

Wielka księga...

Wielka księga...

897 y

Czytelnia





GEOLOGIE VON DEUTSCHLAND

UND DEN

ANGRENZENDEN GEBIETEN

VON

DR. RICHARD LEPSIUS

GEHEIMER OBERBERGRAT, PROFESSOR AN DER TECHNISCHEN HOCHSCHULE,
DIREKTOR DER GEOLOGISCHEN LANDESANSTALT ZU DARMSTADT

DRITTER TEIL. ERSTE LIEFERUNG:

SCHLESIEIEN UND DIE SUDETEN

MIT 28 PROFILEN UND LAGEPLÄNEN IM TEXT UND EINER TEKTONISCHEN KARTE DER SUDETEN



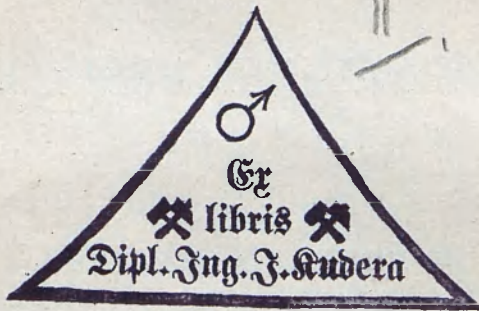
LEIPZIG UND BERLIN

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN

1913

894

II



X- 987
897 (4)



50.000,-

Inhalt.

	Seite
Schlesien und die Sudeten	1
Die Sudeten	3
I. Orographische Übersicht	3
II. Die Gesteine und Schichtensysteme in den Sudeten.	9
Einleitung	9
A. Das kristalline Grundgebirge in den Sudeten	11
1. Iser- und Riesengebirge	11
a) Gneisgranite und Glimmerschiefer.	11
b) Kammgranit.	15
c) Die Kontaktgesteine der Granite	17
2. Die Gneise des Eulengebirges und seiner Vorberge bei Reichen- bach bis zum Zobten.	23
Der Gabbrodiabaszug von Neurode	27
Diabase und Gabbros im Eulengebirge	29
Die Vorberge des Eulengebirges	30
Der Gabbro des Zobtenberges.	31
Die Baumgarten-Grachauer Berggruppe	34
3. Das Hohe Gesenke	35
4. Das Adlergebirge	47
5. Das Jeschkengebirge	49
B. Paläozoische Schichten	54
1. Cambrium und Silur	54
2. Devon.	58
Devon östlich vom Altvater im mährischen Gesenke	66
Devon in Mähren	70
3. Culm	76
a) Culm im Waldenburger Gebirge	76
Fauna und Flora des Unterkarbons	78
b) Culm bei Görlitz	82
c) Culm im Niederen Gesenke.	83
4. Oberkarbon und Rotliegendes	85
a) Oberkarbon in Niederschlesien	85
b) Die rotliegenden Stufen und Eruptivgesteine in dem nieder- schlesisch-böhmischen Kohlenbecken.	95
Der Quarzporphyr-Lakkolith vom Hochwald bei Waldenburg	100
c) Das Oberkarbon in Oberschlesien	101

	Seite
C. Mesozoische Schichtensysteme	111
5. Trias	111
Die Erzführung des oberschlesischen Muschelkalkes	122
Der Keuper in Oberschlesien	127
6. Der Jura in Oberschlesien	127
7. Kreide	130
a) Die Löwenberger Kreidemulde	131
b) Die Heuscheuer-Glatzer Kreidemulde	133
D. Känozoische Schichtensysteme	140
8. Tertiäre Ablagerungen	140
9. Tertiäre Eruptivgesteine	147
10. Diluvium	151
III. Stratigraphie	168
IV. Die Tektonik der Sudeten	179
Einleitung	179
a) Vorculmische Bewegungen	180
b) Bewegungen während der Culm-, Oberkarbon- und Rotliegenden Zeiten	184
c) Tertiäre Bewegungen	189
d) Diluviale Bewegungen	193

Schlesien und die Sudeten.

Die Sudeten.

I. Orographische Übersicht.

Mit dem Namen der Sudeten¹⁾ werden die mannigfach gestalteten Gebirge und Höhen zwischen den beiden großen Senkungsfeldern Böhmens und Schlesiens zusammengefaßt. Diese Vielgestaltung der Sudeten erklärt sich ganz aus ihrem geologischen Bau, und selten ist es, daß die Oberflächenformen und das Flußnetz so völlig bis in alle Einzelheiten abhängig sind von der Tektonik und der Gesteinsbeschaffenheit des Gebirges, wie wir sehen werden; vor allem bilden die schwerer zu erodierenden Granite die hohen Bergkämme, während aus den leichter weggespülten Schiefen die tiefer liegenden Täler und Bergflächen zusammengesetzt sind.

Die Ordnung der Gebirgstteile ist daher am leichtesten auf einer geologischen Karte zu überblicken²⁾.

Die Sudeten reichen von der Zittauer Senke (Oberlausitzer Pforte) bis zum Südrande des Mährischen Gesenkes mit einer Länge von etwa 265 km und mit einer Breite von 60—80 km. Während die nördliche Grenze im wesentlichen durch die tertiären Brüche im kristallinen Grundgebirge und durch Basalteruptionen auf diesen Spalten gekennzeichnet wird, folgt die südliche Grenze der Sudeten einer der schärfsten Scheidelinien im Gebirgsbau Europas: hier stößt der Karpathenbogen ab gegen die quer und fremd ihm nördlich vorliegenden Sudeten; zwischen beiden Gebirgssystemen liegen Niederungen und Pforten von eminenter volksgeschichtlicher Bedeutung. Der oberste Oderlauf und die March mit ihren Zuflüssen benutzen diese tiefen Senkungen, welche von Oderberg in Schlesien über Weißkirchen und Prerau, über Kojetein und Wischau bis in die Gegend von Brünn von NO nach SW quer durch Mähren hindurchziehen. Der Paß von der Oder zur March

¹⁾ »Sudeten« ist keine volkstümliche Bezeichnung; erst im XVI. Jahrhundert hat Philipp Melanchthon durch seine Schulbücher diesen geographischen Sammelbegriff verbreitet; er ist von den Humanisten entnommen worden aus der alten Geographie des Ptolemäus, der irgendein germanisches Mittelgebirge links der Elbe, etwa den Thüringer Wald oder das Erzgebirge, mit dem Namen Sudeten belegt hatte. Siehe J. Partsch, Schlesien, eine Landeskunde für das deutsche Volk auf wissenschaftlicher Grundlage. Zwei Teile. Breslau 1896—1911; es gibt für keine Landschaft Deutschlands eine so nach allen Richtungen sorgfältig durchgearbeitete Landeskunde als dieses ausgezeichnete Werk von J. Partsch. — Vgl. auch J. Kutzen, Das deutsche Land. 5. Aufl. von V. Steinecke; mit vielen charakteristischen Landschaftsbildern. Breslau 1908.

²⁾ Siehe meine Geologische Karte des Deutschen Reiches im Maßstabe 1 : 500000, die Blätter Görlitz und Breslau. Gotha, Verlag von Justus Perthes. 1895.

(Beczwa) zwischen Neutitschein und Weißkirchen liegt nur 309 m hoch über dem Meere; hier, die Sudeten im Norden und die Karpathen im Süden, zog schon in den prähistorischen und römischen Zeiten ein Haupthandelsweg hindurch, der von der Bernsteinküste bei Danzig über Colisia (Kalisch in Polen) südwärts nach Carnuntum an der Donau (zwischen Wien und Preßburg) und nach der alten Adriastadt Aquileja mitten durch den europäischen Kontinent hindurchführte. Diese »Mährische Pforte« ist in ihrer Lage und Bedeutung nur mit der »Burgunder Pforte« (353 m) zwischen Belfort und Altkirch im Oberelsaß, zwischen Vogesen und Schweizer Jura, zu vergleichen, zwei Völkerpforten, einzig in ihrer Art in Europa.

Ihrer Länge nach teilen wir das Gebirge in die Westsudeten, welche bis zum Waldenburger Kohlenbecken reichen; hier wird die weite Senke zwischen Landeshut (440 m) und Trautenau (Parschwitzer Bahnhof 407 m) auf der niedrigen Wasserscheide zwischen dem Bober und den Elbezufüssen in 520 m von der Bahn bei Königshain überschritten. Die Mittelsudeten von Landeshut bis Glatz 294 m und Habelschwerdt 340 m; hier bildet die Glatzer Neiße eine ungefähre Grenze in nordsüdlicher Richtung bis hinauf zu den Pässen von 534 m und 601 m, auf denen die Südspitze des Glatzer Landes zusammenstößt mit dem östlichsten Zipfel von Böhmen und dem nördlichsten von Mähren, also zwischen Neiße-, Adler- und Marchquellen.

