

### 3. Das Elbtalschiefergebiet südwestlich von Pirna.

Von Herrn KURT PIETZSCH, Leipzig.

(Hierzu Tafel VII—VIII und 4 Textfiguren.)

#### Inhalt.

	Seite
Einleitung (Umgrenzung, Name, orographische Verhältnisse, Geschichte der Erforschung) . . . . .	178
<b>A. Die geologische Zusammensetzung des Elbtalschiefergebiets</b> . . . . .	183
Ältere Auffassungen . . . . .	183
Schwierigkeiten der geologischen Untersuchung . . . . .	188
1. Die Phyllitgruppe . . . . .	191
2. Das Altpaläozoikum . . . . .	201
a) Das Silur . . . . .	201
b) Das Devon . . . . .	209
c) Der Kulm . . . . .	215
3. Die Weesensteiner Grauwackenformation . . . . .	227
Zusammenfassung A. . . . .	235
<b>B. Die Tektonik des Elbtalschiefergebiets</b> . . . . .	236
Allgemeine Vorbemerkungen . . . . .	236
1. Das tektonische Verhältnis des Schiefergebirges zum Gneis des Erzgebirges . . . . .	238
a) Das Wesen der Grenze zwischen Schiefergebirge und Gneis . . . . .	239
b) Die Art der Störung . . . . .	244
2. Die Tektonik des Schiefergebirges selbst . . . . .	248
a) Bau der Phyllitzone . . . . .	248
b) Das tektonische Verhältnis des Phyllitgebiets zum altpaläozoischen Schichtenkomplex . . . . .	249
c) Der Bau des aus altpaläozoischen Schichten bestehenden Teiles des Schiefergebiets . . . . .	250
d) Die tektonischen Verhältnisse der Weesensteiner Grauwackenformation . . . . .	261
3. Das Verhältnis der granitisch-körnigen Intrusivgesteine zum Schiefergebirge . . . . .	263
a) Die Turmalingranite . . . . .	264
b) Granitische, syenitische und dioritische Intrusivmassen des Südendes des Meißner Massivs . . . . .	266
c) Der Dohna-Niederseidewitzer Granit . . . . .	267
d) Der Berggießhübel-Markersbacher Granit . . . . .	270
Zusammenfassung B. . . . .	271

	Seite
<b>C. Die Einfügung des Elbtalschiefergebiets in den varistischen Bogen</b> . . . . .	274
a) Nordwestliche Fortsetzung des Elbtalschiefergebiets	274
b) Die Bedeutung der Weesensteiner Grauwackenformation für die Tektonik des Elbtalschiefergebiets .	277
c) Südöstliche Fortsetzung des Elbtalschiefergebiets .	279
d) Allgemeine Züge im Bau des varistischen Bogens in Sachsen . . . . .	280
e) Das Alter der Faltung im Elbtalschiefergebiet und jüngere Störungen . . . . .	283

Auf den Höhen, welche südlich von Dresden und südwestlich von Pirna die linke Seite des Elbtales begleiten und den Übergang von der Elbtallandschaft zum Erzgebirge vermitteln, kommt ungefähr zwischen den Tälern der Lockwitz bei Kreischa und der Markersbacher Bahra<sup>1)</sup> südöstlich von Gottleuba ein etwas über 20 km langer und bis 6 km breiter Streifen alter, teilweise kontaktmetamorpher Schiefergesteine zum Ausstrich (vgl. Fig. 1). Dieses in nordwestlicher Richtung streichende Schiefergebirge lehnt sich gegen SW an die Gneise des Erzgebirges an und wird gegen NO von granitischen Massen begrenzt, die man als den linkselbischen Teil des großen Lausitzer Granitmassivs anzusehen pflegt. Nach NW zu taucht das Schiefergebirge unter die Rotliegendesedimente des Döhlener Beckens hinab, unter denen durch mehrfache Schacht- und Stollenaufschlüsse seine weitere Fortsetzung nach NW hin und dadurch auch seine Verbindung mit dem alten Schiefergebirge der Gegend zwischen Tharandt, Wilsdruff und Nossen erwiesen ist. Nach SO endlich verschwindet das zu untersuchende Schiefergebiet unter der geschlossenen Quadersandsteindecke der Sächsischen Schweiz und ist darunter erst wieder

<sup>1)</sup> Da innerhalb des zu beschreibenden Gebietes zwei Bäche den Namen Bahra führen, wird im folgenden derjenige Bach, der an den Orten Hellendorf, Markersbach und Bahra vorbei zur Gottleuba fließt, als Markersbacher Bahra, derjenige dagegen, der an Gersdorf, Friedrichswalde und Ottendorf vorüberläuft und bei Zehista in die Seidewitz mündet, als Gersdorfer Bahra bezeichnet werden. H. MIERZSCH, welcher derselben Landschaft eine eingehende Beschreibung widmete, bezeichnet den erstgenannten Bach als die obere, den letztgenannten als die untere Bahra; auf dem Meßtischblatt Berggießhübel führt die im Tale der Gersdorfer Bahra laufende Straße den Namen Bahratalstraße I, die im Tale der Markersbacher Bahra den Namen Bahratalstraße II.

durch den Elbtalcañon unterhalb von Bodenbach-Tetschen angeschnitten worden.

Für dieses nordwestlich streichende Schiefergebiet am Ostrande des Erzgebirges hat A. HETTNER<sup>2)</sup> den Namen

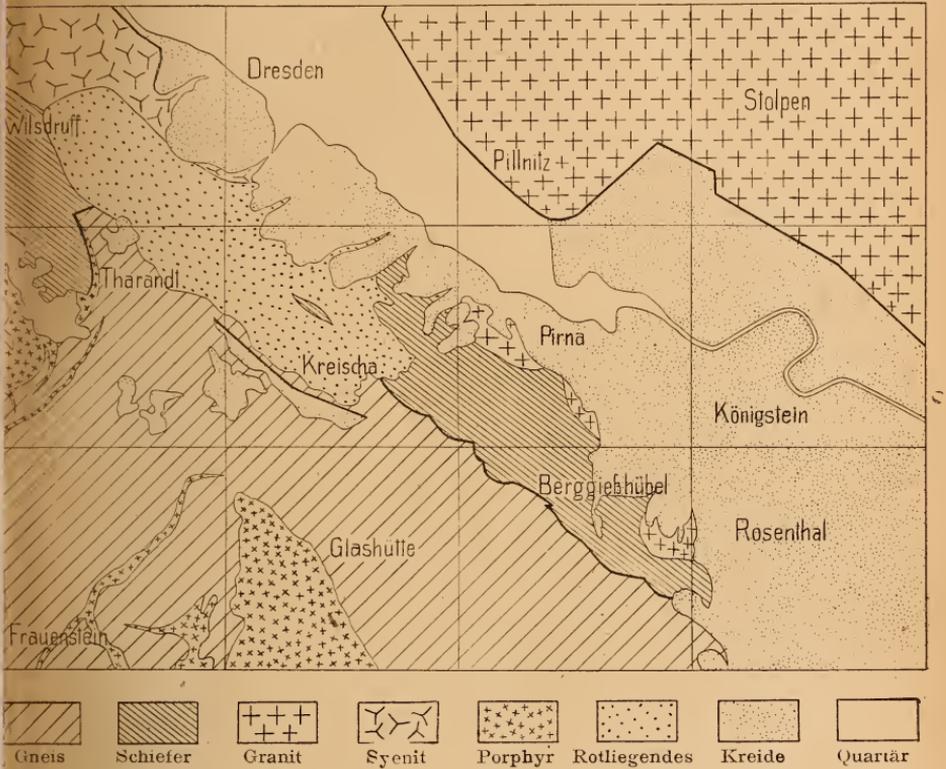


Fig. 1. Geologisches Übersichtskärtchen der südlichen Umgebung von Dresden  
(mit Blatteinteilung der geologischen Spezialkarte des Kgr. Sachsen).  
Maßstab 1 : 400000.

„Dresdener Elbtalgebirge“ vorgeschlagen, der später namentlich durch die Arbeiten von R. BECK weiter in die Literatur Eingang gefunden hat. H. CREDNER pflegte in seinen Vorlesungen über den geologischen Bau des Königreichs Sachsen die Bezeichnung „Elbtalgebirgisches Schieferssystem“ zu gebrauchen. Nun ist über der Ausdruck

<sup>2)</sup> A. HETTNER, Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der Sächsischen Schweiz. (Forschungen zur deutsch. Landes- u. Volkskunde, Bd. II, Heft 4, Stuttgart 1887). S. 255.

„Elbtalgebirge“ bereits vorher von H. B. GEINITZ in seinem bekannten gleichnamigen Werke<sup>3)</sup> für die Sandstein- und Plänerablagerungen der sächsischen Kreide vergeben worden, und ich halte es nicht für zweckmäßig, ihn gleichzeitig noch in anderer Bedeutung zu gebrauchen. Ich werde daher im folgenden den Ausdruck „Elbtalschiefergebiet“ anwenden und zwar mag darunter das ganze Schiefergebiet am Ost- und Nordostrande des Erzgebirges verstanden werden, soweit es nordwestliche (Lausitzer) Streichrichtung besitzt und also dem Elbtal ungefähr parallel verläuft. Die folgenden Ausführungen behandeln lediglich den eingangs umschriebenen Teil des Elbtalschiefergebiets südwestlich von Pirna.

Orographisch hebt sich dieses Schiefergebiet nicht vom Erzgebirge ab; vielmehr geht die Erzgebirgsfastebene, die sich hier im allgemeinen gegen NO (in der Richtung nach dem Elbtal zu) senkt, ganz unmerklich auf das Schiefergebirge über. Da sie weiter nach O hin auch auf die Sandstein- und Plänerschichten der Kreideformation übergreift, schneidet sie also deren Auflagerungsfläche und fällt infolgedessen im Bereiche des Elbtalschiefergebiets ebenso wie im östlichen Erzgebirge wenigstens streckenweise nahezu mit der präcenomanen Einebnungsfläche zusammen. Die Kreideschichten selbst greifen aus demselben Grunde vielfach in Lappen und einzelnen Inseln über das Schiefergebiet hinweg und verhüllen dieses dadurch an vielen Stellen; auf der beigegebenen Übersichtskarte (Taf. VII) wurde dies nicht berücksichtigt, um den Bau des Schiefergebirges klarer hervortreten zu lassen. Noch störender als diese einzelnen Reste einer ehemals weiter ausgedehnten, zusammenhängenden Sandsteindecke ist für die geologische Bearbeitung des alten Gebirges die teilweise recht tiefgründige Verwitterung der präcenomanen Einebnungsfläche<sup>4)</sup> und die Verschleppung des gelockerten Gesteinsmaterials durch das diluviale Eis, welches zur Zeit seiner größten Ausdehnung von N bzw. von NO her einen beträchtlichen Teil des Schiefergebietes überschritten hat. Denn glaziale Ablagerungen finden sich noch etwas nördlich von Maxen am Sandberg, ferner bei Biensdorf, bei Nennmansdorf und Friedrichswalde und auch noch zwischen

<sup>3)</sup> H. B. GEINITZ, Das Elbthalgebirge in Sachsen (Palaeontographica, Bd. XX, Kassel 1871—1875).

<sup>4)</sup> K. PIETZSCH, Verwitterungserscheinungen an der Auflagerungsfläche des sächsischen Cenomans (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1913, Monatsber. S. 594).

Ottendorf und Gersdorf. Es ist daher auf den Hochflächen auch nicht immer möglich, ohne weiteres nach den Lesesteinen zu kartieren, weil man an manchen Orten Bruchstücke fast aller Gesteinsarten des Schiefergebirges beisammen findet. Unter diesen Umständen bieten die tief eingeschnittenen und steilwandigen Täler der Lockwitz, Müglitz, Seidewitz, Bahra und Gottleuba sowie vieler Nebenbäche, welche das Schiefergebirge vorwiegend in nordöstlicher Richtung, also senkrecht zu dessen Hauptstreichen durchströmen, in zahlreichen natürlichen Aufschlüssen besonders wichtige Anhaltspunkte für die Entzifferung des geologischen Baues. Auf den Hochflächen selbst tritt anstehendes Gestein in der Hauptsache nur in einzelnen, z. T. zu langen Zügen angeordneten flachen Buckeln und Rücken zutage, die als Härtlinge aus der allgemeinen Verebnungsfläche herausragen; daneben ermöglichen hier eine Anzahl teilweise recht tiefer Steinbrüche, die vor allem im Kalkstein angesetzt sind, die Verfolgung einzelner Gesteinszonen.

Nachdem bereits von J. F. W. CHARPENTIER,<sup>5)</sup> KARL VON RAUMER<sup>6)</sup>, A. H. DE BONNARD<sup>7)</sup> und FRIEDRICH HOFFMANN<sup>8)</sup> dieses Schiefergebirge am Ostrande des Erzgebirges in den Bereich ihrer geognostischen Untersuchungen einbezogen worden war, fand es zuerst durch C. F. NAUMANN auf seiner „Geognostischen Specialcharte des Königreichs Sachsen“ auch eine kartographische Darstellung; jedoch wurden in der als Erläuterung zu dieser Karte herausgegebenen „Geognostischen Beschreibung des Königreichs Sachsen“<sup>9)</sup> nur die nördlichen Teile unseres Schiefergebietes noch berücksichtigt. Für dessen ganzen Umfang erschien dann im Jahre 1871 eine ausführlichere Beschreibung von

<sup>5)</sup> J. F. W. CHARPENTIER, Mineralogische Geographie der Chursächsischen Lande, Leipzig 1778.

—, Beobachtungen über die Lagerstätten der Erze, hauptsächlich aus den Sächsischen Gebirgen, Leipzig 1799.

<sup>6)</sup> KARL VON RAUMER, Geognostische Fragmente, Nürnberg 1811.

<sup>7)</sup> A. H. DE BONNARD, Essai géognostique sur l'Erzgebirge. Paris 1816.

<sup>8)</sup> FR. HOFFMANN, Übersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland, 2. Abteilung, Leipzig 1830.

<sup>9)</sup> C. F. NAUMANN und B. COTTA, Erläuterungen zu der geognostischen Charte des Königreiches Sachsen und der angränzenden Länderabtheilungen, 5. Heft, Dresden und Leipzig 1845.

H. MIETZSCH<sup>10)</sup>. Diese Arbeit, welche die Erläuterung zur NAUMANNschen Karte gewissermaßen ergänzen sollte und wahrscheinlich deshalb keine kartographische Darstellung des Gebiets enthält, zeigt, namentlich in petrographischer Beziehung, leider viele Ungenauigkeiten, weil der Verfasser seine Gesteinsbeschreibungen noch nicht auf Grund mikroskopischer Untersuchungen ausführte.

Die erste moderne Untersuchung erfuhr das Elbtalschiefergebiet südwestlich von Pirna in den Jahren 1887 bis 1890, als es gelegentlich der geologischen Bearbeitung der Blätter Kreischa, Pirna und Berggießhübel der Geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen von R. BECK im Maßstab 1:25 000 aufgenommen wurde. In den Erläuterungen zu diesen in den Jahren 1890 bis 1892 veröffentlichten Karten, welche die erste genaue Darstellung der Verbreitung der verschiedenen Gesteinsarten bieten, sind auch die geologischen und besonders die petrographischen Verhältnisse des Schiefergebirges zum erstenmal genauer auseinandergesetzt. Außerdem widmete R. BECK diesem Gebirgssteile mehrere besondere Arbeiten und auch einen geologischen Führer.<sup>11)</sup>

Nachdem die von R. BECK aufgenommenen Blätter Kreischa, Pirna und Berggießhübel der geologischen Spezialkarte längere Zeit im Buchhandel vergriffen waren, wurden sie in den Jahren 1912 und 1913 von mir auf neuer topographischer Grundlage wieder aufgenommen. Es mußte dabei namentlich das alte Schiefergebirge am Ostrande des Erzgebirges eine erneute und eingehende Untersuchung erfahren. Das, auf der zweiten Auflage der genannten Kartenblätter

<sup>10)</sup> H. MIETZSCH, Über das erzgebirgische Schieferterrain in seinem nordöstlichen Theile zwischen dem Rothliegenden und Quadersandstein (Leipziger Dissertation), Zeitschr. f. ges. Naturwiss. 1871, Bd. 37.

<sup>11)</sup> R. BECK, Über das Schiefergebirge der Gegend von Berggießhübel, Weesenstein und Maxen (Vortrag), Sitzber. Naturf. Ges. Leipzig 1890/91, S. 30.

—, Über gequetschte Granite, ebenda S. 113.

—, Über Amphibolitisation von Diabasgesteinen im Contactbereiche von Graniten, Z. d. Deutsch. Geol. Ges. 1891 S. 257—263.

—, Die Contacthöfe der Granite und Syenite im Schiefergebiete des Elbthalgebirges, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd. 13, 1892, S. 290.

— und W. LUZI, Über die Bildung von Graphit bei der Contactmetamorphose, N. Jb. f. Min. etc. 1891, II, S. 28.

—, Geologischer Führer durch das Dresdner Elbtalgebiet zwischen Meißen und Tetschen, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1897; II. Aufl. 1914.

erscheinende geologische Bild des Schieferzuges weicht infolgedessen an vielen Stellen von demjenigen der ersten Auflage nicht unerheblich ab, weniger bezüglich der Verbreitung der einzelnen Gesteinsarten, als vielmehr in deren Deutung, deren gegenseitiger Altersbeziehung und der Tektonik.

Mit der Veröffentlichung der zweiten Auflage der Kartenblätter Kreischa, Pirna und Berggießhübel<sup>11a)</sup> ist aus äußerlichen Gründen ein gewisser Abschluß in der Bearbeitung des Schiefergebirges gegeben. Da nun in den Erläuterungen zu den einzelnen Blättern immer nur die auf das betreffende Blatt entfallenden Teile des Schiefergebirges beschrieben werden konnten, es aber auf Grund der Verhältnisse eines einzelnen Blattes unmöglich ist, zum vollen Verständnis des geologischen Baues zu kommen, soll im folgenden eine zusammenfassende Darstellung des Gesamtgebietes gegeben werden, wobei vor allem die Altersverhältnisse der verschiedenen Schichten und die Tektonik besondere Berücksichtigung finden mögen. Es ist dabei aber von vornherein darauf hinzuweisen, daß die im folgenden wiedergegebene Auffassung des geologischen Baues sehr wesentlich von der angenommenen Altersgliederung der Schichten abhängig ist. Würde man später einige Schichten zu anderen Formationen stellen müssen, als dies hier geschehen, so würden sich unter Umständen auch andere tektonische Verhältnisse ergeben. Umgekehrt sind wieder für die stratigraphische Stellung einzelner Schichten die allgemeinen tektonischen Verhältnisse der Umgebung teilweise maßgebend gewesen. Bei eingehender Erwägung derartiger Wechselbeziehungen haben sich aber sowohl für die Stratigraphie wie auch für die Tektonik Resultate ergeben, deren allgemeine und anscheinend widerspruchslose Durchführbarkeit einige Gewähr für die Richtigkeit der vertretenen Auffassung bieten dürfte.

## A. Die geologische Zusammensetzung des Elbtalschiefergebietes.

Auf seiner im Maßstab 1:120 000 entworfenen „geognostischen Specialcharte“ scheidet C. F. NAUMANN im Bereiche des Elbtalschiefergebietes südwestlich von Pirna zu-

<sup>11a)</sup> Blatt Pirna ist inzwischen Ende 1916 und Blatt Kreischa ist 1917 erschienen; Blatt Berggießhübel ist im Druck.

nächst längs des Gneises einen schmalen Streifen von Glimmerschiefer aus und verzeichnet dann das ganze übrige Schiefergebiet als Tonschiefer, in welchem längere Züge von Kieselschiefer und von Grünstein, sowie kürzere Linsen von Kalkstein und Alaunschiefer abgehoben sind. Dieses „aus Thonschiefer etwas Glimmerschiefer und mancherlei untergeordneten Gesteinen bestehende Schiefergebirge“ bildet nach NAUMANN'S Auffassung „wahrscheinlich die älteste Gebirgsformation im Gebiete des Königreiches Sachsen, indem das jüngere Alter des Granites und Syenites vollkommen erwiesen ist, und nur noch allenfalls über die Stellung des Gneißes einige Zweifel obwalten können“.<sup>12)</sup>

In ähnlicher Weise beschreibt H. MIETZSCH im Elbtal-schiefergebiet zunächst einen an den Gneis angrenzenden Zug von Glimmerschiefer und dann das nach NO sich daran anschließende Tonschiefergebirge; dieses selbst gliedert er in einzelne „gewaltige Parallelzonen, die das ganze Gebiet in gleicher Mächtigkeit durchziehen“ (was jedoch in dieser Allgemeinheit nicht ganz richtig ist) und unterscheidet darin vor allem neben Tonschiefern noch Kalkschiefer, Kalkstein, Kieselschiefer, Graphitschiefer, Quarzit und Quarzschiefer. Die dem Schiefergebirge als alte Deckenergüsse eingeschalteten Diabase, welche zum Teil in den Bereich der Kontaktmetamorphose fallen und daher amphibolitisiert sind, betrachtet MIETZSCH, weil sie bald im Hangenden, bald im Liegenden des Kalksteins auftreten, als intrusiv und beschreibt sie als Diorit (a. a. O. S. 46). Die normalen Diabastuffe faßt er lediglich als grüne chloritreiche Tonschiefer bzw. Kalkschiefer auf (a. a. O. S. 26), obwohl sie damals auf NAUMANN'S Karte bereits als Grünsteine abgehoben waren. Die in der Kontaktmetamorphose amphibolitisierten Diabastuffe führt er als „Ottrelithschiefer“ auf und meint in ihnen unter dem Einfluß des „Diorits“ umgewandelte Tonschiefer sehen zu müssen (a. a. O. S. 49). Diese und manche andere irrthümliche petrographische Bestimmung ist, wie schon erwähnt, darauf zurückzuführen, daß MIETZSCH die Gesteine noch nicht im Dünnschliff untersuchte. Über die stratigraphische Stellung der Schichten des Schiefergebirges möchte er ein abschließendes Urteil nicht abgeben, glaubt es aber nicht bezweifeln zu dürfen, daß „diese Schiefer, wie die in gleicher Weise dem Gneiß anlagernden und mit Glimmerschiefer verknüpften Thon-

<sup>12)</sup> NAUMANN. a. a. O. S. 42.

schiefer des oberen Erzgebirges als der Urschiefer- oder huronischen Formation zugehörig zu betrachten seien“ (a. a. O. S. 55).

Gegenüber diesen älteren geognostischen Arbeiten stellt die geologische Spezialaufnahme unter H. CREDNERS Leitung einen in jeder Hinsicht großen Fortschritt dar. Dies macht sich namentlich in den petrographischen Untersuchungen geltend. So erkannte R. BECK die bisher als Glimmerschiefer aufgefaßten Gesteine als Phyllite und als Äquivalente der unteren Phyllitformation des westlichen Erzgebirges. Im Tonschiefergebiet unterschied er zunächst einen an die Phyllite sich anlehnenden schmalen Streifen von „Kambrium“, sodann einen mächtigen Zug silurischer Gesteine, auf dem dann als östlichste, ihrerseits wieder vom Dohna-Niederseidewitzer Granit abgeschnittene Zone die Weesensteiner Grauwackenformation folgt. Für die Abhebung des „Kambriums“ war lediglich die mehr kristalline Beschaffenheit der Tonschiefer maßgebend, durch welche diese den schon fast phyllitischen Schiefen des thüringischen und vogtländischen „Kambriums“ und analogen Schichten am Nordrande des Erzgebirges ähnlich sind. Die Altersbestimmung fast des ganzen übrigen Schiefergebirges als Silur stützte sich auf den Fund einiger Graptolithenreste im Kieselschiefer von Wittgensdorf bei Kreischa. Über die stratigraphische Stellung der sogenannten Weesensteiner Grauwackenformation, welche völlig im Bereich der Kontaktmetamorphose liegt, ist in der Erläuterung zu Blatt Pirna (I. Aufl. S. 39) nur gesagt, daß sie „jünger ist, als die silurische Schichtengruppe der Section“. Später glaubt sie R. BECK „mit der größten Wahrscheinlichkeit dem Devon“ zurechnen zu dürfen.<sup>13)</sup>

Bei diesen Altersbestimmungen war im allgemeinen der Umstand maßgebend, daß man in den Schichten des Schiefergebirges normalerweise und ungestört aufeinanderfolgende Ablagerungen sah. Infolge des fast durchaus nach NO gerichteten Schichtenfallens mußten dabei die liegendsten Schichten als die ältesten, die hangendsten (Weesensteiner Grauwackenformation) als die jüngsten aufgefaßt werden; und da man in der einen Zone silurische Fossilien fand, glaubte man, die weiter südwestlich, im scheinbaren Liegenden des silurischen Streifens anstehenden und teilweise

<sup>13)</sup> R. BECK, Die Contacthöfe der Granite und Syenite usw., Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. Bd. 13, 1892, S. 290; vergl. auch Ber. d. Naturf. Ges. Leipzig, Jahrg. 1890/91. S. 34.

phyllitisch glänzenden Tonschiefer ebenso wie im westlichen Erzgebirge und Vogtlande als „Kambrium“ ansehen zu dürfen. Sie bildeten so ein Bindeglied nach der noch weiter im Liegenden auftretenden „Phyllitformation“. Die Gruppe der Weesensteiner Grauwacken, die anscheinend im Hangenden der „Silurzone“ liegt, konnte deshalb mit einiger Wahrscheinlichkeit als Devon betrachtet werden. Früher war KARL VON RAUMER in diesem Gedankengange noch weiter gegangen und hatte den Granit, der das ganze Schiefergebirge nach NO hin abschneidet, als das normale Hangende des Schiefers angesehen; aber schon FRIEDRICH HOFFMANN und C. F. NAUMANN stellten an den Aufschlüssen bei dem Wehr der Köttewitzer Papierfabrik die intrusive Natur des Granites fest.

In seinem im Jahre 1897 erschienenen Führer gliedert R. BECK das Schiefergebirge in derselben Weise, kennzeichnet aber die Weesensteiner Grauwackenformation wieder als unsicheren Alters, da „nach den Lagerungsverhältnissen sowohl Kambrium als Devon“ in Frage kämen (a. a. O. S.72). In seinem Lehrbuch über Erzlagerstätten sind in der 1. Auflage (1901) und in der 2. Auflage (1903) die Schichten von Berggießhübel noch so wie in den Erläuterungen zu den geologischen Spezialkarten als Silur aufgefaßt; dagegen werden in der 3. Auflage (1909) die Zonen mit Kalkstein, Diabasen und Diabastuffen als Vertreter des Devons von dem übrigen silurischen Schiefergebirge abgeschieden.

Dies hatte R. LEPSIUS schon in dem im Jahre 1903 erschienenen ersten Teil des 2. Bandes seiner Geologie von Deutschland befürwortet (S. 209). Auch über die Weesensteiner Grauwackenformation äußerte LEPSIUS eine von der bisherigen abweichende Auffassung. Diese Schichtengruppe besteht zum großen Teil aus verhältnismäßig grobklastischen Sedimenten, und außerdem sind ihr bei Weesenstein gerölleführende Bänke eingeschaltet. Da nun „die Grauwacken und Konglomerate im Devon des Frankenswaldes und Vogtlandes unbedeutend sind“ und man aus den noch älteren Schichten in Sachsen und Ostthüringen überhaupt keine Konglomerate kennt, so glaubte LEPSIUS, die ganze Weesensteiner Schichtengruppe zum Kulm rechnen zu dürfen.

Eine ähnliche Auffassung vertrat H. CREDNER in seinen Vorlesungen; er gliederte z. B. im Wintersemester 1906/07 die Schichten des Elbtalschiefergebiets folgendermaßen:

- Kulm:** Grauwacken und Grauwackenschiefer mit Einlagerung von konglomeratartigen Grauwacken (= Weesensteiner Grauwackenformation).
- Mittel- und Oberdevon:** Kalksteine des Zuges Maxen-Nenntmannsdorf-Borna-Berggießhübel. Diabase und Diabasstufe.
- Unterdevon:** Gebänderte Hornschiefer, meist zu Breccien zerdrückt<sup>14</sup>).
- Obersilur:** Kieselschiefer mit Graptolithen (Wittgensdorf).
- Untersilur:** Dünnlagige normale Tonschiefer (Villa Koosen), z. T. dachschieferartig; selten Alaunschiefer und Kieselschiefer.
- Kambrium** (Phyllitformation und Kambrium der 1. Auflage der geologischen Spezialkarten): Glänzende Phyllite und phyllitische Tonschiefer, im unteren Kambrium Einlagerungen von Chloritgneis und Quarzitschiefer.

Da nur aus den obersilurischen Kieselschiefern spärliche Fossilien vorlagen, stützte sich diese von H. CREDNER vertretene Gliederung, die er auch auf der geologischen Übersichtskarte von Sachsen (1:250 000) zum Ausdruck brachte, im wesentlichen auf petrographische Merkmale und auf Vergleiche mit anderen sächsischen Schiefergebieten, deren stratigraphische Stellung aber ihrerseits ebenfalls nicht überall einwandfrei ist.

Im ganzen nur wenig verschieden ist die Gliederung, die R. BECK in der zweiten Auflage seines Führers (1914) für das Elbtalschiefersystem mitteilt. Er zieht, wie er dies schon in seinem Vortrag 1890 getan hat, auch den schmalen Streifen feinkörniger Gneise, der im Gegensatz zum ganzen übrigen Gneisgebirge nordwestliches (Lausitzer) Streichen besitzt, noch mit zum Elbtalschiefergebiet und hält daher folgende Zonen auseinander (a. a. O. S. 6):

6. Grauwackenschiefer, Grauwacken und Gerölle führende Grauwacken von unsicherem, vermutlich kulmischem Alter.
5. Tonschiefer, Diabastuffe, Diabase und Kalklager von unsicherem, vermutlich aber silurischem oder devonischem Alter.
4. Obersilurische Schiefer, Quarzite und Kieselschiefer.

<sup>14</sup>) Dies sind die jetzt als Kieselschiefer-Hornstein-Breccien beschriebenen und zum Kulm gestellten Gesteine, s. u. S. 218.

3. Tonschiefer des oberen Kambriums.
2. Phyllite mit Einlagerungen von Chloritgneisen, Quarziten und Adinolen<sup>15)</sup>.
1. Zuunterst feinkörnig-schuppige Biotitgneise mit spärlichen Einlagerungen von Amphibolit und Kalkstein.

Schon während meiner Arbeiten im Görlitzer Paläozoikum war ich bezüglich einiger Zonen des Elbtalschiefer-systems (z. B. CREDNERS Unterdevon) zu anderer Anschauung gelangt. Jedoch erst bei der Revision der Blätter Kreischa, Pirna und Berggießhübel konnte ich diese früheren Resultate weiter verfolgen und gleichzeitig auch für die stratigraphische Stellung anderer Schichten neue Gesichtspunkte gewinnen. Die Revision des Blattes Tanneberg (Deutschenbora) und anschließende Übersichtsbegehungen im Altpaläozoikum bei Nossen und Frankenberg ermöglichten es, die neu gewonnenen Anschauungen durch Beobachtungen unter anderen, aber ähnlichen Verhältnissen zu stützen. Einige allgemeinere Resultate dieser Arbeiten wurden bereits in folgenden Aufsätzen mitgeteilt:

„Über das geologische Alter der dichten Gneise des sächsischen Erzgebirges“, Centralbl. f. Min. usw. 1914, Nr. 7, S. 202—211, und Nr. 8, S. 225—241.

„Tektonische Probleme in Sachsen“, Geolog. Rundschau, Bd. V, H. 3, 1914, S. 161—172.

„Graptolithen aus dem Elbtalschiefersystem“, Ber. d. math.-phys. Kl. d. K. S. Ges. d. Wiss. Leipzig, 67. Bd., 1915, S. 270—289.

Die Schwierigkeiten, die sich der Erforschung des Elbtalschiefergebiets entgegenstellen, sind, abgesehen von den oben angeführten in der Oberflächenbeschaffenheit der heutigen oder der präcenomanen Landschaft bedingten Umständen vor allem in folgenden drei Gründen zu finden, die aus der Natur des alten Gebirges selbst hervorgehen.

Erstens sind die Schichten durchweg ziemlich steil gestellt, und gerade aus diesem Grunde zeigen die künstlichen Aufschlüsse meistens nur dasjenige Gestein, um dessentwillen sie geschaffen wurden, aber nicht auch zugleich das Nebengestein. Wo dieses doch mit aufgeschlossen ist, kann man infolge der steilen Aufrichtung und wegen der von vornherein zu vermutenden Faltung und Überkippung

<sup>15)</sup> Darunter sind die auch als hälleflintartige Gesteine bezeichneten feldspatreichen Quarzitschiefer zu verstehen.

der Schichten sowie wegen der Verschiebung derselben längs streichend verlaufender Störungen niemals mit Sicherheit aus dem Lagerungsbefund auf das Altersverhältnis schließen; nicht selten sind die Schichten bei den tektonischen Vorgängen auch zu langgestreckten linsenförmigen Körpern abgequetscht worden, wie es z. B. bei den Kalksteinvorkommen bei Nenntmannsdorf und Borna zu beobachten ist.

Zweitens sind die Schieferschichten durch Mangel an Fossilien ausgezeichnet. Dies mag wenigstens z. T. seinen Grund in den starken Druckwirkungen haben, mit denen die Aufrichtung des Schiefergebirges verbunden war. Infolge der dabei zustande gekommenen transversalen Schieferung der Tonschiefer können die möglicherweise darin enthaltenen Versteinerungen, wenigstens wenn sie dünnschalig waren, verloren gegangen sein. Auch der mehr kristalline Habitus der Kalksteine ist wahrscheinlich auf die gleichen Ursachen zurückzuführen; es hat sich in ihnen vor allem eine gewisse Kornvergrößerung, also eine innere Umkristallisation vollzogen, und durch diese konnten mindestens kleinere Fossilien vollständig vernichtet werden. Daß dagegen so zarte Organismen wie die Graptolithen verschont geblieben sind, rührt daher, daß sie meist verkieselt in dem spröden Kieselschiefer liegen, welcher für Transversalschieferung nicht geeignet ist und auf Druckvorgänge höchstens durch Bruch reagiert. Soweit endlich die Gesteine des Elbtalschiefergebiets durch Umkristallisation oder transversale Schieferung nicht verändert sind, kann ihre Fossilarmut nur als eine primäre Eigenschaft angesehen werden.

Der dritte Umstand, der eine Erforschung der Formationsgliederung des Elbtalschiefergebirges erschwert, ist die Kontaktmetamorphose, welche fast die Hälfte des Schiefergebietes betroffen hat. Wie schon einleitend gesagt, grenzt dieses nach NO zu an die Granite der Dohna-Niederseidewitzer Zone und an den Berggießhübel-Markersbacher Granit; außerdem dringen von NW her die Ausläufer des Meißner Granit-Syenit-Massivs in das Schiefer-system ein, und längs dessen Grenze gegen den Gneis treten noch eine Reihe von eigenartigen Turmalingraniten auf. Abgesehen von den letzteren, deren metamorphosierender Einfluß auf das Schiefergebirge verhältnismäßig nur gering ist, haben alle diese Tiefengesteine eine starke Kontaktwirkung auf die Umgebung ausgeübt, wobei pelitische Sedimente in der bekannten Weise zu Knoten- und Fruchtschiefern,

Andalusitglimmerschiefern und Andalusitcordierithornfelsen umgeprägt, Kalkstein zu Marmor, kalkige Schiefer zu Kalksilikatfelsen, Diabase und Diabastuffe endlich in massige bzw. schieferige Hornblendegesteine umgewandelt wurden. Diese Erscheinungen sind schon von R. BECK sowohl in den Erläuterungen zu den Blättern Kreischa, Pirna und Berggießhübel, wie auch in der oben genannten Sonderabhandlung in Tscherm. Min. u. Petrogr. Mitt. Bd. 13, 1892, ausführlich dargestellt worden. Für eine genaue Beschreibung der Kontaktgesteine und ebenso der die Umwandlung hervorrufenden Tiefengesteine sei auf diese Arbeiten verwiesen. Ich werde mich im folgenden wesentlich darauf beschränken, bei der Beschreibung der normalen Gesteine die Veränderungen, welche diese im Kontaktbereich erlitten haben, nur ganz kurz mit anzugeben. Es ist dies schon deshalb nicht ganz zu umgehen, weil unter den Kontaktgesteinen eine ganze Anzahl ohne weiteres mit Sicherheit auf bestimmte Schichten des normalen Schiefergebirges zurückgeführt werden können (wie z. B. auf silurische Kiesel-schiefer, devonische Diabastuffe und Diabase), und da man teilweise die Schichten ohne Unterbrechung aus dem unveränderten in den kontaktmetamorphen Anteil des Schiefergebietes hinein verfolgen kann. Unter Berücksichtigung des Zusammenvorkommens und der Lagerungsverhältnisse besonders charakteristischer Kontaktgesteine ist es infolgedessen möglich, auch für einen großen Teil des kontaktmetamorphen Gebirges dieselbe stratigraphische Gliederung durchzuführen, wie im unveränderten Anteile. Nur für die sog. Weesensteiner Grauwackenformation läßt sich im nicht-metamorphen Gebirge kein Äquivalent feststellen; sie muß daher besonders behandelt werden.

Am Aufbau des Elbtalschiefergebiets nehmen nach den Ergebnissen meiner Untersuchung teil:

1. Die Phyllitgruppe.
2. Das Altpaläozoikum.
  - a) Silur,
  - b) Devon,
  - c) Kulm.
3. Die Weesensteiner Grauwackenformation (nur innerhalb des Kontaktbereichs vorhanden).

