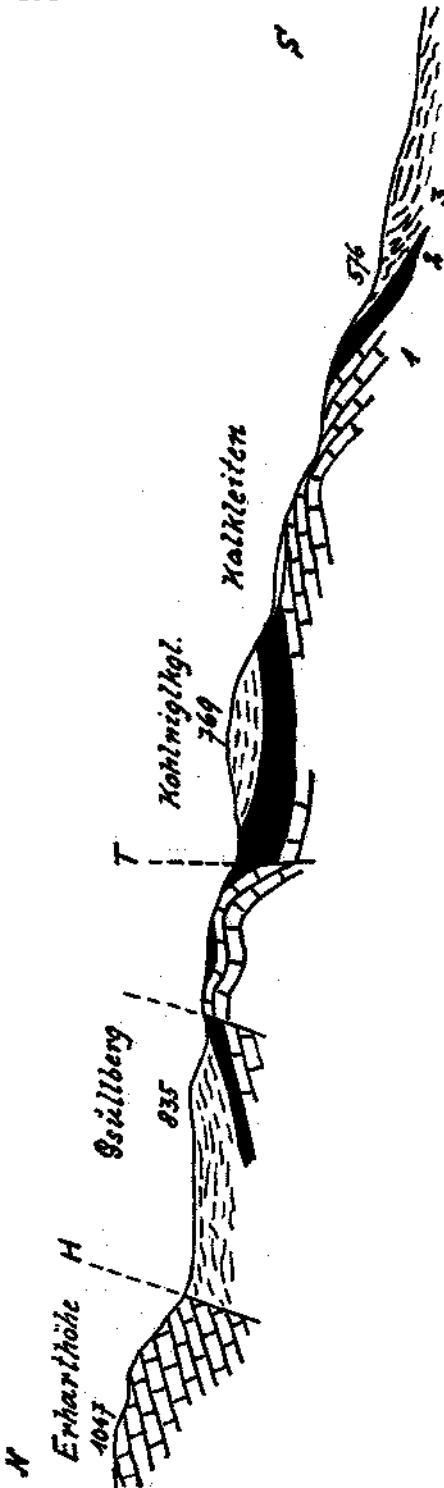
2) J. Stiny, Aufnahmebericht Blatt Bruck—Leoben. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1929.

3) Dargestellt auf den Karten von Tornquist (Das System der Blei-Zinkerz-Pyritvererzung im Grazer Gebirge. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1930, 139. Bd.) und Wollak (Geologie der Blei-Zinklagerstätten im Paläozoikum von Graz. Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. 1930, 78. Bd.); bei Waagen erscheinen an seiner Stelle bruchbegrenzte Schollen verschiedener Kalkgesteine.

4) F. Heritsch, Karbon in der Dult bei Gratwein. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1930.

5) F. Heritsch, l. c. (Caradoc, Mitteldevon und Karbon von Gratwein-Rein. Ebenda.

6) l. c. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1929.



Profil 9. Hauptkamm der südlichen Schöcklvonlagen; Profillänge etwa 4 km.
 1 = Schöcklkalk. 2 = Übergangsschichten. 3 = Taschenschiefer.

schiefer, in Analogie mit den Verhältnissen im Rannachgebiet, Karbon zu sehen sei. Die Schubfläche liege in den Taschenschiefern; die Übergangsschichten könnten in diesem Sinne als Transgressionsbildung der Taschenschiefer gedeutet werden. Es war schon damals nicht zu übersehen, daß sie ihrer Gesteinsart nach nur sehr schlecht ins Karbon passen, doch schien es die einzige Lösung zu sein. Heute ist mit der genaueren Untersuchung der Übergangsschichten diese Vorstellung unhaltbar und damit die Gleichsetzung der Taschenschiefer mit den Karbonschiefern über den Barrandschichten hinfällig geworden. Für die Abtrennung eines allfälligen karbonen Anteiles bleiben wieder nur die leidigen Gesteinsvergleiche.