Während die West- und Mittelsudeten vorherrschend in der hercynischen Richtung von Südosten nach Nordwesten streichen, zeigen die Ostsudeten zwischen Glatz, Troppau, Olmütz und Brünn ein nördliches, ja sogar ein nordnordöstliches Streichen. Das weitausgedehnte Bergland, vorwiegend zu Mähren und österreichisch Schlesien, Grafschaft Jägerndorf, gehörig, wird durch die Zuflüsse der Glatzer Neiße, der March und der oberen Oder entwässert.

Wir beginnen die Reihe der einzelnen Gebirgszüge der Sudeten im Nordwesten von der sächsischen Grenze, wo wir mit der großen Lausitzer Granitplatte abschlossen (Bd. II, S. 187—203). Die Zittauer Senke sammelt von allen Seiten her die Zuflüsse der Görlitzer Neiße; die Stadt Zittau liegt 243 m, die Stadt Görlitz 221 m über dem Meere. Der niedrige, bewaldete Granitstock, durch welchen die Neiße unterhalb des Zittauer Braunkohlengrabens von Hirschfelde bis Ostritz in enger Erosionsschlucht sich durchgebissen hat, gehört noch zum Lausitzer (Rumburger) Granit, so daß die Grenze zwischen Lausitzer Granitplatte und Sudeten hier in einem flachen Bogen östlich über Reichenau, Friedland und Seidenberg an der unteren Wittig entlang läuft zur tiefen Bucht, welche sich zwischen Görlitz und Lauban ausbreitet.

Die ganze Senkung von Zittau bis Görlitz enthält viele Basaltkuppen, als Fortsetzung der nordböhmisches Grabenbrüche und des vulkanischen Mittelgebirges. Diese Brüche sind erst zur Tertiärzeit entstanden.

Iser- und Riesengebirge gehören zusammen; sie bilden einen gewaltigen Granitstock, obwohl der höchste Berg des Isergebirges, die Tafelfichte, 1125 m, schon jenseits des Nordrandes vom Granit auf Gneis liegt, und der höchste Berg des Riesengebirges, die Schneekoppe,

1605 m, als eine Schieferhaube dem Granit des Riesenkammes aufgesetzt ist. Über die breiten, 800—900 m hohen Granitwölbungen des Isergebirges, die mit Wäldern und Mooren dicht bedeckt sind, ragen einzelne Felsrücken nur wenig empor: Sieghübel 1120 m, Taubenhaus 1069 m; der dem Granit aufgesetzte Basaltkegel des keuligen Buchberges 999 m. Die Grenzscheide zwischen Iser- und Riesenkammgranit, der Proxenpaß, 888 m, über welchen die vielgewundene Bahnlinie von Schreiberhau herauf die Wasserscheide überschreitet und nach Böhmen hinabgleitet, ist ein ganz flacher Sattel in dem hier 1000—1100 m hohen Granitgebirge.

Der höchste Rücken des Riesengebirges steigt über die Waldgrenze auf; nur das auf steinigem Boden hinkriechende Knieholz, die Latsche, *Pinus montana* Mill., wagt sich z. T. bis auf den Riesenkamm hinauf; über Heide- und Grasflächen, über einige breitere Moorstrecken (Elbwiese und Koppenplan), über bemooste und zerklüftete Felsgruppen oder wüste Trümmerfelder ragen als höchste Kuppen über dem Riesenkamm auf: Totenwürgberg 1123 m, Reifträger 1362 m, Hohe Rad 1509 m, Große Sturmhaube 1424 m, Mädelsteine 1413 m, Kleine Sturmhaube 1440 m, Lahnberg 1489 m und endlich die Schneekoppe, mit 1605 m der höchste Berg im Deutschen Reiche außerhalb der Alpen. Unter dem 250 m hohen Nord-Steilabsturz des Hohen Rades liegen die »Schneeegruben« in die wild zerklüftete Felswand tief eingebettet.

Über eine flache Einsattelung des Riesenkammes, über die Mädelwiese, 1178 m, führt ein alter Verbindungsweg von Agnetendorf aus dem Hirschberger Kessel auf die böhmische Seite nach Spindelmühle an der Elbe.

Dem Iser-Riesengranitstocke nördlich vorgelagert dehnt sich ein weites Gneisgebiet aus zwischen der Lauban-Seidenberger Bucht und dem Hirschberger Kessel, wir nennen es das Kemnitzer Gneisgebirge. Der südliche Kamm desselben ist der höhere; er wird als »Hoher Iserkamm« auch dem Isergebirge zugerechnet; auf ihm liegen der Hochstein, 1058 m, der Cornelsberg, 1123 m, an dessen Nordostseite eine hohe Straße die Wasserscheide zwischen Zacken und Queis überschreitet; nördlich davon der Kemnitzberg, 958 m, und endlich westlich über Flinsberg die Tafelfichte, 1123 m. Der nördliche Teil dieses Gneisgebirges, zwischen Hirschberg und Marklissa gelegen, fällt so rasch ab vom hohen Iserkamm, daß er zum großen Teil reich angebaut ist; in ihm setzen einige Basaltkuppen auf (Greifenstein 460 m).

Der tief eingebrochene Hirschberger Kessel ist eine orographisch sehr auffallende Erscheinung; liegt er doch gerade unter dem höchsten Gebirgsteile, dem Riesenkamm; der Zusammenfluß von Zacken und Bober in der unteren Stadt Hirschberg liegt mit 330 m Meereshöhe nur 19 km in der Luftlinie entfernt von der 1605 m hohen Schneekoppe. Der Hirschberger Kessel ist zu vergleichen mit der Zittauer Senke: beides sind tertiäre Einbrüche; beide sind aufgefüllt mit Moränen, welche neben einheimischen auch skandinavische Geschiebe enthalten.

Noch weiter nördlich breitet sich ein niedriges Bergland aus, das Katzbacher oder Katzengebirge, zwischen Freiburg, Goldberg,

Löwenberg und Lauban gelegen. Die Bergzüge streichen von Südost nach Nordwest und erheben sich 400—700 m über das Meer. Dieses Bergland setzt sich zusammen aus cambrischen und silurischen Tonschiefern, welche an Verwerfungen abstoßen gegen die Gneise und Granite des Kemnitzer und des Riesengebirges. Diskordant lagern über dem alten Schiefergebirge die Rotliegenden, Trias- und Kreidestufen. Zu diesen Vorbergen gehören zahlreiche Basaltkuppen (Probsthainer Spitzberg, 501 m), z. T. wie bei Goldberg und Jauer schon in der Liegnitzer Diluvialebene gelegen, und der Striegauer Granit (Georgsberg, 353 m, eine Basaltkuppe auf dem Granit nahe NW über der Stadt Striegau), sowie die altpaläozoischen Schiefer nördlich desselben in der Striegauer Ebene unter Diluvium. In Liegnitz (Bahnhof 120,7 m NN) ist die Tiefebene erreicht.

Die Südseite des Iser-Riesenkammes dacht sich allmählich zum böhmischen Kreidetiefende ab. Zunächst an dem Kammgranit lagert sich ein breites Glimmerschiefergebirge an, dessen höchste Punkte von der Schwarzen Koppe, 1411 m, bei den Grenzbauden, 1040 m, nach Südwesten um die Schneekoppe herumziehen über den Brunnberg, 1555 m, und Ziegenrücken, 1424 m, zum Krkonos, 1419 m, und Kesselkoppe, 1434 m; auch weiter südlich ragen die Berge zwischen den Elbzufüssen noch hoch auf: Plattenberg 1426 m, Fuchsberg 1363 m und Schwarze Berg 1299 m. Erst jenseits der Glimmerschiefer verflachen sich die rotliegenden Vorberge bei Hohenelbe und Trautenau auf 600—700 m. Ganz im Süden bei Königinhof an der Elbe brechen noch einmal unter dem Rotliegenden die Granite und cambrischen Schiefer auf, im Switschin Berge zu 671 m am Nordrande der Kreideebene aufsteigend.

Dieses altpaläozoische Schiefergebirge zieht sich von den Elbgründen nach Westen um den Südrand des Isergranites herum und endigt schließlich nach Nordwesten im Jeschkengebirge (1010 m), das bei Pankratz bis an die Zittauer Pässe heranreicht; die Nordabhänge des Jeschkengebirges werden von den Quellzuzflüssen der Görlitzer Neiße entwässert.