Für die genauere Beschreibung einzelner Vorkommen und Aufschlüsse sei auf die zweite Auflage der Erläuterungen zu den Blättern Kreischa, Pirna, Berggießhübel ver-

wiesen, die ungefähr gleichzeitig mit dieser Arbeit erscheinen. Hier soll nur eine allgemeine petrographische Kennzeichnung der verschiedenen Gesteine und Gesteinszonen gegeben werden, um auf Grund derselben die Frage nach der stratigraphischen Stellung der Schichten und die Tektonik des Schiefergebirges erörtern zu können.

### 1. Die Phyllitgruppe.

#### Umgrenzung.

Als Phyllitgruppe wird ein Schichtenkomplex abgehoben, der sich aus folgenden Gesteinen zusammensetzt: Glimmeriger Phyllit (Quarzphyllit), phyllitische Tonschiefer, feldspatführender Quarzitschiefer, Chloritgneis und kristalliner Kalkstein.

Innerhalb des Verbreitungsgebietes der Phyllitgruppe treten ferner jene eigentümlichen Turmalingranite auf, welche an der Aufrichtung des Schiefergebirges mit teilgenommen haben und daher älter als diese tektonischen Vorgänge sein müssen. Für die Erörterung der stratigraphischen Stellung der Phyllitgruppe kommen sie aber nicht in Betracht, da sie in deren Schichten nicht als gleichaltrige Einschaltungen, sondern als jüngere Intrusivmassen eingelagert sind.

#### Petrographische Verhältnisse.

Die **glimmerigen Phyllite** (pq) sind meist dickschiefrige Gesteine mit metallischem Glanz. Sie bestehen wie im Erzgebirge vorwiegend aus kleinsten Quarzkörnchen nebst zarten Schüppchen und Häutchen von Kaliglimmer und Chlorit, wozu sich nur selten Feldspat, öfter dagegen Eisenglanz, Turmalin, Apatit und Rutil gesellen. Vielfach treten in dem häufig feingefälten oder stark gestauchten Gestein zahlreiche Schmitzen und Knauern von milchig-weißem Quarz auf (Quarzphyllit). Diese wittern aus dem Gestein leicht heraus und sind dann auf den Feldern im Gebiete der Phyllite stets in großer Menge zu finden, deren Kartierung sie dadurch auch dort ermöglichen, wo keine Aufschlüsse vorhanden sind. Unter den ausgewitterten Knauern findet man nicht selten auch solche, an deren Zusammensetzung neben milchig-weißem Quarz noch hellrötlicher bis fleischfarbener Feldspat teilnimmt; u. d. M. konnte außerdem auch Apatit, Turmalin, Biotit, Muscovit und namentlich Chlorit festgestellt werden. Der Feldspat erweist sich größtenteils als triklin und zwar als Albit.

Sowohl der Feldspat, wie auch ganz besonders der noch viel sprödere Quarz zeigen stets sehr intensive Druckwirkungen (siehe unten). Die Zusammensetzung der Quarz- und der Quarz-Feldspat-Knauern spricht dafür, daß diese als azide pegmatitische Injektionen anzusehen sind, bei deren Bildung überhitzte Lösungen eine große Rolle gespielt haben mögen. Vereinzelt kommen inmitten der Phyllite auch fast chloritfreie, dagegen an silberweißem Glimmer sehr reiche Abarten vor, welche beinahe an echten Muscovit-schiefer erinnern (Spitzberg bei Gottleuba).

Die **phyllitischen Tonschiefer** (p) oder tonschiefer-ähnlichen Phyllite sind grünlichgraue, seltener violette oder grünlichgrau und violett gescheckte Gesteine; sie sind meist ebenschiefrig und dünnspaltend wie Dachschiefer. Von den glimmerigen Phylliten unterscheiden sie sich vor allem durch einen viel matteren Glanz, auch führen sie bei weitem nicht so zahlreich und regelmäßig Quarzknauern und -schmitzen, enthalten dafür aber stellenweise zahlreiche, nur wenige Zentimeter mächtige Zwischenlagen von dünnplattigem chloritischen Hornblendeschiefer. Eine scharfe Abtrennung der phyllitischen Tonschiefer von den glimmerigen Phylliten stößt daher naturgemäß namentlich dort auf Schwierigkeiten, wo man nur auf Lesesteine angewiesen ist; im großen lassen sich aber die Komplexe recht gut voneinander scheiden.

Die **feldspatführenden Quarzitschiefer** (qf) sind grau-lich-weiße, dünnplattig brechende Gesteine. Sie bestehen zur Hauptsache aus sehr kleinen abgeplatteten und zackig ineinander greifenden Quarzindividuen und aus sehr feinschuppigem Muscovit (Sericit), welcher sich in langen dünnen Zügen parallel zur Schieferung anreichert und dadurch die meist vortreffliche Spaltbarkeit des Gesteins verursacht. Ferner sieht man aus der fast dichten oder zucker-körnigen Grundmasse, welche neben den genannten Haupt-gemengteilen akzessorisch noch Zirkon und Rutil enthält, zahlreiche, etwa stecknadelkopfgroße Feldspatkörner augig hervortreten. Sie gehören nach dem mikroskopischen Befund teils zum Orthoklas, teils zum Plagioklas; nicht selten ist auch die den Mikroklin kennzeichnende Gitterstreifung zu beobachten. Fast alle Feldspatkörner sind von Sprüngen durchsetzt oder ganz zerborsten. Im allgemeinen nimmt der Feldspat- und zwar namentlich der Plagioklasgehalt der Quarzitschiefer der einzelnen Vorkommnisse nach SO hin zu, gleichzeitig werden auch die Gesteine sehr feinkörnig

und teilweise fast dicht, so daß sie dann mehr wie feldspatreicher Hornschiefer oder schieferige Hälleflinten aussehen; sie scheinen jedoch diesen Habitus wesentlich einer kontaktmetamorphen Einwirkung des Turmalingranits zu verdanken, da sie unmittelbar am Kontakt mit diesem ganz besonders dicht und hornfelsartig werden und dann auch neugebildeten Biotit führen. Während die feldspatreichen Quarzitschiefer in ihrer großen Hauptmasse sehr licht gefärbte Gesteine sind, stellen sich im Seidewitztal nordöstlich von der Schneckenmühle Quarzitschiefer ein, welche ebenfalls reich an Feldspat sind, aber infolge einer beträchtlichen Beimengung von Kohlestäubchen und Eisenkieskörnchen eine dunkelgraue Farbe besitzen. Außer in mächtigen geschlossenen Lagern kommen Quarzitschiefer auch in dünn-schichtiger Wechsellagerung mit Phyllit vor, z. B. im Phyllitgebiet zwischen Gottleuba und Markersbach; die phyllitischen Zwischenmittel können darin allerdings bisweilen zu ganz zarten Häutchen zusammenschwinden.

Der Chloritgneis (gnc) ist ein dunkelgraues bis schmutziggrünes, klein- bis mittelkörniges Gestein, welches in der Hauptsache aus Feldspat, Quarz, Chlorit und Muscovit, sowie ferner aus Apatit, Titaneisen, Titanit und Zirkon besteht. Der Feldspat ist im Handstück z. T. wasserhell bis lichtgrünlich, mitunter auch durchweg lichtrötlich gefärbt. Er ist meist polysynthetisch verzwilligt und gehört zu den saueren Plagioklasen. Daneben ist auch noch deutlich gegitterter Mikroklin, sowie Orthoklas vorhanden. Der chloritische Gemengteil bildet zarte schmutziggrüne Schüppchen und wird durch HCl leicht zersetzt. Von Akzessorien ist außer dem Titaneisen der Apatit sehr häufig, dessen kurze, oft gedrungene Säulchen stellenweise so reichlich vorhanden sind, daß schon geringe Mengen des Gesteins stark auf Phosphorsäure reagieren. Ferner bemerkt man nicht selten Epidot als sekundäre Bildung. Gewöhnlich zeichnet sich der Chloritgneis durch starke Kataklase aus, wobei dann die stark gepreßten und zerborstenen Feldspäte und Quarze in einem feinkörnigen Mörtel von Quarz- und Albitkörnchen eingebettet liegen und die Chlorit- und Sericitfasern zu einem unregelmäßigen Gewirre zerdrückt sind. Ihrer Textur nach sind die Chloritgneise streifig-flaserig oder dünn-lagenförmig ausgebildet, indem dann licht-fleischrote feldspatreiche Lamellen mit dunkelgrünen, chloritreichen abwechseln. In den feldspatreichen Lagen pflegen auf dem Querbruche bis 4 mm große Feldspat-

körner augig hervorzutreten. Stellenweise geht die lagenförmige Textur in eine streifig-stengelige über und durch Zurücktreten der feldspatreichen Lagen entwickeln sich chloritschieferartige Abarten (Finkenfang, Häselich). Über die chemische Natur der Chloritgneise und ihre Genesis siehe Seite 199.

**Kristalliner Kalkstein** (k) ist lediglich bei Mühlbach in zwei 3 bzw. 4 m mächtigen Lagern und in einem ebenfalls sehr wenig mächtigen Lager am Süden von Lungkwitz nachgewiesen worden. Diese früher in Tagebau- und Stollenbetrieb abgebauten Lager sind heute nicht mehr oder nur noch schlecht aufgeschlossen. Der Kalkstein war lichtgrau gefärbt und auf dem Querbruche schwach gebändert.

*Kontaktmetamorphe Beeinflussung* der Gesteine der Phyllitgruppe ist, abgesehen von der eben beim Quarzitschiefer mitgeteilten Erscheinung, nur im Bereiche des Berggießhübel-Markersbacher Granites zu beobachten. In der Richtung auf den Granit hin entwickeln sich aus dem Phyllit nacheinander: 1. Fruchtschiefer mit unveränderter Schiefermasse, 2. Fruchtschiefer mit kristallinisch veränderter Schiefermasse, 3. schiefrige Glimmerfelse und 4. Andalusitglimmerfelse. Auf den Spezialkarten wurden die beiden ersten Umwandlungsstadien als Zone der Fruchtschiefer, die beiden anderen als Zone der Andalusitglimmerfelse zusammengefaßt. Über die Ausbildung der Kontaktgesteine vergleiche man die Erläuterungen zu den geologischen Spezialkarten und die obengenannte Arbeit von R. BECK.

Die feldspatreichen Quarzitschiefer sind im Granitkontakt, wie oben schon erwähnt wurde, unter Neubildung von Biotit in lichtbraune bis braungraue, sehr feinkörnige, massige Hornfelse umgewandelt worden. In den mit Phylliten dünn-schichtig wechsellagernden Quarzitschiefern sind die Kontaktwirkungen nur an den Phyllitlagen leicht zu erkennen, während an den quarzitischen Lagen wenigstens makroskopisch keine große Beeinflussung festzustellen ist.

Die Chloritgneise endlich wurden im Kontakthof des Markersbach-Berggießhübeler Granites in Biotitgneise umgewandelt, indem der Chlorit mit der Annäherung an den Granit immer mehr in Biotit umgesetzt ist. Die texturellen Eigentümlichkeiten der Chloritgneise sind durch die Metamorphose kaum wesentlich verändert worden.

Die Zugehörigkeit der genannten Kontaktgesteine zur Phyllitgruppe ergibt sich ohne weiteres aus dem Kartenbild, da sie im Streichen der scharf ausgesprochenen Phyllit-

zone des Elbtalschiefergebiets liegen und mit ihr in ununterbrochenem Zusammenhang stehen.

#### Gliederung der Phyllitgruppe.

Die feldspatführenden Quarzitschiefer und die Chloritgneise bilden weithin fortstreichende Einschaltungen im glimmerigen Phyllit (Quarzphyllit), und zwar liegen die Quarzitschiefer im allgemeinen in einem tieferen Horizont als die Chloritgneise. Unregelmäßige Lagerungsverhältnisse trifft man nur im Seidewitztal, sie sind aber hier ersichtlich durch tektonische Ursachen bedingt. Dasselbe gilt für die abweichende Lagerung des Chloritgneises zum Quarzitschiefer im Spitzberg bei Possendorf auf Blatt Kreischa, wo das Schiefergebirge die rotliegenden Schichten durchragt; die nähere Feststellung der Lagerungsstörung selbst ist hier infolge der Überdeckung durch das Rotliegende und wegen des Fehlens von tiefen Aufschlüssen unmöglich. Der kristalline Kalkstein, der nur an wenigen Stellen beobachtet wurde, stellt sich an der hangenden Grenze des Chloritgneises gegen Phyllit ein oder ist noch in den obersten Teil des Chloritgneises selbst eingeschaltet; möglicherweise ist aber diese letztere Stellung durch Lagerungsstörungen hervorgerufen, was sich gegenwärtig nicht entscheiden läßt.

Die glimmerigen Phyllite selbst besitzen nach ihrer Kristallinität und nach der Häufigkeit der Quarzknuern den Habitus der unteren Phyllitformation des westlichen Erzgebirges. Sie sind es, welche von den älteren Bearbeitern als Glimmerschiefer bezeichnet wurden.

Die tonschieferähnlichen Phyllite entsprechen nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit der als „Untercambrium nebst Phyllit“ auf den Spezialkarten des westlichen Erzgebirges abgetrennten Schichtengruppe. Einlagerungen von feldspatreichem Quarzitschiefer und Chloritgneis, sowie auch von Kalkstein fehlen den phyllitischen Tonschiefern durchaus; nur schwache, selten mehr als zentimetermächtige Einlagerungen von chloritischem Hornblendeschiefer wurden beobachtet.

Nach der Art der Schiefer selbst und nach der angegebenen Verteilung der Einschaltungen kann man demnach im Elbtalschiefergebiet die gesamte Phyllitgruppe folgendermaßen gliedern:

#### 2. Obere Abteilung:

Tonschieferähnliche Phyllite mit schwachen Lagen von chloritischen Hornblendeschiefern.

## 1. Untere Abteilung:

Glimmerige Phyllite mit Einlagerung von  
Kalkstein,  
Chloritgneis,  
Quarzitschiefer.

Die oben erwähnten Turmalingranite sind der unteren Abteilung eingeschaltet und zwar meist im Niveau der Quarzitschiefer oder noch etwas höher bis an die Chloritgneise hinan.

## Stratigraphische Stellung der Phyllitgruppe

Während die Trennung der Phyllitgruppe in zwei Abteilungen meist nicht schwer durchführbar ist, stößt eine Abgrenzung der Phyllite von den normalen paläozoischen Schiefen und somit überhaupt eine Trennung der Phyllitgruppe vom Altpaläozoikum stellenweise auf Schwierigkeiten. Es könnte daher die Vermutung aufkommen, daß die tonschieferähnlichen Phyllite lediglich den tiefsten Komplex der nachher zu besprechenden altpaläozoischen Sedimente darstellen und also entweder als tiefstes Silur oder als Kambrium aufzufassen sind. In der ersten Auflage der Spezialkarten unseres Gebietes sind sie ja tatsächlich als Kambrium dargestellt worden, und ganz gleiche Schiefer wurden z. B. auf Blatt Roßwein-Nossen und ebenso auf Blatt Löbnitz-Zwönitz neuerdings zwar mit der Farbe der Phyllite, aber mit dem Symbol des Kambriums (cb) wiedergegeben. In der Erläuterung zu dem letztgenannten Blatt sind sie als phyllitisch umgewandeltes „Kambrium“ beschrieben worden. Ein Beweis, daß in diesen Schichten wirklich Sedimente kambrischen Alters vorliegen, ist hier ebensowenig wie im Vogtlande und Ostthüringen für die dort als Kambrium bezeichneten Schichten erbracht worden.

Bei dieser Streitfrage bezüglich der Stellung der phyllitischen Tonschiefer kann im Elbtalschiefergebiet zunächst das Kartenbild bzw. die Tektonik Hilfe leisten. Es ist nämlich überall dort, wo solche phyllitische Schiefer auftreten, stets eine vollkommene Konkordanz gegen das Liegende hin, also mit den glimmerigen Phylliten festzustellen, dagegen werden die tonschieferähnlichen Phyllite nach dem Hangenden zu von einer (tektonischen) Diskordanz getrennt (siehe Karte), infolge deren Diabase, Diabastuffe, Kieselschiefer und Tonschiefer an die phyllitischen Tonschiefer

angrenzen. Diese Diskordanz überschneidet auch sogar die Grenze zwischen Phyllit und phyllitischem Tonschiefer in schräger Richtung. Es ergibt sich so aus dem Kartenbilde ganz unzweifelhaft eine enge Zugehörigkeit der phyllitischen Tonschiefer zu den glimmerigen Phylliten und eine scharfe Abtrennung dieser Phyllitgruppe als Gesamtheit von den altpaläozoischen Schichten. Gestützt wird diese Trennung überdies durch die Erfahrungen bei der Revision des Blattes Tanneberg, wo ebenfalls die bisher teilweise als Kambrium bezeichneten tonschieferähnlichen Phyllite mit dem Quarzphyllit eine untrennbare Einheit bilden, die durch große und deutliche Diskordanzen derselben Art wie hier im Elbtalschiefergebiet vom Altpaläozoikum getrennt werden.

Da, wie später zu erörtern sein wird, die Diskordanz zwischen Phyllitgruppe und altpaläozoischem Schichtenkomplex tektonischer Natur ist, wäre es immerhin noch denkbar, daß in der Phyllitgruppe Gesteine altpaläozoischen Alters vorlägen, die sich von den gleichaltrigen normalen Sedimenten des Elbtalschiefergebietes nur durch ihre höhere Kristallinität unterscheiden. Dieser stärker metamorphe Habitus könnte eben durch dynamische Wirkungen im Gefolge der gebirgsbildenden Vorgänge verursacht worden sein, zumal die stärker kristallinen Schichten (glimmerige Phyllite) tiefer, mithin der Gneisgrenze näher liegen als die weniger stark metamorphen (tonschieferähnlichen Phyllite) und die Phyllitgruppe, wie später zu zeigen sein wird, an der Basis des ganzen Elbtalschiefersystems auf den Gneis überschoben wurde.

Demgegenüber muß aber betont werden, daß die Phyllitgruppe diesen ihren kristallinen Habitus bereits besaß, ehe die tektonischen Vorgänge einsetzten. Dies läßt sich deutlich an den Quarz-Feldspat-Knauern erkennen, die ein Charakteristikum für die untere Stufe der Phyllitgruppe sind. Wie immer diese Knauern entstanden sein mögen, die sie zusammensetzenden Mineralkörner sind ursprünglich als einheitliche Kristalle gebildet worden. Wenn wir aber jetzt die verschiedenen Individuen des Feldspats (Plagioklases) durch Risse zertrümmert und die einzelnen Teilstücke gegeneinander verschoben sehen, wenn wir an den Quarzindividuen die bekannte Mörtelstruktur, Torsionserscheinungen oder sogar einen Zerfall in viele einzelne Körnchen oder Stengelchen beobachten, so ist das nur durch jüngere Druckvorgänge zu erklären, welche an vorher einheitlichen Mineralkörnern angegriffen haben. Nun sind die

Knauern so innig mit dem glimmerigen Phyllit verwachsen, daß sie nicht älter, sondern nur jünger als dessen kristallines Gefüge sein können; denn dieses ist unter Verhältnissen gebildet worden, wo eine eigentliche Kataklyse nicht stattgefunden hat. Wenn daher durch irgendwelche tektonische Prozesse an den Mineralkomponenten der Knauern kataklastische Erscheinungen ausgelöst wurden, so müssen die Knauern und damit erst recht die Quarzphyllite selbst schon vortektonisch sein. Dann ist es aber nicht möglich, die Phyllitgruppe als ein lediglich durch besonders starke Druckvorgänge bei Anlage der gegenwärtigen Tektonik kristalliner gewordenes Äquivalent altpaläozoischer Schichten aufzufassen; sie muß vielmehr schon vortektonisch sein. Das besagt, daß die Phyllitgruppe des Elbtalschiefergebiets zum Altpaläozoikum dieser Landschaft eine ähnliche Stellung einnimmt, wie die Phyllite des westlichen Erzgebirges zum gesamten fossilführenden Paläozoikum des Vogtlandes. In der Phyllitgruppe des Elbtalgebiets sind also Schichten enthalten, welche älter sein müssen als die älteste im Paläozoikum des Elbtalschiefergebiets enthaltene Formation, d. h. älter als mindestens Silur<sup>16)</sup>. Über die Zeit, in welcher diese Schichten zu Phylliten umgewandelt wurden, soll damit aber nichts ausgesagt werden.

Nach der Gesteinsbeschaffenheit ist die Phyllitgruppe des Elbtalschiefergebiets mit der unteren und oberen „Phyllitformation“ im westlichen Erzgebirge zu vergleichen, welche dort die ältesten altpaläozoischen Schichten des Vogtlandes nach unserer bisherigen Kenntnis konkordant unterteuft. Dabei ist aber zu beachten, daß zwar Quarzitschiefer auch im westlichen Erzgebirge als Einschaltungen im Phyllit vorkommen, daß aber dort Chloritgneise völlig unbekannt sind. Diese merkwürdigen Gesteine sind vielmehr bisher außer im Elbtalschiefergebiet südwestlich von Pirna nur noch aus dem Wilsdruff-Nossener Bereich bekannt geworden. Die Verbreitung der Chloritgneise ist somit in auffälliger Weise auf diejenigen Phyllitgebiete beschränkt, welche ohne

<sup>16)</sup> Es sei in diesem Zusammenhang daran erinnert, daß neuerdings R. KETTNER (Über die Beziehungen der Glimmerschiefer zu den Phylliten und den Gneisen in der Umgebung von Luditz in Westböhmen, Bull. intern. de l'Acad. d. Sc. de Bohême 1913) für die Phyllite des Strehlaflußgebietes nachgewiesen hat, daß sie zur untersten Abteilung des mittelböhmischen Algonkiums gehören. Eine direkte Parallelisierung der böhmischen mit den sächsischen Phylliten ist aber nicht angängig.

Zwischenschaltung einer Glimmerschiefergruppe unmittelbar auf ziemlich hochkristallinen erzgebirgischen Gneisen aufruhend, und von welchen wir annehmen müssen, daß sie über die Gneise überschoben worden sind<sup>17)</sup>. Es liegt daher nahe, die Chloritgneise als ein durch den Druck bei dieser Dislokation verändertes Glied der erzgebirgischen Phyllitformation aufzufassen. Als solches wurden von mir<sup>18)</sup> zunächst körnige chloritische Hornblendegesteine vermutet, wie sie im westlichen Erzgebirge verbreitet sind. Nach den von Herrn Prof. R. REINISCH freundlichst ausgeführten chemischen Analysen zweier Chloritgneise ist aber ein

	1.	2.	3.
SiO <sub>2</sub>	68,43	69,32	68,94
TiO <sub>2</sub>	0,36	—	Spur
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	—	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,76	15,41	14,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,25	1,10	1,24
FeO	2,02	2,91	3,41
CaO	1,67	1,75	2,73
MgO	0,96	0,65	2,07
Na <sub>2</sub> O	4,23	3,76	3,56
K <sub>2</sub> O	3,60	3,20	1,60
H <sub>2</sub> O	1,48	} 2,10	} 1,76
CO <sub>2</sub>	0,44		
SO <sub>3</sub>	—	—	0,19
Summe	100,42	100,20	99,90

1. Chloritgneis, mittelkörnig, augig, NW von Blankenstein im Triebischtal (Blatt Tanneberg-Deutschenbora). Anal. R. REINISCH.
2. Chloritgneis, chloritschieferartig, Südende von Maxen, neben dem kristallinen Kalkstein (Blatt Kreische). Anal. R. REINISCH.
3. Grobflaseriges Quarzchloritgestein (Chloritgneis), Wüste Röhrsdorf, Riesengebirge. Anal. KLÜSS.

solcher Ursprung völlig ausgeschlossen. Die chemische Zusammensetzung deutet vielmehr darauf hin, daß den Chloritgneisen ein saures Gestein, etwa von der Art der normalen Biotitgneise oder Granite oder auch eine feldspatreiche Arkose zugrunde liegt. Das Überwiegen des Na<sub>2</sub>O über das K<sub>2</sub>O und des CaO über MgO scheint allerdings mehr für Eruptivgesteins- als für Sedimentnatur des Ausgangsmaterials zu sprechen. Daß etwa aufgeschleppte Schollen von erzgebirgischem Gneis die Chloritgneise geliefert hätten, ist nicht möglich, zunächst schon wegen der im Kartenbild deutlich zum Ausdruck kommenden, sehr regelmäßigen Ein-

<sup>17)</sup> Vergl. K. PIETZSCH, Tektonische Probleme in Sachsen. Geol. Rundschau, V. 1914, S. 161.

<sup>18)</sup> Ebenda, S. 166.

schaltung dieser Gesteine in die Phyllitzone, sodann auch wegen der streckenweise festzustellenden Verknüpfung der Chloritgneise mit mehr chloritschieferartigen Gesteinen und schließlich vor allem wegen der allerdings nur selten beobachteten Verflößung und bankweisen Wechsellagerung der Chloritgneise mit den Phylliten<sup>19)</sup>. Im wesentlichen aus den gleichen Gründen ist auch eine Ableitung der Chloritgneise aus verschleppten Granitschollen nicht zugänglich; veränderte intrudierte Granitmassen können nach der Verknüpfung der Chloritgneise mit dem Phyllit erst recht nicht in Frage kommen. Die Vermutung, daß die Chloritgneise etwa auf dynamo-metamorphem Wege aus feldspatreichen Phyllitgneisen (Albitphylliten) hervorgegangen sein könnten, wie sie im westlichen Erzgebirge in der Phyllitgruppe, anscheinend in bestimmten Horizonten, eingelagert sind, wird vor allem durch die chemische Natur der Albitphyllite widerlegt; nach zwei ebenfalls von R. REINISCH ausgeführten Analysen derartiger Gesteine<sup>20)</sup> besitzen diese zwar den zu erwartenden Überschuß des  $\text{Na}_2\text{O}$  über das  $\text{K}_2\text{O}$ , sind aber sehr viel reicher an 2- und 3-wertigen Elementen und zugleich viel kieselsäureärmer (ca. 48—49%  $\text{SiO}_2$ ) als die Chloritgneise. Nach alledem erscheint eine Herleitung der letzteren von einem Eruptivgestein oder einem älteren kristallinen Schiefer ausgeschlossen, es bleibt somit nur die Möglichkeit bestehen, diese merkwürdigen Gesteine auf verhältnismäßig grobkörnige, jedenfalls arkoseartige Sedimente zurückzuführen. Zu demselben Ergebnis ist übrigens G. BERG für die Chloritgneise des Riesengebirges gekommen<sup>21)</sup>, welche nach der umseitig zum Vergleich mitgeteilten Analyse 3 chemisch und nach der von G. BERG gegebenen Beschreibung auch petrographisch und geologisch recht gut mit den Chloritgneisen des Elbtalgebiets übereinstimmen. Die schlesischen Gesteine sind durch Übergänge mit dichten Quarzchloritgesteinen verbunden und umschließen auch ein Kalklager. Die Ableitung

<sup>19)</sup> Am deutlichsten konnte diese Erscheinung am Chloritgneis gegenüber von Neu-Tanneberg im Triebischtal (auf Blatt Tanneberg-Deutschenbora) festgestellt werden; die in dieser Gegend verbreiteten Chloritgneise stimmen in jeder Beziehung mit denen des Elbtalschiefergebiets südwestlich von Pirna überein.

<sup>20)</sup> 2. Aufl. der Erläuterung zu Blatt Wiesenthal-Weipert der geol. Spez.-Karte des Kgr. Sachsen, Leipzig 1917. S. 25.

<sup>21)</sup> G. BERG, Die krystallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges (Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. Neue Folge. Heft 68). S. 108—111.

von Chloritgneisen aus feldspatreichen Grauwacken zieht auch F. KRETSCHMER<sup>22)</sup> bei der Erklärung der Chloritgneise der Umgegend von Zöptau in Mähren in Betracht; er weist dabei auf die teilweise sehr feldspatreichen und arkoseähnlichen Grauwacken, welche große Teile des mittelböhmischen Präkambriums zusammensetzen. Ob diese Gesteine auch für die Chloritgneise des Elbtalschiefergebiets zum Vergleich heranzuziehen sind, läßt sich schwer entscheiden; sicherer scheint es mir jedenfalls, jene präkambrischen Grauwacken, welche streckenweise auch Gerölle führen, in Beziehung zu bringen zu der Weesensteiner Grauwackenformation und den dichten Gneisen des Erzgebirges (siehe unten).

## 2. Das Altpaläozoikum.

### a) Das Silur.

#### Umgrenzung.

An der Zusammensetzung der als Silur anzusehenden Schichtenreihe beteiligen sich Kieselstiefer, Hornsteine, Tonschiefer und Quarzsandstein.

#### Petrographische Verhältnisse.

Der Kieselstiefer (s<sub>2</sub>) besitzt die normale Ausbildung wie auch sonst im sächsisch-thüringischen Silur, ist also ein dicht erscheinendes schwarzes, häufig von kleinen weißen Quarztrümmern durchzogenes Gestein, welches teils in 1—2 cm starke oder noch dickere Platten, teils auch nur in etwa 1 mm dünne Tafeln abgesondert und durch zahllose Querklüfte in parallelepipedische Bruchstücke oder scharfeckige Scherben zerlegt ist. Das Gestein ist außerordentlich spröde und baut sich aus winzigen, meist unter 0,001 mm und nur selten bis 0,01 mm im Querschnitt messenden Körnchen von Quarz und Chalcedon auf. Das schwarze Pigment, welches in dem schwarzen Kieselstiefer so reichlich auftritt, daß selbst sehr dünne Schliffe nur schwer durchsichtig werden, besteht aus feinsten, ihrer Größe nach kaum noch meßbaren Stäubchen von kohlgiger Substanz. Die chemische Zusammensetzung eines schwarzen Kieselstiefers zeigt umstehende Analyse 1, deren Material

<sup>22)</sup> F. KRETSCHMER, Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau (Mähren), (Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt für 1911), S. 164 u. 169.

vom Sandberg bei Wittgensdorf stammt, und deren Anfertigung ich der Freundlichkeit von Herrn Prof. R. REINISCH verdanke. Neben dem rein schwarzen Kieselschiefer (Lydit) kommen auch noch etwas hellere, nicht so stark von kohligter Substanz schwarz gefärbte Abarten vor. Wo diese mit der erstgenannten Art in dünnen Platten wechsellagern, entstehen auf dem Querbruch streifig aussehende Gesteine. Vielfach stehen die Kieselschiefer ohne jedes andere Zwischenmittel an; zuweilen stellen sich aber bald vereinzelt, bald häufiger Zwischenlagen von hellgrauem, auf Spalt- und Kluffflächen bräunlichrotem, kieseligem Schiefer ein, der sich rau anfühlt, aber sonst recht weich ist. Der-

	1.	2.
Si O <sub>2</sub>	97,58	80,50
Ti O <sub>2</sub>	0,03	Spur
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	1,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	12,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	0,45
Fe O	0,20	n. vorh.
Mg O	0,13	0,08
Ca O	0,37	3,20
Na <sub>2</sub> O	0,31	0,03
K <sub>2</sub> O	0,07	0,23
H <sub>2</sub> O	0,17	0,62
C	1,02	n. vorh.
Summe	100,77	99,66

1. Schwarzer Kieselschiefer, Sandberg bei Wittgensdorf (Blatt Kreischa), Anal. R. REINISCH.

2. Helle Linse aus diesem Kieselschiefer, ebendaher, Anal. R. REINISCH.

artig zusammengesetzte Gesteinskomplexe vermitteln die Verknüpfung der Lyditschichten mit dem Komplex der Hornsteine (Sandberg bei Wittgensdorf). Besondere Erwähnung verdienen eigentümliche hellgraue oder gelblichgraue, im Querschnitt bald kurz-, bald langlinsenförmige Einschaltungen parallel der Schichtung des schwarzen Kieselschiefers. Sie werden manchmal bis über 30 cm lang und haben entweder ein zugespitztes oder auch ein abgerundetes Ende. Die Dicke beträgt bis etwa 2 cm, schwankt aber an langgestreckten Linsen oft so, daß sich diese an mehreren Stellen etwas einschnüren und so aus mehreren einzelnen, miteinander vereinigten Linsen zu bestehen scheinen. Die Linsen setzen sich aus durchschnittlich etwas größeren Quarzkörnchen zusammen als der Kieselschiefer, mit dem sie so fest verflößt sind, daß sie sich nicht herauslösen lassen. An ihrer Zusammensetzung beteiligt sich außerdem

noch ein anderes Mineral in Gestalt von winzigsten säulenförmigen Kriställchen, die sich zu unregelmäßigen Häufchen und Gruppen zusammenscharen, und die wahrscheinlich einem Phosphat angehören; die chemische Zusammensetzung einer solchen, außerordentlich lang ausgezogenen hellen Linse aus dem Kieselschiefer des Sandberges bei Wittgensdorf zeigt die unter 2 mitgeteilte Analyse. Auch echte Phosphoritknollen kommen im Kieselschieferhorizont vor (z. B. Sandberg bei Wittgensdorf, Nenntmannsdorf), sie scheinen aber verhältnismäßig selten zu sein. Sie wurden bisher nur in stark verwittertem Zustande in einzelnen Lesesteinen von Kieselschiefer und in einem wahrscheinlich mit diesem wechsellagernden, weicheren, dunkeln Tonschiefer aufgefunden. Sie messen im Querschnitt etwa bis 10 cm, in der Dicke ungefähr 2 cm.

Im Bereich der **Kontaktmetamorphose** wird der Kieselschiefer in der Richtung auf Graphitquarzit hin umgewandelt; jedoch wird dieser höchste Grad der Metamorphose erst im innersten Kontakt wirklich erreicht. In den äußeren Zonen vollzieht sich zunächst nur eine mit Kornvergrößerung verbundene Umkristallisation der Quarz-Chalcedon-Masse in eine Quarzmosaik, während eine Umwandlung des Kohlenstoffs zu Graphit hier noch nicht erfolgt.

Der **Hornstein** (sh) stellt im ganzen einen milchig-weißen oder grauen, seltener rötlichen oder schwärzlich und weißlich geflammten Kieselschiefer dar und ist wie dieser ein mikro- bis kryptokristallines, im Handstück dicht erscheinendes, sehr hartes und sprödes Kieselgestein. Durch zahlreiche Quersprünge sind die Hornsteinplatten, deren Dicke nur selten 10 cm erreicht, und die mit grauem, weißlichem oder violettem, seltener schwärzlichem Tonschiefer wechsellagern, gewöhnlich in unregelmäßig polyedrische oder in parallelepipedsche Stücke abgesondert. Durch dunkelgraue bis schwärzliche Hornsteinlagen wird die Verknüpfung mit den echten Kieselschiefern hergestellt.

In der **Kontaktmetamorphose** werden aus den Hornsteinen gewöhnliche Quarzite, die sich von solchen anderer Herkunft nicht unterscheiden.

Die silurischen **Tonschiefer** (ss) sind sehr feinschiechige, z. T. aber auch etwas sandige Gesteine. Helle, graue, teilweise kieselige und sehr dünnspaltende Arten sind in Wechsellagerung mit den Hornsteinschichten häufig; doch kommen dabei auch dunkelrote oder violette Abarten nicht

selten vor. Wo schwarze Tonschiefer verbreitet sind, wechsellagern sie wahrscheinlich mit Kieselschiefern (z. B. zwischen Schmorsdorf und dem Sandberg). Gegenwärtig ist dies aber nicht durch Aufschlüsse zu beweisen.

Im Kontaktbereich werden die schwarzen Tonschiefer zunächst zu Knotenschiefern und dann zu Hornfelsen (siehe Erläuterung zu Blatt Pirna, II. Aufl.) umgewandelt. Die Knötchen bestehen im wesentlichen nur aus einer Anhäufung von kohligter Substanz; auch in den Hornfelsen war Andalusit- oder Cordieritbildung nicht nachzuweisen, sie sind also vornehmlich Quarzglimmerhornfelse. Infolgedessen besitzen sie in etwas angewittertem Zustande fast ein grau-wackenartiges Aussehen. Andere schwarze Tonschiefer sind zu Chiastolithschiefern metamorphosiert worden. Die hellen, kieseligen Tonschiefer wurden im Kontaktbereich zu glimmerigen Quarziten.

Der grau-wackenartige Quarzsandstein (sq), der gegenüber den anderen silurischen Gesteinen nur sehr geringe Verbreitung besitzt, besteht aus kleinen, vielgestaltigen Quarzbruchstücken mit feinstem Quarzstaub und wenig sericitischem Glimmer als Zwischenmasse; Feldspat (Plagioklas) ist nur in ganz vereinzelt Bruchstücken neben dem Quarz nachweisbar. In geringer Menge treten noch Blättchen von farblosem Glimmer hinzu, welche teilweise als entfärbte Biotite kenntlich sind, ferner auch Kriställchen von Zirkon. Pyrit ist in kleinen Häufchen oder in fein staubförmiger Verteilung zusammen mit Brauneisenflöckchen weit verbreitet. Am besten ist das Gestein auf den Feldern westlich von Nenntmannsdorf zu finden.

Die Kontaktmetamorphose greift im wesentlichen nur die feine Zwischenmasse des Gesteins an und läßt daher sog. kristalline Grauwacken entstehen. Möglicherweise ist ein Teil der Quarzglimmerhornfelse aus feinkörnigen Sandsteinen oder sandigen Schiefern entstanden.