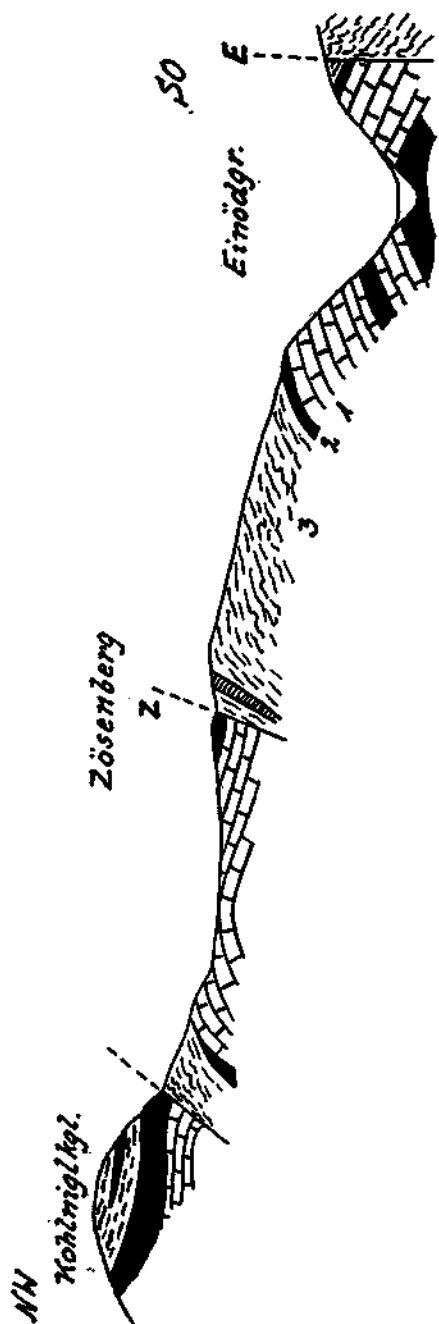
Tektonik. Wenn man ohne Überlegungen stratigraphischer Art an das Studium des Schöcklgebietes herantritt, so sieht man eine — stratigraphisch oder tektonisch — vorgegebene Schichtfolge (Grenzzone-Schöcklkalk-Übergangsschichten-Taschenschiefer) von einer verhältnismäßig einfachen Tektonik betroffen, die in erster Linie durch Brüche bestimmt ist. Das hat auf Grund der alten Stratigraphie bereits 1906 Heritsch erkannt, wenn er sagt:¹⁾ „Das maßgebende

¹⁾ F. Heritsch, Studien zur Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1905, 42. Bd.

Moment in der Tektonik unseres Paläozoikums sind große Brüche; vor ihnen tritt das Faltungsphänomen ganz zurück.“ Das Kartenbild der Brüche hat sich durch die Aufnahme natürlich gegenüber dieser Übersichtsdarstellung etwas verändert.

Die wichtigsten Verstellungen sind: Einmal ein Bruch, der die Tassenschiefer des Gsullberges gegen den Schöcklkalk der Erhartshöhe, der ununterbrochen mit dem des Schöckl selbst zusammenhängt, tiefer stellt (Profil 9, Störung H) und der bei NO-Streichen steil gegen NW einfällt. Die Sprunghöhe ist hier mindestens etwa 200 m. Wahrscheinlich entspricht seiner nordöstlichen Fortsetzung eine kleine Verstellung, die in der Grenzzone am Römerweg nächst dem südlichen Klammgraben aufgeschlossen ist; die Verbindung ist in der Formung angedeutet. Die südwestliche Fortsetzung bleibt in Schöcklkalk unsicher. Man könnte die Störung „Himmelreichbruch“ nennen, nach der unter den Ausflüglern bekannten Örtlichkeit, wo sie am meisten in Erscheinung tritt.

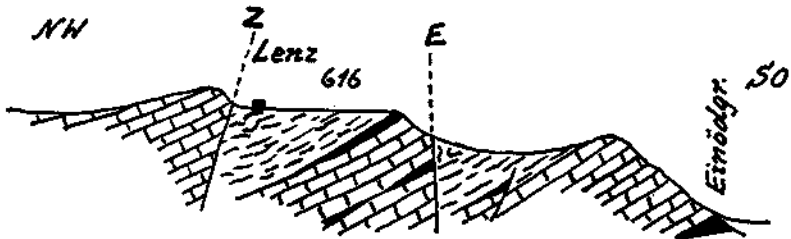
Eine zweite größere Störung ist die, der der Tränkgraben (westlich



Profil 10. Zösenberg; Länge etwa 2500 m; Zeichen wie bei 9.