In den Mittelsudeten erhebt sich das Eulengebirge als ein 700—900 m hoher, ziemlich geschlossener Gebirgswall über der schlesischen Diluvialebene; geradlinig in der sudetischen NW-Richtung schneiden seine dichtbewaldeten Gneisrücken in etwa 400 m Meereshöhe gegen das vorliegende mit fruchtbarem Diluviallehm bedeckte Reichenbacher Hügelland ab. Die nordöstliche Abdachung des Eulengebirges ist etwas flacher als die südwestliche, so daß der Kamm des Gebirges auf seiner Westseite liegt: hier erreicht die Hohe Eule 1014 m Höhe; sie steht 18 km in der Luftlinie südlich der ehemaligen, einst berühmten Festung Schweidnitz, welche in 247 m an der Weistritz bereits in der subsudetischen Ebene liegt. Als ein letzter Bergpfosten erhebt sich aus der Ebene 15 km östlich von Schweidnitz der 718 m hohe Zobten, zur Hälfte aus Granit, zur andern Hälfte aus Gabbro zusammengesetzt und von Diluviallehm umlagert.

Auf den Gneis des Eulengebirges lagert sich die große Waldenburg-Schatzlarer Mulde von Karbon-, rotliegenden und Kreidestufen; die Mitte dieser von SO nach NW streichenden Mulde nehmen die

mächtigen Quadersandsteine des Heuscheuergebirges ein. Zwischen dem Eulen- und dem Heuscheuergebirge hat sich in die rotliegenden Stufen die Steine ihr breites Tal eingeschnitten, welches nahe unterhalb Glatz in die Neiße einmündet; von den Südabhängen des Heuscheuergebirges laufen die zahlreichen Zuflüsse der Mettau ab, um sich sämtlich oberhalb Nachod in dem Durchbruch nördlich von dem kleinen Granitstocke des Dobrosow, 622 m, zu vereinigen. Das Heuscheuergebirge selbst ragt 700—900 m auf: Spiegelberg 915 m, Heuscheuer 919 m, Spitzberg 783 m und im Norden als ein Eckpfosten der wildzerklüftete Adersbacher Felsen, der Storchberg 784 m.

Nach Südosten reichen die Kreidestufen des Heuscheuergebirges bis nach Habelschwerdt und Mittelwalde in der Grafschaft Glatz. Die obere Kreide lagert hier im Glatzer Gebirge nicht mehr auf Rotliegendem, sondern auf Granit und Glimmerschiefer; die beiden langen Granitrücken des Habelschwerdter (Kohlberg 962 m) und des Adlergebirges (Deschneyer Koppe 1114 m) streichen parallel zueinander noch in der nordwestlichen hercynischen Richtung, während nun jenseits der oberen Glatzer Neiße das nördliche Streichen des kristallinen Grundgebirges in den Ostsudeten einsetzt.

Diese Ostsudeten bilden ein weitausgedehntes, waldreiches Gebirge, dessen hohe Westhälfte, das Reichensteiner Gebirge und der Altvater, oder im ganzen das »Hohe Gesenke« genannt, vorherrschend aus Gneisgraniten und Glimmerschiefern, dessen niedrigere Osthälfte, das Niedere oder Mährische Gesenke¹⁾ genannt, vorherrschend aus devonischen und unterkarbonischen Stufen zusammengesetzt werden. Daß sich die beiden Richtungen, einerseits die junge hercynische Erhebung am Südrande des oberschlesischen Tieflandes, und andererseits das alte NO-Streichen des Grundgebirges, in diesen Gebieten durchkreuzen, erkennt man an dem bogenförmigen Verlauf der Wasserscheiden und der höchsten Bergkämme. Dem entsprechend ziehen die Flüsse ihre Täler bald in der SO-, bald in der NO-Richtung; so fließt die Oppa bis Erbersdorf nach SO, bis Jägerndorf nach NO und in ihrem Unterlaufe bis zur Odereinmündung wieder nach SO. Die Täler und Paßübergänge im Altvatergebirge streichen von Freiwaldau auf der schlesischen Seite nach SW hinüber nach Mähren, und zwar haben sie sich in die Züge der weichen Glimmerschiefer zwischen die hohen Granitrücken eingebettet.

Im Reichensteiner Gebirge stehen auf der Wasserscheide über der schlesischen Ebene: Königshainer Spitzberg 753 m, Jauersberg 870 m, Heidelberg 902 m, Schwarze Berg 1062 m und Schmiedekopf 990 m; von hier aus biegt die höchste Kammlinie nach Südwest um auf der Wasserscheide gegen die nördlichsten Marchzuflüsse: Fichtlich 1128 m, Dürre Koppe 1322 m und Spieglitzer Schneeberg 1422 m.

Das Altvatergebirge wird vom Fichtlich im Reichensteiner Gebirge abgeschieden durch die Paßhöhe des Ramsauer Sattels 759 m,

¹⁾ »Gesenke«, früher »Gesenik« geschrieben, soll sich ableiten vom slavischen *geseniké hory* = Eschengebirge; ebenso wie das Jeschkengebirge seinen Namen von *jesenik* oder *geseniké hory* tragen soll; siehe J. Gränzer, Der Reichenberger Bezirk; aus Heimatskunde des Reichenberger Bezirks, S. 23. Reichenberg 1905.

welchen die Bahnlinie von Ziegenhals nach Hohenstadt überschreitet. Der Kamm des Gebirges zieht zunächst nach Südosten: der weither sichtbare schroffe Granitgipfel der Hochschar 1352 m; dann der Kepernikstein auf dem Glaserberg 1424 m und die Bärenfangkoppe 1216 m. An dem Rotenbergpasse 1021 m wendet sich der Kamm des Gebirges nach Süden auf der Wasserscheide zwischen Oppa, die der Oder und dem baltischen Meere, und der March, die der Donau und dem schwarzen Meere zufließen; hier steht über dem Passe der schöngeformte, aussichtsreiche Gipfel des Rotenberges 1333 m; dann folgen der 1490 m hohe Altvater selbst, die Hohe Haide 1464 m und der Hirschkamm 1366 m. Diese höchsten Rücken des Altvatergebirges sind baum- und strauchlos; aber das Knieholz, welches auf den noch höheren Riesenkamm hinaufkriecht, fehlt hier; Gras, Heide, Moos überziehen die Hochflächen über der Waldgrenze im Altvatergebirge.

Das Mährische Gesenke endlich liegt ganz im Flußgebiete des obersten Oderlaufes: Oppa, Mohra, die Oder selbst und die zahlreichen wasserreichen Quellbäche dieser Flüsse entwässern das Gesenke nach Südosten; die Quellbäche der March nach Süden. Da alle diese Zuflüsse der Oder und March am Altvatergebirge, dem »Hohen Gesenke«, entspringen, so folgt hieraus schon eine flachere Abdachung für das »Niedere Gesenke«; die Bergflächen zwischen den vielen Taleinschnitten bleiben meist unter 700 m. Ganz im Norden am Erhebungsrande der Sudeten über der schlesischen Ebene erreicht das Gesenke seine größte Höhe: Bischofskoppe 890 m und Lochberg 867 m bei Zuckmantel. Im südlichen Gebiete zwischen Freudenthal und Bärn sitzen einige breite Basalkuppen auf dem Grauwackengebirge: der große Raudenberg 780 m, der Messendorfer Berg 656 m, der Köhlerberg 674 m und andere.

Bemerkenswert ist, daß die Oder selbst im südlichsten Teile des Gesenkes, in dem Odergebirge, entspringt, und daß ihre Quelle zwischen Wachhübel 675 m und Fiedlhübel 681 m nur in 634 m Höhe über dem fernen Baltischen Meere liegt. Da die Oder an der schlesischen Grenze bei Oderberg schon eine Tiefe von 200 m erreicht hat, so ersieht man daraus, wie ungemein tief das schlesische Tiefland liegt: denn von Oderberg bis Swinemünde hat der Fluß noch 600 km weit zu laufen (Breslau 114 m).

Die europäische Wasserscheide zeigt in Mähren zwei niedrigste Punkte: die mährische Pforte zwischen March (Donau) und Oder bei Weißkirchen liegt nur 309 m über dem Meere. Der zweite niedrigste Punkt der Wasserscheide zwischen der stillen Adler (Elbe) und March (Donau) liegt auf dem flachen Sattel bei Abtsdorf (südlich Böhmisches Trübau) noch auf böhmischer Seite, nur 434 m hoch über dem Meere: der Abtsdorfer Sattel ist offenbar ein alter Taleinschnitt quer durch den 550–600 m hohen S-N-streichenden Höhenzug von turonen Kreidemergeln. Dieser Sattel führt hinüber in die breite diluviale Niederung von Landskron und Mährisch-Trübau, welche Niederung entwässert wird durch zahlreiche Zuflüsse der Sazawa. Diese Zuflüsse sammeln sich bei Budigsdorf in 330 m Meereshöhe zu einem Strome, welcher quer durch das 550–600 m hohe (Nagelsberg 594 m nahe über Budigsdorf) kristalline Grundgebirge durchbricht und bei Hohenstadt in die

March einmündet. In ähnlicher Weise quert etwas weiter südlich von Mährisch-Trübau her die Trebovka den hohen Gebirgszug und mündet bei Moraviczan in die March.