#### Organische Reste<sup>22a)</sup>.

Die Kieselschiefer des Sandberges bei Wittgensdorf waren die ersten Schichten des Elbtalschiefersystems, welche sicher bestimmbare organische Reste geliefert haben. R. BECK berichtet darüber in der Erläuterung der ersten Auflage des Blattes Kreischa (1892) S. 11: „Dieselben be-

<sup>22a)</sup> Vgl. dazu auch K. PIETZSCH, Graptolithen aus dem Elbtalschiefersystem, Ber. d. math.-phys. Kl. d. K. S. Ges. d. Wiss. Leipzig, 67. Bd., 1915, S. 270—289.

stehen in sehr spärlichen, schlecht erhaltenen, aber wohl als solche erkennbaren *Graptolithen* (*Monograptus* sp.) und in sehr zahlreich der Gesteinsmasse eingebetteten mikroskopischen Steinkernen von *Radiolarien*, welche völlig mit den durch A. ROTHPLETZ (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1880. S. 447) aus dem obersilurischen Kieselschiefer von Langenstriegis unter dem Genusnamen *Spongiosphaera* beschriebenen Formen übereinstimmen. Auch die von demselben als Sphaerosomatiten bezeichneten Körperchen sind in großer Menge im Gestein eingestreut.“ Im Jahre 1893 haben dann W. BERGT und J. C. MOBERG ebenfalls auf dem Sandberg Graptolithenreste aufgefunden, welche im Kgl. Mineralogisch-geologischen Museum in Dresden (Zwinger) aufbewahrt werden; es handelt sich dabei um Formen, die ihrer mangelhaften Erhaltung wegen nicht völlig einwandfrei bestimmbar sind, aber mit dem später von mir dort gefundenen *Climacograptus Törnquisti* E. u. W. Ähnlichkeit besitzen. Bei der Revision des Blattes Kreischa gelang es mir nämlich, im Jahre 1912 wieder an derselben Stelle eine größere Menge von Graptolithen zu sammeln; jedoch waren nur sehr wenige davon gut bestimmbar. Eine viel größere Ausbeute ergab ein von mir im Jahre 1913 neu entdecktes Vorkommen bei Nenntmannsdorf. Zwar sind hier die Kieselschiefer nicht im Anstehenden aufgeschlossen; da aber die Graptolithen verkieselt im Kieselschiefer enthalten sind, so lieferten die zahlreichen Lesesteine auf den Feldern eine große Menge gut erhaltener und genau bestimmbarer Graptolithen, die ich an anderer Stelle ausführlich beschrieben habe. Insgesamt wurden folgende Arten nachgewiesen:

1. Auf dem Sandberg bei Wittgensdorf
  - Climacograptus Törnquisti* E. u. W.
  - Climacograptus* sp.
  - Monograptus lobiferus* (M'COY) E. u. W.
  - ? *Monograptus turriculatus* BARRANDE
2. Nenntmannsdorf
  - Climacograptus* sp.
  - Diplograptus* sp.
  - Monograptus priodon* (Bronn) E. u. W.
  - „ *Flemingi* (Salt.) var. *primus* E. u. W.
  - „ *discus* TÖRNQUIST
  - „ *Sedgwicki* PORTLOCK
  - „ *lobiferus* (M'COY) E. u. W.

- Monograptus Becki* (BARRANDE) E. u. W.  
 „ *exiguus* (NICHOLSON) E. u. W.  
 „ *spiralis* GEINITZ.

Die Fauna von Ne n n t m a n n s d o r f gehört dem oberen Llandovery und dem Tarannon an. Nur eine einzige Form, nämlich *Monograptus Flemingi*, kommt in England erst in einem höheren Horizont (Wenlock) vor, wurde aber verschiedentlich auch schon in tieferen Zonen gefunden. Vom Sandberg liegen verhältnismäßig nur wenig Arten vor. Die Schicht mit *Monograptus lobiferus* von hier dürfte wohl den Neenntmannsdorfer Schichten im Alter gleichzusetzen sein; dagegen wird wahrscheinlich diejenige Zone, welche auf dem Sandberg den *Climacograptus Törnquisti* führt, ein etwas höheres Alter besitzen, da dieser Graptolith in England schon im mittleren Llandovery auftritt und auch in Schweden deutlich tiefer liegt als alle anderen oben genannten Graptolithenarten.

Nach ihrem bis jetzt bekannten Fauneninhalt sind die graptolithenführenden Kieselschiefer des Elbtalgebiets Äquivalente des unteren Graptolithenhorizontes des Vogtlands, der auch petrographisch gleich ausgebildet ist, und der Stufe Ee<sub>1</sub> Mittelböhmens (Kuchelbader Graptolithenschiefer).

Schichtengliederung des Silurs und allgemeine stratigraphische Verhältnisse.

Durch die Graptolithenfunde ist zunächst das obersilurische Alter der Kieselschiefer sichergestellt. Wie oben angedeutet wurde, ist nun mit den Kieselschiefern der Hornsteinkomplex durch Übergangsschichten verknüpft, die man in dem Aufschluß auf dem Sandberg bei Wittgensdorf beobachten kann, und die hier den für mittleres Llandovery bezeichnenden *Climacograptus Törnquisti* lieferten. Der Hornsteinkomplex muß daher noch weiter ins Liegende der Graptolithen führenden Kieselschiefer, also mindestens ins untere Llandovery zu stellen sein. Den Quarzsandstein, dessen Bruchstücke bei Neenntmannsdorf zwischen den Lesesteinen von Hornstein und Kieselschiefer verstreut liegen, kann man überhaupt nicht mehr dem Obersilur, sondern muß man bereits dem Untersilur zurechnen. Er ist jedenfalls ein stratigraphisches Äquivalent der untersilurischen Quarzite des nordwestlichen Sachsens und des Dubraquarzites der Lausitz. Ob auch Tonschiefer im Untersilur des Elbtalschiefergebietes vorhanden sind, läßt sich zurzeit noch nicht entscheiden. Wo auf der Karte größere Flächen mit

der Farbe der silurischen Tonschiefer angegeben sind, wie z. B. bei Schmorsdorf, ist diese Einzeichnung nur ein durch Mangel an Aufschlüssen verursachter Notbehelf. Die schwarzen Tonschiefer gerade dieses Gebietes scheinen mir übrigens mehr ins Obersilur als ins Untersilur zu gehören und sind vielleicht sogar noch ins Hangende der Graptolithen führenden Kieselschiefer des Sandberges zu stellen.

Für die Gliederung des Silurs des Elbtalschiefergebiets ergibt sich also folgendes allgemeine Schema:

d) Schwarze lyditarartige Kieselschiefer mit der Fauna von Nenntmannsdorf, zuunterst mit Zwischenlagen von grauen kieseligen Schiefen (mit <i>Monograpt. lobiferus</i> , Sandberg) . . . . .	} Gala-Tarannon, Ob.-Llandovery	} Ober- silur
c) Übergangsschichten mit vorherrschenden kieseligen Schiefen (mit <i>Climacograptus Törnquisti</i> , Sandberg) . . . . .		
b) Hornsteinschichten . . . . .	Unt.-Llandovery	
a) Quarzsandstein . . . . .	Untersilur	

Dieselben Silurhorizonte wie hier im Elbtalschiefergebiet sind nahezu in gleicher Ausbildung auch in der Gegend von Görlitz und in der von Frankenberg bei Chemnitz vorhanden. Durch letztere wird räumlich eine Verbindung mit dem Vogtland hergestellt, wo der dem Llandovery und Gala-Tarannon entsprechende Teil des Obersilurs (unterer Graptolithenhorizont) ebenfalls von Kieselschiefern mit zwischengelagerten Tonschiefern gebildet wird. Für die höheren Silurzonen des Vogtlandes (Ockerkalk und oberer Graptolithenhorizont von Wenlock- bzw. Ludlow-Alter) sind im Elbtalschiefergebiet bis jetzt keine Äquivalente nachzuweisen. Im Görlitzer Gebiet habe ich früher<sup>23)</sup> den mächtigen Kalkzug zwischen Ludwigsdorf und Rengersdorf als Vertreter dieses höheren Obersilurs aufgefaßt. Nach meiner heutigen Erfahrung ist er aber wahrscheinlich ebenso wie die in seiner Nähe auftretenden diabasischen Gesteine schon ins Devon zu stellen, wie dies seinerzeit auch E. ZIMMERMANN schon befürwortete<sup>24)</sup>. Es sind somit im Görlitzer Paläozoikum gegenwärtig Ablagerungen der oberen Abtei-

<sup>23)</sup> K. PIETZSCH, Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz zwischen Görlitz, Weißenberg und Niesky (Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1909). S. 70.

<sup>24)</sup> E. ZIMMERMANN, Das Paläozoicum bei Görlitz und die Auffindung devonischer Trilobiten daselbst, Z. d. D. G. G. 1908, Monatsber. S. 168.

lung des Obersilurs noch nicht sicher nachgewiesen. Erst bei Lauban treten Graptolithenschiefer auf, die man als ein Äquivalent des vogtländischen oberen Graptolithenhorizonts anzusehen hat. Während somit das untere Obersilur von Thüringen bis in die Lausitz überall in genau der gleichen Fazies entwickelt ist, kann dies für die obere Abteilung bisher noch nicht sicher behauptet werden, wenn gleich wenigstens Anzeichen dafür vorhanden sind.

Das Untersilur ist im Vogtland vorwiegend in Tonschieferfazies mit untergeordneten Sandsteineinlagerungen ausgebildet; aber im nördlichen Sachsen (Oschatz) und auch in der Lausitz (Hohe Dubrau) herrschen Quarzsandsteine vor. Es deutet sich dadurch jedenfalls eine nach Norden zu vorliegende Landmasse an, die das thüringisch-sächsisch-schlesische Untersilur als den nördlichen Teil der böhmisch-mediterranen Fazies von der skandinavisch-baltischen Entwicklung trennt, und die wegen der Verschiedenheit des skandinavischen und des nordatlantisch-englischen Untersilurs wohl durch das Gebiet der heutigen Nordsee hindurch mit dem kaledonischen Festland in Zusammenhang gestanden hat. In welcher Entfernung von dieser norddeutschen Insel oder Halbinsel das Untersilur des Elbtalschiefergebiets abgelagert wurde, und ob es mehr dem nordsächsischen oder dem vogtländischen Untersilur ähnelt, kann gegenwärtig noch nicht entschieden werden, da bisher nur der Quarzsandstein von Nenntmannsdorf als Untersilur erkannt ist.

Im Obersilur kann die vermutete norddeutsche Landmasse wenigstens östlich der Weser kaum mehr vorhanden gewesen sein, sondern dürfte selbst unter den Meeresspiegel untergetaucht und mit Sedimenten überdeckt worden sein. Die Tonschiefer des unteren Obersilurs sind nämlich von Thüringen durch Sachsen hindurch bis nach Schlesien überall sehr feinschliechige Gesteine, und in den mit ihnen wechselagernden Kieselschiefern scheint gröberes terrigenes Material völlig zu fehlen, feineres aber mindestens stark in den Hintergrund zu treten; die Kieselschiefer und Hornsteine sind in der Hauptsache organogene Gesteine und entsprechen wohl gewissen radiolarienführenden Diatomeenschlicklen der heutigen Meere<sup>25)</sup>, sind aber andererseits namentlich wegen

<sup>25)</sup> Die obersilurischen Kieselschiefer Sachsens sind nicht etwa verkieselte Tonschiefer oder Kalksteine. Letztere Deutung möchte ich aber nicht von vornherein für diejenigen flintartigen schwarzen Kieselschiefer ausschließen, die ich seinerzeit (Z. d. D. G. 1909 S. 71) in dem Plümeckeschen Kalksteinbruche

der Wechsellagerung mit schwarzen Tonschiefern keine eigentlichen Tiefseeablagerungen. Auf dieses wahrscheinlich durch säkular verlaufende Krustenbewegungen verursachte Verschwinden der norddeutschen Landmasse, von der vielleicht nur im nordwestlichsten Deutschland geringe Reste übrig blieben, sind die faunistischen Übereinstimmungen zurückzuführen, die man zwischen den skandinavisch-baltischen, böhmisch-mediterranen und nordatlantischen Ablagerungen vom höheren Untersilur an feststellen kann.

### b) Das Devon.

#### Umgrenzung.

An der Zusammensetzung des als Devon anzusehenden Teiles des Elbtalschiefergebieten beteiligen sich deckenförmige Ergüsse von Diabas und Pikrit, ferner diabasische Tuffe, Tonschiefer und Kalksteine.

#### Petrographische Verhältnisse.

Die Diabase (D) sind fein- bis mittelkörnige Gesteine von der normalen Zusammensetzung und von ophitischer bis gabbroider Struktur. Der Augit ist, wie gewöhnlich bei Diabasen des gefalteten Gebirges, bis auf geringe Kerne

westlich vom Vorwerk Emmerichswalde bei Görlitz in vereinzelt, etwa fingerstarken Schichten auffand, und in denen Kalkspatrhomboiderchen enthalten waren. Wenn dem Kalkstein dieses Ludwigsdorf-Rengersdorfer Zuges, wie oben erwähnt, devonisches Alter zukommt, so würden auch diese Kieselschiefer zum Devon zu rechnen sein. Jedenfalls haben sie nichts mit den obersilurischen Kieselschiefern zu tun und sind wahrscheinlich auch anders entstanden. Ich möchte dies deshalb hervorheben, damit nicht etwa eine Notiz von K. ANDRÉE (Verschiedene Beiträge zur Geologie von Canada. Marburg 1914. S. 462) in diesem Sinne gedeutet werde. — Auch im Elbtalschiefergebiet fand ich im oberdevonischen Kalkstein des Bruches von Albin Jentzsch in Borna, allerdings nur im aufgehäuften Blockmaterial und nur ein einziges kleines Stück mit einer etwa zentimeterstarken grauen Kiesellage, die im Dünnschliff dasselbe Bild bot und ebenso wie die schwarzen Kieselschiefer des Plümeckeschen Kalkbruches bei Emmrichswalde Karbonatrhomboider enthielt. Alle diese mit Kalkstein zusammen vorkommenden Kieselgesteine sind aber in ihrem ganzen Habitus völlig verschieden von unseren obersilurischen Kieselschiefern, für welche sicherlich eine primäre Entstehung als Kieselgestein anzunehmen ist, wie es auch CH. BARROIS für die Phthanite von Anjou tut. (Mémoire sur la Distribution des Graptolites en France, Annal. de la Soc. Géol. du Nord. T. XX. 1892. S. 171); vgl. auch G. GREIM, Beitrag zur Kenntnis des Kieselschiefers (Verh. d. phys.-med. Ges. Würzburg N. F. Bd. 24, Nr. 7. 1891).

völlig in uralitische oder chloritische Massen umgewandelt. Infolge starker tektonischer Beanspruchung zeigen manche Diabase geradezu Breccienstruktur, wobei die einzelnen Mineralien vielfach zerbrochen und die Bruchstücke gegeneinander verschoben sind.

Pikrit wurde nur nordwestlich von Maxen in dem Gestein einer kleinen niederen Kuppe nachgewiesen. Vielleicht stellt er nicht bloß eine feldspatfreie Ausbildung oder Schlieren eines Diabases, sondern einen kleinen selbständigen Erguß dar, weil in keinem der Maxener Diabase bisher Olivin nachgewiesen wurde.

Im Kontaktbereich der Plutonite wurden in den diabasischen Gesteinen charakteristische Veränderungen hervorgerufen. Sie wurden zuerst von R. BECK genauer untersucht und von ihm in Anlehnung an W. BERGT als Amphibolitisierung der Diabase bezeichnet, da die wichtigste Veränderung in einer Umwandlung der Augite in Hornblendemineralien besteht. Derartige bei der Kontaktmetamorphose aus Diabasen entstandene körnige Hornblendegesteine bilden einen wichtigen Horizont im kontaktmetamorphen Anteil des Schiefergebirges und erleichtern dessen Gliederung. Die kontaktmetamorphen Diabase wurden von H. MIETZSCH als Diorite bezeichnet, was aber wegen ihrer Genesis mit dem heutigen Gebrauch dieses Begriffs nicht mehr zu vereinbaren ist. MIETZSCH übertrug diese Bezeichnung übrigens fälschlich auch auf die normalen Diabase.

Die diabasischen Tuffe (Dt) besitzen von allen devonischen Gesteinen den breitesten Ausstrich. Sie sind meist dickschieferig und haben schmutziggrüne Farbe. An ihrer Zusammensetzung nehmen chloritische Zersetzungsprodukte, angewitterte Plagioklase, Apatit, Magnetit, Titan-eisen, Titanit, Rutil, Pyrit und Epidot teil; auch Kalkspat ist meist sehr reichlich vorhanden. Bei besonders starker Anreicherung desselben kommt es geradezu zur Bildung von Kalkschiefern. Solche Diabastuffe mit Schmitzen und Lagen von grauem Kalkstein mögen es gewesen sein, welche MIETZSCH veranlaßten, den gesamten Komplex der Diabastuffe als „Kalktonschiefer“ zu bezeichnen. Die Tuffe sind gewöhnlich mit Tonschiefermaterial stark gemischt (Tuff-schiefer, Schalsteine) und wechsellagern vielfach auch mit heller oder dunkler grauen Tonschiefern. Sie sind also im Wasser zur Ablagerung gekommen, und die Diabase selbst sind als submarine Ergüsse anzusehen.

In der Kontaktmetamorphose erleiden die Diabastuffe eine ähnliche Umwandlung wie die Diabase; es werden aus ihnen ebenfalls Hornblendegesteine, die aber eine schieferige Textur besitzen. Durch die Verschiedenheit in der Zusammensetzung des Ausgangsmaterials ist ein wechselnder Habitus der Kontaktgesteine bedingt. So sind neben den gewöhnlichen „schieferigen Hornblendegesteinen“ namentlich in der Umgegend von Berggießhübel, wo außerdem die intensivste Kontaktwirkung in Frage kommt, auch Aktinolith- und Anthophyllitschiefer, sowie gebänderte Augithornblendeschiefer vorhanden. Der Augit der letzteren besitzt die optischen Eigenschaften des Diopsids (Salit). Die Tonschieferzwischenlagen erfuhren die gleichen Veränderungen wie die sonstigen devonischen Tonschiefer.

Die **Tonschiefer** (ts) des Devons sind sehr feinschichtige und dünn-schieferige Gesteine, bald von lichtgrauer, bald auch von dunkler grauer, grünlichgrauer oder auch schwarzer, bisweilen sogar violetter Färbung. Durch Wechsellagerung sind sie sowohl mit Kalkstein wie mit Diabastuffen eng verknüpft; nur selten setzen sie Komplexe von größerer Ausdehnung selbständig zusammen. Wo solche auf der Karte erscheinen (wie zwischen Seidewitz und Gottliebatal), ist ihre Einzeichnung vorläufig nur als ein durch Mangel an Aufschlüssen bedingter Notbehelf anzusehen; jeder neue Aufschluß kann das Kartenbild verändern.

Im Kontaktbereich erfahren die Tonschiefer die gewöhnliche Umwandlung in Knotenschiefer und Andalusitglimmerfelse.

Die **Kalksteine** (tk) sind fast durchweg äußerst feinkörnige bis dicht erscheinende weißliche oder ganz lichtgraue Gesteine. Sie sind bald dünnbankig geschichtet („Platte“ der Steinbrecher), bald auch völlig schichtungslos („Kaule“). Ihre chemische Zusammensetzung schwankt beträchtlich. Neben sehr reinen Kalksteinen sind auch solche mit reichlichem Mg- und Fe-Gehalt vorhanden. Im Dünnschliff erkennt man in der feinkristallinen Kalkspatmasse häufig Quarzkörnchen und Pyritkriställchen, sowie kohlige Substanz, welche einzelne Schichten der Platte schwarz färbt. Die Kalksteinlager erreichen bis über 20 m Mächtigkeit. Durch Zunahme der dünnen Schieferbestege zwischen den Kalksteinschichten und durch Wechsellagerung mit Tonschiefer entstehen Schieferkalke und schließlich

Kalkschiefer, die aber beide nicht abbauwürdig und daher meist nicht aufgeschlossen sind. Fossilien wurden im Kalkstein bisher nicht angetroffen, obwohl vor allem der ungeschichtete Kalkstein in seiner Klotzigkeit durchaus den Eindruck eines organogenen, aus stock- oder kolonienbauenden Organismen gebildeten Gesteines macht.

Im Kontaktbereich wurden die devonischen Kalksteine zu Marmor umgewandelt; die Beimengung von Schiefermaterial bedingt die Entstehung von Kalksilikategesteinen, wie sie z. B. in der Nähe von Weesenstein (ehemalige Papierfabrik, jetzt Rhadoonitwerke) als gebänderte Hornfelse mit Diopsid, Hornblende, Titanit und Granat und bei Berggießhübel als Granatfelse u. a. m. entwickelt sind. Am letztgenannten Orte sind in den kontaktmetamorphen Kalksteinen außerdem Magneteisenerzlager entstanden. Wenn auch der nichtmetamorphe Kalkstein an sich schon nicht unbeträchtliche Mengen von Eisen, teils als Pyrit, teils in Form von Karbonat beigemischt enthält und infolgedessen ockerig verwittert, scheinen die Berggießhübeler Magneteisenerzmassen doch nicht lediglich kontaktmetamorphe Brauneisensteinlager zu sein, welche vorher durch Verwitterung aus dem Kalkstein entstanden waren; denn das Verhältnis der in den Berggießhübeler Lagern enthaltenen Eisenerzmengen zu den Marmor- und Granatfelsmassen erscheint so stark zugunsten des Erzes verschoben, daß man ohne die Annahme einer Zuführung von Eisen bei der Metamorphose nicht auszukommen glaubt (BECK, STELZNER-BERGEAT).

#### Gliederung des Devons und allgemeine stratigraphische Verhältnisse.

Da die als Devon aufgefaßten Schichten des Elbtalschiefergebirges bisher noch keine Fossilien geliefert haben, ist sowohl das geologische Alter wie auch die Schichtenfolge selbst nicht ohne weiteres festzustellen. Zur Ermittlung der letzteren ist der Umstand von Bedeutung, daß sich in verschiedenen Teilen des Schiefergebirges, so besonders bei Maxen, die Reihenfolge Diabas—Diabastuff—Tonschiefer (bzw. Kalkschiefer)—Kalkstein mehrfach wiederholt. Wenn auch das Lagerungsverhältnis des Diabases zu den Tuffen möglicherweise nicht überall genau das gleiche ist, und wenn auch durch Tuffschiefer Übergänge zwischen Diabastuffen und Tonschiefern angedeutet sind und Diabastuffe und Tonschiefer außerdem noch miteinander wechsellagern,

so scheint sich doch ganz allgemein eine Stufe mit Diabas und Diabastuffen von einer Abteilung mit Tonschiefern und Kalksteinen abtrennen zu lassen. Die mächtigen Kalksteinlager liegen immer im Tonschiefer, nicht im Diabastuff, und sind durch Kalkschiefer mit den selbständig auftretenden Tonschiefern stratigraphisch eng verknüpft. Ob allerdings die letzteren sich als eine selbständige Stufe zwischen die Diabasstufe und die Kalksteinlager einschalten oder, was mehr Wahrscheinlichkeit für sich hat, die allgemeine Reihenfolge lautet „Diabasgesteine—Kalkstein—Tonschiefer“, ist noch nicht endgültig zu entscheiden. Es soll daher hier lediglich von einer Diabasstufe und einer Kalksteinstufe gesprochen werden, wobei die Tonschiefer in der Hauptsache zur letzteren gezogen werden. Die Feststellung einer genaueren Zonenfolge und besonders einer eingehenden Gliederung des Kalkstein-Tonschiefer-Komplexes muß späterer Zeit vorbehalten bleiben.

Für das Altersverhältnis der Diabas- und der Kalksteinstufe ist der Umstand von Bedeutung, daß die erstere an einer ganzen Reihe von Stellen an schwarze obersilurische Kieselschiefer angrenzt; dies scheint mir dafür zu sprechen, daß sie zeitlich dem Obersilur näher liegt als die Kalksteinstufe, und zwar kann sie auch nur jünger sein als der schwarze Lydit, weil dieser seinerseits das jüngste Glied des elbgebirgischen Silurs ist. Es ergibt sich somit einmal überhaupt die Berechtigung, die Diabase und Kalksteine sowie die mit ihnen vergesellschafteten Tonschiefer als Devon aufzufassen, andererseits ist dadurch auch das höhere Alter der Diabasstufe gegenüber der Kalksteinstufe wahrscheinlich gemacht.

Nach seiner Ausbildung fügt sich das Devon des Elbtalschiefersystems in die vom rechtsrheinischen Gebiet durch Harz, Thüringen und Vogtland nach Schlesien<sup>26)</sup> und Mähren verfolgbare Fazies ein, die in deutlichem Gegensatz sowohl zu der englisch-skandinavischen, wie zu der böhmischen und der alpinen Entwicklung dieser Formation steht. In dem genannten quer durch Deutschland hindurch gehenden Zuge

<sup>26)</sup> Die mächtigen Kalksteinlager, die nördlich von Görlitz zwischen Ludwigsdorf und Rengersdorf auftreten, und die nur in ihrer Nähe vorkommenden Diabase und Diabastuffe (vgl. geologische Übersichtskarte, Tafel II, in Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1909) sind, wie oben erwähnt, wahrscheinlich zum Devon zu stellen, und nicht, wie ich es früher annahm, noch zum Obersilur.

finden wir überall eine deutliche Sedimentationslücke im Unterdevon; erst dessen höhere Schichten sind stellenweise wieder vorhanden, und zwar als ziemlich grobklastische Sedimente (Sandsteine). Im Mitteldevon setzt überall die Förderung der diabasischen Laven ein, die bis ins Oberdevon anhält; im Unterdevon sind Diabasergüsse und Tuffe noch nicht eingeschaltet, und andererseits sind im Kulm diese vulkanischen Ausbrüche bereits wieder zur Ruhe gekommen. In Thüringen, dem Vogtland und wohl auch im ganzen übrigen Sachsen fehlt echtes Unterdevon anscheinend vollkommen<sup>27)</sup>, so daß hier im mittleren Deutschland wahrscheinlich eine Halbinsel („Thüringer Halbinsel“; FRECH, *Lethaea palaeozoica*, Karte III) vom nordeuropäischen Kontinent in das mitteleuropäische Unterdevonmeer vorsprang.

In den Devonschichten des Elbtalschiefergebiets dürften unterdevonische Schichten ebenfalls nicht vorhanden sein. Man kann vielmehr mit ziemlicher Sicherheit annehmen, daß die Diabaseruptionen hier zeitlich ungefähr mit denjenigen im übrigen mitteldeutschen Devonzug zusammenfallen, also vor allem dem mittleren Devon angehören. Die Kalkstufstufe, welche, wie wir oben sahen, jünger als die Diabasstufe sein muß, würde dann höchstwahrscheinlich oberdevonisch sein und sich auf diese Weise zwanglos der durchweg vorherrschend kalkigen Ausbildung des Oberdevons in dem genannten mitteldeutschen Devonzug einordnen. Da die Diabasstufe mit Tonschiefer wechsellagern, also im Wasser zur Ablagerung gekommen sind, ist die „Thüringer Halbinsel“ zur Zeit des Mitteldevons verschwunden; die entstandene Flachsee, in welcher die Diabaseruptionen stattfanden, hat sich nach dem Oberdevon zu noch erhalten, aber an zahlreichen Stellen weiter vertieft, da das Oberdevon oft in wahrscheinlich bathyalen Cephalopodenfazies ausgebildet ist. Es vollzog sich auf diese Weise im mittleren Deutschland der umgekehrte Vorgang wie in Böhmen, wo das unter- und mitteldevonische Meer sich im oberen Mitteldevon verflachte und im Oberdevon dann überhaupt verschwunden ist; von diesem Zeitpunkte an blieb die böhmische Masse, abgesehen von den Randgebieten, bis in mesozoische Zeit hinein Festland.

<sup>27)</sup> Die auf den vogtländischen Blättern der geologischen Spezialkarte bisher der Übereinstimmung der einzelnen Blätter wegen noch beibehaltene Bezeichnung „Thüringisches Unterdevon“ ist neuerdings durch „Mitteldevon“ ersetzt worden.

Für das Elbtalschiefergebiet läßt sich nach diesen Ausführungen das Devon ungefähr folgendermaßen gliedern:

Oberdevon: Kalksteinstufe	}	Tonschiefer, wahrscheinlich im unteren Teile mit Einlagerungen von
		Kalkstein, Schieferkalk, Kalkschiefer,
Mitteldevon: Diabasstufe	}	Diabastuffe und Schalsteine, Diabasergüsse.

### c) Der Kulm.

#### Um g r e n z u n g.

An der Zusammensetzung der als Kulm zu betrachtenden Schichten des Elbtalschiefergebiets beteiligen sich Tonschiefer, verschiedene Arten von Grauwacken, Kalkstein und eigentümliche Kieselschiefer - Hornstein - Breccien und -Konglomerate.

#### Petrographische Verhältnisse.

Die Tonschiefer (cu) besitzen hellgraue, grünlich-graue bis schwarze Farbe, welche letztere sie der reichlichen Beimengung von kohligen Teilchen verdanken. Infolge Oxydation dieses Pigments bleichen sie oft aus und erscheinen beim unregelmäßigen Fortschreiten dieses Vorganges, namentlich wenn das Gestein noch dazu verdrückt ist, fleckig (z. B. im Bahrtal unterhalb von Gersdorf). Die tiefschwarzen Tonschiefer, die u. a. beim Bahnhof Burkhardtswalde-Maxen ausstehen und sich auf den Spaltflächen gern mit lederbraunen Rinden überziehen, erinnern an die Posidonien-schiefer des Harzes; jedoch wurden Fossilien noch nicht in ihnen gefunden, möglicherweise infolge der transversalen Schieferung der Tonschiefer. Diese kann man vor allem dort sehr deutlich, namentlich auf dem Querbruche des Gesteins, feststellen, wo die schwarzen Tonschiefer mit feinen grauwackenartigen Schichten (Ziegelei Friedrichswalde) oder mit grauen Tonschieferlagen wechsellagern. Derartige gebänderte Tonschiefer treten u. a. auch südwestlich von der Villa Koosen im Müglitztal auf. Die dunkelgrauen Tonschiefer sind hier außerdem in einzelnen schmalen Zonen besonders leicht in dünne und dabei hinlänglich große Platten spaltbar, so daß sie früher in mehreren Brüchen als Dachschiefer abgebaut wurden. An der Zusammensetzung der Tonschiefer beteiligen sich vorwiegend Quarz in winzigsten Körnchen und kaolinische, glimmerige und

chloritische Mineralien; gelegentlich reichlicher hinzutretende Eisenglanzschüppchen bewirken eine violette Färbung des Gesteins.

In der Kontaktmetamorphose sind aus den kulmischen Tonschiefern in der äußeren Zone Knotenschiefer, in der inneren Quarz-Glimmer- bzw. Cordierit-Hornfelse geworden je nach der etwas schwankenden Zusammensetzung des Ausgangsmaterials. In den Knotenglimmerschiefern von der Jonasmühle bei Bahnhof Burkhardtswalde-Maxen ist übrigens durch R. Beck auch Brookit als Kontaktmineral nachgewiesen worden.

Die Grauwacken gehen z. T. durch Kornvergrößerung aus den Tonschiefern hervor, wie man es gegenüber vom Bahnhof Burkhardtswalde-Maxen beobachten kann. Diese Grauwackenschiefer wechsellagern dann selbst wieder in dünnen Schichten mit Tonschiefern und mit noch gröberen echten Grauwacken. Letztere kommen jedoch auch selbständig in mächtigeren Bänken mit nur verhältnismäßig dünnen Zwischenlagen von Tonschiefern vor. An der Zusammensetzung der Grauwacken beteiligen sich vorwiegend Bruchstücke von Quarz, Quarzit, Feldspat, Fetzen von Glimmer, Chlorit, tonige Massen und kohlige Substanz. Im einzelnen ist natürlich die Zusammensetzung der Grauwacken sehr wechselnd. Bemerkenswert ist aber, daß der Feldspat gegenüber dem Quarz nur selten stark zurücktritt; er gehört meist zum Plagioklas, seltener zum Orthoklas und Mikroklin. Normale körnige Grauwacken von grauer Farbe sind im Bahratal unterhalb von Gersdorf durch einen Straßenanschnitt aufgeschlossen. Sie sind hier in etwa 1 cm dicke Platten abgesondert, die auf den Schichtflächen zahlreiche silberweiße Glimmerblättchen führen und in etwa  $\frac{1}{2}$  m mächtigen Bänken mit feinkörnigen, mehr schieferigen Grauwacken und mit hellgrauen Tonschiefern wechsellagern. Dunkle bis schwarze Grauwacken trifft man weiter abwärts im Bahratal in einem Straßenanschnitt bei der Ziegelei Friedrichswalde, ferner auch gegenüber vom Bahnhof Burkhardtswalde-Maxen. In beiden Fällen ist die Beteiligung von Feldspatbruchstücken an der Zusammensetzung der Grauwacken sehr gering. — Ein starker Gehalt an Chlorit ist im liegendsten Teile der Kulmschichten des Müglitztales zu bemerken; gleichzeitig stellen sich hier auch sehr reichlich Plagioklasbruchstücke ein, und als Zersetzungs- bzw. Neubildungsprodukte finden sich Kalkspat, Eisenerze

und sogar Titanit; alles dies weist auf eine Aufarbeitung von Diabasmaterial hin. Im Handstück erinnern diese grünlichgrauen, feinkörnig-schieferigen Gesteine teilweise stark an Schalsteine; es liegt nahe, sie als solche aufzufassen und zum Devon zu stellen, jedoch spricht ihre schichtenweise Wechsellagerung mit normalen, chloritfreien Grauwackenschiefern und mit dunkelgrauen Tonschiefern mehr für Zugehörigkeit zur kulmischen Schichtengruppe. Südöstlich von Villa Koosen besitzen derartige, hier etwas gröbere Grauwacken einen so bedeutenden Gehalt an Kalkspat, daß man das Gestein als Kalkgrauwacke bezeichnen kann. Auch in dem Straßenanschnitt bei der Ziegelei Friedrichswalde führen die grobkörnigen Grauwacken teilweise reichlich kohlen-sauren Kalk. Aus den schwarzen Kalkgrauwacken gehen hier schwarze, sandige Kalksteine hervor, die aber ebenfalls nur in einzelnen, höchstens 20 cm mächtigen Schichten auftreten und deshalb kartographisch nicht abgehoben werden können. Auf angewitterten Flächen solcher dunkler Kalksteine erkennt man schon mit unbewaffnetem Auge zahlreiche klastische Quarzkörnchen, daneben auch vereinzelt, etwa 1 cm große, herausgewitterte Kri-noidenstielglieder. Zu solchen mögen auch die einzelnen größeren Kalkspatspaltflächen gehören, die man auf frischen Bruchflächen des Gesteins aufblitzen sieht. Durch Wechsellagerung der Kalksteine, Grauwacken und Tonschiefer in höchstens 0,30 m mächtigen Bänken entstehen schwarze, gebänderte Gesteine. Die Tonschieferschichten darin sind oft durch Kieselsäureinfiltration kieselschieferartig erhärtet. Eine kartographische Trennung der Grauwacken und Tonschiefer ist wegen der ganz allgemein verbreiteten Wechsellagerung dieser Gesteine nur in beschränktem Maße und unsicher durchführbar; auf der beigefügten Übersichtskarte wurde sie deshalb überhaupt unterlassen.

Im Kontaktbereich der Tiefengesteine gehen aus den kulmischen Grauwacken und Grauwackenschiefern je nach ihrer Zusammensetzung und der Intensität der Kontaktwirkung verschiedene Gesteine hervor. In der äußeren Kontaktzone sind kulmische Grauwacken wenig verbreitet, dagegen sind sie in der inneren mehrfach nachweisbar. Hierher gehören z. B. die Kontaktfelse, welche im Lockwitztal am Blauberg aufgeschlossen sind; Cordierithornfelse, Quarzglimmerfelse mit Granat und Cordierit, Graphit führende Quarzite; untergeordnet finden sich auch Kalksili-kathornfelse (entsprechend den kalkigen Grauwacken).

Die als **Kieselschiefer-Hornstein-Breccien** und **-Konglomerate** (cub) bezeichneten grobklastischen Gesteine zeigen einerseits alle Übergänge von einer Breccie oder einem Konglomerat bis zu einem Sandstein, andererseits gehen sie durch allmähliche Zunahme des oft nur sehr spärlichen feinschliechigen, schwarzen Zements in schwarze Tonschiefer über. Derartige Gesteine lassen sich vom Blauberg im Lockwitztale an über den Langen Berg, den Kälberbusch, den Hahnenwald, den Kanitzberg bei Burkhardswalde und den Geiersberg bei Nenntmannsdorf in einer stellenweise bis 400 m breiten Längszone durch das ganze Elbtalschiefergebiet hindurch in ausgezeichneter Weise verfolgen, da sie schwerer verwittern als die Umgebung und infolgedessen die sanft nach Nordost geneigte fast ebene Landoberfläche meist in flachen Kuppen überragen. Eine ganze Anzahl von Gruben, in denen das Gestein zum Beschottern der Wege gewonnen wird, bieten gute Aufschlüsse. An der Zusammensetzung dieser eigenartigen Gesteine nehmen vorwiegend Bruchstücke von schwarzem und dunkelgrauem obersilurischen Kieselschiefer und von lichtgrauem obersilurischen Hornstein teil, daneben auch hellere graue und schwarze Tonschiefer, so daß die Breccien namentlich in ihrer feinkörnigen, sandsteinartigen Ausbildung ein schwarz und weiß gesprenkeltes Aussehen besitzen. Gewöhnlich haben die einzelnen Gesteinskomponenten die Form langgestreckter, im Querschnitt linsenförmiger Körper oder langer, flacher Scheiben. Da sich diese außerdem noch einander parallel lagern, erhält man vielfach den Eindruck, daß es sich um ein im Gebirgsdruck zerpreßtes, ursprünglich gebändertes Kieselschiefergestein handelt.