Bachwirt) in seinem unteren Teile folgt; sie sei als „Tränkgrabenbruch“ (T der Profile 3, 9, 12) bezeichnet. Diese WNW-streichende Störung ver stellt hier die südliche Fortsetzung der Grenzzone des Gregerbauernprofils (1 und 2) um ihre ganze Mächtigkeit tiefer und schneidet auch das Fenster der Grenzzone im inneren Tränkgraben südlich ab (Profil 3). Der Ver stellungsbetrag wird gegen West geringer und im Sattel nördlich des Kohniglkogels (Profil 9) ist sie nur mehr eine entartete Flexur. Weiter war sie nicht verfolgbar.

Eine als „Zösenbergbruch“ (Z in Profil 10 und 11) bezeichnete Störung erscheint schon in dem entsprechenden Profil von Heritsch unter diesem Namen. Sie streicht O—W bei steilem Nordfallen, stellt wieder den Südfügel tiefer und erreicht im O-Hang des Zösenbergs eine saigere Sprung höhe von 150 m. Gegen West war auch dieser Bruch nicht weiter verfolgbar, müßte aber im Profil 9 noch südlich Kalkleiten durchstreichen, wo die Höhenlage der Übergangsschichten einer solchen Fortsetzung günstig ist.



Profil 11. Kamm östlich Zösenberg; Länge etwa 1200 m; Zeichen wie bei 9.

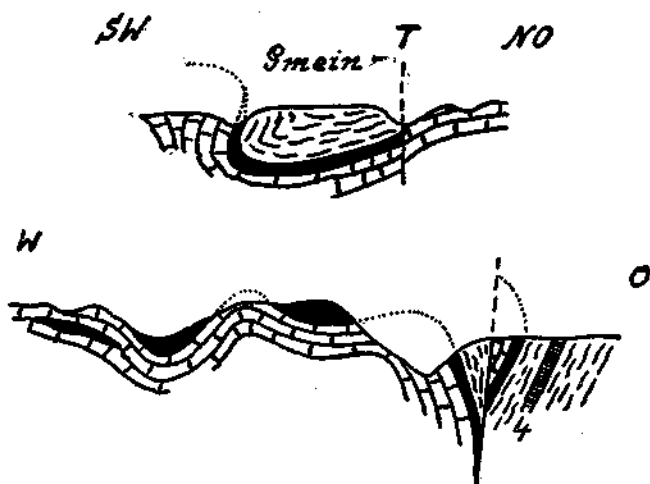
Der Bruch E („Einödgrabenbruch“) in Profil 10 ist eine Störung, die ebenfalls Heritsch in seinem Profil schon dargestellt und als Fortsetzung des Göstinger Bruches aufgefaßt hat. Diese Verbindung muß jetzt jedoch fallengelassen werden, denn der Bruch streicht NNO. Er bringt durch Tieferstellung des südöstlichen Flügels hinter den in zahlreichen Kalkbrüchen gewonnenen Schöcklkalken der ersten Enge des Einödgrabens plötzlich die Taschenschiefer in die Talsohle und verursacht dadurch eine auffallende Weitung des Grabens, die durch eine zweite Enge im wiederauftauchenden Schöcklkalk abgeschlossen wird. In einem verwachsenen Steinbruch hinter der Schmiede im Einödgraben sind die Schöcklkalke mitsamt eingeschuppten Gliedern der Übergangsschichten an dieser Störung wild verfalltet. Nach SW verliert sich die Störung in den Taschenschiefern des Linnecks, gegen NO erscheint sie in Profil 11 und wird später vom Tränkgrabenbruch abgeschnitten.

Neben den eben besprochenen erscheinen in den Profilen auch noch andere Störungen, die im Streichen nicht weiter verfolgbar waren. Auch im Schöcklkalkgebiet kennzeichnen plötzliche Steilstellungen der Schichten oder Zertrümmerungszonen, die mit Gräben zusammenfallen können, das Vorhandensein einer Bruchtektonik, die aber im einzelnen ohne viel unbeweisbare Verbindung nicht dargestellt werden kann. Bemerkenswert ist, daß an solchen steilstehenden Störungen einerseits nahe der Liegen grenze (Bereich des Novystein), andererseits auch im geschlossenen Schöckl-

kalk (Lichtenegger am Römerweg) schmale Vorkommen von Schichten der Grenzzone eingequetscht sein können.

Altersfolge und Richtung der Brüche hat sich bisher in unserem Gebiet nicht in ein strenges System bringen lassen; immerhin scheint der N—S streichende Leberbruch jünger zu sein als die anders streichenden des Schöcklgebietes, da diese im Rannachgebiet nicht wiederzufinden waren. Im Schöcklgebiet selbst scheinen Brüche mit einem Streichen nahe O—W jünger zu sein als solche mit einem Streichen nach NO.