Diese hydrographischen Verhältnisse sind bisher nicht näher untersucht worden. E. Tietze erwähnt das Folgende¹⁾: »Bei Abtsdorf und Geyer ist die Provenienz der dort auftretenden Quarzgerölle besonders schwer zu erklären, wenn man nicht einen Transport der Gerölle von weither annimmt. Hier wie bei Rothwasser liegt der (diluviale) Schotter überdies auch auf der Höhe oder doch in der Nähe der Wasserscheide zwischen Elbe und Donau, was auf Änderungen in den Flußläufen, die noch in geologisch junger Zeit erfolgt sind, schließen läßt.«

Ich bemerke hierzu, daß die Querdurchbrüche der Flüsse Sazawa und Trebovka durch die N-S-streichenden Gebirgszüge, sowie die übrigen Flußrichtungen dieser Landgebiete sich überhaupt nicht deuten lassen, ohne wesentliche tektonische Bewegungen zur diluvialen Zeit anzunehmen.

Im zweiten Bande S. 512 hatte ich die Hypothese aufgestellt, daß die obere Elbe während der Haupteiszeit durch Böhmen nach Süden und zur March, also in die Donau, geflossen sei, weil die nordische Eisdecke damals bis in das Elbsandsteingebirge oberhalb Pirna lag, und also ihre Schmelzwasser nach Süden abgeflossen sein müssen.

Durch Untersuchung der diluvialen Schotterterrassen von der Elbe bei Pardubitz bis über die Wasserscheide hinüber zur March müßten diese merkwürdigen hydrographischen Verhältnisse zwischen Böhmen und Mähren aufgeklärt werden. Man würde dadurch auch feststellen können, warum die auf Pläner lagernden Diluvialterrassen der Wasserscheide bei Abtsdorf so viele Quarzgerölle enthalten.

II. Die Gesteine und Schichtensysteme in den Sudeten.

Einleitung.

Wir haben in der orographischen Übersicht bereits erwähnt, daß große Teile des Gebirges aus Granit und Gneis bestehen. Um die Granitstöcke herum legen sich die Glimmerschiefer, durch Kontaktmetamorphose der Granite aus cambrischen und silurischen Schiefem umkristallisiert. Devon finden wir in den westlichen Gebieten des Mährischen Gesenkes. Danach folgen die stark ausgeprägte Diskordanz gegen den auflagernden Culm und die weniger kräftige gegen das Oberkarbon, über welches das Rotliegende weit übergreift. Auf dem Rotliegenden liegt nahezu konkordant Buntsandstein und Muschelkalk, deren Reste jedoch nur am Nordrande der Sudeten im Bober-Katzbachgebirge übriggeblieben sind. Keuper und Jura fehlen hier. End-

¹⁾ Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Landskron-Mährisch-Trübau 1:75000. S. 29. Wien 1904.

lich überdecken als jüngste Sedimente, diskordant übergreifend von der Trias an auf alle älteren Formationen bis auf die Gneise und Granite die Stufen der Oberen Kreide; sie lagern längs des ganzen Südrandes der Sudeten vom Jeschkengebirge an ununterbrochen durch Böhmen bis nach Mähren hinein; auf der Nordseite umgeben größere Kreideschollen das Katzbachgebirge bei Lauban, Löwenberg und Goldberg; sie steigen bis auf die Höhe dieses Gebirges bis nahe an den Hirschberger Kessel hinauf. In größerer Ausdehnung sind die Oberen Kreidestufen mitten auf der Waldenburger Mulde im Heuscheuergebirge erhalten: in geschlossener Masse lagern sie hier im Norden auf dem Rotliegenden, im Süden auf dem kristallinen Grundgebirge und reichen von Nordwesten oberhalb Landeshut über die Heuscheuer nach Südosten bis jenseits der Südspitze der Glatzer Grafschaft.

Diese Lagerung der Oberen Kreidestufen zu beiden Seiten und auf den mittleren Teilen des jetzigen böhmisch-schlesischen Grenzgebirges beweist uns, daß jedenfalls die Mittelsudeten unter dem Spiegel des Kreidemeeres versunken lagen, während im Norden das Iser- und Riesengebirge, im Süden der größte Teil der Ostsudeten über dem Kreidemeere aufragten; durch die Denudation der Granitrücken entstanden die Quadersandsteine¹⁾.

Die Braunkohlenformation in dem Zittau-Laubaner Senkungsgebiete ausgenommen, sind die gesamten Sudeten frei von tertiären Ablagerungen. Diese lagern erst unter der diluvialen Decke des subsudetischen Hügellandes und der schlesischen Tiefebene.

Daß die nordischen Gletscher zur Diluvalzeit über dem Nordrand der Sudeten standen, und daß lokale Gletscher von den hohen Gebirgskämmen niederstiegen, habe ich bereits in dem Kapitel über die glazialen Ablagerungen im norddeutschen Tieflande (II. Bd. S. 487—490) erwähnt. Auch der Löß wurde noch in einige Taltiefen des Gebirges hinaufgeweht aus der schlesischen Ebene, in welcher sehr große Gebiete aus Sanden bestehen, jetzt mit ausgedehnten Kieferwäldern oder mit Kiefern und Birkenhaiden bewachsen, die Sandar²⁾ der diluvialen Eiszeit.

¹⁾ Vgl. in bezug auf die Lausitzer Granitplatte und das Elbsandsteingebirge Bd. II, S. 181.

²⁾ »Sandar« ist der Pluralis von »Sandr«; nach Th. Thoroddsen ist »Sandr« ein altisländisches Wort, das jetzt auf Island nicht mehr gebraucht wird. Jetzt soll es Sandur oder Sandür heißen. Vgl. H. Spethmann: Sandar, Sander, Sandur oder Sandr; im Zentralblatt für Min. 1911, Nr. 21, S. 673—675. Stuttgart. — Wir Deutschen haben einen so ausgeprägten philologischen Sinn, daß wir uns stets eifrig bemühen, alle Fremdwörter richtig aussprechen zu wollen, richtig, d. h. so wie es die fremden Eingeborenen selbst aussprechen oder schreiben. Dieses Bemühen kann naturgemäß zumeist nicht erfolgreich sein; z. B. russisch, chinesisches oder afrikanisch und indianisch lernen wir ja doch nicht! Die Engländer und Franzosen machen sich die Aussprache von Fremdwörtern bekanntlich leichter als wir Deutschen. Im II. Bande meiner Geologie, S. 476, Anm. 1 ist also zu verbessern, daß die Form »Sandar« Pluralis von »Sandr« ist. Ob wir nun die alte isländische Form »Sandar« oder die neuisländische Form »Sandur« oder »Sandür« für unsere deutschen Sandflächen, wie den Fläming in der Mark, anwenden, scheint mir ziemlich gleichgültig.

A. Das kristalline Grundgebirge in den Sudeten.

1. Iser- und Riesengebirge.

a) Gneisgranite und Glimmerschiefer.

Wenn wir im Westen des Hirschberger Kessels den Gebirgsrand betreten, lernen wir die Gesteine des weiten Gneisgebietes kennen, das sich im Kemnitzgebirge auf der Nordseite des Isergranites bis zur Zittauer Senke in der Gegend von Friedland und Lauban ausdehnt. Die innige Mischung von Granit und Glimmerschiefer, welche als »Gneis« bezeichnet wird, ist hier weit verbreitet. In einigen Bergzügen, besonders zwischen Hirschberg und Greiffenberg, herrscht der massige Granit vor, und in einem lang durchziehenden Streifen, der nach Westen bis in das Wittigtal oberhalb Friedland zu verfolgen ist, überwiegt der Glimmerschiefer; zumeist aber sehen wir den flaserigen, glimmerreichen Gneis, gelegentlich durch groß ausgeschiedene Feldspate als »Augengneis« ausgebildet.

Karl von Raumer¹⁾, der älteste Geognost Schlesiens, hatte diese Gneismasse »Gneisgranit« genannt und hielt sie wesentlich für einen Granit, der nur stellenweise in Gneis übergehe. Auf Grund seiner genaueren Kartenaufnahme im Jahre 1857 gelangte Gustav Rose²⁾ zu der Ansicht, »daß man es hier mit zwei ganz verschiedenen Gebirgsarten zu tun hat, mit einem Gneise und mit einem darin aufsetzenden Granite«. Diese Ansicht G. Roses entsprach der damaligen Auffassung, bei der man den »Gneis« für ein ursprüngliches Erstarrungsgestein der Erdkruste hielt³⁾.