In der Tat hat man diese Gesteine bisher für lagenförmig gebänderte oder „aus lauter Schmitzen und schmalen Lagen von verschieden gefärbtem, teils von Kohle geschwärztem, teils lichtem Quarzit“ (BECK, Geol. Führer, 2. Aufl. S. 190) bestehende Kieselschiefer gehalten, welche durch den Gebirgsdruck zertrümmert worden sein sollen (CREDNERS Unterdevon). Dabei seien die einzelnen Lagen und Schmitzen vielfach gegeneinander verschoben worden, häufig seien „die weicheren Lagen völlig zermalmt, die harten dagegen in eckige Leisten und Pflöcke zerbrochen, die alsdann in der fein zerriebenen und ausgewalzten weicherer Masse wie in einem Teige liegen. Der Querbruch des Gesteins bietet völlig das Bild einer Breccie dar,

während der Längsbruch grobstengelig oder schulpig erscheint“ (BECK, Erl. Berggießhübel, 1. Aufl. S. 24). Dieselbe Anschauung vertritt R. BECK auch in der zweiten Auflage seines Führers durch das Elbtalgebiet.

Es sprechen jedoch gewichtige Gründe gegen eine derartige rein tektonische Entstehung dieser eigenartigen Breccie.

Die Kieselschiefer-Hornstein-Breccien besitzen stellenweise eine Ausstrichbreite von über 400 m; legt man einen mittleren Fallwinkel der Schichten von etwa  $60^\circ$  zugrunde, so bleibt immer noch eine außerordentlich große Mächtigkeit der Breccienzone übrig, auch wenn man eine Vergrößerung der Ausstrichbreite durch tektonische Wiederholungen in Betracht zieht. Immerhin würde die Entstehung der kolossalen Breccienmassen durch tektonische Vorgänge schwer zu erklären sein, da sie ja nahezu ausschließlich aus obersilurischem Kieselschiefer und Hornstein gebildet sind; diese bauen beide zusammen einen kaum ebenso mächtigen Schichtkomplex auf, wie er in der Brecciengruppe vorliegt, und können daher letztere nicht lediglich durch Zerpressung geliefert haben. Dazu ist noch zu bedenken, daß in den Breccien Kieselschiefer und Hornstein recht gleichmäßig gemengt enthalten sind, daß aber im Obersilur nur in den Übergangsschichten zwischen Hornstein- und Kieselschieferzone beide Gesteine in einer annähernd vergleichbaren Vergesellschaftung vorkommen. Es wäre ein kaum denklicher Zufall, daß sich eine durch tektonische Vorgänge verursachte Breccienbildung gerade nur innerhalb einer einzigen, noch dazu nicht übermäßig mächtigen Übergangsschicht abgespielt hätte; es wären dann sicher auch andere altpaläozoische Schichten von dieser Breccienbildung mitbetroffen worden.

Bei der Annahme einer tektonischen Entstehung der Breccien wäre ferner zu erwarten, daß wenigstens vereinzelt noch größere abgequetschte oder abgedrehte Schollen oder Blöcke des unzerpreßten Ausgangsgesteins erhalten geblieben wären, aber auch dies ist nirgends der Fall. Vielmehr ist die Breccie überall auffallend gleichmäßig aus ziemlich gleich großen, selten über 1 cm dicken und etwa 10 cm langen flachen Scheiben der oben genannten Komponenten zusammengesetzt.

Gerade die Form der Gemengteile der Breccie und deren ungefähr parallele Anordnung deutet entschieden auf Was-

sertransport hin. Die scheibenförmige Gestalt der Geschiebe ist bei plattig abgesonderten Gesteinen, wie es die ober-silurischen Hornsteine und Kieselschiefer sind, nicht weiter auffällig. Besonders beachtenswert ist es aber, daß sich neben den scheibenförmigen Gemengteilen an mehreren Stellen (Kanitzberg, Langer Berg) auch deutliche Gerölle gefunden haben, welche etwa apfelgroß sind und einzeln innerhalb der aus scheibenförmigen Gemengteilen bestehenden Breccie liegen. Bezeichnenderweise bestehen diese Gerölle nicht aus demselben Material wie die flachen Scheiben, sondern aus einem lichten oder schwarzen, deutlich körnigen Quarzit und aus Quarz (Phyllitquarz). Derartige Gesteine finden sich aber nirgends im Elbtalschiefergebiet in Wechsellagerung mit den ober-silurischen Kieselschiefer- und Hornsteinschichten, die das übrige Material der Breccien lieferten. Bei der Annahme einer tektonischen Entstehung der Breccien aus diesen Obersilurschichten wäre es dann schwer erklärlich, wie Gerölle dieser dem Obersilur fremden Gesteine mit in die Breccie hineingeraten sein könnten. Dazu kommt, daß die Gerölle nicht ganz regellos in der Breccie verstreut liegen, sondern sich in mehrere Zonen anordnen, die etwa 1—1,5 m voneinander entfernt sind (Kanitzberg bei Burkhardswalde).

Schließlich ist noch darauf hinzuweisen, daß die Breccie nicht in ihrer ganzen, auf der Karte eingezeichneten Breite aus gleich grobklastischem Gestein besteht, sondern daß sich in ihrem Komplex mehrfach, z. B. im Kanitzgrund, eine bankweise Wechsellagerung von Breccien, mehr oder minder grobem Sandstein und sogar vereinzelt von schwarzem Tonschiefer feststellen läßt, wobei allerdings die Breccienbänke an Zahl und Mächtigkeit weit überwiegen. Der Sandstein besteht aus genau denselben Gesteinskomponenten wie die Breccie selbst, aber in einer viel geringeren Korngröße; meist sind die Sandsteine rein körnig, bisweilen nehmen sie aber ein etwas schieferiges Gefüge an. Unter den schwarzen Tonschiefern findet man Bänke, welche noch einzelne, meist kaum talergroße Scheiben von Kieselschiefer oder Hornstein enthalten und so eine enge petrographische Verknüpfung der Tonschiefer mit den Breccien dartun. An anderen Orten, z. B. gegenüber vom Bahnhof Burkhardswalde-Maxen, kommen in dem mit der Breccie wechsellagernden schwarzen Tonschiefer neben Scheiben von Kieselschiefer und Hornstein auch gut gerundete Gerölle

von demselben grauen und schwarzen Quarzit wie in der Breccie des Kanitzberges, daneben aber auch Gerölle von feldspatreicher körniger Grauwacke vor.

Nach alledem glaube ich nicht daran zweifeln zu dürfen, daß in den Kieselschiefer-Hornstein-Breccien und -Konglomeraten tatsächlich keine tektonischen Breccien, sondern echte Sedimente vorliegen. Es soll damit aber nicht in Abrede gestellt werden, daß diese Breccien noch eine starke tektonische Beanspruchung erfahren haben, durch welche eine gewisse Auswalzung der Gemengteile und auch eine Schwängung mancher Gerölle zu erklären ist. Gerade das Vorhandensein dieser Streckungserscheinungen, welche auf die später zu besprechenden tektonischen Ereignisse nach Ablagerung des Kulms zurückgeführt werden müssen, deuten mit Sicherheit auf die vortektonische Natur der Breccie.

Bei der Kontaktmetamorphose ergaben sich infolge der vorwiegenden Beteiligung von Kieselschiefer und Hornstein an der Zusammensetzung der Breccie im inneren Kontakthof graphitführende Quarzite. Der Graphit ist aber bei ihnen nicht gleichmäßig durch die ganze Masse verteilt, wie in den aus den obersilurischen Kieselschiefern hervorgegangenen Graphitquarziten, sondern es finden sich, entsprechend der Beteiligung von Hornsteinscheibchen an der Zusammensetzung der Breccien, innerhalb der Graphitquarzitmasse zahlreiche 1 mm bis 1 cm dicke Schmitzen, die lediglich aus einer Mosaik von Quarzkörnchen ohne Beimengung von Graphit bestehen. In besonders stark metamorphem Gestein treten diese hellen Quarzitschmitzen an Menge zurück, so daß dann die Unterscheidung des Gesteins von einem echten, aus obersilurischem Kieselschiefer hervorgegangenen Graphitquarzit erschwert wird (Lockwitztal). Jedoch ergeben sich dann, namentlich beim Anwittern des Gesteins oder bei mikroskopischer Untersuchung sichere Anhaltspunkte für die Unterscheidung. In den weniger stark kontaktmetamorphen Breccien ist die ursprüngliche Struktur natürlich entsprechend weniger verwischt; die Tonschieferscheibchen sind hier zu Knotenschiefer oder auch zu Chiasolithschiefer umgebildet. Auch im stärker metamorphen Gestein, z. B. in einem Steinbruche östlich von Gombsen und am Fahrweg nach Maxen südlich von Tronitz sind Säulchen von Chiasolith schon mit unbewaffnetem Auge festzustellen.

## Schichtengliederung des Kulms und allgemeine stratigraphische Verhältnisse.

In den als Kulm beschriebenen Gesteinen haben sich bisher außer unbestimmbaren Krinoidenstielgliederchen noch keine Fossilien gefunden. Die Altersbestimmung dieser Schichtengruppe und ihre Gliederung muß daher wie beim Devon nach vergleichend stratigraphischen Gesichtspunkten erfolgen.

Am auffälligsten ist von den kulmischen Schichten des Elbtalschiefergebiets entschieden die Kieselschiefer-Hornstein-Breccie. Aus ihrer Zusammensetzung läßt sich zunächst schließen, daß sie jünger sein muß als Obersilur. Sie könnte demnach devonisch sein. Da wir die vorhin beschriebene, aus Diabasgesteinen, Kalkstein und Tonschiefer zusammengesetzte Schichtengruppe dem Mittel- und Oberdevon zurechnen dürfen, so käme nur das höhere Unterdevon in Frage, das ja tatsächlich in den deutschen Mittelgebirgen vielfach klastisch ausgebildet ist und transgredierend über dem Silur liegt. Als unterdevonisch sah auch H. CREDNER den „gebänderten Hornschiefer“ an, der durch Zerpressung die Breccien geliefert haben soll. Gegen eine derartige Altersstellung der Breccien sprechen aber entschieden deren Lagerungsverhältnisse. Einmal liegt nämlich die mitteldevonische Diabasgruppe an vielen Stellen unmittelbar auf ober-silurischem Kieselschiefer, und nirgends ist dabei auch nur eine Spur von der so mächtigen Stufe der Brecciengruppe vorhanden. Sodann ist die letztere durch Wechsellagerung und Übergangsgesteine aufs engste mit den anderen, oben als Kulm beschriebenen Gesteinen verknüpft, die infolgedessen sämtlich auch ins Unterdevon gestellt werden müßten; dies ist aber erst recht unmöglich. Andererseits ergeben sich an mehreren Stellen Anhaltspunkte dafür, daß die als kulmisch betrachteten schwarzen Tonschiefer unmittelbar im Hangenden der oberdevonischen Kalksteinstufe liegen. So schließen sich z. B. im Seidewitztal an das Hangende der steil nach N zu einfallenden Kalksteine und Tonschiefer unter dem gleichen Fallwinkel schwarze Tonschiefer von genau demselben Habitus an, wie sie weiter talabwärts in dem großen Kulmzug auftreten, und wie sie auch beim Bahnhof Burkhardswalde-Maxen aufgeschlossen sind. Bei allen Versuchen, das Altersverhältnis der als kulmisch betrachteten Schichten zu den bisher beschriebenen silurischen und devonischen Schichten zu ermitteln, wird man dazu geführt, daß sie jünger sein

müssen als diese, daß ihnen also in der Tat kulmisches Alter zukommt.

Was die Gliederung dieses kulmischen Schichtenkomplexes im einzelnen anlangt, so machen die grobstückigen Kiesel-schiefer-Hornstein-Breccien zwar den Eindruck eines Grundkonglomerates, und der Umstand, daß ihre südwestliche Verbreitungsgrenze verschiedene Gesteinszonen spitzwinkelig abschneidet, scheint dies zu bestätigen. Doch kann es sich hier schon deshalb um keine normale, stratigraphische Grenze oder Transgressionsgrenze handeln, weil die Breccien nahezu ausschließlich aus obersilurischen Gesteinen bestehen; dagegen sind in ihnen Bruchstücke devonischer Gesteine, über die ja die Breccie auch transgrediert wäre, entweder überhaupt nicht, oder doch mindestens nur so spärlich enthalten, daß bisher nicht eine Spur davon aufgefunden worden ist.

Ferner wurde schon oben auf die Überlagerung der oberdevonischen Kalksteingruppe durch schwarze kulmische Tonschiefer im Seidewitztal hingewiesen. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch weiter abwärts in diesem Tale in der Nähe der Nenntmannsdorfer Mühle und am Wege von da nach Burkhardswalde, wo Kalkstein unter schwarzen kulmischen Schiefeln auftaucht. Noch deutlicher ist dies im Müglitztal zwischen der ehemaligen Weesensteiner Papierfabrik (jetzt Rhadoonitwerke) und dem Bahnhof Burkhardswalde-Maxen zu beobachten. Zwar sind hier die Schichten ebenfalls wie an den letztgenannten Stellen kontaktmetamorph, aber die Ableitung der gebänderten Kalksilikathornfelse von einem Kalkschieferzuge ist nicht zu bezweifeln, und diesen kann man nach der Ausbildung der Schichten des normalen Schiefergebirges nur als ein Äquivalent der oberdevonischen Schieferkalke ansehen. An diese gebänderten Marmore bzw. Kalksilikathornfelse fügen sich nun nach SW hin schwarze Knotenschiefer an, die in schwarze normale Tonschiefer übergehen und durch diese mit Kiesel-schiefer-Hornstein-Breccien in Verbindung treten. Es handelt sich somit hier um dieselbe Schichtenfolge, wie man sie talabwärts vom Kalkwerk Nenntmannsdorf verfolgen kann, allerdings hier in umgekehrter Reihenfolge. Die schwarzen Tonschiefer beim Bahnhof Burkhardswalde-Maxen muß man daher mit denjenigen beim Kalkwerk Nenntmannsdorf als gleichaltrig, d. h. als kulmisch ansehen. Wie beim Bahnhof Burkhardswalde-Maxen, so gehen überall längs ihres Ver-

breitungsgebietes die Kieselschiefer - Hornstein - Breccien nach NO zu in schwarze Tonschiefer über.

Alle diese Lagerungsverhältnisse sprechen dafür, daß die oberdevonische Kalksteinstufe von schwarzen Tonschiefern (mit eingelagerten Grauwacken) überlagert wird, und daß die Breccien nicht an der Basis des Kulms liegen. Sie bilden dann nicht ein Transgressionskonglomerat, sondern stellen gegenüber den Tonschiefern eine jüngere Stufe des Kulms dar. An eine weitere Gliederung der Tonschieferschichten und etwa an eine Bestimmung der Horizonte, welche die verschiedenen Grauwacken und kalkigen Gesteine einnehmen, ist gegenwärtig noch nicht zu denken. Die Gliederung unseres Kulms stellt sich vorläufig lediglich folgendermaßen dar:

Hangende Stufe	{	Kieselschiefer - Hornstein - Breccien und -Konglomerate, wahrscheinlich nach dem Liegenden zu wechsellagernd mit Sandstein und schwarzem Tonschiefer und in solchen übergehend.
Liegende Stufe	{	Vorwiegend Tonschiefer, meist von schwarzer, teilweise auch von grauer Farbe, in verschiedenen Horizonten mit Grauwacken und kalkigen Gesteinen wechsellagernd.

Ob gegen das Devon eine stratigraphische Lücke vorhanden ist, kann man nicht sicher entscheiden; es ist aber bis zu einem gewissen Grade wahrscheinlich, weil aus dem geschlossenen Kulmschieferzuge nicht überall die gleichen gebänderten Kalksilikatfelse, sondern auch Kalksteine und Epidot-Hornfelse, die also jedenfalls auf verschiedene Devonschichten zurückzuführen sind, auftauchen.

Aus einem Vergleich der kulmischen Schichtengruppe des Elbtalschiefergebietes mit den kulmischen Ablagerungen anderer Gegenden ergibt sich eine große Übereinstimmung nach Gesteinsausbildung und Gliederung.

Was zunächst die Gesteine selbst anlangt, so ist durch das ganze altpaläozoische Schiefergebirge Mitteldeutschlands hindurch, vom rechtsrheinischen Gebiet an über Harz, Ostthüringen und Vogtland bis nach Schlesien und Mähren hin, der Kulm überall vorwiegend aus Tonschiefern, Grauwacken und Konglomeraten aufgebaut, während Kalksteine stark zurücktreten und Diabastuffe ganz fehlen. Im einzelnen gleichen die schwarzen Tonschiefer des Elbtalgebiets

völlig den entsprechenden Gesteinen (Posidonienschiefern) des Harzes, obwohl dadurch natürlich eine Übereinstimmung des geologischen Alters nicht beweisbar ist.

Besonders auffallend ist die Übereinstimmung der Ausbildung des Kulms im Elbtalschiefergebiet und in der Gegend von Görlitz. Neben den Tonschiefern, Grauwackenschiefern und Grauwacken wurden hier ebenfalls grobstückige Konglomerate angetroffen, welche ganz vorwiegend aus Kieselschiefer- und Hornsteinbruchstücken bestehen und in jeder Beziehung mit unseren Kieselschiefer-Hornstein-Breccien zu vergleichen sind. Auch bei ihnen ist eine bankweise Wechsellagerung mit sandsteinartig ausgebildeten Schichten und mit Tonschiefern vorhanden. Auch bei ihnen wurden lediglich Gerölle von Kieselschiefer, Hornstein und Quarzit, dagegen keine solchen von devonischen Gesteinen beobachtet. Der einzige Unterschied besteht darin, daß im Elbtalschiefergebiet nur die spärlich vorhandenen körnigen Quarzite als Gerölle auftreten, im Görlitzer Kulm dagegen auch die Kieselschiefer und Hornsteine diese Form besitzen. In manchen Aufschlüssen der mehr kleinstückigen und schieferigen Konglomerate des Görlitzer Kulms könnte man dann allerdings meinen, in irgendeinem Aufschluß des Elbtalschiefergebiets zu sein, so groß ist die sonstige Übereinstimmung in der Ausbildung der Gesteine.

Was die Schichtenfolge des Kulms anlangt, so ist es eine überall in den deutschen Mittelgebirgen wiederkehrende Erscheinung, daß in den älteren kulmischen Ablagerungen Tonschiefer, in den jüngeren dagegen Grauwacken die Hauptrolle spielen. Im Frankenwalde stellen sich im Hangenden dieser im wesentlichen mit der Tournai- und Visé-Stufe zu parallelisierenden Kulmschichten sehr grobstückige Konglomerate ein, welche von J. FELSCH<sup>28)</sup> aber nicht mehr zur Visé-Stufe, sondern zum untersten Oberkarbon gezogen werden. Diese Konglomerate könnten meines Erachtens vielleicht stratigraphische Äquivalente der tiefsten, ebenfalls grobkonglomeratisch entwickelten Schichten des Chemnitz-Hainichener „Kulms“ sein, welche von mir vor allem aus tektonischen Gründen ebenfalls zum unteren Oberkarbon gezogen wurden<sup>29)</sup>. In den karbonischen Sedimenten

<sup>28)</sup> J. FELSCH, Die Schichtenfolge des unteren Culms in der Umgebung des Münchberger Gneissmassivs, Jenaer Dissertation, Bonn 1911.

<sup>29)</sup> K. PIETZSCH, Tektonische Probleme in Sachsen (Geologische Rundschau, Bd. V, 1914), S. 172 Anm.

des westlichen Sachsen und des Frankenwaldes kommt also ein allmähliches Heben und Verflachen des Meeresgrundes zum Ausdruck, bis im Oberkarbon schließlich das ganze Gebiet der marinen Sedimentation entzogen war.

Diese Tendenz zur allmählichen Verflachung und schließlich Verdrängung des Kulmmeeres zeigt sich auch in den kulmischen Sedimenten des Elbtalschiefergebietes, indem die älteren aus Tonschiefern und Grauwacken, die jüngeren aus Breccien bestehen. Daß die letzteren etwa wie die erwähnten Konglomerate des Frankenwaldes bereits zum untersten Oberkarbon zu stellen seien, ist mir nicht wahrscheinlich, da eine Diskordanz gegenüber den liegenden kulmischen Tonschiefern nicht vorhanden zu sein scheint, dagegen eine durch Wechsellagerung und Übergänge erzeugte Verknüpfung mit Tonschiefern beobachtet wird.

Die Kieselschieferkonglomerate des Görlitzer Gebiets sind von mir seinerzeit nach Analogie mit gewissen groben Konglomeraten an der Basis des schlesischen Kulms als älteste kulmische Schichten aufgefaßt worden. Nach den Erfahrungen im Elbtalschiefergebiet glaube ich aber, daß sich der Kulm bei Görlitz ganz ebenso gliedert wie hier, und daß die dortigen Kieselschieferkonglomerate ebenfalls das jüngste Glied des Nordlausitzer Kulms darstellen.

Für diese Altersfolge der kulmischen Schichten darf man wohl auch die Zusammensetzung der Schichten anführen. Mit dem allmählichen Emporsteigen des kulmischen Meeresbodens und der gleichzeitigen Aufwölbung von Kontinentalmassen mußten zuerst die nächstälteren (also devonischen) und dann erst noch ältere (silurische) Schichten der Denudation zugänglich werden. Es ist also verständlich, wenn in den älteren Kulmschichten zunächst devonisches Material (Diabastuffe) mit aufgearbeitet ist, während silurisches noch fehlt, und daß dann in den jüngeren kulmischen Schichten (Breccienstufe) vor allem noch ältere Schichten (Silur) verarbeitet wurden.

Anhangsweise sei noch darauf hingewiesen, daß in Schlesien nach der Beobachtung von E. DATHE grobe Konglomerate (Gneiskonglomerate und graue Konglomerate, beide auch mit Geröllen von Gabbro und devonischem Kalkstein) an der Basis des Kulms auftreten. Wenn hier also ein Beispiel für eine Abweichung von der sonst durch die deutschen Mittelgebirge hindurch verfolgbaren Regel vorliegt, daß die älteren kulmischen Sedimente feiner, die jüngeren gröber sind, so wird dies wohl nur durch besonders

große Küstennähe bedingt und hängt wahrscheinlich damit zusammen, daß hier die Diskordanz des Kulms gegen das Devon besonders stark und die Heraushebung einzelner Gebiete nach Ablagerung des Devons besonders rasch und weit vor sich ging. Diese Ausbildung des Kulms kann aber nicht als die normale gelten und ist sowohl für das Görlitzer Gebiet wie für das Elbtalschiefergebiet nicht ohne weiteres zum Vergleich heranzuziehen.

Da im Kulm des Elbtalschiefergebietes Fossilien fehlen, ist eine genaue Parallelsierung mit anderen besser bekannten Kulmgebieten nicht möglich; doch sprechen die oben dargelegten stratigraphischen Verhältnisse im ganzen dafür, daß im Kulm des Elbtalschiefergebiets im allgemeinen Äquivalente der Tournai- und Visé-Stufe vorhanden sind.

### 3. Die Weesensteiner Grauwackenformation.

#### Umgrenzung.

Unter der Bezeichnung Weesensteiner Grauwackenformation werden diejenigen von der Kontaktmetamorphose betroffenen Teile des Schiefergebirges zusammengefaßt, welche sich nicht auf irgendwelche Schichten des unveränderten Schiefergebirges beziehen lassen.

Der Komplex der Weesensteiner Grauwackenformation schließt sich nordöstlich an die kontaktmetamorphen altpaläozoischen Schichten an und wird andererseits längs der Linie Lockwitz—Sürßen—Köttewitz—Krebs—Niederseidewitz von Granit begrenzt. Zur Weesensteiner Grauwackenformation ist jedenfalls auch der Grauwackenhornfels zu zählen, der beim Bahnhof Langenhennersdorf durch die Erosion der Gottleuba unter dem Quadersandstein angeschnitten wurde.

#### Petrographische Verhältnisse.

An der Zusammensetzung der so umschriebenen Weesensteiner Grauwackenformation beteiligen sich Hornfelse und kristalline Grauwacken, welche häufig mit Knotenglimmerschiefern wechsellagern und stellenweise auch Gerölle führen, ferner Andalusitglimmerfelse und cordieritreiche, z. T. gneisähnliche Kontaktgesteine, ferner Augithornblendefels, Quarzitschiefer und Quarzit.

### 1. Hornfelse, kristalline Grauwacken und Knotenglimmerschiefer.

Die **Hornfelse**, welche zusammen mit kristallinen Grauwacken und Knotenglimmerschiefern vorkommen, sind äußerst feinkörnige oder dichte, plattig brechende Gesteine von dunkel grünlichgrauer Farbe. An ihrer Zusammensetzung nehmen hauptsächlich Quarz und Biotit, ferner Plagioklas, Orthoklas, Muscovit und Chlorit teil, zu denen noch Magnetit, Apatit, Rutil und Zirkon akzessorisch hinzutreten.

Die **kristallinen Grauwacken** bestehen im wesentlichen aus denselben Mineralkomponenten, sind aber viel größer, schon makroskopisch deutlich körnig und lassen im Dünnschliff in einer feinkörnigen Grundmasse zahlreiche deutlich klastische Bruchstücke von Quarz und Feldspat erkennen.

Sowohl im Lockwitztal, wie vor allem im Müglitztal in der Nähe von Weesenstein liegen in der kristallinen Grauwacke bis apfelgroße Gerölle. Diese reichern sich in gewissen Bänken besonders stark an, sind aber stets nur locker verteilt in der Grauwacke eingebettet, so daß man niemals den Eindruck eines wirklichen Konglomerates hat. Die Gerölle sind teils kugelig, teils mehr plattig, aber meist gut abgerollt, seltener nur kantengerundet; an manchen lassen sich auch Streckungserscheinungen feststellen. Solche von Quarz und einem feinkörnigen Quarzit walten vor, etwas weniger häufig sind mittel- bis feinkörnige Granite, namentlich glimmerarme und aplitische Abarten; auch Quarzporphyre mit mikrogranitischer Grundmasse wurden beobachtet. Gerölle von Kieselschiefer, Diabas und Kalkstein wurden bisher niemals aufgefunden.

Die **Knotenglimmerschiefer**, die mit den kristallinen Grauwacken und Hornfelsen wechsellagern, sind hellgraue bis violettgraue Gesteine, die im wesentlichen aus Quarz, Biotit und Muscovit bestehen und zahlreiche runde oder längliche, oft getreidekornartige dunkle Flecke oder Knoten enthalten. Im Dünnschliff erscheinen diese heller als die Umgebung und lassen mitunter an der bezeichnenden Felderteilung deutlich erkennen, daß sie aus Drillingen von Cordierit bestanden; gewöhnlich ist dieser allerdings vollständig in glimmerige Massen zersetzt.

### 2. Andalusitglimmerfels, Muscovitschiefer und cordieritreiche Kontaktgesteine.

Der **Andalusitglimmerfels** ist ein schon dem unbewaffneten Auge deutlich körnig-schuppig erscheinendes,

meist rein massiges und unregelmäßig klüftendes Gestein von grauer oder grauvioletter, im angewitterten Zustand von graubrauner Farbe; es setzt sich vor allem aus Quarz, Andalusit, Biotit und Muscovit, daneben auch aus Cordierit, Turmalin und Magnetit, sowie Orthoklas und Zirkon zusammen. Der Glimmer reichert sich zuweilen lagenförmig an und bewirkt dadurch eine plattige Absonderung.

Der **Andalusitglimmerschiefer** ist ähnlich zusammengesetzt, nur herrschen hier Muscovit und Andalusit besonders vor. Bis 2 mm große Andalusitkörner kann man in dem silberglänzenden, feinschuppigen Gestein schon mit bloßem Auge deutlich wahrnehmen.

Die Muscovitschiefer, welche zusammen mit den beiden vorgenannten Gesteinen vorkommen, aber nur eine sehr untergeordnete Rolle spielen, sind feinkörnig-schuppig und bestehen in der Hauptsache aus Quarzkörnchen und Muscovitschüppchen.

Besonders **cordieritreiche Kontaktgesteine** sind im Lockwitztale im Zuge der Andalusitglimmerfelse aufgeschlossen. Sie sind weniger massig als vielmehr mittel- bis feinkörnig und schuppig-flaserig, also gneisartig. Sie setzen sich vorwiegend aus Quarz, Feldspat (Plagioklas und Orthoklas), Eisenerzen und Graphit zusammen. Diese Gemengteile zeigen sämtlich die für Kontaktgesteine typische Struktur. Der Gehalt an Cordierit ist meist sehr groß, wechselt aber in verschiedenen Lagen; die Menge des Andalusits ist nicht sehr bedeutend.

### 3. Quarzitschiefer und Quarzit.

Der **Quarzitschiefer** ist ein aus Quarzkörnchen und Glimmerschüppchen bestehendes dickschieferiges Gestein, welches mit Knotenglimmerschiefern wechsellagert. Es tritt vor allem im Seidewitztal in der Nähe der Granitgrenze sowie im Tal der Gersdorfer Bahra in der Nähe des langen Quarzitzuges auf.

Der **Quarzit** ist ein graulich weißes, häufig durch kleinste Schüppchen und Häutchen von Eisenoxyd rötlich gefärbtes, meist deutlich körniges Quarzgestein. Die einzelnen Quarzkörnchen sind mit wellig-zackigen Rändern ineinander verzahnt. Das Gestein ist meist durchaus massig, sondert sich aber häufig in 1—10 cm dicke Platten ab, die dem Streichen des Schiefergebirges parallel angeordnet sind. Stellenweise sind muscovitreichere Zwischenlagen vorhanden, welche deutlich geschichtet und geschiefert sind. —

Der Quarzit tritt vor allem in Form eines langen Zuges auf, der sich in seinem nordwestlichen Teil zerschlägt. Es handelt sich wahrscheinlich um einen Quarzgang, der zufällig streckenweise in einem mit Knotenglimmerschiefer wechselagernden Quarzitschiefer aufsetzt. Die plattige Absonderung und die schieferigen Zwischenlagen sind vielleicht durch wiederholtes Aufreißen des Ganges und eine intensive Zerreibung der Quarzitmasse längs dieser Klüfte entstanden. Der Quarzitzug erinnert seiner ganzen Erscheinung nach an den „Pfahl“ des Bayrischen Waldes. Da sich im Quarz des Quarzits stellenweise (z. B. nordöstlich von Tronitz) metamorphe Einschlüsse nachweisen lassen (Biotiteierchen), so dürfte der Quarzit älter sein als die granitisch-körnigen Massen der Nachbarschaft.

#### 4. Augithornblendefels.

Die an einigen Stellen zwischen Müglitz- und Lockwitztal auftretenden Augithornblendegesteine bestehen in der Hauptsache aus einem feinkörnigen Aggregat von grüner Hornblende und farblosem Pyroxen (Diopsid, Malakolith). Mitunter tritt der Pyroxen stark zurück, und dafür stellt sich Feldspat ein. Diese Augithornblendegesteine sind jedenfalls durch Kontaktmetamorphose aus diabasischen Gesteinen hervorgegangen.

#### Gliederung der Weesensteiner Grauwackenformation.

Nach der Verbreitung der verschiedenen vorgenannten Gesteine läßt sich die Weesensteiner Grauwackenformation in zwei Abteilungen gliedern:

- a) eine Abteilung, die aus Grauwackenhornfelsen, kristallinen (z. T. gerölleführenden) Grauwacken, Knotenglimmerschiefern und Quarzitschiefern besteht; sie bildet den östlichen Teil der Weesensteiner Grauwackenformation, der an den Granit des Dohna-Seidewitzer Zuges anstößt;
- b) eine Abteilung, die aus Andalusit- und Cordieritgesteinen mit vereinzelt Muscovitschieferlagerungen besteht; sie bildet den westlichen Teil der Weesensteiner Grauwackenformation und grenzt an die altpaläozoischen Schichten bzw. an die Ausläufer des Syenitmassivs an.

Da das Schiefergebirge im allgemeinen steil nach Nordost hin einfällt, erscheint die Abteilung a als die hangende, die Abteilung b als die liegende Gruppe. Eine Altersbe-

ziehung beider ist aber dadurch wegen der intensiven Zusammenstauchung des Schiefergebirges nicht ohne weiteres ausgedrückt.

Die Augithornblendeschiefer glaube ich in diese Gliederung nicht mit aufnehmen zu dürfen. Sie liegen entweder innerhalb der Abteilung b oder an der Grenze von a und b. Sie könnten also am einfachsten zu b gezogen werden; der Umstand jedoch, daß sie keinen festen Horizont einnehmen, macht es wahrscheinlich, daß in ihnen keine ehemals deckenförmigen basischen Eruptiva, sondern intrusive Lagergänge, etwa die Zuführungskanäle der devonischen Diabase, in metamorpher Form vorliegen.

#### Alter der Weesensteiner Grauwackenformation.

Wie schon oben auseinandergesetzt wurde, hat gerade die Weesensteiner Grauwackenformation eine recht verschiedene Deutung ihres Alters erfahren. Im allgemeinen pflegte man sie zuletzt für kulmisch zu erklären. Bestimmend war dafür die Ausbildung der Abteilung a. Aus einer Wechselagerung von Tonschiefern und arkoseartigen Grauwacken bestehen ja in der Tat jene mächtigen und einförmigen Gesteinsfolgen des vogtländisch-ostthüringer Kulms, und auch gerölleführende Bänke waren seit längerer Zeit aus den Kulmgrauwacken z. B. des Frankenwaldes bekannt geworden, während in älteren Formationen ähnliche grobe Sedimente nicht aufgefunden wurden. Es lag deshalb nahe, die Grauwackenformation von Weesenstein als kontaktmetamorphen Kulm zu betrachten. Dieser Auffassung möchte ich aber entgegentreten.

Zunächst muß darauf hingewiesen werden, daß der Vergleich mit kulmischen Sedimenten nur für die Abteilung a der Weesensteiner Grauwackenformation zutrifft. Aber nach der bisher üblichen und von mir beibehaltenen Abgrenzung der Weesensteiner Formation zieht man zu dieser auch die nicht aus Grauwacken, sondern aus einer recht einförmigen Folge wahrscheinlich meist lichtgrauer Tonschiefer hervorgegangene Abteilung b, und diese macht im ganzen eher den Eindruck, als sei sie aus untersilurischen als aus kulmischen Schiefern entstanden. Sie ist lediglich deshalb mit zur Weesensteiner Grauwackenformation gezogen worden, weil es nicht möglich ist, für sie im nichtmetamorphen Teil des Schiefergebirges eine äquivalente Schichtengruppe anzugeben. Die oben angeführte Definition

der Weesensteiner Grauwackenformation schließt nicht aus, daß in ihr ganz verschiedene Formationen enthalten sind; und es ist keineswegs von der Hand zu weisen, daß die Abteilung b sich auf eine andere Formation zurückführt als die Abteilung a, welche man als „Weesensteiner Grauwackenformation im engeren Sinne“ bezeichnen könnte, denn beide Abteilungen lassen sich überall deutlich voneinander scheiden. Nach ihrer Lage zu den granitischen Tiefengesteinen müssen zwar beide Abteilungen in gleich intensiver Weise von diesen aus beeinflußt worden sein, und doch sind in der einen Abteilung Tonschiefer zu Andalusitcordieritgesteinen geworden, während in der anderen nur Knotenglimmerschiefer ohne eine Spur von Andalusitbildung erscheinen. Dies kann seinen Grund allein in einer ursprünglichen Verschiedenheit der Tonschiefer haben, welche metamorphosiert worden sind; und dabei dürfte es wahrscheinlich in der Hauptsache wieder auf den Grad der einstmaligen Vertonung der feldspätigen Gemengteile ankommen, d. h. auf den Gehalt der Tonschiefer an unzersetzten Aluminiumsilikaten, an Feldspatrestonen und an Allophanonen (STREMMÉ). Tonschiefer, die in der Hauptsache aus einem fein zermahlener, aber nicht wesentlich zersetzten Gesteinsdetritus bestehen, müssen sich in der Metamorphose anders verhalten als solche, die wirklich einen verfestigten Ton im eigentlichen Sinne darstellen. Die kulmischen Tonschiefer sind nun durch Übergänge mit arkoseartigen Grauwacken verknüpft und scheinen in der Hauptsache der erstgenannten Art der Tone („Alphitit“, SALOMON, Geologische Rundschau VI, 1915, S. 404) nahe zu stehen, sind jedenfalls nach ihrer Vergesellschaftung mit arkoseartigen Grauwacken kaum das Endprodukt einer Gesteins-Zersetzung, im Gegensatz zu den Tonen, z. B. unseres Tertiärs und vielleicht auch des Silurs, die niemals mit arkoseartigen Gesteinen, sondern immer mit Quarzsanden oder Quarzsandsteinen wechsellagern, also mit wirklichen Restprodukten der Gesteinszerersetzung zusammen vorkommen. Aus derartigen Erwägungen heraus halte ich die oben geschilderten Unterschiede in den beiden Abteilungen der Weesensteiner Grauwackenformation für eine Folge verschiedenen Ausgangsmaterials und glaube, daß der Abteilung a überhaupt eine ganz andere Formation zugrunde liegen kann als der Abteilung b.