Insgesamt erreichen die Brüche ein mit dem formenkundlichen Gesamtbild übereinstimmendes Absinken der Gesteine gegen Süd, wie es auf den Profilen 9, 10 und 11 gut zum Ausdruck kommt. Trotzdem aber werden die Brüche von einheitlichen Verebnungsflächen (z. B. Kalkleiten-Buch



Profil 12 und 13. Faltung der Schöcklkalkgrenze; 12 bei Gmein (Profillänge 900 m), 13 südlich Kalkleiten; Länge etwa 1500 m; Zeichen wie bei 9; 4 = Grünschiefer.

oder Zösenberg des Niveaus 700 m nach Heritsch)¹⁾ überschritten und wo alte Flächen an Bruchstörungen scharf abschneiden, scheint mehr der starke Unterschied der Ausräumbarkeit zwischen Schiefer und Kalk daran schuld zu sein als geringes Alter der Brüche.²⁾

In Profil 9 und 10 kommt neben der Bruchtektonik auch noch eine schwache Faltung der Folge Schöcklkalk-Übergangsschichten-Taschenschiefer zum Ausdruck; ihr Ausmaß ist hier, und im bearbeiteten Gebiet überhaupt, ganz gering, denn die Schnitte 12 und 13 geben bereits die lebhaftesten beobachteten Faltungen wieder. Profil 13 ist normal auf das allgemeine gegen Süd gerichtete Abschwingen der Schichten durch den Südhang von Kalkleiten und Zösenberg gelegt. Zonen lebhafter Kleinfaltung trifft man in den Taschenschiefern, und zwar oft in der Nähe von Bruchstörungen oder an der Liegendgrenze.

¹⁾ Geologie der Steiermark.

²⁾ Neuerdings ist es hingegen auch in unserem Gebiete sicher geworden, daß noch erhaltene Formelemente mehrfach von solchen Brüchen zerrissen wurden.

Ein gleichmäßiges Streichen ist für die Faltung im Schöcklgebiet nicht anzugeben, Richtungen in den Quadranten um N—S erscheinen aber häufiger als solche um O—W, ebenso wie in der Grenzzone. Andererseits bemerkt man wiederholt eine gewisse Abhängigkeit des Streichens und der Falten von benachbarten Bruchstörungen, oder besser, ein Ineinandergreifen von biegenderm und brechendem Bau (Profile 9, 10, 12, 13). Auch ohne die Gleichzeitigkeit im einzelnen belegen zu können, wird man die Tektonik als Bruchfaltung bezeichnen können. Der Anteil der Tektonik, der die fertige Schichtfolge Schöcklkalk-Übergangsschichten-Taschenschiefer, also die Folge im Sinne der alten Stratigraphie, betroffen hat, ist germanotyp.¹⁾

Mit der Auflösung dieser germanotypen Tektonik ist die Leistungsfähigkeit der „alten Stratigraphie“ für die Erkennung des Baues im Schöcklgebiet erschöpft. Denn sie liefert keinerlei stratigraphische Anhaltspunkte mehr für die Erklärung der tektonischen Erscheinungen, die von dem besprochenen Bruchfaltenbau abgetrennt werden müssen und die mit Sicherheit auf eine frühere alpinotype Tektonik²⁾ hinweisen. Es sind das vor allem die auf Umfaltung zurückgehende Bänderung des Schöcklkalkes, der teilweise auch die Kalkmasse mitergreifende Schuppenbau der Grenzzone und die starken Mächtigkeitsschwankungen aller Schichtglieder. Die ganze darin abgebildete Schubtektonik müßte ohne Störung der stratigraphischen Folge vor sich gegangen sein.

Oben konnte für die Grenzzone darauf hingewiesen werden, daß bei dem beobachteten Ausmaß von Schuppung und Durchbewegung der Gesteine auf die Erhaltung stratigraphischer Verbände nicht mehr gerechnet werden kann. Das trifft auch für die Verbände zu, die heute als Wechselagerungen erscheinen, da auch diese tektonisch gedeutet werden könnten. Der Übergang vom Schöcklkalk im Taschenschiefer durch Wechselagerung ist also nicht unbedingt beweiskräftig für einen stratigraphischen Verband.