Nach der neuesten Theorie, die ich im II. Bande vertreten habe⁴⁾, ist der Gneis ein aus Granit und kontaktmetamorphen Schiefen gemischtes Gestein; dieser »Gneisgranit« entsteht nur in dem Falle, daß das Granitmagma konkordant in die parallelförmig auseinander blätternen Schiefer eingedrungen war⁵⁾.

¹⁾ Karl von Raumer, Das Gebirge Niederschlesiens, der Grafschaft Glatz und eines Teils von Böhmen und der Oberlausitz, geognostisch dargestellt; mit Karten. Berlin 1819.

²⁾ E. Beyrich, G. Rose, J. Roth und W. Runge, Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden. 9 Blätter im Maßstabe 1:100000 Erläuterungen zu dieser Karte herausgegeben von J. Roth; mit einer Übersichtskarte und 3 Tafeln. Berlin 1867. — Trotz veralteter Anschauungen immer noch das grundlegende Werk für die Geologie des niederschlesischen Gebirges, da die Spezialaufnahmen der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt hier erst begonnen haben.

Ich habe das Riesengebirge unter der freundlichen Führung von E. Dathe kennen gelernt, des Kgl. Preuß. Landesgeologen, welcher mehrere Jahrzehnte seine Kraft den niederschlesischen Gebirgen gewidmet hat.

³⁾ Justus Roth, Allgemeine und Chemische Geologie. III. Bd., S. 7 ff. Berlin 1890.

⁴⁾ Vgl. die betreff. Abschnitte über die Gneise im Erzgebirge, im Granulitgebirge u. a. im II. Bande.

⁵⁾ Vgl. im II. Bande, S. 106, Profil 23: Gneisgranit-Lakkolith mit konkordantem Schiefermantel; und meinen Aufsatz: »Über die wesentlichen Unterschiede zwischen diskordanten und konkordanten Granitstöcken und zwischen Kontakt- und Regionalmetamorphose der Granite« in Geolog. Rundschau, Bd. III, Heft 1. Leipzig 1912.

So ist es auch hier in den weiten Gebieten des Kemnitzgebirges: Die größte Masse der »Gneise« bildet ein zweiglimmeriger Granit; stellenweise und besonders in dem niederen Teile des Gebirges in langen Zügen beobachtet man den massigen Granit; in größerer Verbreitung aber herrscht diejenige Mischung von Granit und Glimmerschiefer, welcher der Name »Gneis« zukommt.

Wir haben hier im Kemnitzgebirge die oberen Teile und die Decke eines konkordanten Gneisgranitlakkolithen vor uns; zur tieferen Decke gehören die »Gneise«, zur höheren die Glimmerschiefer; die letzteren sind am besten erhalten in der schmalen und langen Grabensenkung von Voigtsdorf bei Warmbrunn über Blumendorf und Ullersdorf bis Liebwerda und Raspenau an der Wittig. Bei letzterem Orte liegt konkordant in den Glimmer- und Hornblendeschiefern auch ein weißer, dolomitischer Marmor¹⁾ in mehreren Lagern — ein sicheres Zeichen, daß wir uns mit dieser Zone in den kontaktmetamorphen Gesteinen des Schiefermantels befinden.

Diese Marmorlager in dem 418 m hohen »Kalkberge« südlich Raspenau über dem linken Wittigufer sind in mehrfacher Beziehung bemerkenswert. Es wurde aus ihnen *Eozoon canadense* beschrieben²⁾; obwohl aus der jetzigen Struktur und Zusammensetzung des Eozoons sich nicht ein fossiler Organismus nachweisen läßt (vgl. Bd. II. S. 117), so sind doch ohne Zweifel diese wie andere Marmore vor ihrer Umkristallisierung im Kontakthofe der Granite zoogene Kalksteine gewesen, ebenso wie die Glimmerschiefer, denen sie linsenförmig einlagern, ursprünglich sedimentäre Tonschiefer altpaläozoischem Alter waren.

Die Marmorlager und Glimmerschiefer streichen bei Raspenau von NO nach SW im Bogen senkrecht auf die Grenze gegen den jüngeren Isergebirgsgranit zu; sie fallen mit 40° in NW ein³⁾.

Der Marmor zeigt noch seine ehemalige Schichtung durch den Wechsel von fein- und grobkörnigen Bänken, sowie durch farbige Bänderung. Untergeordnet hat K. Richter im Mikroskop zwischen den Kalkspäten die folgenden Mineralien nachgewiesen: Olivin, meist zu Serpentin umgesetzt; Granat, Tremolit; farblosen Glimmer; Quarz selten; Chlorit, Spinell, Rutil, Zirkon, Korund, Titanit, Zoisit; Magnetkies, Pyrit, Magnet Eisen, Eisenglanz. Grüne und graue glimmerreichere Lagen enthalten viel Pyroxen (Diopsid), grünen Amphibol, Biotit (Phlogopit); wenig Feldspat und Epidot.

Im Hangenden und Liegenden der Marmorlager treten Amphibolit-, Chlorit-, auch Pyroxenschiefer auf, welche Feldspat (Ortho- und Pla-

¹⁾ Nach der chemischen Analyse enthält er 75,87% CaCO_3 und 24,52% MgCO_3 ; siehe J. Roth, a. a. O., S. 27. Berlin 1867.

²⁾ Ant. Fritsch, Über das Vorkommen des *Eozoon* im nördlichen Böhmen (bei Raspenau). N. Jahrb. f. Min., S. 352—354. Jahrg. 1866. Stuttgart. — Die stets gleichartige Struktur der *Eozoon* genannten knolligen Partien in metamorphen Marmoren, welche dem kristallinen Grundgebirge an den verschiedensten Orten der Erde einlagern, und die stets gleichmäßige Erfüllung der Streifen und Schnüre im Kalkspat mit Serpentin deuten meiner Ansicht nach schon durch ihre Gleichartigkeit auf organische Entstehung; aber die Art des Fossiles kann wegen der starken Umkristallisierung der ganzen Gesteinsmasse nicht mehr nachgewiesen werden.

³⁾ K. Richter, Der körnige Kalk des Kalkberges bei Raspenau in Böhmen. Jahrb. k. Geol. Reichsanstalt, 54. Bd., S. 169—214. Wien 1904.

gioklase) enthalten. Dann folgen regelrechte Glimmerschiefer, die Muscovit, Biotit, Feldspäte, Quarz, Andalusit, Turmalin, Korund, Eisenglanz u. a. führen.

Daß die Glimmerschiefer schließlich auch hier bei Raspenau in »Gneise« übergehen, ist nach meiner Auffassung der kristallinen Schiefer ganz natürlich, da ich solche Gneise als Mischgesteine von Granit und Glimmerschiefer ansehe (vgl. Bd. II. S. 108).

Der gesamte Schichtenkomplex ist metamorph im Kontakt der älteren Granite des Kemnitzgebirges aus altpaläozoischen Schiefen und Kalksteinen entstanden. Der jüngere Granit des Iser-Riesengebirges konnte bei seinem Durchbruch die kristallinen Schiefer nicht weiter verändern, da sie bereits durch den älteren Kemnitzgranit vollständig umkristallisiert waren.

Auch bei Alt-Kemnitz lagert eine Marmorlinse im Glimmerschiefer; dieser Marmor enthält dieselben Mineralien wie bei Raspenau.

Die Voigtsdorfer Grabensenkung der Glimmerschieferzone bildet eine charakteristische Grenze zwischen dem hohen Kemnitzkamm im Süden und dem flacheren nördlicheren Teil des Kemnitzgebirges. Die Abbrüche sind in dem Waldgebirge und in den Gneisen schwer im genaueren Verlaufe zu verfolgen.

Außer diesem 40 km langen, in sich zusammenhängenden Glimmerschieferzuge von Raspenau bis Voigtsdorf trifft man überall in dem Kemnitzer Gneisgranit konkordant eingeschaltet größere und kleinere Einlagerungen und Einschlüsse von Glimmerschiefern, welche uns beweisen, daß wir hier, sowie in den Gneisgebieten des Erzgebirges, eine Einblätterung der Schieferdecke in die oberen Teile eines ursprünglich flach unterlagernden Granitlakkolithen vor uns haben. Diese Gneisgranite sind demnach vor der präkarbonischen Faltung in größerer Erdtiefe in die altpaläozoischen Schiefer eingedrungen und haben die Schiefer in Glimmerschiefer kontaktmetamorph umkristallisiert. Daß dabei jede primäre Kataklaststruktur im Gneis fehlt, beweist, daß das Granitmagma nicht unter besonders großem Druck¹⁾ in die Schiefer eingedrungen ist; im Gegenteil blätterten die Schieferschichten durch ihre Schwere langsam und friedlich nach unten in das spezifisch leichtere und plastische Magma des Granitlakkolithen hinein.