Die kristallinen Grauwacken und Knotenglimmerschiefer der Abteilung a erinnern auf den ersten Blick allerdings

an metamorphe Sedimente des Kulms. Wenn man aber die Gesteinsfolge der Weesensteiner Grauwacken im großen betrachtet, findet man, daß ihr doch nicht eine derartige häufige und rasche Wechsellagerung zwischen Grauwacken, Grauwackenschiefern und Tonschiefern zugrunde liegt, wie wir sie im Kulm des Vogtlands, des Görlitzer Gebiets und auch in gewissen Teilen des Kulms im Elbtalschiefergebiet zu sehen gewohnt sind. Besonders beachtenswert ist aber, daß die kulmischen Schichten des Elbtalschiefergebiets in der Kontaktmetamorphose Gesteinskomplexe liefern, welche, wie man sich im Lockwitz-, im Müglitz- und im Seidewitztal überzeugen kann, gar nicht den Habitus der Gesteine der Weesensteiner Grauwackenformation besitzen. Die kulmischen Knotenschiefer z. B. sehen ganz anders aus als die Knotenglimmerschiefer der Weesensteiner Gruppe. Erstere sind feinschieferige, schwarze Gesteine mit kleinen Knoten, letztere sind viel kristalliner und grobschieferiger, besitzen viel größere Früchte und haben graue, niemals aber schwarze Farbe. Tatsächlich sind im Kulm des Elbtalschiefergebiets keine Schichten enthalten, die durch die Kontaktmetamorphose einen so mächtigen und dabei so gleichförmigen Komplex wie die Abteilung a der Weesensteiner Grauwackenformation liefern könnten. Wenn man etwa deren Mächtigkeit durch tektonische Vorgänge erklären wollte, ist es auffällig, daß in der Weesensteiner Grauwackenformation nicht irgendwo auch einmal Bänke der Kieselschieferbreccien mit eingefaltet sind, und daß ferner nirgends auch nur Spuren von kalkigen Schichten angetroffen wurden. Dazu kommt, daß die Lagerungsverhältnisse innerhalb der Weesensteiner Grauwackenformation (z. B. im Gebiet des Seidewitztales) keineswegs für starke Zusammenfaltung oder zahlreiche streichende Dislokationen sprechen, durch welche eine häufige Wiederholung der Schichten erklärbar wäre.

Auffällig und beachtenswert ist ferner die Einschaltung gerölleführender Bänke in der Weesensteiner Grauwackenformation und vor allem die Art der Gerölle selbst. Wie wir oben sahen, sind ja auch in den kulmischen Schieferen des Elbtalgebiets Gerölle beobachtet worden, doch bestehen diese lediglich aus grauen oder schwärzlichen Quarziten, und vereinzelt auch aus körnigen feldspatreichen Grauwacken, dagegen wurden Gerölle von Eruptivgesteinen noch niemals aufgefunden; und die mächtigen kulmischen Breccien bestehen fast ausschließlich aus Bruchstücken von siluri-

schem Kieselschiefer und Hornstein. Im Gegensatz dazu sind unter den Geröllen der Weesensteiner Schichten neben solchen aus Quarz, die bei weitem vorherrschen, fast ausschließlich solche aus Granit und Porphyry festzustellen, während Kieselschiefer und Hornsteine, welche auch in den konglomeratischen Kulmschichten anderer Gegenden eine große Rolle spielen, vollständig fehlen. Dieses spricht wohl entschieden dafür, daß in der Weesensteiner Grauwackenformation kein Äquivalent des Kulms vorhanden ist.

Da ferner auch obersilurische und devonische Schichten nach ihrer Ausbildung im Elbtalschiefergebiet nicht in Betracht kommen, kann es sich nur um Gesteine handeln, die älter als Obersilur sind. Untersilur wäre nach dessen allgemeiner Entwicklung im sächsisch-schlesischen Gebiet höchstens für die Abteilung b heranzuziehen, keinesfalls aber für a. Das gleiche gilt meines Erachtens für kambrische Schichten. Wenn man die Ausbildung des Kambriums in Böhmen und im Ostseegebiet und die in Vogtland-Ostthüringen herrschende, anscheinend völlige Konkordanz von Phyllit bis ins Untersilur hinaus bedenkt, so ist es allerdings nicht unmöglich, daß wir hier im Bereich des Elbtalschiefergebiets das Kambrium als eine mächtige Folge von Tonschiefern und vielleicht auch Grauwacken vertreten hätten. Die eigenartigen gerölleführenden Schichten von Weesenstein weisen aber viel deutlicher auf eine andere Möglichkeit hin. Wir finden nämlich im mittleren Böhmen diskordant unter dem Mitt elkambrium eine außerordentlich mächtig und einförmig entwickelte Schichtenfolge von Tonschiefern und teilweise sehr feldspatreichen Grauwacken, die an einer ganzen Reihe von Stellen, aber wahrscheinlich in einem ziemlich beständigen Horizont Geröllbänke enthalten, die ich seinerzeit in der Modřaner Schlucht südlich von Prag studieren konnte<sup>30</sup>). Diese Geröllbänke gleichen nach Art der Abrollung und der Verteilung der Gerölle, nach der Ausbildung der Einbettungsmasse und nach der Wechselagerung der Grauwacken mit Schieferschichten unseren gerölleführenden Grauwacken von Weesenstein aufs genaueste. Ich habe auf diese in der Tat höchst auffällige Ähnlichkeit schon im Zusammenhang mit der Altersfrage der

<sup>30</sup>) Die geologischen Verhältnisse dieser Gegend wurden neuerdings von R. KETTNER beschrieben in den Verhandlg. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1914, Nr. 7 u. 8: Ein Beitrag zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Königsaal.

dichten Gneise aufmerksam gemacht<sup>31)</sup>. Auch die dichten Gneise können besonders unter Berücksichtigung ihrer gerölleführenden Abarten nur mit diesen präkambrischen Schichten Mittelböhmens und sicher keinesfalls mit irgend einer jüngeren Formation verglichen werden.

Es ist mir auf Grund der allgemeinen lithologischen Verhältnisse der alten vorsilurischen Schichten das wahrscheinlichste, daß sowohl die dichten Gneise, wie auch die Weesensteiner Grauwacken aus präkambrischen Sedimenten hervorgingen.

Auf die tektonischen Folgerungen, die sich daraus ergeben, daß nur etwa 6 km südlich von Weesenstein bereits die erzgebirgische Gneisformation mit Einlagerungen von gerölleführenden dichten Gneisen vorhanden ist, wird weiter unten eingegangen werden.

#### Zusammenfassung A.

Wenn man von der Phyllitgruppe absieht, in welcher Schichten vorläufig nicht näher bestimmbarer Alters metamorphosiert enthalten sind, nehmen an der Zusammensetzung des Elbtalschiefersystems südwestlich von Pirna in der Hauptsache silurische, devonische und kulmische Gesteinskomplexe teil; dazu kommt die Weesensteiner Grauwackenformation, in welcher höchstwahrscheinlich präkambrische Schichten vorliegen. Es ist natürlich, daß durch die vergleichend-stratigraphische Methode, auf die man bei der Ermittlung des Alters der Schichten des Schiefergebirges vielfach angewiesen ist, ein gewisses Moment der Unsicherheit in das Ergebnis hineinkommt. Bleibt man sich dessen bewußt, so lassen sich die Formationen, welche das Elbtalschiefersystem zusammensetzen, zu folgender Tabelle vereinigen:

Kulm . . .	{	Obere Abteilung: Kieselschiefer-Hornstein-Breccien	
		Untere „ : Tonschiefer und Grauwacken	
Devon . .	{	Obere Abteilung: Kalksteine und Tonschiefer . . . . . (Oberdevon)	
		Untere „ : Diabasgesteine . . (Mitteldevon)	
Silur . . .	{	Dunkle Tonschiefer . . . . . } Obersilur	
		Kieselschiefer mit Graptolithen . . . . . }	
		Hornsteinschichten . . . . . }	
		Quarzsandstein . . . . . } Untersilur	
Präkambrium z. T.:		Weesensteiner Grauwackenformation (nur kontaktmetamorph).	

<sup>31)</sup> Centralbl. f. Min. usw. 1914, S. 226 ff.

## B. Die Tektonik des Elbtalschiefergebietes.

Für die Entzifferung der Stratigraphie des Elbtalschiefergebietes südwestlich von Pirna sind von jeher neben dem Mangel an Fossilien ganz besonders die verwickelten tektonischen Verhältnisse dieser Gegend hinderlich gewesen. Da man früher ganz allgemein mit einfachen Lagerungsverhältnissen rechnete, wie man sie aus dem „Flözgebirge“ gewohnt war, sah man das Liegende regelmäßig auch als das ältere an. Diese Auffassung war für das Elbtalschiefergebiet zur Zeit der ersten geologischen Spezialaufnahmen noch nicht ganz verlassen. Erst später begann man das Alter der Schichten völlig unabhängig von ihrer Lagerung im Schiefergebirge nur nach ihrer petrographischen Ausbildung und durch Vergleich mit Schichten anderer Gegenden zu bestimmen, die ihrem Alter nach besser bekannt waren. Ansätze in dieser Richtung sind z. B. die Ausscheidung der Diabasgesteine und Kalksteine als Devon.

Nachdem im ersten Teil der vorliegenden Arbeit wegen des Mangels an Fossilien in der Hauptsache mit Hilfe dieser vergleichend-stratigraphischen Methode eine Altersgliederung der Schichten des Elbtalschiefergebietes südwestlich von Pirna durchgeführt wurde, soll im folgenden auf Grund der dargelegten Stratigraphie ein Versuch gemacht werden, auch den Bauplan dieses Schiefergebirges zu entschleiern, soweit dies zurzeit möglich ist.

Es ist selbstverständlich, daß ein Teil des Ergebnisses dabei sehr wesentlich von den über das Alter der Schichten gewonnenen Anschauungen abhängt. Würde man einmal für irgendeine Schicht eine andere stratigraphische Stellung annehmen müssen, so würde dies auch auf die Ansichten über die Tektonik gewisser Gebirgsteile Einfluß haben. Es soll deshalb im folgenden auch im wesentlichen nur eine Darstellung der Hauptzüge der Tektonik erfolgen, während auf Einzelheiten des Schichtenbaues, die von jeder Schwankung in den Ansichten über das geologische Alter der Schichten am ersten und stärksten betroffen werden, nur andeutungsweise eingegangen wird.

Was die Lagerungsstörungen anlangt, so kommen im Elbtalschiefergebiet neben meist recht kurzwelligen und z. T. isoklinalen Zusammenfaltungen vor allem zahlreiche streichend verlaufende Dislokationen in Betracht. Soweit man diese bisher schon kannte oder vermutete, hat man sie aber

im allgemeinen nicht richtig bewertet, indem man sie im großen und ganzen als steilstehende Verwerfungen (Verwerfungen im engeren Sinne, Zerrungsverwerfungen) ansah. Im Gegensatz dazu bin ich bei meinen Aufnahmen am Ostrande des Erzgebirges zu der Überzeugung gelangt, daß in den allermeisten Fällen gerade Kompressionsverwerfungen vorliegen, daß also ein starker Zusammenschub der Gebirgsglieder stattgefunden hat. Die streichend verlaufenden „Verwerfungen“ unseres Schiefergebirges entsprechen also ihrem Wesen nach durchaus den Überschiebungen, wie sie in den letzten Jahren immer zahlreicher als bestimmend für den Bau der großen Gebirgszüge der Erde bekannt geworden sind.

Diese streichenden Dislokationen im Elbtalschiefergebiet haben nicht sämtlich den gleichen Wert für den Bau des Schiefergebirges. Diejenigen, welche größere geologische oder stratigraphische Einheiten, wie z. B. das Gneisgebirge, die Phyllitgruppe, das altpaläozoische Schichtsystem, die Weesensteiner Grauwackenformation und event. die Dohna-Niederseidewitzer Granitmasse, voneinander scheiden, sind gewißlich höherer Ordnung als solche, die nur innerhalb dieser einzelnen Schichtkomplexe auftreten. Die Verschiebungen an der letzten Art Störungsflächen haben im allgemeinen geringeres Ausmaß als die an den ersten.

Zur Ermittlung der Störungen selbst und des Baues der von ihnen begrenzten Gebirgsteile sind folgende Punkte näher zu untersuchen:

- I. Das tektonische Verhältnis des Schiefergebirges zum Gneis des Erzgebirges.
- II. Die Tektonik des Schiefergebirges selbst, und zwar
  - a) die Tektonik des Phyllitgebietes,
  - b) das Verhältnis des Phyllitgebietes zum altpaläozoischen Schichtensystem,
  - c) die Tektonik des altpaläozoischen Schichtenkomplexes,
  - d) der Bau der Weesensteiner Grauwackenformation und ihr tektonisches Verhältnis zum altpaläozoischen Schichtenkomplex.
- III. Das Verhältnis der granitischen Intrusivmassen zum Schiefergebirge.

Schließlich ist dann noch die Einfügung des Schiefergebirges in den ganzen Bau des varistischen Bogens kurz zu erörtern.

## I. Das tektonische Verhältnis des Schiefergebirges zum Gneis des Erzgebirges.

Längs einer von Lungkwitz bei Kreischa über Häselich, Großröhrsdorf und Borna nach Cratza südöstlich von Gottleuba geführten Linie grenzt das Schiefergebirge an die erzgebirgischen Gneise. Da die älteren Bearbeiter, wie NAUMANN und MIETZSCH die liegendsten Schichten des Schiefergebirges noch als Glimmerschiefer ansahen, wird von ihnen das Verhältnis des Schiefergebirges zum Gneis als eine normale Überlagerung aufgefaßt. Als dann R. BECK bei der ersten Spezialkartierung des Gebietes erkannte, daß die bisher als Glimmerschiefer angesehenen Gesteine in Wirklichkeit Phyllite sind, zog er daraus 1889 (Erläuterung zu Blatt Berggießhübel, I. Aufl. S. 14) für die Tektonik des Schiefergebirges den Schluß, daß „die Verbandsverhältnisse der Phyllitformation mit der Gneisformation durch große Dislokationen in einer solchen Weise gestört sind, daß es nicht möglich ist, zu entscheiden, ob eine concordante oder discordante Auflagerung der Phyllite auf den Gneisen ursprünglich stattgehabt hat“. Bei dieser Darstellungsweise und bei der besonderen Betonung der Konkordanz zwischen Gneis und Phyllit in den im Jahre 1892 erschienenen Erläuterungen zu Blatt Kreischa schimmert immer noch der Verdacht durch, daß möglicherweise hier am Ostrande des Erzgebirges Glimmerschiefer überhaupt nicht zur Entwicklung gelangt sind, sondern vielleicht durch gewisse feinkörnige und schieferige Gneise vertreten werden, — eine Vermutung, auf die R. BECK auch neuerdings wieder zurückkommt<sup>32)</sup>. Auch bei C. GÄBERT finden sich Bemerkungen, die man kaum in anderem Sinne deuten kann<sup>33)</sup>. Dagegen hat H. CREDNER in seinen Vorlesungen über den geologischen Bau des Königreichs Sachsen die Grenze der erzgebirgischen Gneise gegen das Elbtalschiefergebiet wohl stets als eine große nordwestlich streichende Verwerfung charakterisiert. Ebenso spricht R. LEPSIUS<sup>34)</sup> von einem Abbruch am Ostrande des Erzgebirges; das östlich dieses Bruches gelegene Schiefergebirge wird von ihm gegenüber dem Gneis als abgesenkt

<sup>32)</sup> R. BECK, Geologischer Führer durch das Dresdner Elbtalgebiet, II. Aufl., Berlin, 1914, S. 171.

<sup>33)</sup> C. GÄBERT, Die Gneise des Erzgebirges (Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1907), S. 362, Anmerkung 2, letzter Satz.

<sup>34)</sup> R. LEPSIUS, Geologie von Deutschland, II. Teil, 1903, S. 95.

angesehen. In ähnlicher Weise beschreibt F. E. SUESS<sup>35)</sup> den Bau dieser Gegend, und neuerdings hat J. E. HIBSCH<sup>36)</sup> die Grenze zwischen Erzgebirge und Elbtalschiefergebiet gleichfalls wieder als einen mit Senkung des Ostflügels verbundenen Bruch gekennzeichnet, auf dem dann die Basalte vom Dorfe Schneeberg, vom Kahlen Berg bei Eulau und vom Raumberg bei Eiland — allerdings in viel jüngerer Zeit — aufgebrochen seien. Diese von HIBSCH bereits 1891 geäußerte Ansicht<sup>37)</sup> findet sich endlich auch in den Arbeiten von H. MICHEL wieder<sup>38)</sup>.

a) Das Wesen der Grenze zwischen Schiefergebirge und Gneis.

Da es nach den in der Literatur vorhandenen Angaben noch nicht von vornherein als ausgemacht gelten darf, daß die erzgebirgischen Gneise nach Osten hin wirklich durch eine Störung abgeschnitten werden, muß zunächst erst das Wesen der Grenze zwischen Gneis und Schiefergebirge näher untersucht werden. Da die Grenzfläche gegenwärtig nirgends so aufgeschlossen ist, daß man sie unmittelbar beobachten könnte, hat man zu diesem Zwecke die von beiden Seiten an sie herantretenden Gesteinskomplexe ihrem Inhalt und ihrer Form nach zu berücksichtigen. Dabei ergibt sich dann, daß die Grenze zwischen Gneis und Schiefergebirge tatsächlich keine primäre sein kann, sondern durchweg von einer Störung gebildet werden muß. Drei Umstände sind es in der Hauptsache, die dafür als beweisend zu gelten haben.

a) Überall längs der oben angeführten Linie grenzen feinkörnige und schieferige Gneise, die insgesamt den Charakter der „oberen Stufe“ der Freiburger Gneise besitzen, an die Phyllitgruppe des Schiefergebirges an. Glimmerschiefer, wie sie sich im westlichen Teile des Erzgebirges

<sup>35)</sup> F. E. SUESS, Bau und Bild der Böhmisches Masse, Wien 1903, S. 232—236.

<sup>36)</sup> J. E. HIBSCH, Über tertiäre Fluoritgänge (Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. Bd. 25, 1906), S. 484.

<sup>37)</sup> J. E. HIBSCH, Die Insel älteren Gebirges und ihre nächste Umgebung im Elbthale nördlich von Tetschen (Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1891, 41. Bd.), S. 241.

<sup>38)</sup> H. MICHEL, Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Gebirgsbruchzone westlich Bodenbach (Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. Bd. 32, 1903), S. 286.

—, Die Erzgebirgsbruchzone westlich Bodenbach (Verh. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1913), S. 173.

—, Der Basalt der Eiländer Raumwiese bei Bodenbach (Annalen d. K. K. naturhist. Hofmus. Wien 1913, Bd. 27), S. 114.

stets zwischen Phyllite und Gneise einschalten, fehlen hier vollständig. R. Beck äußert nun die Ansicht, daß die feinkörnigen Gneise eben die Glimmerschiefer vertreten. Wenn dies der Fall wäre, müßten die Gneise mit den angrenzenden Gesteinen der Phyllitgruppe in einem gewissen petrographischen Gleichgewicht stehen. Denn wenn eine primäre Schichtenfolge von unten her der „Vergneisung“ anheimfällt, so muß bei der regionalen Natur dieses Vorganges ein ganz allmähliches Abklingen der Metamorphose von den tiefsten Zonen nach oben hin stattfinden; sprungweise Änderungen in der Stärke der Umwandlung sind nicht denkbar. Einen solchen unvermittelten Wechsel in der Intensität der Metamorphose würde aber nach aller unserer bisherigen Kenntnis über die Entstehung dieser Gesteine das Aneinandergrenzen von Gneis und Phyllit darstellen. Die Gneise, die längs der Grenze des Schiefergebirges anstehen, weisen einen sehr viel höheren Grad und überdies auch z. T. eine andere Art der Metamorphose auf als die unmittelbar benachbarten Schichten der Phyllitgruppe. Während in den Gneisen Gesteine vorliegen, die ihren Habitus einer Umkristallisation unter Zusammenwirken von Druck und Wärme verdanken (katogen-metamorphe kristalline Schiefergesteine im Sinne von F. E. SUSS, Böhmisches Massiv, S. 27), tragen die Gesteine der Phyllitgruppe in der Hauptsache nur die Merkmale einer dynamischen Metamorphose, bei der nicht Biotit-, sondern Sericit-Bildung stattfand (anogen-metamorphe kristalline Schiefergesteine). Es fehlt somit hier das Bindeglied, in dem diese beiden Prinzipien in gewissem Maße vereint zur Geltung kommen; das sind eben Gesteine, wie wir sie in der Glimmerschiefergruppe des westlichen Erzgebirges antreffen, und wie sie überall da auftreten, wo die normale Reihe der kristallinen Schiefer von Gneis zum Phyllit vorhanden ist. Wo sie fehlen, wie hier am Ostrande des Erzgebirges, deutet dies auf anormale Lagerungsverhältnisse. Die Grenze zwischen dem Gneissystem des Erzgebirges und der Phyllitgruppe des Elbtalschiefergebirges ist somit keine primäre Gesteinsgrenze, sondern durch eine Störung bedingt.

b) Die von beiden Seiten an die Grenze herantretenden Gesteinszonen werden sowohl in ihrem Streichen, wie namentlich auch im Fallen durch die Grenze schräg abgeschnitten.

Das Fallen der Gneisbänke kann man nur selten bis an die Grenze selbst beobachten. Es ist jedenfalls durch-

gänglich sehr steil und nach NO, stellenweise sogar nach SW gerichtet. Im Tale von Großröhrsdorf beobachtet man ein Einfallen der Gneisbänke mit etwa 45° nach NO, während die Schiefergebirgsgrenze weit flacher in der gleichen Richtung einschließt (siehe S. 244). Das Streichen des Gneises schließt sich zwar im allgemeinen überall ziemlich gut an die Grenze des Schiefergebirges an, solange man nur kleine Gebiete überblickt. Wenn man aber (vgl. die beigegefügte Übersichtskarte Taf. VII) die ganze Strecke überschaut von dem Punkte an, wo der Gneis und das Schiefergebirge unter dem Rotliegenden des Döhlener Beckens hervortreten, bis dahin, wo sie wieder unter dem Quadersandstein verschwinden, so gewahrt man zunächst ein merkwürdiges Schwanken in der Breite der Zone jener feinkörnigen und in ihrem Äußeren rasch wechselnden Gneise der „oberen Stufe“. Sodann liegen auch innerhalb dieser Zone der oberen Gneise Einlagerungen von gewissen leicht kenntlichen Gesteinen, welche, wie die dichten Gneise, bestimmte Horizonte darstellen, nicht überall gleichmäßig weit von der Schiefergebirgsgrenze entfernt. Vom Seidewitztal an, wo der Horizont der dichten Gneise etwa  $\frac{3}{4}$  km vom Schiefergebirge absteht, entfernt er sich nach Göppersdorf zu zunächst von jener Grenze, um im Gottleubatal wieder bis unmittelbar an diese selbst heranzutreten. Ferner macht sich südlich von Gottleuba überhaupt eine überaus große Annäherung auch derjenigen Gneise, die schon die Merkmale der Freiburger Eruptivgneise der „unteren Stufe“ tragen, an die Schiefergebirgsgrenze heran bemerkbar. Wahrscheinlich kommt es in der Gegend von Hellendorf sogar zu einer Berührung dieser Gneise mit dem Schiefergebirge. Außerdem hat die Kartierung südlich von Gottleuba Anhaltspunkte für beträchtliche schräg zur Schiefergebirgsgrenze verlaufende Lagerungsstörungen innerhalb des Gneisgebietes ergeben; diese äußern sich darin, daß mindestens ein, vielleicht aber mehrere Züge von Schiefergneisen der oberen Stufe durch Eruptivgneise der unteren Stufe voneinander getrennt auftreten. Mögen diese Verhältnisse nun durch Faltungen oder Aufschuppungen entstanden sein, jedenfalls ist die Schiefergebirgsgrenze selbst unabhängig von diesen Störungen, da sie diese schräg überschneidet; es ist dabei aber natürlich nicht ausgeschlossen, daß letzten Endes beide auf dieselbe Ursache zurückzuführen sind.

Deutlicher als im Gneisgebiet tritt im Schiefergebirge schon bei einem flüchtigen Blick auf die Übersichtskarte

die Unabhängigkeit der verschiedenen Gesteinszonen von der Grenze gegen den Gneis zutage. Zieht man zunächst nur den streichenden Verlauf der Gesteinszonen in Betracht, so fällt vor allem die verschiedene Breite der Stufe der Quarzitphyllite ins Auge. In der Gegend von Borna treten sogar die phyllitischen Tonschiefer an den Gneis heran. Jedoch möchte ich auf diesen Umstand nicht allzu viel Gewicht legen, weil gerade hier jüngere Störungen nicht ganz ausgeschlossen sind.

Beachtenswert ist ferner die Art und Weise, wie die Turmalingranitmassen von der Gneisgrenze getroffen werden. Es dürfen dabei aber nur diejenigen Granitvorkommen in Betracht gezogen werden, die in der gleichen Höhe im Schiefergebirge eingedrungen sind. Dies gilt namentlich von denjenigen Turmalingraniten, die zwischen dem Windingdorfer Bach und der Markersbacher Bahra liegen. Wie sich sowohl in dem Tal des ersteren unterhalb von Göppersdorf als auch in dem der letzteren bei Cratza nachweisen läßt, spitzen sich diese Granite innerhalb der feldspatführenden Quarzitschiefer aus. Nach den letzteren hin und im allgemeinen überhaupt nach dem nordöstlichen Salband zu werden die Granite feinkörnig, im Zentrum der Granitmassen und an der Grenze gegen den Gneis sind sie dagegen grobkörnig ausgebildet. Da kein Grund denkbar ist, weshalb die granitischen Intrusionen gerade an der Gneisgrenze nicht ebenso feinkörnig erstarren sollten wie an den übrigen Salbändern, so ist dieses Fehlen der feinkörnigen Randzone jedenfalls ebenso wie das Fehlen des Quarzitschiefers nur durch Störungen zu erklären. Damit ist auch hier die Grenze des Schiefergebirges gegen den Gneis als eine Dislokation erwiesen.

Daß endlich die Gesteinszonen der Phyllitgruppe auch im Fallen von den Gneisen schräg angeschnitten werden, ergibt sich am besten und einwandfreiesten in dem tiefen Taleinschnitt von Großröhrsdorf (vgl. Profile 5 und 6 auf Taf. VIII). Während nordwestlich von diesem Orte am Langenbrückenberg und ebenso auf der Höhe südöstlich des Tales Quarzitschiefer in bis 150 m breitem Ausstrich zutage tritt, stehen unten im Tale sowohl am rechten wie am linken Gehänge Gneis und Phyllit nur wenige Meter voneinander entfernt an; Quarzitschiefer trifft man nur in losen Stücken im Gehängeschutt. Es ist ausgeschlossen, daß sich unten im Tale noch ein mehr als allerhöchstens 10 m mächtiger Komplex von Quarzit-

schiefern zwischen Gneis und Phyllit einschiebt. Die Quarzitschiefer keilen sich also nach dem Liegenden zu an der Grenze zwischen Gneis und Schiefergebirge aus. Da es sich bei ihnen aber um alte Schichten sedimentärer Herkunft handelt, welche den Phylliten eingeschaltet sind, so besagt dieses Auskeilen an der Gneisgrenze nichts anderes, als daß die Quarzitschiefer von dieser Grenze schräg abgeschnitten werden. Dann kann aber nach alledem die Grenze zwischen Schiefergebirge und Gneis keine natürliche Gesteinsgrenze sein, sondern muß unbedingt von einer Störungsfläche gebildet werden.

c) In der Nähe der Grenze zwischen Gneis und Schiefergebirge sind die beiderseits an diese herantretenden Gesteine meist stark zerrüttet. Noch bis über 1 km von der Schiefergebirgsgrenze entfernt findet man im Gneis eine Art Transversalschieferung entwickelt, nach welcher die Gneise besser klüften als nach der ursprünglichen Paralleltextr. Längs den Flächen dieser Transversalschieferung, welche die normale Schieferung der Gneise unter einem spitzen Winkel schneidet, hat eine Zertrümmerung der Gesteinsgemengteile und besonders eine Zerreibung des Glimmers stattgefunden. Die Transversalschieferung steht wahrscheinlich in einem gewissen Zusammenhang mit der gesamten Tektonik, wenn er auch nicht ohne weiteres deutlich ersichtlich ist (siehe unten). Mit der Annäherung an die Schiefergebirgsgrenze vermehren sich die kataklastischen Erscheinungen im Gneis sehr rasch, und in der Nähe dieser Grenze selbst ist der Gneis so stark zertrümmert, aber wieder verfestigt (z. T. verkieselt), daß er vielfach fast keine Andeutung seiner ursprünglichen Paralleltextr mehr erkennen läßt und durchaus massig, stellenweise fast dicht erscheint.

Innerhalb der Phyllitgruppe sind derartige Zertrümmerungserscheinungen weniger stark ausgeprägt; im allgemeinen können wahrscheinlich die hier auftretenden Gesteine leichter auf Gleitbewegungen reagieren. Nur in der unmittelbaren Nähe der Schiefergebirgsgrenze sind auch die Phyllite höchst unregelmäßig verdrückt.

Die Turmalingranite zwischen Wingendorfer Bach und Markersbacher Bahra weisen an der Grenze gegen den Gneis ebenfalls eine besonders kräftige Kataklyse auf.

Alle diese an der Grenze zwischen Gneis und Schiefergebirge am stärksten ausgeprägten kataklastischen Erscheinungen finden nur dann eine hinreichende Erklärung

rung, wenn diese Grenze eine Störungsfläche darstellt, längs welcher die angrenzenden Gebirgsmassen gegeneinander bewegt wurden.

#### b) Die Art der Störung.

Über die Art der Störungsfläche, welche Gneis- und Schiefergebiet scheidet, gewinnt man eine Vorstellung, wenn man die Lage dieser Fläche im Raume betrachtet unter Berücksichtigung des gegenseitigen Alters oder der normalen Lagerungsverhältnisse der durch die Störung getrennten Gebirgsmassen. Hierzu bieten wieder die Taleinschnitte die beste Gelegenheit.

Im Lockwitztal bei Lungkwitz ist die Grenze zwischen Schiefergebirge und Gneis ihrer Lage nach zurzeit nur sehr schlecht festzustellen, weil das steile Gehänge völlig bewaldet und anstehendes Gestein nicht genügend entblößt ist. Sie scheint aber im allgemeinen steil nach NO einzufallen, möglicherweise hat ein jüngerer Porphyrstock bzw. -gang auf die Lage der Schiefergebirgsgrenze störend eingewirkt.

Etwas günstiger liegen die Verhältnisse trotz der Breite der Alluvion im Tale der Müglitz (vgl. Profil 3 auf Taf. VIII). Man findet hier auf den Höhen beiderseits des Tales Quarzitschiefer anstehend; nach unten zu keilen sich diese aus. Durch Verbinden gleich hoher Punkte der Grenzfläche ergibt sich ungefähr 100 m Fall auf etwa 150 m Horizontalentfernung; das entspricht einem Einfallen der Schiefergebirgsgrenze unter etwa 30° nach NO.

Am besten ist das Einfallen der Grenzfläche im Tale von Großröhrsdorf zu untersuchen. Etwas über 250 m unterhalb der Abzweigung der Straße nach Burkhardswalde von der im Tal selbst verlaufenden Straße nach Biensdorf, schneidet die Gneisgrenze das Tal. An der nördlichen (linken) Seite kann man von SW kommend zunächst überall Gneis feststellen; in dem Felsen bei der Telephonstange 3 streicht er WNW und fällt mit etwa 45° nach NO. Bis zur Telephonstange 4 findet man am Gehänge noch Gneisschutt. Bei der Telephonstange 5, kurz vor dem Haus Nr. 16 (vgl. Fig. 2), und dann bei den Häusern Nr. 16a und 17 trifft man auf Phyllit. Zwischen den Telephonstangen 4 und 5 liegen im Gehängeschutt auch Bruchstücke von Quarzitschiefer. Höher am Hange hinauf und nach dem Langenbrückenberg zu nehmen die Lesesteine von Quarzitschiefer an Menge immer mehr zu und bei dem genannten Berge

schalten sie sich deutlich zwischen Gneis und Quarzphyllit ein. Auf der Südseite (rechten Seite) des Großröhrsdorfer Tales kann man hinter dem Haus Nr. 19 stark gedrückten Gneis anstehen sehen, während an der Westseite des hinter dem Gut Nr. 18 herum nach oben führenden Fahrweges gedrückte Quarzphyllite anstehen. Zwischen diesen beiden

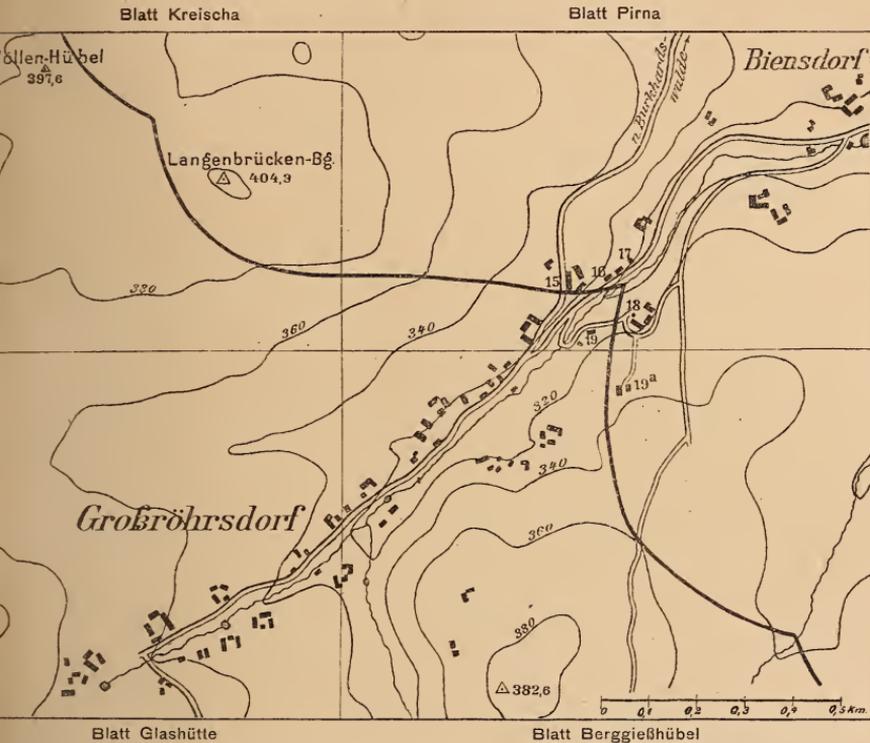


Fig. 2. Die Grenze zwischen Schiefergebirge und erzbergischem Gneis bei Großröhrsdorf. Maßstab 1:25 000.

Aufschlußpunkten muß also die Schiefergebirgsgrenze hindurchgehen. Quarzitschiefer sind auch auf dieser Talseite am unteren Teile des Hanges nicht im Anstehenden aufzufinden; dagegen überrollt ihr Schutt die anstehenden Gneise; und auf den Feldern oben beim Gute Nr. 19a sind sie als Lesesteine ausschließlich verbreitet. Durch diese Beobachtung ist eine verhältnismäßig genaue kartographische Festlegung der Schiefergebirgsgrenze möglich. Aus der Karte ergibt sich dann, wie man aus der beigegebenen Lagenskizze Fig. 2 entnehmen kann, ein Einfallen der Grenze um 40 m

auf etwa 230 m horizontale Entfernung, was dem ganz ungewöhnlich flachen Fallwinkel von nur etwa  $10^\circ$  entspricht.

Sieht man von dem kleinen Tälchen westlich vom Roten Berg ab, weil man hier nur nach Lesesteinen kartieren muß, so bietet dann wieder das Seidewitztal einen Anhalt für die räumliche Lage der Grenzfläche. Nach den geologischen Verhältnissen auf der Nordseite des Tales fällt sie auch hier verhältnismäßig flach nach NO ein. An der SO-Seite war ihr Verlauf trotz des steilen Gehänges leider nicht genügend gut festzustellen; sie ist hier übrigens kurz hinter der Talwand von einer jüngeren Querstörung betroffen worden, infolge deren sie plötzlich nach NO auslenkt. Auch in der Gegend von Borna und nordwestlich vom Schärfling im Tale des Wingendorfer Baches beeinflussen jüngere Querstörungen, die teilweise von Porphyrgängen begleitet sind, die ursprünglichen Grenzverhältnisse in ungünstiger Weise.

Im Bahratal zwischen Schärfling und Herbstberg scheint die Schiefergebirgsgrenze, welche hier zwischen Gneis und Turmalingranit gelegen ist, recht steil in die Tiefe zu setzen. Dagegen kann man im Tal des Gersdorfer Baches südöstlich vom Herbstberg wieder deutlich ein nach NO gerichtetes Fallen der Gneisgrenze feststellen (40 m Fall auf 100 m horizontale Entfernung, entsprechend einem Fallwinkel von  $20^\circ$ ). Auffallenderweise schießt dann im Tal der Gottleuba die Grenze wieder außerordentlich steil in die Tiefe (Profil 14), wie sich aus der Darstellung der Grenze auf der geologischen Karte (Blatt Berggießhübel) deutlich ergibt. Es ist beachtenswert, daß die Grenze an dieser Stelle zwischen Gneis und Turmalingranit gelegen ist.

Im Tal der Markersbacher Bahra endlich ist das Fallen der Grenzfläche wieder wesentlich flacher als im Gottleubatal. Eine genaue Zahl läßt sich aber hier nicht angeben.