Ein gewichtigerer Beleg für die Erhaltung der ursprünglichen Schichtfolge im großen, wenn auch nicht des ursprünglichen Verbandes zwischen Schöcklkalk und Taschenschiefer, liegt in der Regelmäßigkeit der Einschaltung der Übergangsschichten zwischen beide, wie aus dem folgenden zu ersehen.

Nach der oben gegebenen Beschreibung können die Übergangsschichten nicht als tektonische Produkte an einer Bewegungsbahn betrachtet werden, sondern sie müssen schon als Sedimente von Schöcklkalk und Taschenschiefern trennbar gewesen sein. Aus der Gesteins- und Seriengleichheit mit der Grenzzone im Liegenden des Schöcklkalkes ist mangels anderer vergleichbarer und stratigraphisch ungefähr sichergestellter

¹⁾ Bereits in der „Vergleichenden Tektonik“ werden von Stille jüngere Strukturen im Grazer Becken als germanotyp bezeichnet. Der hier besprochene Bau kann im wesentlichen in die Steirische Phase eingeordnet werden (E. Clar, Über das Alter und die formenkundliche Stellung der Eggenberger Breccie bei Graz; Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien vom 23. Februar 1933).

²⁾ Es ist sicher, daß zwischen beiden eine bedeutende Zeitspanne liegt; beide Bautypen sind sehr rein ausgeprägt und als Äußerungen verschiedener Gebirgsbildungen durch keine Übergänge verbunden.

Ablagerungen als derzeit allein folgerichtige Deutung auch die stratigraphische Gleichsetzung mit der Grenzzone vorzunehmen.

Die alte Schichtfolge im Schöcklgebiet ist dann umgedeutet: Zutiefst Radegunder Kristallin, im N und NW die Unteren Schiefer als Phyllite unbestimmten Alters, die am Ostrand (anscheinend tektonisch) fehlen. Drüber die Grenzzone mit Vertretern des untersten Unterdevon, des hohen Obersilurs und vielleicht noch tieferer Glieder. Dann der Schöcklkalk als tektonische Fazies unter- und vielleicht auch mitteldevonischer Kalke, die Übergangsschichten als volles Äquivalent der Grenzzone und darüber wieder Phyllite unbestimmten Alters, die Hauptmasse der Taschenschiefer.

Von unten her ist das bis in den Schöcklkalk hinein eine zwar stark gestörte, aber den größeren Komplexen nach noch normale Schichtfolge, und es ist nur billig, dieselbe Deutung auch derselben Folge in inverser Lagerung zu geben.

Der Schöcklkalk wird dadurch zu einem umgelegten und überfahrenen Muldenkern, die Übergangsschichten zum inversen Gegenflügel der Grenzzone, die Taschenschiefer zu dem der Unteren Schiefer, also wieder zu ihrem Äquivalent wie in der ursprünglichen Deutung von Schwinner. Ein aufrechter Schubmassenbau müßte im Hangenden der Übergangsschichten Barrandeikalke erscheinen lassen, wie in der Rannachdecke, und im Liegenden wohl noch Schieferfetzen.

Durch diese Deutung wird das Durchlegen einer Schubmassengrenze zwischen Schöcklkalk und Übergangsschichten oder zwischen diese und die Taschenschiefer unnötig, dafür aber werden die letzteren, ihrem gesteinskundlichen Aufbau entsprechend, als Bewegungshorizont größeren Ausmaßes gekennzeichnet.

Weiter im Norden, wo ja Schwinner's Ergebnisse begründet wurden, fehlen die Übergangsschichten oder kommen nur in kurzen Schuppen vor, der symmetrische Muldenbau ist verlorengegangen und deshalb ist hier mit einem aufrechten Schubmassenbau das Auslangen zu finden. Im Rahmen weiterer Gebiete des Grazer Paläozoikums hat der Schöckl eine Art Ausnahmstellung durch die Regelmäßigkeit der Übergangsschichten, und sein Muldenbau hat von einem weiteren Gesichtspunkte aus nur den Charakter einer faltenden Aufschleppung des tieferen Untergrundes, die eine Annäherung an den synklinalen Schluß des tiefsten Stockwerkes anzeigt. Die Hochschaltung der Rannachdecke wäre demnach entweder eine aus Auffaltung entwickelte Überschiebung oder eine Überschiebung mit synklinaler Aufschleppung des Überfahrenen, und die nördlich gelegenen, vereinzelt Schuppen der Übergangsschichten an der Grenze Schöcklkalk Taschenschiefer markieren einen verquetschten Mittelschenkel im alten Sinne.