Daß auch hier im Kemnitzer Gebirge zuweilen der jüngere massige Biotitgranit des Riesenkamm-Lakkolithen in mächtigen Gängen die Gneise durchbricht, das kann man in einzelnen Aufschlüssen, vor allem in den Schluchten des Bober und der Kemnitz zwischen Hirschberg und Mauer beobachten; diese guten und für die Sache maßgebenden Aufschlüsse hatte bereits Gustav Rose aufgefunden und beschrieben²⁾. Auch E. Rimann³⁾ gibt einen solchen Aufschluß an aus dem Eisenbahneinschnitt zwischen Hirschberg und Reibnitz.

1) Die gestreckte und faserige Gneisstruktur wurde früher allgemein als die Folge von starker Pressung des Granitmagma während der Eruption angesehen.

2) Vgl. die Angaben G. Roses aus den Felsschluchten des Bober und der in ihn einmündenden Kemnitz, in J. Roth, a. a. O., S. 16 ff. Berlin 1867.

3) E. Rimann, Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. Bd. 31, 1., S. 482–534. Mit geolog. Übersichtskarte Taf. 28. Berlin 1910.

Der Granitgneis des Kemnitzer Gebirges ist ein zweiglimmeriger Granit. Der Biotit war ursprünglich allein vorhanden. Man sieht aber auf den Feldspäten, besonders auf den großen Orthoklasen im Augengneis und auf den Spaltungsflächen der Feldspäte sehr viele, kleine Muscovitblättchen sitzen, die offenbar erst sekundär auf wässerigem Wege durch Auslaugung der Kalifeldspäte entstanden sind. Außerdem aber sind die Biotite selbst häufig entfärbt und blaß geworden, wie L. Milch zuerst nachgewiesen hat¹⁾.

Als unwesentliche Mineralien erscheinen: Mikroklin, Oligoklas, Turmalin, Cordierit (Pinit). Dort wo der Biotit in auffälliger Frische mit Andalusit, Muscovit, Sillimanit und Granat putzenweise auftritt, dürfte er (gleichzeitig mit den übrigen Mineralien) aus umgewandeltem Schiefermaterial entstanden sein (E. Rimann S. 502). Gelegentlich zeigt der Granit eine grobporphyrische Struktur. Der körnige Gneisgranit geht oft ohne scharfe Grenze in den grobfaserigen und gestreckten Gneisgranit über, der den größeren Teil der Oberfläche im Kemnitzgebirge einnimmt. Die mineralogische Zusammensetzung ist die gleiche wie im körnigen Gneis; nur die Menge und Größe der Biotite nimmt zu und bedingt die faserige Struktur. Durch groß (bis 5 cm) ausgeschiedene Orthoklase entsteht häufig der sog. Augengneis. Solchen Augengneis findet man z. B. unterhalb Hirschberg am Hausberge gegen die Sattlerschlucht bis gegen das Weltende auf der linken Boberseite; dort steht ein grobflaseriger Gneis mit dunkelbraunen bis schwarzen Biotitaggregaten mit Quarzschnüren und großen Orthoklaskristallen in weiter Verbreitung an.

Wie gewöhnlich sind die Gneisgranite nicht mehr frisch, sondern mehr oder weniger stark verwittert; die Feldspäte sind im Innern matt, nur ihre Spaltungsflächen glänzen, z. T. durch die sekundären kleinen Muscovitblättchen. An Verwerfungen und Bruchklüften wurden die Granite oft stark zerquetscht, wie z. B. bei Bober-Röhrsdorf.

Gegen Norden schneiden die Gneisgebiete des Kemnitzgebirges mit jungen Verwerfungen von Hirschberg bis Lauban in sudetischer Richtung (SO—NW) ab an dem altpaläozoischen Schiefergebirge des Bober- und Katzbachgebirges.

Das cambrisch-silurische Schiefergebirge lag natürlich ehemals auch über dem Kemnitzgebirge, dessen Glimmerschiefer wir ja als den unteren kontaktmetamorphen Teil des altpaläozoischen Schiefergebirges auffassen; die Schiefer lagerten konkordant über den flachgewölbten Gneisgranit-Kuppeln des Kemnitzgebirges analog den Gneisgranit-Kuppeln des Erzgebirges.

¹⁾ L. Milch, Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. II. Teil. N. Jahrb. f. Min. Beilageband XV, S. 105—204. Stuttgart 1902. Es ist nicht einzusehen, weshalb die Neubildung von Muscovit durch »starken Gebirgsdruck« (S. 129) bewirkt sein soll. Das ist die Verwechslung von den mechanischen Druckwirkungen und den chemischen Umsätzen durch Wasser bei der Kontaktmetamorphose der Granitlakkolithe oder auch nur bei der Verwitterung der Gesteine im Erdboden. Diese irrtümliche Vereinigung von mechanischen und chemischen Vorgängen nannte man früher »Dynamometamorphose«, ein Schlagwort, welchem die falsche Voraussetzung zugrunde lag, daß durch Druck chemische Lösungen und chemische Verbindungen erzeugt werden könnten.

Durch den jüngeren Riesengebirgsgranit zersprengt, sehen wir die Glimmerschiefer- und Gneisgebiete auf der Ost- und Südseite des Riesen- und Iserkammes fortsetzen: die Glimmerschiefer ziehen von Kupferberg am Bober nach Süden bis hinauf zur Schwarzen Koppe und von hier auf die Südseite des Riesengebirges. Hier auf der böhmischen Seite dehnt sich das Gebiet der kristallinen Schiefer und der älteren Gneisgranite weit aus bis nach Johannsbad und Hohenelbe.

Wir treffen in diesen tief eingeschnittenen Tälern der Aupa und der übrigen Quellzuzüsse der Elbe dieselben Gesteine an wie drüben im Kemnitzgebirge: unten Gneisgranite, oben Glimmer- und Hornblendeschiefer; zahlreiche und zum Teil langgestreckte Marmorlager sind dort den kristallinen Schiefnern eingelagert.

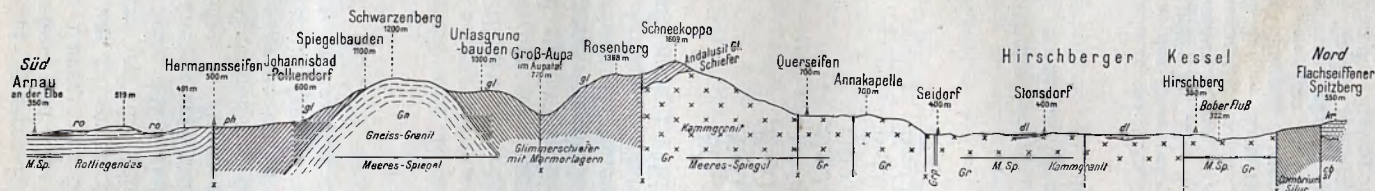
b) Der Kammgranit.

Der Granit des Riesen- und Iserkammes ist ein grobkörniges Gestein von sehr einförmiger Ausbildung; durch die groß ausgeschiedenen hellrötlichen Orthoklaskristalle erscheint er im ganzen blaßrot oder fleischfarben; die mittelkörnige Grundmasse enthält neben rötlichen Orthoklasen weiße bis hellgrünliche Oligoklase, hellgraue Quarze und dunkelbraune rundliche, kleine Tafeln und Schuppen von Biotit; selten erscheinen Hornblende und Apatit; häufiger Zirkon, Titanit, Orthit und Granat. Eine Durchschnittsanalyse des Riesengebirgsgranites ergab nach L. Milch¹⁾:

SiO ₂	72,4 %
Al ₂ O ₃	14,6 »
Fe ₂ O ₃	1,6 »
FeO	1,1 »
MgO	1,4 »
CaO	2,3 »
K ₂ O	2,9 »
Na ₂ O	2,3 »
H ₂ O	1,4 »
	<hr/>
	100,0 %

Pegmatitische Gänge und kleinere Ausscheidungen mit großen Orthoklasen, sowie aplitische Gänge sieht man häufig in den Iser- und Riesengraniten; sie sind wie gewöhnlich durch mehr Quarz und

¹⁾ Durchschnitt aus 9 Analysen. L. Milch, Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. I—IV Teile. N. Jahrb. Min. Beilagebd. XII, S. 115—237. 1898; Bd. XV, S. 105—204. 1902. Stuttgart. Im ersten Teile ist die ältere Literatur angegeben, aus der grundlegend ist: Gustav Rose, Über den Granit des Riesengebirges; in Ber. Berl. Akad. 1842, S. 247 und Poggendorffs Ann. Bd. 56, S. 617. — Chemische Analysen in L. Milch, Über Spaltungsvorgänge in granitischen Magmen, nach Beobachtungen im Granit des Riesengebirges. Stuttgart 1906. — Den G. Rosaschen Namen »Granitit« für den Biotitgranit wieder aufzunehmen, sehe ich keine Veranlassung, wie ich schon im II. Bande, S. 338, Anm. 3 für den Brockengranit ausgesprochen habe; um so weniger, nachdem L. Milch für den Riesengebirgsgranit nachgewiesen, daß im zweiglimmerigen Granit südlich des Iserkammes der Muscovit erst sekundär entstanden ist.