Aus diesen Angaben über die Verhältnisse der Schiefergebirgs-Gneis-Grenze in den Tälern folgt somit, daß diese durchweg nach NO hin einfällt, meist mit recht flachem Winkel und nur ganz vereinzelt, nämlich an den mächtigen Turmalingranitmassen, mit sehr steilen Winkeln.

Eine derartige Lage der Störungsfläche zwischen Gneis und Schiefergebirge ist nicht einfach als Verwerfung im eigentlichen Sinne (mit Absenkung des hangenden Flügels) deutbar. Wenn es auch möglich wäre, daß dort, wo die Grenzfläche sehr flach einschießt, jüngere Krustenbewegungen dieses flache Fallen mit verursacht haben, so sind doch im allgemeinen keine Anhaltspunkte dafür vorhanden,

daß jüngere Bewegungen wirklich so starke Neigungsveränderungen herbeigeführt haben. Die gesamte Tektonik des Schiefergebirges spricht entschieden dafür, daß dessen Trennungsfläche gegen den Gneis schon von Haus aus nach NO zu einfiel. Die Auffassung dieser Trennungsfläche als Verwerfung mit Absenkung des hangenden Flügels würde dann bedeuten, daß das Schiefergebirge aus dem Dache des Gneisbatholiten herstammte. Dies könnte aber nur bei einer Auseinanderbewegung der Gebirgsmassen um sehr ansehnliche Beträge möglich sein. Wie ich schon an anderer Stelle auseinandergesetzt habe<sup>39)</sup>, ist aber in diesem Teile des varistischen Bogens gerade im Gegenteil von vornherein mit einer starken Zusammenpressung des Gebirges zu rechnen. Die Störung zwischen Gneis und Schiefergebiet kann daher nur als Kompressionsverwerfung aufgefaßt werden, d. h. als eine Überschiebungsfläche. Längs derselben ist das Schiefergebirge an den Gneis herangedrückt und auch etwas auf ihn hinaufgeschoben worden.

Die höchst auffällige Tatsache, daß die steilen Einfallswinkel der Überschiebungsfläche sich gerade dort befinden, wo die Turmalingranitmassen am mächtigsten anschwellen, dürfte wohl darauf hinweisen, daß wir in letzterem einzelne (untereinander wahrscheinlich ehemals zusammenhängende) lakkolithartige Intrusivkörper vor uns haben. Ihre Intrusion muß im allgemeinen nach den oben genannten Gründen wenigstens vor der letzten Phase der Überschiebung erfolgt sein. Es ist nun durchaus möglich, daß die Ablösungsfläche, längs welcher die Verschiebung des Schiefergebirges erfolgte, nicht glatt und ungehemmt mitten durch die Granitmasse hindurchsetzte, sondern hier mehr nach deren liegendem Rande ausgebuchtet war; die Granitmassen wirkten dann bei der Überschiebung wie riesige, nach abwärts gerichtete Aufbuckelungen der überschobenen Masse und furchten sich bei der Bewegung der Schubmasse tief in die Gneisunterlage ein, so daß dann hier die Grenzfläche zwischen Gneis und Schiefersystem abnorme Verhältnisse zeigt.

Die Grenzfläche zwischen Gneis und Schiefergebirge gehört, wie an anderer Stelle ausgeführt wurde, einer mit einigen Unterbrechungen bis an den Nordrand des Granulitgebirges verfolgbaren Störung an, für welche ich den Namen „mittelsächsische Überschiebung“ vorgeschlagen habe.

<sup>39)</sup> K. PIETZSCH, Tektonische Probleme in Sachsen (Geol. Rundschau, Bd. V, 1914), S. 164.

## II. Die Tektonik des Schiefergebirges selbst.

### a) Der Bau der Phyllitzone.

Schon aus dem geologischen Kartenbild (vgl. Übersichtskarte Taf. VII) ergibt sich, daß die Phyllitzone zunächst von Lungkwitz an bis in die Nähe des Seidewitztales einen recht einfachen Bau besitzt; von der Einschaltung der Turmalingranite muß man hier natürlich absehen, da diese intrusiver Natur sind und die Schichten stellenweise schräg durchsetzen. Ein einziger mächtiger Zug von Chloritgneisen erstreckt sich längs durch das ganze Gebiet. Er wird ebenso regelmäßig auf seiner südlichen wie auf seiner nördlichen Seite von Quarzphylliten begleitet. Daß die weiter im Liegenden auftretenden Quarzitschiefer nicht gleichfalls als ein zusammenhängender Zug auf der Karte erscheinen, liegt in der Hauptsache darin, daß die Schichten der Phyllitzone im allgemeinen steiler nach NO einfallen als die Überschiebungsfläche und infolgedessen von der letzteren abgeschnitten werden. An den Talflanken müssen sich dadurch die Quarzitschiefer nach der Tiefe hin auskeilen, wie dies tatsächlich die oben mitgeteilten Beobachtungen im Tale von Großröhrsdorf beweisen. Wäre die geologische Karte nicht die Projektion der gegenwärtigen Oberfläche, sondern entspräche sie einem etwa in der Höhe der 380-m-Linie durch das noch nicht denudierte Gebirge gelegten Schnitt, so würden die Quarzitschiefer ebenso als ein geschlossener Zug erscheinen, wie die Chloritgneise. Würde man dagegen diesen Schnitt etwa 100 m tiefer legen, so ist es sehr wahrscheinlich, daß man nur an wenigen Stellen überhaupt noch etwas von den Quarzitschiefern antreffen würde.

Auch in dem Phyllitgebiet zwischen Borna und Markersbach müssen verhältnismäßig einfache Lagerungsverhältnisse herrschen. Man begegnet hier im liegenden Teil des Schiefergebirges wieder einem wenn auch mehrfach unterbrochenen Streifen von Quarzitschiefern, in welche die Turmalingranite injiziert sind; weiter nach dem Hangenden zu treten Chloritgneise auf, die nach ihrem Ausstrich im Gottliebatal (siehe Übersichtskarte Taf. VII) verhältnismäßig flach nach NO einfallen müssen. Da die Quarzitschiefer steiler nach NO einschießen, hat dazwischen entweder eine Zusammenstauchung der Schichten oder eine andere Störung der normalen Lagerung stattgefunden. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die Chloritgneise des Gottliebatales nach W zu bis an den nach S vorspringenden Kreidezug heran-

treten und unter diesem hindurch vielleicht in der durch Punktierung auf der Karte angedeuteten Weise nach NW hin sich weiter erstrecken. Da man aber nur auf Lese- steine angewiesen ist und die außerordentlich starke Über- rollung mit Sandsteinmaterial vor allem auf der Westseite der Kreidezunge den älteren Untergrund überhaupt jeder Beobachtung entzieht, so läßt sich etwas Entscheidendes darüber gegenwärtig nicht aussagen.

Abweichungen von diesem im großen und ganzen sehr regelmäßigen Bau der Phyllitgruppe sind vor allem in der Nähe des Seidewitztales vorhanden, wo die Chloritgneise mehrfach unmittelbar mit Quarzitschiefern in Berührung treten. Die gegenwärtigen Aufschlüsse lassen nicht erkennen, ob überhaupt Störungen vorliegen, was das wahr- scheinlichste ist, und welcher Art sie sind, oder ob sich hier die Chloritgneise normalerweise auf die Quarzitschiefer auflegen.

#### b) Das tektonische Verhältnis des Phyllit- gebietes zum altpaläozoischen Schichten- komplex.

Wenn man nur einzelne Teile der Grenze zwischen dem Phyllitgebiet und dem Zuge der altpaläozoischen Schichten berücksichtigt, kann man namentlich im Bereich der phylliti- schen Tonschiefer leicht zu der Ansicht kommen, es herrsche eine völlig konkordante und ungestörte Lagerung von den Phylliten bis in die altpaläozoischen Schichten hinein. Über- blickt man aber die ganze Grenze dieser Gebirgsglieder von Lungkwitz an bis Berggießhübel, so bieten sich ähnliche Ver- hältnisse dar wie zwischen Gneis- und Schiefergebirge. Es werden nämlich einerseits die Glieder der Phyllitgruppe von der Grenze des paläozoischen Komplexes schräg ge- schnitten, so daß sowohl Quarzphyllite wie phyllitische Ton- schiefer an die altpaläozoischen Formationen angrenzen; andererseits treten auch im Gebiete der letzteren verschie- dene Glieder (Kieselschiefer, Diabase, Diabastuffe, Ton- schiefer) an die Phyllitgrenze heran. Da ferner die unmittel- bar an die Phyllite angrenzenden altpaläozoischen Gesteine stark gedrückt zu sein pflegen und außerdem weiter nord- östlich in viel größerer Breite ausstreichen, kann es sich bei der Grenze zwischen Phyllit und Paläozoikum nicht um eine bloße stratigraphische Diskordanz, sondern muß es sich um eine Dislokation handeln.

Über das Einfallen dieser Störungsfläche läßt sich nur selten durch unmittelbare Beobachtung etwas Sicheres feststellen. Am deutlichsten ergibt sich noch aus dem Kartenbild der Gegend von Berggießhübel<sup>40)</sup>, daß die Grenze zwischen Phyllit und altpaläozoischem Komplex mehr oder minder flach nach Norden einfällt. Dies spricht dafür, daß die Störung der gleichen Art ist wie diejenige Dislokation, welche die Grenze zwischen Gneis und Schiefergebirge bildet; nach der Lage des Schiefergebirges in der varistischen Bogenwendung ist die Auffassung der Grenzfläche zwischen phyllitischem und altpaläozoischem Komplex als Überschiebungsfläche jedenfalls die wahrscheinlichste:

c) Der Bau des aus altpaläozoischen Schichten bestehenden Teiles des Schiefergebirges.

Der zwischen der Phyllitzone im SW und der Weesensteiner Grauwackenformation im NO eingeschlossene Teil des Schiefergebirges besteht aus altpaläozoischen Schichten. Schon ein Blick auf das Kartenbild läßt in diesem Gebiet mehrere ausgezeichnete Längszonen erkennen, die ihrerseits augenscheinlich ebenfalls wieder größtenteils durch Störungen begrenzt werden.

Am auffälligsten ist von diesen Zonen der vom Blaubeerge im Lockwitztale an über Schmorsdorf, Crotta, Burkhardswalde und Nenntmannsdorf bis an den Quadersandsteinrand zwischen Gersdorf und Ottendorf verfolgbare Zug kulmischer Gesteine und zwar darin besonders die auch orographisch hervortretende Zone der Kieselschiefer-Hornstein-Breccien. Diese Zone läßt sich, abgesehen von gewissen, unten genauer zu erörternden Unregelmäßigkeiten im Müglitztal, überall scharf gegen das südwestlich vorliegende Schiefergebirge abgrenzen, welches hier vorwiegend aus devonischen, daneben aus silurischen und nur untergeordnet auch aus kulmischen Schichten besteht.

In diesem Devonkomplex macht sich östlich von Maxen durch die Verteilung von Diabastuff, Kalkstein und Tonschiefer ein muldenförmiger Bau geltend (Maxener Devonmulde, vgl. Profil 2, Taf. VIII), der zunächst bis in den Bereich des Profils anhält. Nordwestlich von Maxen ist der liegende (südwestliche) Flügel dieser überkippten Mulde durch eine im Streichen verlaufende Störung

<sup>40)</sup> Siehe 2. Aufl. des Blattes Berggießhübel der geol. Spezialkarte des Kgr. Sachsen.

verdoppelt worden, wobei allerdings der Diabas selbst, das älteste Glied des Devons, nur einmal zu Tage ausstreicht (Profil 1). An den hangenden Muldenflügel schließt sich auf der Grenze zwischen Blatt Kreischa und Blatt Pirna ein Sattel an, in dessen Kern nördlich von Biensdorf Silur auftaucht (Profile 4—6, Nenntmannsdorfer Silursattel, s. u.). Der nach NO zu fallende Flügel dieses Devonsattels wird im Müglitztal (Profile 3—5) von Kulm überlagert. Da aber hier zwischen den devonischen Diabastuffen und den kulmischen Tonschiefern und Grauwacken die Kalksteinstufe des Devons fehlt, so liegt entweder eine stratigraphische Diskordanz oder eine Störung vor. Ersteres ist nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen, weil gerade hier die Kulmschichten aufgearbeitetes Diabasmaterial enthalten (siehe S. 216) und also eine teilweise Denudation des Devons vor Ablagerung des Kulms nicht ausgeschlossen ist. Wahrscheinlicher ist es allerdings, daß der Kulm längs einer untergeordneten Störungsfläche an den Devon-Silur-Sattel herangedrückt wurde, zumal an derselben Störungslinie ein Quarzit auftritt, der nur als eine aufgequetschte Scholle von untersilurischem Quarzit (oder möglicherweise auch von einem Quarzitschiefer der Weesensteiner Grauwackenformation) aufgefaßt werden kann. Östlich von Maxen ist der Devonsattel lediglich durch den wahrscheinlich infolge untergeordneter Störungen oder Faltungen stark verbreiterten Ausstrich der Diabastuffe angedeutet. Im NO dieses Ortes verschmälert sich aber der Bereich der Diabastuffe immer mehr, gleichzeitig hat sich bis hierher der an den Devonsattel herangedrückte Kulmstreifen des Winterleitetales so weit gehoben, daß er durch die Schichten der devonischen Kalksteinstufe ersetzt wird.

Im Bereich des Profils 5 tritt unter dem Liegendschinkel der Maxener Devonmulde an der Grenze gegen den Phyllit Obersilur in Form von stark kataklastischen Kieselschiefern zutage. Zwar sind Aufschlüsse nicht vorhanden, jedoch lassen schon das Fehlen des Diabases und die stark verringerte Ausstrichbreite der Devonschichten hier das Vorhandensein von untergeordneten Störungen vermuten. Weiter südöstlich, bei Biensdorf, tritt der Diabas an der Grenze (Überschiebungsfläche) gegen den Phyllit wieder auf und zeigt starke Pressungserscheinungen.

Zwischen den Profilen 5 und 6 wird die Maxener Mulde durch eine nicht ganz genau in deren Fortsetzung fallende, sondern ein wenig nach O verschobene neue Mulde alter-

nierend abgelöst. Diese Biensdorfer Mulde, die, wie unten erörtert werden wird, streckenweise nur durch ihren Liegendflügel vertreten ist, senkt sich nach SO hin, so daß in ihrem Kern im Seidewitztal sogar Kulmschichten sichtbar werden. Weiterhin nach dem Tal der Gersdorfer Bahra zu hebt sie sich wieder. Infolgedessen stehen dort die Diabastuffe westlich (im Liegenden) der Kalksteinschichten mit denen östlich (im Hangenden) derselben oberirdisch in Verbindung. Andererseits ist die Maxener Mulde bei Maxen am tiefsten und nimmt nach SO hin an Tiefe immer mehr ab, bis sie dann nördlich von Biensdorf mit der Biensdorfer Mulde alterniert. Es ergibt sich auf diese Weise eine Quersaltung des gesamten devonischen Streifens; und zwar liegen die Sättel dieser Quersaltung nördlich von Biensdorf (Bereich von Profil 5), wo die Maxener durch die Biensdorfer Mulde abgelöst wird, und im Bahratal (Profil 13), wo die Diabastuffe sich aus dem Liegend- in den Hangendflügel herumziehen. Dazwischen liegen die Mulden dieser flachen Quersaltung.

In der Biensdorfer Mulde, von der, wie erwähnt, größtenteils nur der liegende Muldenflügel vorhanden ist, werden im Seidewitztal unterhalb des Nenntmannsdorfer Kalkofens schwarze kulmische Schiefer angetroffen. In den Brüchen unmittelbar beim Kalkofen und östlich davon herrscht im allgemeinen noch gleichmäßig nach NO gerichtetes Einfallen; es ist hier lediglich durch eine untergeordnete, die Mulde spitzwinklig durchschneidende Störung eine Wiederholung der Kalksteinschichten erfolgt.

Verwickelter liegen die Verhältnisse weiter südlich. In dem gegenwärtig allein noch betriebenen großen Fitzkeschen Kalksteinbruche (F der Karte) bilden die Kalksteinschichten einen Sattel, auf den die Diabastuffe des Südflügels der Biensdorfer Mulde hinaufgeschoben sind. Der Bau der noch weiter nach SW liegenden Devonschichten ist gegenwärtig nicht sicher zu erkennen; sie unterliegen nicht mehr der Biensdorfer Synklinalbildung. Es sei nur noch erwähnt, daß hier mehrere schwache Diabaslager und an der Überschiebung gegen Phyllit sogar stark verquetschte obersilurische Kieselschiefer auftreten. Mächtige Diabastuffe sind hier nicht anzutreffen; es ist aber nicht ausgeschlossen, daß ein Teil der Chlorit führenden, grünlichgrauen Ton-schiefer hier die Diabastuffe vertreten.

Auch im Bereich der Bornaer Kalklager sind die Lageungsverhältnisse ziemlich verwickelt. Die in den Profilen

10 und 11 gegebene Darstellung kann daher nur als ein vorläufiger Versuch einer Deutung angesehen werden. Es sind jedenfalls zahlreiche Störungen vorhanden, die mehr oder minder spitzwinkelig zum Streichen der Schichten verlaufen. Im ganzen steht aber der Bornäer Kalksteinkomplex unter dem Einfluß der Biensdorfer Muldenbildung. Ein synklinaler Bau ist auch aus dem Auftreten der Diabastuffe östlich wie westlich der kalksteinführenden Schichtengruppe, die nach den oben entwickelten Gründen jünger als die Diabasgruppe ist, herauszulesen. Wie schon erwähnt, stehen diese beiden Diabastuffvorkommen bei Gersdorf auch zutage in unmittelbarem Zusammenhange (Profil 13) und deuten dadurch die Lage eines Quersattels an. Über Gersdorf hinaus bis nach Berggießhübel hin, wo der Devonzug vom Berggießhübel-Markersbacher Granit abgeschnitten wird, ist eine Feststellung der Lagerungsverhältnisse trotz des ehemaligen Berggießhübeler Bergbaues nicht möglich, teils wegen der kontaktmetamorphen Veränderung der Schichten, teils wegen der starken Überrollung des Geländes mit Sandsteinmaterial. Die Verbreitung der metamorphen Diabastuffe ist hier auf der Karte wahrscheinlich etwas übertrieben dargestellt, weil zwischengelagerte Knotenschiefer nicht ausgeschieden werden konnten. Ebenso sind in dem Gebiet der metamorphen Tonschiefer nordöstlich von Berggießhübel wahrscheinlich noch veränderte Diabastuffe (wenn auch nur sehr untergeordnet) vorhanden und schließlich ist es nicht unmöglich, daß ein Teil der hier verzeichneten Schiefer überhaupt nicht mehr zum Devon gehört. Das wiederholte Auftreten von Kalksteinlagern spricht außerdem für das Vorhandensein streichend verlaufener Störungen. Solche sind auch südlich von Gersdorf durch die Kiesel-schiefervorkommen im Bereiche des Devons angedeutet. Möglicherweise entsprechen die Tonschiefer, die sich hier am Bahrabach an der Phyllitgrenze einstellen, jenen nordwestlich von Schmorsdorf anzutreffenden, vermutlich obersilurischen Tonschiefern.

Von Biensdorf bis in die Gegend von Berggießhübel werden die devonischen Schichten nach NO hin von einem Zuge silurischer Gesteine begrenzt. Die Erscheinung, daß die Biensdorfer Mulde streckenweise oberirdisch nur durch ihren Südflügel vertreten ist, hat ihren Grund darin, daß diese Synklinale und wahrscheinlich auch schon der südöstliche Teil der Maxener Mulde der Länge nach aufgerissen sind, und daß längs einer streichenden Überschie-

bungsfläche andere Schichten herangedrückt wurden; und zwar gehören die letzteren einem schon mehrfach erwähnten Sattel an, der zunächst im Bereich der Profile 3 und 4 oberirdisch nur aus devonischen Diabastuffen besteht, in dessen Kern aber schon nördlich von Biensdorf Silurschichten sichtbar werden. Dieser Sattel mag wegen seiner weiteren Fortsetzung nach SO hin kurz als Nenntmannsdorfer Silursattel bezeichnet werden. Die Achse dieses Sattels hebt sich allmählich in südöstlicher Richtung, und auf den Höhen südwestlich von Nenntmannsdorf (Profile 8 und 9) kommen infolgedessen in seinem Kern untersilurische Sandsteine (sq) zutage. Der Nenntmannsdorfer Silursattel ist zwar nur sehr schmal und wird seinerseits wieder spitzwinkelig zu seiner Achse von Störungsflächen begrenzt, immerhin ist aber durch das nach Gersdorf hin immer reichlichere Auftreten von Kieselschiefern im oberirdischen Ausstrich und durch das gleichzeitige Fehlen der untersilurischen Sandsteine eine Querschiebung auch dieses Gebirgsstreifens angedeutet. Auffälligerweise liegt der Quersattel dieser Silurzone ungefähr dort, wo in dem westlich anstoßenden Devonzuge eine Quermulde vorhanden ist. Hier im Gebiet des Seidewitztales (Profil 8) ist daher die Aufschiebung des Nenntmannsdorfer Silursattels auf die Biensdorfer Mulde verhältnismäßig am größten. Weiter nach SO hin, nach Gersdorf zu, nimmt der Betrag dieser gegenseitigen Verschiebung ab. Ob er weiter über Gersdorf hinaus nach Berggießhübel hin nochmals zunimmt, ist nicht sicher zu entscheiden, da hier die Feststellung der anstehenden Gesteine des alten Gebirges durch starke Überrollung mit Sandsteinmaterial sehr erschwert und streckenweise überhaupt unmöglich gemacht wird (z. B. nordwestlich von Berggießhübel).

Auch nördöstlich von Maxen wird der lange Maxen-Berggießhübeler Devonzug nach NO hin von einem Silursattel begrenzt. Auf Grund der Graptolithenfunde auf dem Sandberg läßt sich die Stratigraphie des Silurs dieser Gegend mit ziemlicher Sicherheit festlegen. Aus der Verteilung der Kieselschiefervorkommen beiderseits zu einem Hornsteinzuge kann man dann auf einen im großen und ganzen sattelförmigen Bau dieses Wittgensdorfer Silurzuges schließen. Die teilweise recht kurzweilige Zusammenknickung der Hornsteinschichten und auch der Kieselschiefer des Sandberges scheinen auf eine beträchtliche Breite dieses ebenfalls nach SW überkippten Gewölbes bzw.

auf ein verhältnismäßig flaches Fallen vor allen Dingen des östlichen Flügels hinzudeuten.

Dieser Silursattel ist nordöstlich von Maxen an jenen langen und schmalen Kulm-Devon-Streifen der Winterleite, welcher an die Maxener Mulde herangedrückt war, seinerseits wieder längs einer Störung herangepreßt worden. Nach der allgemeinen Tendenz der Tektonik des Elbtalschiefergebiets kann man nämlich diese Dislokationen nur als nach NO hin einfallende Überschiebungsflächen ansehen (vgl. auch das schematische Querprofil Fig. 4 S. 272).

Der bisher besprochene Teil des altpaläozoischen Schichtenkomplexes wird nach NO hin von kulmischen Gesteinen und zwar unmittelbar vom Zuge der Kieselschiefer-Hornstein-Breccien begrenzt. Daß diese Grenze keine stratigraphische sein kann, sondern eine Störung sein muß, wurde schon bei der Erörterung der Natur der Breccien näher auseinandergesetzt. Die Störung selbst ist nirgends aufgeschlossen, sie muß aber dieselbe Tendenz besitzen, welche die Tektonik des gesamten Schiefergebirges beherrscht. Dies ergibt sich am besten aus den gleich näher zu besprechenden Verhältnissen im Gebiet des Müglitztales.

Abgesehen von dieser Gegend ist der lange Kulmstreifen, der sich vom Lockwitztal bis an die geschlossene Sandsteindecke heran ohne jede Unterbrechung verfolgen läßt, anscheinend recht einfach gebaut: längs der westlichen Verbreitzungszone treten die erwähnten Breccien auf, im übrigen stehen fast ausschließlich nur Tonschiefer und Grauwacken zutage an. Verschiedene Gründe sprechen aber dafür, daß nicht lediglich eine mächtige, nach NO hin einfallende Schichtenfolge, sondern daß ein System steiler und enger Falten vorliegt. Nämlich nordwestlich von Burkhardswalde auf dem Kamme des Höhenrückens 262 (vgl. Skizze Fig. 3 S. 257) tritt mitten in der Umgebung schwarzer kulmischer Schiefer, die hier zu Knotenschiefern umgewandelt sind, ein engbegrenztes Vorkommen kontaktmetamorpher Kieselschiefer-Hornstein-Breccie auf. Dies kann nach meiner Ansicht nur so erklärt werden, daß die Breccie von oben her in die Schiefer eingefaltet ist. Wenn man nun bedenkt, daß in noch nicht ganz 100 m horizontaler Entfernung nach NO hin metamorphe Devonschichten (gebänderte Kalksilikatfelse und kristalline Kalksteine) anstehen, und daß die Breccie nach den früher gewonnenen Anschauungen

die jüngste Kulmbildung darstellt, so muß in dem Zwischenraum zwischen der Breccie und den Devonschichten die ganze Tonschiefergruppe des Kulms zusammengedrängt sein. Der Schieferausstrich zwischen der Breccie von Höhe 262 und dem südwestlich davon gelegenen langen Breccienzuge ist dann aber so überaus breit, daß er im wesentlichen nur durch ein System steiler Falten erklärlich erscheint, welche außerdem vielleicht teilweise noch von untergeordneten Störungen begleitet sind.

Das eben erwähnte metamorphe Devon, welches man bei der ehemaligen Weesensteiner Papierfabrik im Müglitztale gut aufgeschlossen findet, kommt als Kern einer Falte im Kulm zutage. In die Fortsetzung dieser Falte nach SO hin fällt das Vorkommen von kristallinem Kalkstein am Wege von Burkhardswalde nach der Nenntmannsdorfer Mühle, und wahrscheinlich auch der Epidiothornfels (metamorpher Diabastuff) des Mordgrundes östlich von Nenntmannsdorf. Dagegen gehört der am Seidewitzknie, westlich von der Nenntmannsdorfer Mühle zutage tretende gebänderte Kalksilikathornfels schon einem parallelen Sattel an, wie es in Profil 7 dargestellt wurde.

Derartige parallele oder vielleicht auch sich teilweise spitzwinkelig ablösende Falten durchziehen die ganze lange Kulmzone von ihrem Hervortauchen unter dem Rotliegenden an bis zu ihrem Verschwinden unter die Quadersandsteindecke. Im Gebiete der Gersdorfer Bahra, besonders auf den weiten Feldern östlich des Baches deuten zahlreiche Lese-Steine von Diabasgesteinen, Hornsteinen, Kieselschiefern usw. auf devonische und silurische Komplexe hin, welche höchstwahrscheinlich im Kern solcher untergeordneten Kulmsättel zutage treten.

Die ungewöhnliche Breite der Breccienzone an verschiedenen Stellen, namentlich im Gebiet zwischen Lockwitz- und Müglitztal kann nur durch untergeordnete, im Streichen verlaufende Störungen erklärt werden. In der Nähe des Müglitztales läßt sich dies begründen. Es ist nämlich auffallend, daß etwas über 1 km nordwestlich vom Müglitztal die Breccienstufe noch in etwa 600 m Breite ausstreicht, daß aber im Tale selbst eigentlich nur an einer einzigen kaum 50 m breiten Stelle Breccien nachweisbar sind und im übrigen nur Tonschiefer mit Grauwackeneinlagerungen anstehen. Schon hart am Ostrande von Blatt Kreischa beobachtet man, daß sich zwischen die Breccien mehrfach Tonschiefer einschieben. Die Vermutung, daß

diese Wiederholung nicht bloß durch Faltung, sondern auch durch Schichtenverschiebung längs Störungsflächen erfolgt ist, wird nun durch die Verhältnisse an dem gegenüberliegenden rechten Hange des Müglitztales gestützt. Hier treten an zwei Stellen mitten aus kulmischen Schiefen

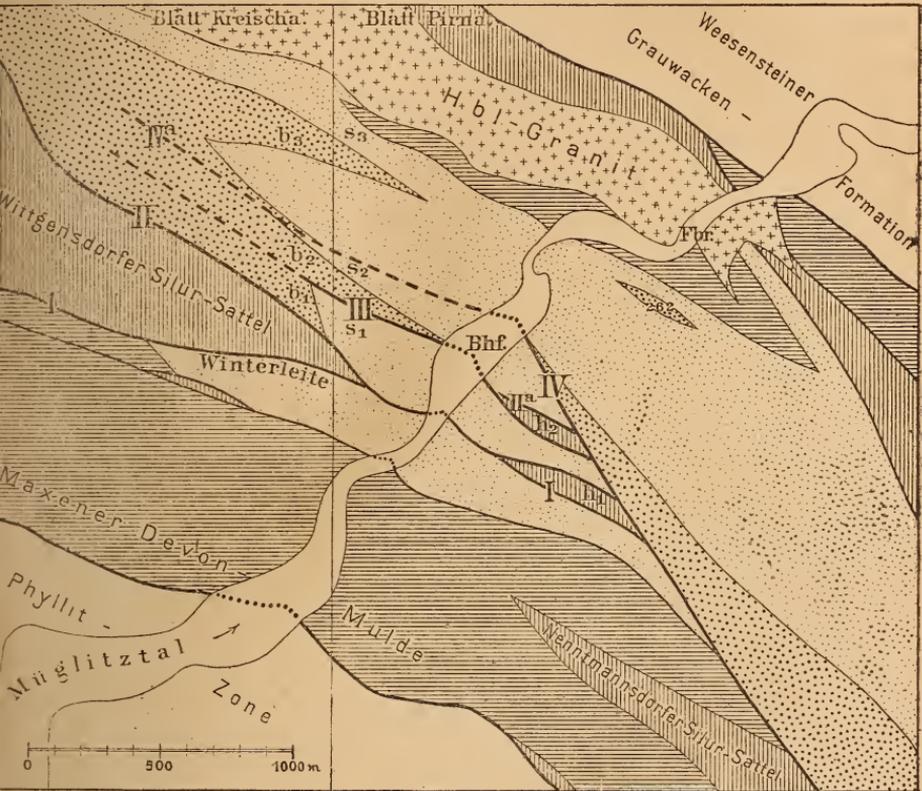


Fig. 3. Geologisch-tektonische Karte der Umgebung von Bahnhof Burkhardswalde-Maxen. (Maßstab 1:30 000.)

Senkrecht schraffierte Flächen = Silur, horizontal schraffierte Flächen = Devon, klein punktierte Flächen = kulmische Tonschiefer und Grauwacken, stark punktierte Flächen = kulmische Kieselschiefer-Hornstein-Breccien und -Konglomerate.

heraus obersilurische Hornsteine zutage, und außerdem überschneidet der von Nenntmannsdorf her über den Kanitzberg bei Burkhardswalde verlaufende Breccienzug in schräger Richtung sowohl diese Hornsteinschichten, wie auch die sie umhüllenden Kulmschiefer. Diese Lagerungsverhältnisse

glaube ich nur so erklären zu können, daß zunächst auf die Silurschichten des Wittgensdorfer Silurzuges Kulmschiefer aufgeschoben wurden, und daß dann mehrmals Störungsflächen aufrissen, welche diese erste Aufschubung quer durchschnitten, und an welchen dann wieder Aufschubungen stattgefunden haben.

Im einzelnen stellen sich diese Verhältnisse jedenfalls folgendermaßen dar (vgl. Fig. 3). Zur Erleichterung der Beschreibung bezeichne ich das südliche der beiden rechts der Müglitz auftretenden Hornsteinvorkommen bei Sign. 300,3 der Spezialkarte mit  $h_1$ , das nördliche mit  $h_2$ . Die drei Teile, in die sich am Ostrande von Blatt Kreischa der Breccienzug auflöst, nenne ich  $b_1$ ,  $b_2$ ,  $b_3$ , die jeweils nordöstlich angrenzenden Schiefer  $s_1$ ,  $s_2$ ,  $s_3$ . Der Hornsteinkomplex  $h_1$  liegt genau in der Fortsetzung des Wittgensdorfer Silursattels und steht mit diesem jedenfalls auch in festem unterirdischen Zusammenhang. Dieser Silurkomplex ist längs der Störungslinie I (vgl. Skizze) auf kulmische und auf devonische Schichten (den Zug der Winterleite) herangedrückt worden, siehe auch Profil 3 auf Taf. VIII. Längs der Störungslinie II wurden dann kulmische Schichten herangepreßt und auf das Silur aufgeschoben; im Gebiet des Müglitztales sind dabei die Silurschichten völlig überwältigt worden, so daß hier die aufgeschobenen Kulmschichten unmittelbar an denjenigen Kulmkomplex der Winterleite grenzen, gegen den sonst das Silur des Wittgensdorfer Sattels und seiner Fortsetzung  $h_1$  herangedrückt erscheint. Dies ist dadurch möglich, daß die Störungsfläche II flacher nach NO einfällt als I (siehe Profil 3). In ihrem Streichen verlaufen die aufgeschobenen Kulmschichten spitzwinklig zur Störungsfläche II, weil im Gebiet von Blatt Kreischa die Breccien  $b_1$ , auf Blatt Pirna aber die Schiefer  $s_1$  an die Dislokation anstoßen. Die Grenze zwischen der Breccie  $b_1$  und dem Schiefer  $s_1$  ist die normale Schichtgrenze.

Wenn nun bei der weiteren Dauer der Schichtenzusammenstauchung eine neue nach NO gerichtete Bruchfläche III aufreißt, welche nach der Tiefe zu auch durch die Störung II noch hindurchgeht, so kann längs dieser neuen Störung III das Silur des Wittgensdorfer Sattels mit dem längs II daraufgeschobenen Kulm wieder so weit emporgeschoben werden, daß das sonst unter der Störung II verdeckte Silur  $h_1$  nach entsprechender Denudation der Schichten jetzt als Hornsteinkomplex  $h_2$  wieder an der Ober-

fläche liegt. Die im Hangenden von  $h_2$  verlaufende Störung IIa ist dann tatsächlich nichts anderes als die mitverschobene Störung II. Wie an der letzteren die Kulmschichten im Streichen spitzwinklig abstießen, so daß teils Breccien, teils Schiefer an die Störungsfläche angrenzten, so ist dies auch bei der Störung III der Fall. Die Breccie  $b_2$  ist eben nur die Wiederholung von  $b_1$  und der Schiefer  $s_2$  die Wiederholung von  $s_1$ .

Schließlich riß in dem aufgeschobenen Kulmkomplex nochmals eine Störung (IV) auf, die aber im Streichen schief zu den früheren verlief und infolgedessen die Störungen II und III südöstlich des Müglitztales überschneiden mußte; in ihrem weiteren Verlauf nach SO hin wurden durch sie auch die früher beschriebenen devonischen und silurischen Schichten noch schräg getroffen. In ihrer nordwestlichen Verlängerung ist diese Störung IV nicht ganz sicher zu fassen. Da die Breccie  $b_3$  zu dem längs des Hornblendegränits auftretenden metamorphen Devonzuge der Weesensteiner Papierfabrik dieselbe Lage einnimmt wie die Breccie von Höhe 262, so gehören diese beiden Breccienvorkommen offenbar derselben Einmuldung an. Die Fortsetzung der Störung IV auf der linken Seite des Müglitztales ist daher zwischen  $b_2$  und  $b_3$  zu suchen; wahrscheinlich nimmt sie ungefähr den durch die Linie IVa ange deuteten Verlauf. Noch weiter nach NW hin ist die Fortsetzung der Störungen III und IV innerhalb der Breccien-schichten versteckt, die hier jedenfalls erst infolge dieser Störungen und der Muldenbildung  $b_3$  eine so außerordentlich große Mächtigkeit besitzen.

Nach dem allgemeinen Kartenbild scheint sowohl längs den Dislokationen II und III wie auch längs IV nicht nur eine Aufschiebung senkrecht zum Streichen der Störungsfläche, sondern gleichzeitig eine gewisse horizontale Verschiebung stattgefunden zu haben. Für eine beträchtliche Horizontalkomponente der Bewegung an den Störungsflächen des Schiefergebirges sprechen ferner die unter  $45^\circ$  gegen die Horizontale geneigten Gleitschrammen, die man auf den Schichtflächen des konglomeratischen Gesteins am Hummelstein im Lockwitztal beobachtet.

Der zuletzt ausführlich betrachtete lange Kulmzug, der sich vom Lockwitztale ab ohne Unterbrechung durch das

ganze Schiefergebirge hindurch erstreckt, ist schon zum großen Teil der Kontaktmetamorphose anheimgefallen. Das nach NO zu angrenzende übrige Schiefergebirge besteht dann nur noch aus metamorphen Gesteinen.

Unmittelbar an den Kulmzug stößt im Bereich von Blatt Kreischa ein Komplex von schwarzen Knotenschiefern, Graphitquarziten usw., die als kontaktmetamorphes Silur aufzufassen sind. Ähnliche, aber meistens nicht ganz so stark metamorphe Gesteine grenzen auf Blatt Pirna, zwischen Burkhardswalde und Ottendorf an den Kulmzug bzw. an die in diesem aufgefalteten Devonschichten. Diese beiden Silurgebiete standen ehemals miteinander in ununterbrochenem Zusammenhang, sind aber durch das Empordringen des Tronitzer Hornblendegranits, eines Ausläufers des Meißner Syenitmassivs, voneinander getrennt worden. Über die innere Tektonik der beiden Silurkomplexe läßt sich nur sehr wenig sagen, da die Aufschlüsse gering sind. Sowohl in dem Tronitzer, wie in dem Burkhardswalde-Ottendorfer Silurstreifen sind untergeordnete Faltungen oder Verschiebungen wahrscheinlich; so könnten z. B. die beiden auf den Höhen links des Seidewitztales gelegenen Vorkommen von Chistolithschiefern auf einen gewissen sattelförmigen Bau dieses Gebirgszuges hinweisen. Auch die Grenze gegen den Kulm ist nirgends aufgeschlossen; doch kann es sich dabei nur um eine Störungsfläche handeln, längs welcher die silurischen Schichten an dem Kulm- bzw. Kulm-Devon-Komplex emporgeschoben wurden; der Silurzug bildet dann möglicherweise den aufgepreßten Kern eines größeren nach SW übergeneigten Sattels, dessen höhere Teile in der langen devonischen Aufsattelung am Ostrande des Kulmzuges vorliegen.