Die Deutung des südlichen Schöcklgebietes als flachgepreßte, überfahrene Mulde läßt auch die Mächtigkeitsverhältnisse des Schöcklkalkes in diesem Bereiche in neuem Licht erscheinen. Im Gipfelgebiet erreicht der Schöcklkalk bei flacher Lagerung der Masse als Ganzes eine (sicher tektonische) saigere Mächtigkeit von 300 bis 500 m, während sie im Bereich des Einödgrabens auf insgesamt etwa 150 m, bei Maria-Trost wohl auf unter 100 m zurückgeht; die Mächtigkeit nimmt mit dem Deutlichwerden des Muldenbaues ab.

Hier hat die heftige Faltung und Plättung die auch gegenüber anderen Schöcklkalken besonders prächtigen Bänderkalke¹⁾ geschaffen, wie sie sich im bekannten Kollermühlsteinbruch bei Maria-Trost finden; und während sonst Schuppen und Bänder von Gesteinen der Übergangsschichten in der Masse des Schöcklkalkes fast gänzlich fehlen und mengenmäßig gar keine Rolle spielen, teilen ihn hier im Süden, im Einödgraben, solche mehrfach (Profil 10 ist vereinfacht). Gesteine der Übergangsschichten oder der Grenzzone — welches von beiden läßt sich petrographisch im einzelnen nicht entscheiden — erscheinen in vier, durch Schöcklkalk getrennten Horizonten (Karte); das tiefste, fensterartig auftauchende Band hat wahrscheinlich bereits die Stellung der Grenzzone, das höchste die der Übergangsschichten, die beiden mittleren sind an drei Stellen von Phyllit begleitet, der aus der Masse der heutigen Taschenschiefer abgeleitet werden muß. Durch diese Phyllitbegleitung ist auch erwiesen, daß diese Kalkschiefer- und Dolomitsandsteinbänder nicht stratigraphisch eingelagert, sondern bei der Überfahung des Schöcklkalkes eingeschuppt sind.

Im Rahmen des ganzen Gebietes erkennt man aus dieser tektonischen Zerschlitung, daß sich die Masse des Schöcklkalkes hier gegen Süd (oder Südost?) ihrem tektonischen Ende durch synklinalen Schluß und Verschuppung nähert.

Auch die Mächtigkeiten der Taschenschiefer fügen sich gut in das gegebene Bild. Diese Schiefer sind nach Schwinner im Süden am mächtigsten und nehmen gegen Nord zusehends an Mächtigkeit ab, verhalten sich also gerade umgekehrt wie der Schöcklkalk; das wird aus ihrer (sinngemäß anzunehmenden) ersten Anlage als Sattel oder ihrer Deutung als antiklinal aufgeschleppter Keil der Unterlage verständlich.

Zusammenfassung.

An Hand von Profilen wird vor allem der Aufbau der „Grenzzone“ im Liegenden des Schöcklkalkes und der Übergangsschichten in seinem Hangend geschildert und zwischen beiden im Gesteinsbestand weitgehende Übereinstimmung gefunden. Nach einem Fossilfund und Gesteinsvergleichen sind in beiden am wahrscheinlichsten lediglich tiefere Stufen des Grazer Paläozoikums (unter Barrandeikalken) in starker Verschuppung zu sehen.

Auf dieser Grundlage und aus dem devonischen Alter des Schöcklkalkes ergibt sich für das Schöcklgebiet ein liegender Muldenbau durch synklinale Aufschleppung dieses im Zuge der Überschiebungstektonik überfahrenen tiefsten Stockwerkes des Grazer Paläozoikums. Der Schöcklkalk ist hier mit den Taschenschiefern in inverser Folge stratigraphisch verbunden und letztere bleiben wie bei Schwinner höhergeschaltete Äquivalente der unteren Schiefer. Die Möglichkeit einer Mitverschuppung von Karbon in den Taschenschiefern wird aufrechterhalten.

Scharf abtrennbar von diesen größeren Bewegungen ist eine jüngere, germanotype Bruchfaltentektonik, die ein Absinken gegen Süd bewirkt.

¹⁾ E. Clar, Zum Kapitel Lösungsumsatz in Kalken; Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Petrographie, Beil.-Bd. 60, B, 1928.