Profil 1 (Maßstab der Länge 1:200000, zweifach überhöht)
durch das Riesengebirge von der Elbe bis zum Bober, gezeichnet von R. Lepsius.

- Gn = Gneisgranit.
- Gr = Kammgranit.
- gl = Glimmerschiefer mit Marmorlagern.
- agl = Andalusitglimmerschiefer.
- ph = Phyllit.
- cb, si = Cambrium, Silur.
- Grp = Granitporphyrgang.
- ro = Rotliegende Sandsteine mit Melaphyrlagern.
- kr = Oberer Kreidesandstein.
- dl = diluviale Sande und Moränen.
- xx = Verwerfungen.
- M. Sp. = Meeresspiegel.

weniger Oligoklas und Glimmer etwas saurer als die Hauptgranite. Beide sind durch ihre Entstehung als Nachschübe des Granitmagmas bei der Erkaltung des Lakkolithen eng miteinander verbunden, was auch die häufigen pegmatitischen Drusen in den Apliten beweisen. Merkwürdig ist der Kugelaplit im Krötenloch bei Schwarzbach¹⁾.

Jünger als diese aplitischen Gänge sind die Granitporphyre, welche wie gewöhnlich als weit durchziehende, scharf abgesetzte Gänge auftreten; sie sind reicher an Oligoklas, Hornblende und Biotit als der Hauptgranit und daher basischer. An den Salbändern wird die Gesteinsmasse dichter, welcher Umstand beweist, daß die Granitporphyre wesentlich jünger als die Granite sind. Diese Gänge streichen in NNO in drei regelmäßigen Zügen: Kesselkoppe — Veilchenstein — Agnetendorf — Hermsdorf; kleiner Teich — Kirche Wang — Dürre Fichte — Lomnitz; Steinseifen — Buchwald — Boberstein. Der mittlere, 16 km lange Gang schwillt bei Seidorf mächtig an; er schart und verzweigt sich im nördlichen Ausgehen in mehrere Parallelgänge. Im Süden läßt er sich bis ins Weißwassertal hinüber verfolgen.

Die Granitporphyre sind jünger als die Granite und ihre Schieferhülle, denn sie setzen gleichmäßig durch beide Gesteine hindurch; durch die Schiefer an der Kesselkoppe, wie G. Gürich gefunden hat.

c) Die Kontaktgesteine der Granite.

Der mächtige Lakkolith des Iser-Riesengebirgs-Granites wird im allgemeinen mantelförmig von den Schiefergesteinen umgeben. Zum Teil sind es spätere Verwerfungen, welche den Granit gegen die Schiefer abschneiden; auch die hohe Heraushebung des Granitstockes selbst über den Schiefermantel, sowie die häufige steile Stellung der umgebenden Schiefer werden zum Teil durch jüngere Bewegungen in den Sudeten bewirkt sein. In der Hauptsache jedoch scheint mir aus der speziellen Lagerung an den Grenzen des gewaltigen Stockes hervorzugehen, daß der Granit des Iser-Riesenkammes ursprünglich als ein flacher Lakkolith unter der Schieferhülle derartig gelegen hat, daß seine Oberfläche diskordant durch die Schichtung der Schiefer hindurchgegriffen hat. Dieser Granitlakkolith gehört daher zu den massigen Granitlakkolithen mit diskordant auflagerndem Schiefermantel, so wie ich die Granitlakkolithe im Erzgebirge (Bd. II, S. 105 und Profile 23 und 24, S. 106) bereits in diese beiden Gruppen geteilt hatte²⁾. Der diskordant den Schiefen eingelagerte Lakkolith des Iser-Riesengebirgs-kammes wird daher, wenn wir ihn vergleichen mit den Granitstöcken des Erz- und Fichtelgebirges, zu den jüngeren, massigen Graniten wie

1) Siehe bei G. Gürich, Führer in das Riesengebirge, S. 244. Berlin 1900.

2) Ich habe in dem oben zitierten Aufsatz 1912 die beiden in bezug auf ihre Lagerung zum Schiefermantel verschiedenen Lakkolithe kurz die »konkordanten« und die »diskordanten Granite« genannt. Diese Zweiteilung hat nicht nur für die Struktur der Granite, sondern auch für ihr verschiedenes Alter Bedeutung. C. Gäbert hat in seinen beiden Abhandlungen: »Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen«, 1907, und: »Die geologischen Verhältnisse des Erzgebirges«, 1911, sein »schematisches Profil durch einen Granitgneislakkolithen« nach meinem schematischen Profile Fig. 23, S. 105 im II. Bande meiner Geologie von Deutschland gezeichnet.

der Eibenstock-Neudecker oder Ochsenkopf-Hengstberger Stöcke zu rechnen sein; auch der ihnen zunächst liegende Oberlausitzer Granit zwischen Bautzen, Rumburg und Görlitz gehört hierher (vgl. Bd. II, S. 203 ff.).

Dieser jüngere Iser-Riesenkammgranit ist wie die gleichartigen Stöcke im Erzgebirge aktiv in die cambrisch-silurische Schieferhülle hinauferumpiert, während die älteren Gneisgranite (Kemnitzgebirge) in den tieferen Zonen der uns bekannten Schieferhülle liegen blieben. Der Kammgranit erzeugte daher metamorphe Kontakthöfe in den höheren Teilen der Schiefer, welche früher von den älteren Gneisgraniten nicht erreicht und nicht umgewandelt worden waren.

Die metamorphen Kontaktgesteine des jüngeren Kammgranites unterscheiden sich ihrer Natur nach von den älteren Kontakthöfen, in denen echte Glimmerschiefer die Hauptrolle spielen. Wir können diese jüngeren Kontaktgesteine am besten auf dem Moltkefels (680 m) im Hochsteinkamm über dem Zackentale bei Schreiberhau beobachten: dort steht ein dunkelgrauer, glimmerreicher Hornfels an mit viel Quarzschnüren und -linsen; hier und da sieht man Magneteisenkristalle; u. d. M. zeigen sich Andalusit und Cordierit. Auch Erze wurden aus diesem Hornfels früher am Schwarzen Berge gewonnen, wie die alten Halden zeigen. Zahlreiche Apophysen (bis 2 m mächtig), sowie Aplit- und Pegmatitgänge setzen hier direkt aus dem Kammgranit in die schwärzlichgrünen Schiefer hinüber.

Die ganze Hornfelscholle des Hochsteinbergzuges ist, wie mir scheint, gegen den nördlich anstoßenden Gneis des Kemnitzkammes stark verworfen und lag ursprünglich in einem viel höheren Niveau als die Gneise.

Auch auf der Südseite des Riesenkammes an der Kesselkoppe und am Vogelstein finden wir solche jüngeren Kontaktschiefer längs der Granitgrenze und verworfen gegen die nach Süden abgesunkenen Glimmerschiefer der böhmischen Seite. Ebenso scheinen mir die Cordierit- und Andalusitglimmerschiefer, welche die Haube der Schneekoppe selbst zusammensetzen, der jüngeren Hornfelszone anzugehören¹⁾. Hier auf dem kahlen Gipfel der Schneekoppe treffen wir eine mannigfaltige Auswahl kontaktmetamorpher Schiefergesteine an: graue, gelbverwitternde hornfelsartige Glimmerschiefer herrschen vor; zwischen ihnen lagern dichtere, dunkelgraue, harte Hornfelsmassen. Cordierit, Andalusit, Granaten sind häufig. Zahlreiche Quarzadern durchtrüern die Schiefer. Von der Schneekoppe ziehen diese Kontakthornfelsgesteine hinunter durch den Melzergrund bis Krummhübel; sodann finden wir sie wieder zwischen dem Granit und dem Hornblendeschiefergebiet auf der Ostseite des Landeshuter Kammes zwischen Wüste-Röhrsdorf und Kupferberg am Bober.