In dem eben betrachteten Silurstreifen stellt sich zwischen Friedrichswalde und Nenntmannsdorf ein kleines, gegenwärtig nicht im Anstehenden aufgeschlossenes Vorkommen von metamorphem körnigen Diabas ein. Da die Diabase der unteren Abteilung unseres Devons angehören, könnte es sich nach der eben mitgeteilten Anschauung über die Tektonik des Silurstreifens um einen Teil des ehemaligen Daches dieses Silursattels handeln, welches hier seine Erhaltung vielleicht einer untergeordneten flachen Einmuldung verdankt. Es ist aber auch nicht ausgeschlossen, daß ein das Silur durchsetzender Eruptionsschlot, also einer der Zuführungskanäle der devonischen Ergüsse vorliegt; letztere Auffassung ist im Profil 9 zur Darstellung gebracht.

An das Silur von Burkhardswalde-Ottendorf lehnt sich nach NO hin ein devonischer Komplex an, der zum allergrößten Teil aus metamorphen Diabastuffen besteht. Das Auftreten des metamorphen Diabases längs der NO-Grenze und an der S-Grenze dieses Devonzuges scheint muldenförmige Schichtenstellung anzudeuten. Damit ist dann aber die Lagerung der Kalksteinschichten, die ebenfalls an den Grenzen des Devonstreifens und zwar noch außerhalb des metamorphen Diabases auftreten, nicht recht in Einklang zu bringen; entweder kommen hier untergeordnete Störungen mit ins Spiel, oder aber der Diabas tritt hier nicht im Liegenden der Tuffe, sondern im Hangenden derselben auf, und es liegt dann überhaupt kein synklinaler, sondern ein antiklinaler Bau des Devonstreifens vor.

Da in dem Burkhardswalde-Ottendorfer Silurzuge die Schichten spitzwinklig zu dessen nordöstlicher Grenze streichen, und ebenso im Devonstreifen die Schichten nicht parallel mit dieser Grenze verlaufen (vgl. das Ausspitzen des Diabases nach NW hin), so ist die Grenze zwischen Silur und Devon ebenfalls keine normale, sondern wird durch eine Störung bedingt. Wäre der Devonzug synklinall gebaut, so würde er sich zwanglos an den sattelförmig gebauten Silurstreifen anschließen; die gegenseitige Verschiebung zwischen Silur- und Devonzone würde dann nicht sehr groß sein. Aus diesem Grunde ist auf Blatt Pirna an dieser Stelle keine Dislokation verzeichnet worden. Ich möchte aber doch die Möglichkeit einer sattelförmigen Schichtenstellung im Devon nicht von der Hand weisen.

#### d) Die tektonischen Verhältnisse der Weesensteiner Grauwackenformation.

An die kontaktmetamorphen altpaläozoischen Schichten, deren Tektonik eben ausführlicher besprochen wurde, legt sich nach NO hin die Weesensteiner Grauwackenformation an. Auf der Strecke von Ottendorf bis nach Weesenstein lehnt sie sich an devonische Schichten an, teils an Diabas, teils an Diabastuffe, teils auch an Knotenschiefer mit Kalksteineinlagerungen. Nur an einem ganz kleinen Abschnitt nördlich von Ottendorf tritt hier von S her Silur an diese Grenze heran. In etwas größerer Ausdehnung ist dies bei Falkenhain und südöstlich von Röhrsdorf der Fall. Zwischen den beiden letztgenannten Vorkommen schiebt sich der Tronitzer Hornblendegranit ein. Noch weiter nach NW hin, zwischen Röhrsdorf und Gombsen

berührt die Weesensteiner Formation kulmische Schichten. Es muß dabei aber beachtet werden, daß auf der Hochfläche südöstlich von Röhrsdorf die Gesteinsgrenzen nur nach Lesesteinen festgestellt werden können und daher unsicher sind. Infolgedessen ist es nicht ausgeschlossen, daß die Grenze zwischen Weesensteiner Grauwackenformation und paläozoischem Schichtenkomplex von der Nordecke der Trittenberg-Granitmasse aus nach der Südspitze der südwestlich von Röhrsdorf gelegenen Syenitmasse (Wüste Mark Heinitz) gezogen werden muß (punktierte Linie der Karte Taf. VII). Dann würde auch ein sonst nur schwer zu erklärendes Vorkommen von Graphitquarzit noch mit in das Silurgebiet hineinfallen. Die Schichten, welche der ehemalige Preußische Versuchsschacht südlich von Burgstädtel über dem Syenit antraf, sprechen dafür, daß dort sicher wieder Gesteine der Weesensteiner Formation vorhanden sind.

Von seiten der Weesensteiner Grauwackenformation her treten an die Grenze gegen das Paläozoikum auf der Strecke von Ottendorf bis Oberseidewitz Schichten der oben definierten Abteilung a jener Formation heran, also kristalline Grauwacken und Knotenglimmerschiefer. Von Oberseidewitz ab bis ins Lockwitztal grenzen dagegen Schichten der Abteilung b (Andalusitglimmerfelse, Andalusitcordieritfelse und andere cordieritreiche Gesteine) an das Paläozoikum. Die Grenze zwischen dem Ausstrichgebiet der Abteilungen a und b verläuft im Durchschnitt etwa  $N 45^{\circ} W$ , während sich die Grenze zwischen Weesensteiner Grauwackenformation und Paläozoikum ungefähr in der Richtung  $N 55^{\circ} W$  erstreckt. Dadurch kommt ein nach SO gerichtetes keilförmiges Ausspitzen des Verbreitungsgebietes der Abteilung b zustande.

Da auch die Glieder des Paläozoikums schräg auf die Weesensteiner Formation hin streichen, muß deren SW-Grenze wieder durch eine Störung bedingt sein. Die Dislokationsfläche selbst ist in keinem der tiefen Quertäler der unmittelbaren Beobachtung zugänglich. Da man aber aus den oben dargelegten Gründen für die Weesensteiner Grauwackenformation ein präkambrisches oder jedenfalls ein vor-silurisches Alter annehmen muß, so hat längs dieser Störung eine Heraufpressung der Weesensteiner Grauwackenformation in die Höhe der altpaläozoischen Schichten stattgefunden. Für die Fallrichtung der Störungsfläche läßt sich dann schließen, daß sie entweder steil stehen oder nach NO fallen muß, denn nach der Lage des ganzen Gebirges im

Bereiche der Wendung des varistischen Bogens muß die Tektonik unseres Gebietes durchaus von der Tendenz der Zusammenpressung beherrscht werden. Ein nach SW gerichtetes Einfallen der Störungsfläche zwischen Weesensteiner Grauwackenformation und Altpaläozoikum würde aber bei den angegebenen Altersverhältnissen der Schichten eine Auseinanderzerrung der Gebirgsmassen bedeuten; eine solche Fallrichtung der Störungsfläche ist daher ausgeschlossen.

Der spezielle Bau der Weesensteiner Grauwackenformation ist im allgemeinen sowohl infolge der starken Kontaktmetamorphose wie auch infolge des Mangels an genügenden Aufschlüssen nicht zu ermitteln, vor allem kann über das gegenseitige Lagerungs- bzw. auch das Altersverhältnis der Abteilungen a und b nichts ausgesagt werden. Das in den Profilen angegebene nordöstliche Einfallen der Grenze zwischen diesen beiden Abteilungen ist nur wegen der Übereinstimmung mit der sonstigen Tektonik des Schiefergebirges als das wahrscheinlichste gewählt worden. In dem Verbreitungsgebiet der Abteilung a wird im Seidewitztal durch die Verbreitung der Quarzitschiefer eine sattelförmige Schichtenstellung angedeutet; und zwar liegen die Schichten nach dem Granit hin verhältnismäßig flach nach O geneigt, während sie im überkippten südwestlichen Sattelschenkel steiler (aber ebenfalls nach NO) einfallen.

Bei Weesenstein wurde aus petrographischen Gründen im Gebiet der Abteilung a ein kleiner Keil der Abteilung b kartographisch abgehoben. Wenn auch die Zurechnung der dort auftretenden Gesteine zur Abteilung b nicht absolut sicher ist, so spielen doch in dieser Gegend Störungen wahrscheinlich eine besonders starke Rolle. Dies zeigt sich schon durch die Häufung der Quarzitzüge bzw. Quarzgänge in der Nähe von Weesenstein.

### III. Das Verhältnis der granitisch-körnigen Intrusivgesteine zum Schiefergebirge.

Vier Gruppen von granitisch-körnigen Intrusionen sind im Bereich des Elbtalschiefergebiets zu unterscheiden: 1. die Turmalingranite, 2. die Gesteine der Ausläufer des Meißner Granit-Syenit-Massivs, 3. der Dohna-Niederseidewitzer Granit und 4. die Berggießhübel-Markersbacher Granitmasse. Zu diesen Tiefengesteinen gehören auch noch Ganggesteine (Aplite, Kersantite, Minetten, Malchite usw.), welche ent-

weder in den Graniten selbst oder auch im Schiefergebirge aufsetzen. Da sie aber auf dessen Tektonik keinen Einfluß haben, sollen sie hier nicht mit behandelt werden. Aus dem gleichen Grunde bleiben auch die Porphyrgänge, welche namentlich westlich von Berggießhübel in großer Zahl im Gneis aufsetzen und bis ins Schiefergebirge hineinreichen, außer Betracht; sie sind wahrscheinlich rotliegenden, teilweise vielleicht auch schon oberkarbonischen Alters.

#### a) Die Turmalingranite.

Die Turmalingranite treten innerhalb des Phyllitgebietes in der Nähe der Gneisgrenze auf und liegen in einem dem Streichen des Schiefergebirges parallelen, von Maxen über Borna bis Cratza sich erstreckenden Zuge hintereinander als sechs voneinander getrennte, teilweise gangartig langgezogene Intrusivkörper.

In ihrer Hauptmasse sind die Turmalingranite grobkörnige, nach dem natürlichen Salbande hin aber feinkörnige Gesteine, die im wesentlichen aus Quarz und Feldspat bestehen und stellenweise mehr oder minder große und zahlreiche Turmalinaggregate führen. Eine kontaktmetamorphe Beeinflussung des Nebengesteins läßt sich nur an wenigen Stellen in Gestalt einer Umwandlung der feldspatführenden Quarzitschiefer in Hornfels sicher nachweisen. Wahrscheinlich ist auch eine Neubildung von Biotit in manchen Chloritgneisen bei Maxen als eine Kontaktwirkung der benachbarten Turmalingranite anzusehen.

Die Intrusion der Turmalingranite in das Schiefergebirge hat bereits vor der Aufschiebung der Phyllite auf den Gneis stattgefunden. Denn durch die tektonischen Vorgänge wurden sowohl die Gestalt der Intrusivkörper, wie auch die Intrusivgesteine selbst verändert.

Wie schon oben hervorgehoben wurde, ist bei den drei mächtigen Turmalingranitmassen der Gegend von Gottleuba die feinkörnige Randzone nur dort entwickelt, wo Gesteine der Phyllitgruppe das Nebengestein bilden; am Gneise fehlt sie. Daraus geht unzweifelhaft hervor, daß die Grenze gegen den Gneis eine Störungsfläche ist; denn der Gneis konnte auf die Auskristallisation eines Tiefengesteins nicht anders wirken als die Gesteine der Phyllitgruppe, zumal beide in derselben Tiefe vom Intrusivgestein durchbrochen wurden. Die Grenze zwischen Gneis und Turmalingranit ist identisch mit der Aufschiebungsfläche des Schiefergebirges auf den Gneis. Für die merkwürdige Tatsache, daß

der sonst überall recht flache Fallwinkel dieser Dislokation dort besonders steil ist, wo die Granitmassen am mächtigsten anschwellen, wurde oben eine Deutung versucht.

Streckenweise verlaufen jedenfalls auch in der Nähe der Nordostgrenze der granitischen Intrusivkörper Störungen, vermutlich z. B. an dem Gottleubaer Turmalingranit westlich von diesem Orte und im Tal des Gersdorfer Baches.

Auch das kleine Vorkommen von Turmalingranit bei Borna scheint ringsum von Störungen begrenzt zu sein. Das Salband, bzw. die Grenze gegen das Nebengestein ist nicht aufgeschlossen; soweit man aber das Gestein beobachten kann, ist es recht grobkörnig ausgebildet und außerordentlich stark gedrückt.

Starke Kataklase weisen auch die Turmalingranite von Cratza, Gottleuba und vom Schärfling auf. Schon im großen kann man eine Zerpressung und Zerklüftung des Granits durch zahlreiche, kreuz und quer verlaufende Spalten und Risse feststellen. Damit geht dann eine Zertrümmerung der Gesteinsgemengteile parallel, die sich ebenfalls schon makroskopisch, noch besser aber an Dünnschliffen beobachten läßt. Stellenweise haben die Granite infolge der Pressung ein im Handstück fast gneisartiges Gepräge angenommen.

Den höchsten Grad kataklastischer Umformung zeigen die beiden Turmalingranit-Vorkommen südlich von Häselich und von Maxen. Die hier auftretenden Gesteine erinnern beim flüchtigen Zusehen überhaupt nicht an Granite, da sie fast durchweg grobschieferige oder auch feinlagige Textur besitzen; nur selten ist noch ein Rest des ehemals massigen Gefüges erhalten. Die ursprünglich rundlichen Aggregate von Turmalin und Quarz sind zu langen, dünnen Schmitzen ausgezogen. Die Oberfläche der plattigen Stücke, in welche das gepreßte Gestein zerfällt, ist infolge der mit der Umformung verbundenen Gleitbewegungen der Gebirgsmassen längsgestreift, wobei die Druckstreifung parallel zum Streichen des Schiefergebirges verläuft. Die einzelnen Gesteinsgemengteile sind in den Turmalingraniten von Häselich und Maxen noch stärker zertrümmert als in denjenigen der Gegend von Gottleuba, sie sind sämtlich zu einem mikroskopisch kleinen Zerreibsel zerpreßt worden. Gleichzeitig hat dabei die Neubildung von Mikroklin und besonders von Sericit stattgefunden.

Das Ausspitzen der Turmalingranite im Quarzitschiefer, welches man sowohl bei Cratza wie auch im Wingendorfer Tale beobachten kann, scheint anzudeuten, daß die ein-

zelenen Granitmassen dem Schiefergebirge nach Art von Lakkolithen eingeschaltet sind. Jedoch spricht ihre regelmäßige Anordnung in eine 17 km lange Reihe dafür, daß sie einem einzigen großen Lagerzuge angehören, der an einzelnen Stellen nur besonders mächtig angeschwollen ist, an anderen aber überhaupt nicht mit Eruptivmaterial erfüllt wurde.

Die Lage in der Nähe der Hauptdislokationsfläche des Schiefergebirges gibt diesem Zuge von Turmalingraniten den Charakter einer „Narbe“. Die Tatsache aber, daß die einzelnen Granitvorkommen sowohl in ihrer Form wie in ihrer Gesteinsbeschaffenheit die oben kurz beschriebenen starken Veränderungen erlitten haben, beweist, daß die Hauptverschiebung des Schiefergebirges erst nach der Intrusion und nach der Verfestigung der Turmalingranite stattgefunden hat. Andererseits ist es aber unwahrscheinlich, daß granitische Massen in einer Ausdehnung von 17 km in nahezu einem und demselben Niveau des noch nicht aufgerichteten Schiefergebirges zur Intrusion gelangt sind. Infolgedessen hat man sich die tektonischen Vorgänge jedenfalls mindestens in zwei Abschnitten erfolgt vorzustellen. In einer ersten Phase der Gebirgsbildung kam es wahrscheinlich nur zu verhältnismäßig steilstehenden Störungs- bzw. Auflockerungsflächen; auf einer solchen (evtl. sogar latent gebliebenen) Fläche drangen dann die Turmalingranite empor. Nach ihrer Verfestigung erfolgte die große Verschiebung des Schiefergebirges längs anderer, flacherer Störungsflächen, welche die Turmalingranitmassen teilweise durchschnitten (siehe auch S. 281).

b) Granitische, syenitische und dioritische  
Intrusivmassen der Südostspitze des  
Meißner Massivs.

Das Meißner Granit-Syenit-Massiv spitzt sich nach Südosten hin aus und taucht umgekehrt kielförmig unter das Schiefergebirge hinab. In den südöstlichsten Teilen dieses Massivs, die in den Bereich von Blatt Kreischa und Pirna fallen, ebenso wie in seinem nordwestlichsten Teile bei Gröba unweit Riesa und wie vielleicht an einigen Stellen bei Lommatzsch hat sich eine weitergehende magmatische Differenzierung vollzogen als sonst in dem ganzen übrigen Gebiet.

Die südöstlichste Stelle, an der Gesteine des Meißner Massivs noch zutage treten, ist das Müglitztal. Oberhalb des Ortes Weesenstein stehen bei der ehemaligen Papier-

fabrik (jetzt Rhadoonitwerke) Hornblendegranite an. Durch einzelne Aufschlüsse und durch den Verwitterungsboden kann man das Vorkommen nach NW zu weiter verfolgen bis in die Gegend von Tronitz, wo der Hornblendegranit unmerklich in Syenit übergeht. Syenit durchbricht das Schiefergebirge ferner südlich von Burgstädtel. Dagegen sind die granitisch-körnigen Gesteine, welche südsüdwestlich von Sobrigau und im Lockwitztal nördlich von Gombsen anstehen, nicht mehr als Syenite, sondern als quarzarme, hornblendereiche Diorite entwickelt; und in der nördlich von Wittgensdorf verzeichneten Tiefengesteinsmasse am Röhrsdorfer Teich und bei den Pfützenwiesen treten neben Hornblendegranit auch noch glimmerführender Quarzhornblendediorit und Quarzaugitdiorit auf. Die genannten dioritischen Gesteine bilden höchstwahrscheinlich schlierenförmige Massen innerhalb des Hornblendegranits bzw. Syenits.

Alle diese granitisch-körnigen Tiefengesteine durchbrechen das Schiefergebirge völlig unabhängig von dessen Bau, durchschneiden besonders auch die Störungsflächen, ohne selbst von ihnen irgendwie beeinflusst zu werden. Die Intrusion der Meißner Granit-Syenit-Masse hat also erst nach der Überschiebung des Schiefergebirges auf den Gneis stattgefunden. Jedoch ist im großen in der Ausspitzung des gesamten Meißner Massivs in südöstlicher Richtung ein gewisses Anlehnen an die Hauptleitrichtung des Schiefergebirges ausgesprochen; dagegen ist die an vielen Stellen zu beobachtende Paralleltexur der Syenite und Hornblendegranite, die nur durch Parallelstellung der tafelig ausgebildeten Feldspäte und der Hornblendesäulchen zur Geltung kommt, sicherlich nicht auf späteren gebirgsbildenden Druck, sondern wahrscheinlich auf Fließbewegungen des aufdringenden und schon im Auskristallisieren befindlichen Magmas zurückzuführen.

Über die Erstreckung des Kontakthofes der südöstlichen Ausläufer des Meißner Massivs wird zusammen mit dem Kontakthof des Dohna-Niederseidewitzer Granits berichtet.

### c) Der Dohna-Niederseidewitzer Granit.

In der Gegend von Niederseidewitz und Dohna, in dem ganzen Gebiete von Dohna, ferner in dem Tälchen von Sürßen, Gorknitz und Bosewitz, sowie im Müglitztal bei Lockwitz und schließlich noch weiter nach NW zu im Tale von Kauscha und auf dem Gamig-Hübel bei Torna auf Blatt Dresden treten Biotitgranite (und ganz untergeordnet bei

Dohna und Großsedlitz auch Zweiglimmergranite) auf, die man im allgemeinen als den südwestlichen Teil der großen Lausitzer Granitmasse anzusehen pflegt, wenn sie auch petrographisch nicht ganz mit dem Hauptgestein derselben übereinstimmen. In dem Lausitzer Granitgebiet sind, wie neuerdings auch durch M. SOMMER<sup>41)</sup> gezeigt wurde, so verschiedene ausgebildete und auch chemisch voneinander abweichende Granite enthalten, daß man nicht mit einem einheitlichen Bildungsakt des ganzen Massivs rechnen kann; es hindert demnach nichts, auch den Dohna-Niederseidewitzer Granit, welcher durch die mit Kreidesedimenten erfüllte Elbtalsenke oberflächlich von der großen Lausitzer Granitmasse getrennt wird, zu dieser zu zählen, so lange man nicht zwischen dem Dohna-Niederseidewitzer und dem Lausitzer Granit unter der Kreide kontaktmetamorphe Schiefergesteine als trennendes Gebirge nachgewiesen hat.

Im großen und ganzen ist der Dohna-Niederseidewitzer Granit mittelkörnig, stellenweise (Rittergut Gamig westlich von Dohna) aber außerordentlich grobkörnig, wobei die Feldspäte bis 3 cm, die Quarze bis 2 cm groß werden. Ferner macht sich streckenweise eine parallele Anordnung der Gesteinsgemengteile geltend, die einesteils jedenfalls auf ähnliche Fließvorgänge im auskristallisierenden Magma zurückzuführen sind, wie diejenigen im Syenit, anderenteils aber mit Kataklase verbunden ist und eine sekundäre Streckung des vorher verfestigten Granits darstellt. Die dabei erzeugten Klüfte besitzen teilweise einen ausgezeichnet parallelen Verlauf und haben eine geradezu bankförmige Absonderung des Granits zur Folge gehabt, z. B. bei Dohna; diese Klüfte streichen westnordwestlich und fallen unter  $45^\circ$  nach S ein.

Der Verband der Dohna-Niederseidewitzer Granitzone mit dem südwestlich angrenzenden Schiefergebirge (Weesensteiner Grauwackenformation) ist schon durch KARL VON RAUMER, FRIEDRICH HOFFMANN und C. F. NAUMANN genauer untersucht worden. Der Erstgenannte glaubte hauptsächlich aus den Verhältnissen in der Nähe des Wehres der Köttewitzer Papierfabrik im Müglitztal schließen zu können, daß der Granit dem Schiefergebirge aufgelagert sei; dies wurde aber schon von FRIEDRICH HOFFMANN und dann vor

<sup>41)</sup> M. SOMMER, Beitrag zur petrochemischen Kenntnis des Lausitzer Granitmassivs, Ber. d. math.-phys. Kl. d. K. Sächs. Ges. d. Wiss., 67. Bd. 1915.

allem durch C. F. NAUMANN durch eine genaue markscheiderische Aufnahme der Granitgrenze an ebendieser Stelle widerlegt.

Die geradlinige Anordnung der Aufschlußpunkte der Granitgrenze in den Tälern von Kauscha, Lockwitz, Bosewitz und Sürßen bleibt immerhin auffällig; und es ist m. E. nicht ausgeschlossen, daß hier der Granit an einer annähernd senkrecht stehenden Störung um einen geringen Betrag in die Höhe gepreßt wurde. Möglicherweise klingt in dieser mutmaßlichen Störung jene Dislokation aus, die zwischen Dresden und Großenhain das Meißner und Lausitzer Massiv voneinander scheidet, dort aber jedenfalls eine viel größere Sprunghöhe besitzt.

Im Müglitztale und im Tale der Gersdorfer Bahra, wo beide Male die Granitgrenze gut aufgeschlossen ist, handelt es sich im Gegensatz zu den eben erwähnten Stellen sicherlich um den ursprünglichen Kontakt. Die Störungen, die man hier tatsächlich beobachten kann, besitzen nur geringste Sprunghöhen und sind eher auf eine gewisse Kontraktion der erkaltenden Granitmasse als auf tektonische Vorgänge zurückzuführen, zumal da sie den Charakter von Zerrungsverwerfungen tragen (vgl. das Profil am Kötterwitzer Wehr, Erl. zur 2. Aufl. von Blatt Pirna, S. 23). Eine ausführliche Beschreibung der Grenzverhältnisse zwischen Granit- und Schiefergebirge findet sich in der Erläuterung des Blattes Pirna, 1. Aufl. S. 13—15, 2. Aufl. S. 22.

Der Kontakthof des Dohna-Niederseidewitzer Granits verschmilzt mit demjenigen der Ausläufer der Meißner Syenitmasse zu einem untrennbaren Ganzen. Die Linie, bis zu welcher dieser gemeinsame Kontakthof nach SW hin reicht, ist auf der beigefügten Übersichtskarte Taf. VII angegeben. An ihr fällt besonders auf, daß sie sich von NW her zunächst verhältnismäßig eng an den oberirdischen Ausbiß der Gesteine des Meißner Massivs hält, daß sie sich dann aber vom Müglitztale aus nicht nach O hin nach dem Niederseidewitzer Granit zu wendet, sondern daß sie in südlicher Richtung über Nenntmannsdorf hinaus weit ausgebuchtet ist und sich erst bei Ottendorf dem Niederseidewitzer Granit nähert. Diese Verbreitung des Kontakthofes zusammen mit der außerordentlich kräftigen Metamorphose der altpaläozoischen Schichten, besonders derjenigen des Devonzuges zwischen Meusegast und Friedrichswalde kann nur dadurch begründet sein, daß hier mit dem Mittelpunkt etwa unter Oberseidewitz eine weitere granitische Masse in nicht allzu

großer Tiefe versteckt liegt; magmatisch dürfte diese vermutete Tiefengesteinsmasse ebenfalls noch zum Meißner Massiv gehören, da sie der Lage nach in die Fortsetzung von dessen Mittellinie fällt.

d) Der Berggießhübel-Markersbacher Granit.

Zwischen Berggießhübel und Markersbach setzt ein im großen und ganzen mittel- bis feinkörniger Biotitgranit auf, der sich petrographisch durch die Führung von zinnsteinhaltigen Greisentrümmern vor den Graniten der Nachbarschaft auszeichnet. Der größte Teil der Markersbach-Berggießhübeler Granitmasse wird durch die Kreideformation verhüllt, die sich nach N und O hin auflagert. Unter dem Sandstein wurde der Granit aber durch Erosion und Denudation an mehreren Stellen wieder angeschnitten. Da beim Bahnhof Langenhennersdorf nordöstlich vom nördlichsten Granitaufschluß auch noch Kontaktgesteine entblößt sind, so kann man die Grenze zwischen dem Markersbacher Granit und seiner Schieferhülle wenigstens ungefähr in einem großen Halbkreis von Markersbach über Gottleuba und Berggießhübel nach Bahnhof Langenhennersdorf verfolgen. Bei Markersbach scheint diese Gebirgsscheide verhältnismäßig flach vom Granit weg in die Tiefe zu setzen; denn nordwestlich von diesem Ort ist der Granit innerhalb des Kontakthofes durch ein Tälchen nochmals angeschnitten worden. Weiter nach Gottleuba hin deutet die geringe Breite des Kontakthofes zunächst ein steileres Einschließen der Granitgrenze an; bei Berggießhübel scheint sich der Granit dann wieder recht flach unter das Schiefergebirge zu erstrecken, da hier die Kontaktmetamorphose oberflächlich über 2 km weit reicht. Diese auffällige Verbreiterung des Kontakthofes in nordwestlicher Richtung spricht dafür, daß die metamorphosierenden Agenzien und vielleicht auch der Granit selbst parallel zum Streichen des Gebirges leichter eindringen konnten als senkrecht dazu. Jedoch ist der Granit im übrigen völlig unabhängig von der Tektonik; er durchschneidet z. B. gerade bei Berggießhübel die phyllitische und die devonische Zone quer zu deren Streichen.

Wie die Ausläufer des Meißner Massivs und wie der Dohna-Niederseidewitzer Granit ist somit auch der Berggießhübel-Markersbacher Granit nach tektonisch, während die Turmalingranite des Zuges Cratza-Gottleuba-Borna-Maxen im wesentlichen als vortektonisch anzusehen sind.

### Zusammenfassung B.

Ein Querprofil durch das Elbtalschiefergebiet durchschneidet im allgemeinen folgende tektonische Einheiten (vgl. Fig. 4 auf folgender Seite):

In höchstens 2 km südwestlicher Entfernung von der Schiefergebirgsgrenze treffen wir überall auf graue Orthogneise (gnf der Spezialkarten); sie gehören der Glashütte-Fürstenwalder Aufkuppelung an und entsprechen geologisch der unteren Stufe der Freiburger Gneiskuppel. An diese Eruptivgneise, die bei Hellendorf vielleicht auch unmittelbar an die Schiefergebirgsgrenze herantreten, schließen sich nach NO hin in einer der Gneisgrenze im allgemeinen parallelen Zone mittel- bis feinkörnige, schuppige und schieferige Gneise an als ein Äquivalent der oberen Stufe der Freiburger Gneiskuppel. Die Gneise dieser Zone stellen größtenteils vergneiste Sedimente wahrscheinlich präkambrischen Alters dar; auf solche verweisen vor allem die als „dichte Gneise“ ausgeschiedenen Arten, welche bei der Schneckenmühle im Seidewitztal auch Gerölle führen.<sup>42)</sup>

An die erzgebirgischen Gneise, deren Bänke fast durchweg ziemlich steil nach NO einfallen, grenzt längs einer mehr oder minder flach nach NO einschließenden Störungsfläche die Phyllitgruppe. Deren Schichten sind anscheinend nicht besonders stark gefaltet, sondern fallen ziemlich regelmäßig nach derselben Richtung ein wie ihre Grenze gegen den Gneis, aber im allgemeinen steiler als diese Gebirgsscheide.

An die Phyllitzone schließt sich dann der breite Streifen der altpaläozoischen Schichten an. Er beginnt mit der nach SW übergeneigten Maxen-Biensdorf-Bornaer Mulde, welche in der Hauptsache von devonischen Gesteinen eingenommen wird; an ihrem Südflügel ist aber auch noch Obersilur in einigen kleinen und stark verquetschten Schollen vorhanden, und in der Nähe von Nenntmannsdorf birgt der Kern dieser Synklinale sogar Schiefer kulmischen Alters. Die untergeordneten Faltungen und Verschiebungen, welche den im großen erkennbaren Muldenbau dieser Zone stören, können hier übergangen werden.

Auf eine Devonmulde muß im allgemeinen nach NO hin ein Silursattel folgen. Ein solcher liegt tatsächlich in der langen und schmalen ebenfalls nach SW über-

<sup>42)</sup> Vgl. K. PIETZSCH, Über das geol. Alter der dichten Gneise des sächsischen Erzgebirges, Centralbl. f. Min. usw. 1914, S. 202—211, 225—241.

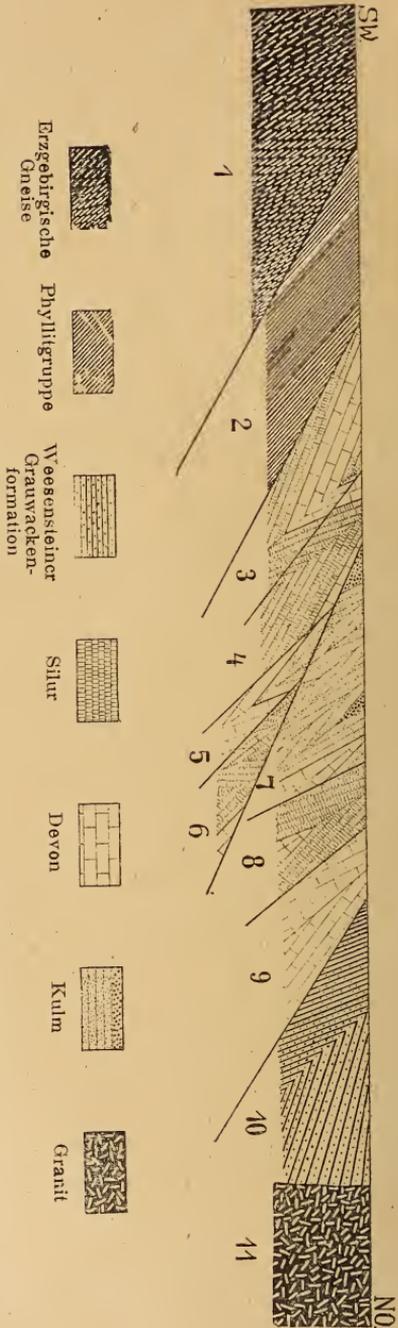


Fig. 4. Schematischer Querschnitt durch das Elbtalschiefergebiet südwestlich von Pirna.

Tektonische Einheiten: 1. Erzgebirgische Gneise, 2. Phyllitzone, 3. Maxen-Biendorf'ler Mulde, 4. Neanntmannsdorfer Sattel, 5. Mulde der Winterleife, 6. Wittgensdorfer Sattel, 7. Kulmzone von Burkhardswalde, 8. Silurzone von Burkhardswalde, 9. Devonzone Weesenstein-Ortendorf, 10. Weesensteiner Grauwackenformation, 11. Dohna-Niederseidewitzer Granitzone.

kippten Nenntmannsdorfer Antiklinale vor. Dadurch, daß diese beiderseits von Störungen begrenzt ist und an die Devonmulde herangedrückt wurde, sind zwischen beiden streckenweise einige Schichtglieder des Devons und Silurs zum Ausfall gekommen. Da sich ferner die Achse des Nenntmannsdorfer Sattels nach NW hin senkt, verschwindet das Silur in dieser Richtung unter devonischen Schichten, und östlich von Maxen ist daher als unmittelbare Fortsetzung des Nenntmannsdorfer Silursattels eine devonische Aufsattelung getreten. An diesen letzteren Devonsattel ist dann wieder die normalerweise darauf folgende Mulde in Gestalt eines schmalen, Devon und Kulm enthaltenden Gebirgsstreifens herangedrückt worden; und an diese nur einseitig erhaltene Mulde der Winterleite erscheint schließlich der Wittgensdorfer Silursattel aufgepreßt; letzterer kann demnach nicht einfach als nordwestliche Fortsetzung des Nenntmannsdorfer Sattels gelten, sondern stellt schon eine nächste Antiklinale dar.

Über den Wittgensdorfer Sattel hat sich der lange Kulmstreifen, der das Schiefergebirge in seiner ganzen Länge als geschlossenes Band durchzieht, aufgeschoben. Im Gebiet des Müglitztales wurde diese Überschiebung durch untergeordnete Störungsflächen selbst wieder mitverschoben; ungefähr vom Müglitztale ab nach SO hin überschneidet der aufgeschobene Kulmstreifen einige der ihm westlich vorliegenden tektonischen Einheiten und grenzt schließlich auf lange Erstreckung hin unmittelbar an den Nenntmannsdorfer Sattel. Der schmale Kulm-Devon-Zug der Winterleite und der Wittgensdorfer Silursattel liegen somit hier in ihrer südöstlichen Fortsetzung unter dem Kulm verborgen, wie das schematische Querprofil durch das Schiefergebirge Fig. 4 zeigt.

In dem langen Kulmzuge selbst müssen zwar eine ganze Anzahl von Längsfalten zusammengefaßt sein; da aber an seiner südwestlichen Grenze fast überall Kieselschiefer-Hornstein-Breccien anstehen, und an seiner nordöstlichen Grenze mehrfach Devon in Sattelkernen auftaucht, so stellt sich der Kulmstreifen als Ganzes doch in der Hauptsache als der nordöstliche Flügel einer großen Mulde, bzw. als Südwestflügel eines Sattels dar. Den Kern dieser Synklinale bezeichnen eben die Kieselschiefer-Hornstein-Breccien, den Kern der Antiklinale geben dagegen die Devonvorkommen der ehemaligen Weesensteiner Papierfabrik, der Nenntmannsdorfer Mühle usw. an.

Ob aus dem zuletzt genannten Sattelkern auch die Silurkomplexe von Burkhardswalde-Ottendorf stammen, welche an den Kulmzug bzw. an die devonischen Aufsattelungen in diesem herangepreßt sind, oder ob sie vielleicht schon einem weiter nach Osten hin folgenden Antiklinalzug angehören, läßt sich nicht entscheiden.

Die Devonzone, welche den ganzen Streifen paläozoischer Gesteine endlich gegen NO abschließt, ist gegen den Silurstreifen längs einer vielleicht nicht sehr großen Störung aufgepreßt worden; ob dem Devon synklinaler oder antiklinaler Bau zukommt, ist nicht festzustellen (s. o.).

Die altpaläozoischen Schichtkomplexe werden endlich ebenfalls längs einer Störung durch die sog. Weesensteiner Grauwackenformation abgeschnitten. Über deren Bau kann nur so viel mitgeteilt werden, daß in der aus kristallinen Grauwacken und Hornfelsen bestehenden Abteilung a ein gewisser Gewölbebau angedeutet ist.

Nach NO hin wird die Weesensteiner Grauwackenformation und damit das Schiefergebirge überhaupt überall durch den Dohna-Niederseidewitzer Granitzug begrenzt, der die von ihm metamorphosierten Sedimente diskordant durchbrochen hat und somit jünger ist als die beschriebene Faltung des Schiefergebirges. Jünger als diese sind auch die Ausläufer des Meißner Massivs und der Berggießhübel-Markersbacher Granit; die Turmalingranite dagegen haben die Faltung mit erlitten.

### C. Die Einfügung des Elbtalschiefergebiets in den varistischen Bogen.

#### a) Nordwestliche Fortsetzung des Elbtalschiefergebiets.

Nach NW hin verschwindet der südwestlich von Pirna gelegene Teil des Elbtalschiefersystems unter dem Rotliegenden des Döhlener Beckens. Aus diesem ragen etwa 6 km nordwestlich von Maxen im Spitzberg bei Possendorf Gesteine der Phyllitformation auf (Quarzitschiefer mit Chloritgneis); und noch weiter nach NW hin wurden altpaläozoische Schichten und Phyllite an vielen Stellen durch den Bergbau als Unterlage des Rotliegenden nachgewiesen. Auf diese Weise setzt sich das Elbtalschiefergebiet nach NW hin fort, bis es zwischen Tharandt und Wilsdruff unter

der Bedeckung mit permischen Sedimenten wieder hervortauht und dann das Schiefergebiet der Gegend von Nossen bildet. Von hier ab greifen die alten Schiefer einerseits um den Nordrand des Granulitgebirges herum, andererseits treten sie nach SW hin in Verbindung mit dem Frankenberg-Hainichener Schiefergebirge, welches zusammen mit gewissen stark gepreßten Gneisen und Glimmerschiefern als „Zwischengebirge“ zwischen Erzgebirge und Granulitgebirge eingeschaltet ist.

Die Grenze der nordwestlichen Fortsetzung des Elbtalschiefergebiets gegen den Gneis des Erzgebirges ist unter dem Rotliegenden des Döhlener Beckens nicht näher bekannt, in der Gegend von Tharandt wird sie streckenweise durch jüngere Störungen gebildet, welche auch von Porphyrgängen benutzt werden, und westlich von Tharandt ist sie durch die Porphyrydecke und die Sandsteingebilde des Tharandter Waldes der unmittelbaren Beobachtung entzogen. Dagegen grenzt von der NW-Ecke dieses großen Waldgebietes (bei Mohorn) ab bis nach Nossen hin das Schiefergebirge (bzw. die als dessen liegendstes Glied aufzufassende Phyllitgruppe) stets wieder unmittelbar an den Gneis; ebenso wie im Gebiete südwestlich von Pirna fehlt hier überall die Glimmerschiefergruppe. Durch Grubenaufschlüsse bei Mohorn ist außerdem auf dieser Strecke auch ein flaches, nach N zu, also vom Gneis weg gerichtetes Einfallen der Gebirgsscheide nachgewiesen.

Bei Nossen knickt die Grenze zwischen Schiefergebirge und erzgebirgischem Gneissystem scharf um und verläuft erst in südlicher, dann in südwestlicher Richtung weiter nach Flöha zu. Es ist bemerkenswert, daß hier längs der südlich bzw. südwestlich gerichteten Schiefergebirgsgrenze ein mehr oder minder breiter Saum von Glimmerschiefer vorhanden ist.

Das Frankenberg-Hainichener altpaläozoische Zwischengebirge wird einerseits gegen das erzgebirgische Gneissystem durch eine nördlich fallende Störung, andererseits gegen das Granulitgebirge durch eine südlich fallende Überschiebungsfläche begrenzt. Das tektonische Verhältnis des Frankenberg-Mobendorfer Gneises und Glimmerschiefers zu diesem alten sedimentären Schiefergebirge ist noch nicht geklärt, kann auch hier außer Betracht bleiben. Das „Wildenfesler Zwischengebirge“, welches östlich von Zwickau gelegen ist und mit dem von Frankenberg-Hainichen

viele Analogien aufweist, leitet dann hinüber zu dem vogtländisch-ostthüringer Schiefergebiet, dessen südöstliche Grenze gegen das sog. Kambrium und die Phyllite im Hinblick auf die südliche bzw. südöstliche Begrenzung des Wildenfelser und des Frankenberg-Hainichener Paläozoikums einer erneuten kritischen Untersuchung bedarf.

Nach NW hin zieht sich das Nossener Schiefergebiet um das Granulitgebirge herum; es grenzt gegen dieses östlich von Roßwein längs einer N-S streichenden und flach nach O einfallenden Störungsfläche. Diese Roßweiner Störung tritt nach S und SO hin jedenfalls an die Nossen-Flöhaer Schiefergebirgsgrenze heran, überschneidet diese aber nicht. Nach NW hin dagegen scheint die Roßweiner Störung in der Richtung nach Döbeln zu umzubiegen und im nördlichen Schiefermantel des Granulitgebirges zu verlaufen. Durch die alten Schiefer am Nordrande des Granulitgebirges und durch diejenigen an dessen Westseite wird schließlich wieder die Verbindung mit dem ostthüringer Schiefergebirge hergestellt, und zwar zielen diese Schiefer auf den Nordrand des Sattels von Ronneburg-Pausa (ostthüringer Hauptsattel).

Im ganzen liegen die Verhältnisse also derart, daß die in NO-Richtung aus dem Vogtlande und von Ostthüringen herkommenden Schiefergebirgsfaltenzüge beiderseits um das Granulitgebirge herumgreifen und streckenweise gegen dieses ebenso wie gegen das erzgebirgische Gneissystem längs streichender Störungen herangepreßt wurden. In der Gegend von Nossen biegen die Faltenzüge dann plötzlich scharf in südöstliches Streichen um, sind längs der Roßweiner Störung rückwärts an das Granulitmassiv herangepreßt und von Nossen bis über Gottleuba hinaus längs einer von mir als „mittelsächsische Überschiebung“ bezeichneten Störung auf das erzgebirgische Gneissystem aufgeschoben worden; infolgedessen streichen die Schichten des Elbtalschiefergebiets geradezu senkrecht zum Verlauf der erzgebirgischen Richtung. Das Fehlen der Glimmerschieferzone längs der Schiefergebirgsgrenze Nossen-Gottleuba ist dann eine unmittelbare Folge der starken rückwärtigen Aufschiebung des Schiefergebirges auf das im allgemeinen nordöstlich streichende Erzgebirgssystem. Die Gneise, welche bei Munzig nordöstlich von Nossen unter den hier kontaktmetamorphen Phylliten entblößt sind, kann man ebenfalls zwanglos als die normale Fortsetzung der erzgebirgischen Gneissmasse auffassen.

b) Die Bedeutung der Weesensteiner Grauwackenformation für die Tektonik des Elbtalschiefergebiets.

In dem Schiefergebirge, welches bei Nossen und darüber hinaus nach NW und SW hin die Fortsetzung des Elbtalschiefergebiets bildet, fehlen Äquivalente der Weesensteiner Grauwackenformation vollständig. Schichten, welche dieser Gebirgsgruppe ähnlich sind, trifft man erst viel weiter nördlich auf den Clanzschwitzer Höhen bei Oschatz, also am Südflügel des nördlichsten der drei „Sättel“ des erzgebirgischen Faltsystems. Als Bindeglied zwischen diesem Vorkommen und demjenigen des Elbtalschiefergebiets können vielleicht gewisse Gesteine gelten, die in jenem eigenartigen Schiefer- und Gneiszuge am Ostrande des Meißner Syenit-Granit-Massivs vorhanden sind. Es sei in diesem Zusammenhange daran erinnert, daß auch die Grenze zwischen dem Dohnaer Granit und dem Elbtalschiefergebiet nordwestlich von Lockwitz möglicherweise im Zusammenhang mit jener Störung steht, welche Meißner und Lausitzer Massiv scheidet. Die kontaktmetamorphen Schiefer am Ostrande des Meißner Massivs würden dann zu dieser Störung dieselbe Lage einnehmen wie die Weesensteiner Grauwackenformation zum Dohnaer Granit. Wenn es sich durch weitere Untersuchungen bestätigen würde, daß die Weesensteiner Grauwackenformation durch die kontaktmetamorphen Schiefer am Ostrande des Granit-Syenit-Massivs mit den Schichten der Clanzschwitzer Höhen nördlich von Oschatz in Verbindung zu bringen ist, so wären im Elbtalschiefergebiet tatsächlich Schichten zusammengedrängt, welche sonst die ganze Breite zwischen Clanzschwitzer Höhen und Erzgebirge einnehmen. Zwar sind namentlich die tektonischen Verhältnisse des Frankenberg-Hainichener Gebiets noch nicht genügend geklärt, doch beweist schon die stratigraphische Entwicklung des dortigen Paläozoikums, daß ein Zusammenhang desselben mit dem Nossener Paläozoikum und dem Elbtalschiefergebiet tatsächlich besteht.

Die Falten des Schiefergebirges, die in breitem Faltenwurf aus dem Vogtland und von Ostthüringen her streichen, rücken also nach NO hin enger aneinander, wie vor allem die in dieser Richtung ausgeprägte Annäherung des Erzgebirgsmassivs an das Granulitgebirge zeigt; nach der ungefähr in der Linie zwischen Nossen und Riesa erfolgenden Umbiegung in die sudetische SO-Richtung werden sie

dann aber auf allerschmalsten Querschnitt zusammengepreßt. Es ist ohne weiteres verständlich, daß dabei flach fallende und im Streichen verlaufende Störungen in großer Zahl aufreißen mußten, und daß längs dieser Flächen in Unterstützung der allgemeinen Tendenz der Zusammenfaltung ein schuppenförmiges Übereinandergleiten der einzelnen Gebirgsstreifen stattfinden mußte. Das nach der Faltung aufgedrungene Meißner Massiv ist bis zu einem gewissen Grade in seiner allgemeinen Gestalt von der Tektonik des Schiefergebirges beeinflußt, wenn es auch im einzelnen dessen Schichten quer durchschneidet.

Auch für das Ausmaß der „mittelsächsischen Überschiebung“ lassen sich aus der Weesensteiner Grauwackenformation gewisse Schlüsse ziehen. Da es nämlich nicht unwahrscheinlich ist, daß in dieser Formation präkambrische Schichten vorliegen, und da andererseits auch die dichten Gneise und besonders deren gerölleführenden Glieder kaum auf andere als präkambrische Schichten zurückzuführen sind<sup>43)</sup>, so stellt das Elbtalschiefersystem als Ganzes gewissermaßen eine große, durch Überschiebungen und untergeordnete Faltungen noch komplizierte Synklynalbildung dar.

In der Weesensteiner Grauwackenformation sind die präkambrischen Schichten nur in kontaktmetamorphem Zustand anzutreffen. Hätten der Dohnaer Granit und die Gesteine des Meißner Massivs das Schiefergebirge nicht durchbrochen, so würden wir hier wahrscheinlich unveränderten, oder nur durch Druck etwas kristalliner gewordenen vorkambrischen Schichten begegnen. Es ist nun höchst auffallend, daß in nur 1,5 km südwestlicher Entfernung wahrscheinlich ebenfalls präkambrische Sedimente in vergneister Form auftreten. Dies scheint nur dann möglich, wenn die Weesensteiner Formation aus immerhin beträchtlicher Entfernung herangeschoben wurde. Denn, wenn auch die Vergneisung nicht durchaus konkordant mit dem Schichtenverlauf des Grundgebirges zu gehen braucht, da vor der Vergneisung das alte Schichtgebirge wahrscheinlich auch schon gefaltet war, so ist immerhin die Entfernung von nur 1,5 km

<sup>43)</sup> Die Möglichkeit, daß sogar die Phyllitzone des Elbtalgebieten in ihrem Ursprungsmaterial demjenigen der Weesensteiner Formation nahesteht (vgl. S. 201) soll ganz außer Betracht gelassen werden, weil sich auch nur einigermaßen sichere Anhaltspunkte für eine derartige Altersbestimmung nicht beibringen lassen.

sehr viel zu kurz, um das Fehlen der Vergneisung bei der Weesensteiner Grauwackenformation allein durch das normale Abfallen der Vergneisungsgrenze erklären zu können. Es müssen vielmehr nach Abschluß der Vergneisung horizontale Schichtenverschiebungen und vor allen Dingen Zusammenschiebungen von beträchtlichem Ausmaß stattgefunden haben, wobei die Weesensteiner Grauwackenformation aus größerer Entfernung herangerückt wurde.

c) Südöstliche Fortsetzung des Elbtalschiefergebiets.

Nach SO hin verschwindet das Elbtalschiefergebiet zunächst unter den Sandsteinschichten der Sächsischen Schweiz. Erst im Elbtal unterhalb von Bodenbach-Tetschen kommt wieder altes Gebirge zum Vorschein<sup>44)</sup>; allerdings sind die Schichten hier sämtlich kontaktmetamorph, ihre Zugehörigkeit zu bestimmten Zonen des Elbtalschiefergebiets ist im einzelnen noch zu prüfen. Die Granite, die neben dem Schiefer bloßgelegt sind, pflegt man zum Lausitzer Massiv zu rechnen; sie stehen in ihrem ganzen Habitus dem Dohnaer Granit recht nahe.

Weiter westlich von Bodenbach, ungefähr dort, wo man die Schiefergebirgsgrenze gegen den Gneis unter der Sandsteindecke vermuten muß, geben Einschlüsse im Basalte der Eilander Raumwiese einigen Anhalt für die weitere Erstreckung des Elbtalschiefergebiets nach SO hin. H. MICHEL beschreibt<sup>45)</sup> von hier neben Einschlüssen von Gesteinsbrocken, die den kretazischen Schichten (Sandstein und Ton) entstammen, sowohl solche von Gneisen, wie auch solche, die wohl von Tonschiefer herrühren. Es ist daher nicht unwahrscheinlich, daß der Basaltschlot der Eilander Raumwiese in der Tiefe zunächst erzgebirgische Gneise, darüber die Schichten des Elbtalschiefersystems und endlich die Kreidesandsteindecke durchschlagen hat. Die von MICHEL erwähnten Graniteinschlüsse, in denen Muscovit gänzlich zu fehlen scheint, und auch auf einen ursprünglichen Gehalt an Biotit nur aus gewissen trüben oder opaken Einschmel-

<sup>44)</sup> J. E. HIBSCH, Die Insel älteren Gebirges und ihre nächste Umgebung im Elbthale nördlich von Tetschen. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1891, S. 235—288.

<sup>45)</sup> MICHEL, H., Der Basalt der Eilander Raumwiese bei Bodenbach, seine Urausscheidungen, Einschlüsse und Mandelbildungen, Annal. d. K. K. naturhist. Hofmuseums, Wien 1913, Bd. 27, S. 113—148.

zungsprodukten geschlossen werden kann, könnten nach meiner Ansicht vielleicht auch auf Brocken von Turmalin-granit zurückzuführen sein, der ja fast glimmerfrei ist und Turmalin nur in geringer Menge in Form von Quarz-Turmalin-Aggregaten enthält. Der Basalt der Eilander Raumwiese liegt jedenfalls ungefähr im Fortstreichen der Turmalin-granitvorkommen südlich von Gottleuba.

d) Allgemeine Züge im Bau des varistischen Bogens in Sachsen.

Über die weitere südöstliche oder östliche Fortsetzung des Elbtalschiefersystems läßt sich gegenwärtig noch nichts Sicheres aussagen. Sie ist wahrscheinlich in der Richtung auf das Jeschkengebirge hin zu suchen. Es käme dann in dem allgemeinen Verlauf des von uns betrachteten Faltenbogens (Vogtland - Ostthüringen, Umrahmung der Granulitkuppel, Nossener Schiefergebiet, Elbtalschiefergebiet, Jeschkenzug) eine ähnliche Wendung zum Ausdruck, wie sie durch den aus stratigraphischen und tektonischen Gründen erwiesenen Zusammenhang zwischen der mittelböhmischen altpaläozoischen „Mulde“ und dem Eisengebirge dargestellt wird.

Nach dem ganzen Verlauf der varistischen Falten im nördlichen Randgebiete der böhmischen Masse ist es wahrscheinlich, daß die anfangs (von SW her) in nordöstlicher Richtung ziehenden Falten, wie z. B. das Erzgebirge, ganz allgemein schließlich in Südostrichtung umbiegen, und daß der Verlauf aller dieser Falten von Haus aus schon bogenförmig angelegt war. Die Pressungen, die bei der Gebirgsbildung naturgemäß im Innern der Faltenbögen auftreten mußten, fanden ihre Auslösung in transversalen Stauchungen, auf deren Vorhandensein im westlichen Erzgebirge neuerdings F. KOSSMAT die Aufmerksamkeit gelenkt hat<sup>46)</sup>. Diese Querfaltungen, die wohl auch mit Streckungen und Gleitungen im Grundgebirge verbunden waren, gingen in der Tiefenregion ohne eigentliche Kataklase vor sich. Ein Analogon zu den west-erzgebirgischen Transversalstauchungen kann man vielleicht in jenen Zügen feinkörniger und schieferiger Gneise sehen, die südlich von Gottleuba im Gebiete der Freiburger Gneise auftreten, und von denen nur der größte und wichtigste

<sup>46)</sup> F. KOSSMAT, Über die Tektonik des Gneisgebietes im westlichen Erzgebirge. Centralbl. f. Min. usw. 1916. S. 135—144 u. 158—165.

auf der Karte ausgeschieden wurde. — Beim weiteren Fortwirken des gebirgsbildenden Druckes in einem späteren Abschnitt der Auffaltung des varistischen Bogens, als vielleicht schon große Teile der aufgewölbten Brachyantiklinalen der Abtragung verfallen waren, rissen schließlich auch Brüche auf, längs deren nicht nur Gleitungen oder Verschiebungen im tieferen Grundgebirge, sondern auch Gebirgsbewegungen stattfanden, welche mit starker Zertrümmerung des Nebengesteins verbunden waren. Soweit diese Brüche auf der Innenseite der varistischen Bogenzüge lagen, mußten sie in der Hauptsache den Charakter von Rücküberschiebungen tragen, wie die „mittelsächsische Überschiebung“ eine darstellt.

Das Auftreten jener eigentümlichen Turmalingranite, welche die Merkmale einer „Narbe“ besitzen, aber doch von der Aufschiebung des Schiefergebirges auf den Gneis mit betroffen wurden, zeigt ferner, daß die Gesamtheit des Bewegungsvorganges, der sich im Gebiet der varistisch-sudetischen Wendung an der mittelsächsischen Überschiebung abgespielt hat, durch den Begriff der Rücküberschiebung nicht voll gedeckt wird. Die Überschiebung des Schiefergebirges über den Gneis ist vielmehr eigentlich nur der letzte und daher jetzt am deutlichsten zum Ausdruck kommende Teil verwickelterer Bewegungsvorgänge. Nach seinem ganzen Bau und seiner Einfügung in den übrigen varistisch-sudetischen Bogen zeigt das Elbtalschiefergebiet das Bild einer großen Synklinale, die durch untergeordnete Faltungen und Überschiebungen noch weiter kompliziert ist. Gleichzeitig mit dem Aufpressen der Erzgebirgsbrachyantiklinale wurde an deren nördlichem und östlichem Rande eine Synklinale angelegt, die sich beim Fortschreiten der Gebirgsbildung immer weiter verengte und schließlich überkippt wurde; an Brüchen, die im Streichen der Faltung verlaufen und flach von der Erzgebirgsantiklinale weg, d. h. nach NO, einfallen, kam eine noch weitere Zusammenschiebung der Synklinale zustande. Aber diese flachen Störungen, die wir oben ausführlich verfolgten, können tatsächlich nur der letzte Teil sämtlicher Störungen sein, die während des Faltungsvorganges überhaupt eintraten; der Umstand, daß sie die letzten waren und dabei die früheren wieder überdecken mußten, macht es begreiflich, daß sie uns jetzt am deutlichsten entgegentreten und am leichtesten zu verfolgen sind. In Wirklichkeit müssen aber noch ältere, ebenfalls mit der Faltung zusammenhängende Störungen vorhanden sein, denn

bei der Anlage der Faltenbögen werden im allgemeinen zunächst weniger flache, als vielmehr steile Störungsflächen aufreißen, zumal man mit gewissen Spannungen (Zerrungen) rechnen muß, die in der Richtung der Falten wirken und zur Auslösung von Verschiebungen parallel zum Streichen der Falten führen. Wenn derartige Spalten steil in die Tiefe setzen, können an ihnen Eruptivmassen gefördert werden. Auch bei der Anlage des varistisch-sudetischen Bogens hat man wahrscheinlich derartige durch Längsspannungen (Zerrungen an der Bogenwendung) verursachte Dislokationen in Rechnung zu ziehen. Sie sind jedenfalls schon in einem verhältnismäßig frühen Stadium der Faltung aufgerissen und wurden bei weiterem Fortgang der Gebirgsbildung in späteren Phasen durch immer flacher einschließende Störungen abgelöst, an denen schließlich die Bewegung nicht mehr vorwiegend parallel, sondern in der Hauptsache senkrecht zum Streichen der Falten erfolgte. Wenn nun an jenen ersten, steilen Dislokationen Eruptiva aufdrangen, so kamen sie mit in das spätere, durch Überschiebungen gekennzeichnete Stadium der Gebirgsbildung und werden daher einerseits die Merkmale einer „Narbe“ aufweisen, andererseits aber selbst wieder an den Überschiebungen mit disloziert sein können. Die Rolle einer derartigen Eruptivmasse spielen im Elbtalschiefergebiet m. E. die Turmalingranite. Sie zeigen ältere, steiler stehende Störungszonen an; und ihre Lage am Westrande der überkippten und stark eingeklemmten Elbtalschiefersynklinale dürfte überhaupt mit der Herausbildung dieser Synklinale am Nordostrand der gleichzeitig emporgestiegenen Erzgebirgsbrachyantiklinale im Zusammenhang stehen. Diese älteren, ebenfalls auf Kompression der Gebirgsteile hinzielenden Bewegungen wurden durch die in einem späteren Abschnitt der Gebirgsbildung ausgelösten flachen Überschiebungen überdeckt und verhüllt; am deutlichsten tritt daher jetzt die Aufschiebung des Schiefergebirges auf dem Gneis längs der mittelsächsischen Überschiebung in die Erscheinung, gewissermaßen als Schlußergebnis der gesamten alten Gebirgsbildung in diesem Landstrich.

Welchen Betrag die Verschiebung besessen hat, die längs der mittelsächsischen Überschiebung vor sich gegangen ist, kann man nicht sicher angeben. Es ist immer im Auge zu behalten, daß auf der langen Strecke von Nossen bis über Gottleuba hinaus, wo das Elbtalschiefersystem unter der Sandsteindecke verschwindet, nirgends echte Glimmerschiefer

anzutreffen sind; denn diejenigen Gesteine, die mit solchen noch die größte Ähnlichkeit besitzen, und die z. B. südlich von Kreischau anstehen, spielen nur eine sehr untergeordnete Rolle im östlichen Erzgebirge und sind außerdem infolge ihrer reichlichen Feldspatführung überhaupt noch keine echten Glimmerschiefer, sondern gehören der Gruppe jener glimmerreichen schieferigen Gesteine an, die u. a. auch im westlichen Erzgebirge bei Kupferberg verbreitet sind und dort neuerlich durch F. KOSSMAT als „Schiefergneise“ zusammengefaßt wurden; sie vermitteln dort den Übergang zwischen dem Annaberg-Marienberger Gneise, dem westergebirgischen Äquivalent der oberen Stufe der Freiburger Gneiskuppel, und den Glimmerschiefern, gehören aber auch dort noch zu den Gneisen.

Würde es sich bei der mittelsächsischen Überschiebung nur um eine geringfügige Heranpressung des Schiefergebirges an den Gneis handeln, so müßte man längs der Dislokationslinie doch irgendwo noch größere oder kleinere Reste der echten Glimmerschieferzone finden, wie es längs der südlichen Grenze des Nossen-Flöhaer Paläozoikums gegen die Erzgebirgsmasse der Fall ist. Es kann daher die (im großen betrachtet) „Synklinale“ des Elbtalschiefergebiets nicht einfach nur um die Breite der Glimmerschieferzone auf das östliche Ende der erzgebirgischen „Brachyantiklinale“ hinaufgepreßt sein, sondern die Verschiebung muß um einen verhältnismäßig größeren Betrag stattgefunden haben. Über diesen können erst spätere Untersuchungen Klarheit verschaffen, welche das gegenseitige Verhältnis der Erzgebirgsgneise zu den nordsächsischen Gneisen, den Gneisen im Meißner Massiv und dem Granulit, sowie zu den eigentümlichen Phyllitschollen der Altenberger Gegend zum Gegenstand haben. Man darf dabei aber nicht ein allzu großes Ausmaß der mittelsächsischen Überschiebung erwarten; die oben gegebene Charakterisierung dieser Dislokation als schließlich ausgelöste Rücküberschiebung bei der Aufstauung des varistischen Bogens deutet schon an, daß es sich nicht um Massenbewegungen im Sinne der alpinen Schubdecken handeln kann.

e) Das Alter der Faltung im Elbtalschiefergebiet und jüngere Störungen.

Die diskordante Auflagerung des Rotliegenden des Döhleener Beckens auf das denudierte Grundgebirge und den Gneis liefert für das Alter der Faltung des Schieferge-

birges und der mittelsächsischen Überschiebung eine obere Grenze. Eine untere ergibt sich daraus, daß kulmische Schichten (in der Hauptsache wohl Äquivalente der Tournai- und Visé-Stufe; infolge des Fehlens von Versteinerungen ist eine genauere Parallelisierung nicht möglich) an der Faltung noch mit teilgenommen haben. Da nach STERZELS paläontologischen Untersuchungen<sup>47)</sup> die ältesten Schichten des Döhlener Beckens der Cuseler Stufe angehören, haben die oben beschriebenen tektonischen Vorgänge im Elbtalschiefergebiet also zwischen Kulm und Cuseler Zeit stattgefunden.

Eine Einschränkung dieses immerhin großen Zeitraumes ergibt die Tatsache, daß das Schiefergebirge nach der Herausbildung seiner Tektonik von den syenitisch-granitischen Massen des Meißner Massivs durchbrochen wurde, und daß sich das Rotliegende seinerseits wieder auf dem bereits durch Denudation bloßgelegten Syenit auflagerte; der Abschluß der Tektonik des Schiefergebirges muß daher schon ziemlich weit vor der Cuseler Zeit erfolgt sein.

Einige weitere Ausblicke auf das Alter der Faltung des Schiefergebirges vermitteln die Verhältnisse des Frankenberg-Hainichener Zwischengebirges. Wie ich an anderer Stelle ausgesprochen habe, ist der kohlenführende „Kulm“ von Hainichen jedenfalls ein Äquivalent der Waldenburger Stufe des Oberkarbons<sup>48)</sup>. Da diese „kulmischen“ Schichten aber mit einem sehr groben Konglomerat auf dem älteren Gebirge aufliegen, muß um die Grenze zwischen Unterkarbon und Waldenburger Zeit eine Gebirgsbildung stattgefunden haben. Andererseits sind aber die Hainichener „Kulmschichten“ selbst wieder gefaltet, und zwar dürfte diese letztere Phase der varistischen Gebirgsbildung schon vor der Saarbrücker Zeit erfolgt sein, weil in ganz geringer Entfernung bei Flöha Schichten dieses Alters ungefaltet liegen.

Ob die Hauptfaltung des Elbtalschiefergebiets und die mittelsächsische Überschiebung der vor- oder der nachwaldenburger Phase der varistischen Gebirgsbildung angehört, kann infolge des Fehlens von Oberkarbon in der Umgebung des Elbtalschiefergebiets nicht ermittelt werden; sicher ist aber, daß eine dieser beiden Phasen überhaupt in Frage kommt. Denn die Diskordanz zwischen Ober-

47) Besonders: Die Flora des Rothliegenden im Plauenschen Grunde bei Dresden. Abh. d. math.-phys. Kl. d. K. Sächs. Ges. d. Wiss., 19. Bd., 1893.

48) Geol. Rundschau, Bd. V, 1914, S. 172 unten.

karbon und Rotliegendem, welche im erzgebirgischen Becken auftritt, ist, abgesehen von ihrer geringen Bedeutung, namentlich wegen der Verhältnisse des Meißner Syenitmassivs zum älteren Gebirge und zum Rotliegenden des Döhlener Beckens nicht in Betracht zu ziehen.

Nach den Feststellungen von TH. BRANDES<sup>49)</sup> hat während der Ablagerung des Oberkarbons und des Rotliegenden eine flache Einmündung des erzgebirgischen Beckens stattgefunden; und vor Ablagerung der sog. kleinstückigen Konglomerate, welche dem obersten Rotliegenden zugerechnet werden, haben NW-gerichtete Brüche die älteren Rotliegendeschichten durchschnitten. Mit diesen tektonischen Vorgängen, die das Ausklingen der varistischen Faltung darstellen, sind möglicherweise jene Brüche in Zusammenhang zu bringen, welche das Rotliegende des Döhlener Beckens durchsetzen, und deren Alter nach oben hin nur durch die Überlagerung durch cenomane Schichten zu begrenzen ist. Diese Dislokationen im Döhlener Becken verlaufen nach Streichen und Fallen durchaus in der Richtung der alten Störungen des Elbtalschiefergebiets, klingen aber anscheinend aus, ehe sie den Südostrand des Rotliegenden erreichen; ihr Einfluß auf die Tektonik des Elbtalschiefergebiets ist somit nicht unmittelbar zu erkennen und kann in dem oben betrachteten Schiefergebirge südwestlich von Pirna nicht sehr beträchtlich gewesen sein.

Als Störungen aus rotliegender oder vielleicht auch schon oberkarbonischer Zeit haben die oben mehrfach erwähnten meist wenig bedeutenden Verschiebungen der Grenze zwischen Schiefergebirge und Gneis (z. B. westlich von Gersdorf) zu gelten, welche fast alle auch von Porphyrgängen benutzt werden. Sie streichen mehr oder minder schräg auf die Richtung der Schiefergebirgsgrenze und setzen wahrscheinlich sehr steil auf; sie besitzen demnach den Charakter echter Brüche oder „Blätter“.

In spät mesozoischer Zeit haben im Gebiete unserer Untersuchungen sicherlich ebenfalls Krustenbewegungen stattgefunden; Kunde davon geben u. a. die an der Lausitzer Überschiebung bei Hohnstein usw. eingeklemmt erhaltenen Reste von Juraschichten, deren Hauptgebiet schon vor der oberen Kreide so weit abgetragen gewesen sein muß,

<sup>49)</sup> TH. BRANDES, Das erzgebirgische Becken als Beispiel einer Geosynklinale kleiner Spannweite, Abh. d. naturf. Ges. Leipzig, Jahrg. 1914.

daß sie eben nur an dieser Linie erhalten sind, — was auf eine ältere, vielleicht kimmerische Anlage der letzteren deutet.

Größere Dislokationen sind erst in tertiärer Zeit wieder eingetreten. Die eine Gruppe dieser jungen Störungen verläuft parallel den Falten und Störungen des alten Schiefergebirges; es sind dies die Lausitzer Überschiebung östlich und die Wendisch-Carsdorfer Störung westlich des Elbtalschiefergebiets. An diesen Dislokationen ist beide Male der östliche Flügel der gehobene; sie wiederholen also vollkommen die Tendenz der Faltung des alten Gebirges. Die andere Gruppe von jungen Störungen findet ihren schärfsten Ausdruck im Erzgebirgsabbruch; sie verläuft nicht ganz senkrecht zum Streichen des Elbtalschiefer-systems und verwirft dieses zusammen mit der Kreide an den großen Brüchen am böhmischen Steilabfall. Auf die Interferenz dieser beiden Gruppen von jungen Störungen kann man die Kluftsysteme im Quadersandstein zurückführen; größere Verwerfungen fehlen jedoch sonst im Gebiete der Sächsischen Schweiz. Irgendwelcher wesentlicher Einfluß aller dieser jüngeren Dislokationen auf die Hauptzüge der Tektonik des alten Gebirges ist im Elbtalschiefergebiet südwestlich von Pirna nicht nachweisbar. Ebenso wenig ist dessen Bau durch eventuell noch jüngere Krustenbewegungen, die etwa in der diluvialen Zeit stattfanden und vielleicht auch jetzt noch nicht zum Abschluß gekommen sind, irgendwie merklich beeinflußt worden.

Gerade diesem Fehlen irgendeines größeren störenden Einflusses aller jüngeren gebirgsbildenden Vorgänge auf die Tektonik des alten Schiefergebirges ist es zu verdanken, daß man dessen ursprünglichen, schon im Paläozoikum abgeschlossenen Bau heute noch mit einiger Sicherheit verfolgen kann.

sichtskarte

ergebiets

on Pirna.

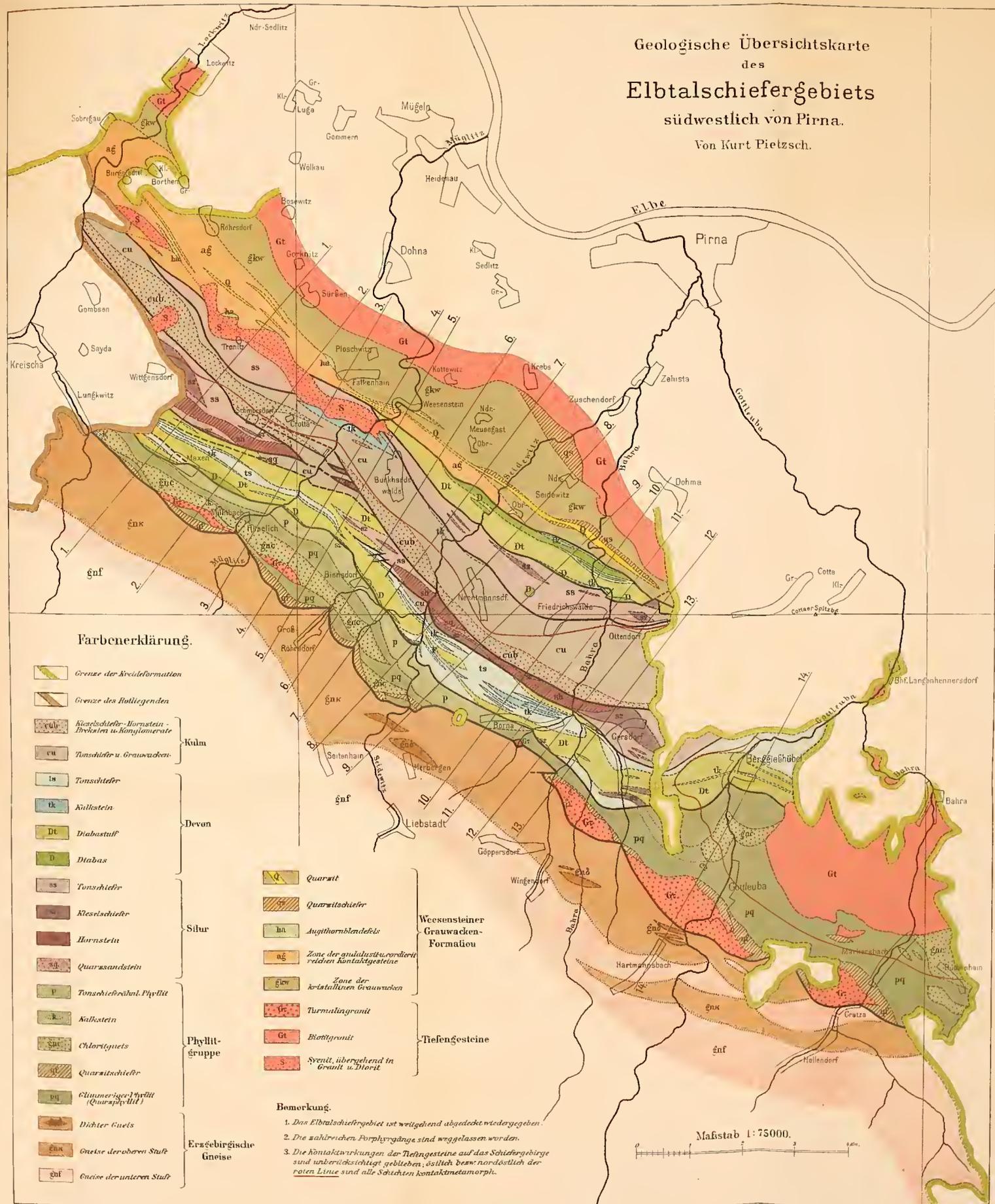
tzsch.





# Geologische Übersichtskarte des Elbtalschiefergebiets südwestlich von Pirna.

Von Kurt Pietzsch.



### Farbenerklärung.

- Grenze der Kreideformation
- Grenze des Rotliegenden
- Köln**
- Kieselsteine, Hornsteine u. Konglomerate
- Tonschiefer u. Grauwacken
- Tonschiefer
- Kalkstein
- Devon**
- Diabastuff
- Diabas
- Tonschiefer
- Kieselsteine
- Hornsteine
- Quarzsandstein
- Tonschieferähn. Phyllit
- Kalkstein
- Chloritphyllit
- Quarzschiefer
- Glaukonit-Phyllit (Quarzphyllit)
- Dichter Gneis
- Gneise der oberen Stufe
- Gneise der unteren Stufe

- Quarzite
- Quarzschiefer
- Augitthornblendefels
- Zone der andalusit-u. cordierit-reichen Kontaktgesteine
- Zone der kristallinen Grauwacken
- Turmalingranit
- Blotzgranit
- Syenit, übergehend in Granit u. Diorit

Wesensteiner  
Grauwacken-  
Formation

Tiefengesteine

### Bemerkung.

1. Das Elbtalschiefergebiet ist weitgehend abgedeckt wiedergegeben.
2. Die zahlreichen Porphyrygänge sind weggelassen worden.
3. Die Kontaktwirkungen der Tiefengesteine auf das Schiefergebirge sind unberücksichtigt geblieben, östlich bzw. nordöstlich der roten Linie sind alle Schichten kontaktmetamorph.

Maßstab 1:75000.





Quers