Eine Querverwerfung hat die Grenze des Granites von Krummhübel aus nach Osten bis auf die Paßhöhe oberhalb Schmiedeberg

¹⁾ Ich habe daher auf meiner geologischen Karte des Deutschen Reiches, 1:500 000 (Gotha, Justus Perthes Verlag), Blatt Görlitz, die cambrischen Schiefer des Eisenbroder Gebirges auf der Nordseite des Hohenelber Glimmerschiefergebirges über die Kesselkoppe durchgezogen bis auf die Schneekoppe.

verschoben: wir sehen hier die NNO streichenden Glimmerschiefer und Gneiszüge zwischen Steinseifen und Arnsberg in WO-Richtung quer abgeschnitten durch diese Verwerfung gegen die nördlich vorliegende Granitmasse bei Schmiedeberg. Ich vermute, daß diese Verwerfung nach NW bis WNW von Querseifen über Hein und Agnetendorf bis Schreiberhau im Granit selbst forsetzt und die z. T. mit Waldsümpfen (»Nässen«) bedeckte Staffel verursacht hat, auf welche J. Partsch aufmerksam machte¹⁾; die Oberfläche dieser Vorberge steht etwa in 750 m über dem Meere, südlich des Hirschberger Kessels.

Noch schärfer markieren sich diese Verwerfungen weiter westlich von Schreiberhau in der abgesunkenen Scholle von Andalusitglimmerschiefer des Hochsteines (Moltkefels) im Tal des Kleinen Zacken; auch in den Verwerfungen zwischen dem jüngeren Kammgranit des Isergebirges und dem älteren Gneisglimmerschiefer des Kemnitzgebirges bis Raspenau an der Wittig.

Das bedeutende Magneteisenlager der Bergfreiheitgrube am Leuschnerberge oberhalb Schmiedeberg, altberühmt durch das »Schmiedebergische Eisen«, wird neuerdings wieder stark abgebaut²⁾. Uns interessiert dasselbe hauptsächlich genetisch. Das Lager steht in Verbindung mit Marmor, der alle diejenigen Silicate führt, welche wir oben für den Marmor bei Raspenau angeführt haben; auch im Kalkberge bei Raspenau wurde früher ein Magneteisenlager abgebaut³⁾. Schieferige und körnige Amphibolite, welche, wie ich vermute, aus Diabasen und Diabastuffen (Schalsteinen) im kontaktmetamorphen Granithofe entstanden sind, lagern hier wie bei Raspenau zusammen mit den Kalksteinen und Erzen; Magneteisenkörnchen sind fein verteilt in den Amphiboliten.

Nach meiner Auffassung, wie ich sie für gleichartige Magneteisenlager (Berggießhübel Bd. II. S. 210 oder Spitzenberg Bd. II. S. 402) wiederholt ausgesprochen habe, ist auch dieses Schmiedeberger Magneteisen durch die Einwirkung des Granitlakkolithen aus Roteisen umkristallisiert; das Roteisenlager war durch wässrige Lösungen an Stelle der vom Wasser gelösten Kalksteine und kalkreichen Schalsteine ursprünglich auf dem Kontinent abgesetzt worden, wie andere Roteisenlager z. B. an der Dill und bei Brilon oder auf dem Harz bei Elbingerode im Mittel- und Oberdevon (Bd. II S. 401).

In der tiefeingeschnittenen Boberschlucht bei Kupferberg ist die Grenze zwischen dem Kammgranit und den Chlorit-, Glimmer- und Amphibolschiefern gut aufgeschlossen: wir sehen, daß der Granit die Schiefer quer durchbrochen hat; er schließt eckige Stücke der Schiefer

¹⁾ J. Partsch, Schlesien. I. T., S. 101. Breslau 1896.

²⁾ Georg Berg, Die Magneteisenerzlager von Schmiedeberg; mit geolog. Karte Taf. 14; Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. Bd. 23, S. 201–267. Berlin 1905. — Vgl. auch H. von Festenberg-Packisch, Der metallische Bergbau Niederschlesiens; mit geologischer Übersichtskarte der Erzvorkommnisse. Wien 1881. S. 13: Der Bergbau bei Schmiedeberg und Kupferberg soll bereits um das Jahr 1148 begründet worden sein.

³⁾ Besonders stark vom Herzog von Friedland, Albrecht von Waldstein, dem Helden des 30jährigen Krieges; nach Fr. Katzer, Geologie von Böhmen, S. 483. Prag 1892.

ein und sendet zahlreiche Apophysen in die Schiefer hinein. Also auch hier ein diskordantes Durchgreifen des jüngeren Kammgranites, im Gegensatz zu der konkordanten Unterlagerung der Gneisgranite im Kemptzgebirge oder in den Aupa- und Hohenelbetälern¹⁾.

Nordöstlich vom Riesengebirge und jenseits des Katzbacher Schiefergebirges treffen wie aus der Diluvialebene sich erhebend in den Striegauer Bergen Granit an, der in großen Brüchen zu Werksteinen gewonnen wird²⁾. Dieser Granit ist von hellgrauer Farbe, mittelkörnig; er besteht aus weißem Orthoklas, wenig Plagioklas, Biotit und hellgrauem Quarz. Zahlreiche Aplit- und Pegmatitgänge setzen durch den Granit. In den Kontakthöfen sind die altpaläozoischen Schiefer in Glimmerhornfels, in Andalusit- und Cordieritschiefer, in Garben-, Knoten- und Fleckschiefer vom Granit umgewandelt worden. Es gehört der Striegauer Granitstock zu den jüngeren, diskordanten Graniten, wie der Iser- und Riesenkammgranit.

Gehen wir nun auf der Südseite des Iser-Riesenkammes nach Westen, so lagert an der Granitgrenze vom Isertale an bis zum Jeschkengebirge nicht mehr Glimmerschiefer an, sondern die Phyllite des Eisenbroder Schiefergebirges. Soweit diese altpaläozoischen Schiefer und Grauwacken noch in primärer Lagerung (nicht durch Verwerfungen abgeschnitten) am Iser-Riesengranit anstoßen, sind sie kontaktmetamorph umgewandelt in Andalusitglimmerschiefer, in Amphibolite, in Hornfelse, in Phyllite und in andere Kontaktgesteine; die Kalklager in Marmor mit Silicaten. Eine neuere Beschreibung dieser Kontakthöfe am Südrande des Iser- und Riesengranitlakkolithen fehlt; die älteren Forscher in diesen Gebirgen, so J. Jokély³⁾ oder Justus Roth, konnten diese Kontaktwirkungen der Granitstöcke auf den Schiefermantel noch nicht genauer erkennen, weil damals die Gesteine noch nicht mikroskopisch untersucht wurden.

Wie G. Rose schon nachgewiesen hatte, schiebt sich auf der Südseite des Isergebirges bei Gablonz und Reichenberg ein langer Zug des älteren zweiglimmerigen Gneisgranites ein⁴⁾ zwischen den jüngeren

¹⁾ Leider gibt es bisher keine geologischen Spezialkarten des Riesengebirges im Maßstabe 1:25000; man muß sich immer noch mit den veralteten Karten des Niederschlesischen Gebirges von Beyrich, Rose, Roth im Maßstabe 1:100000 aus den Jahren 1841—1860 behelfen.

²⁾ Die Trottoirgranitplatten der Straßen von Berlin, Breslau und anderen norddeutschen Städten stammen zum großen Teil aus den Striegauer Steinbrüchen. — Eine chemische Bauschanalyse des Striegauer Granites siehe in: L. Milch und F. Riegner, Über basische Konkretionen und verwandte Konstitutionsfacies im Granit von Striegau, S. 360. N. Jahrb. f. Min. Beilage-Band 29, S. 359—405; mit Tafel XII. Stuttgart 1910. — L. Milch hält die »basischen Konkretionen« im Striegauer Granit für »Spaltungsprodukte des Granitmagmas«. Ich halte diese sog. »schlierigen« Ausscheidungen für fremde Einschlüsse, Stücke, welche das Granitmagma von den durchbrochenen Schiefeln loslöste und metamorph umkristallisierte. — Vgl. auch A. Schwantke, Die Drusenminerale des Striegauer Granits. Leipzig 1896.

³⁾ J. Jokély, Das Riesengebirge in Böhmen. Jahrb. k. Geol. Reichsanstalt Bd. XII, S. 396—420. Wien 1862; und andere Abhandlungen Jokély's in demselben Jahrbuch.

⁴⁾ L. Milch wollte diesen südlichen Granit mit dem Kammgranit vereinigen, weil die petrographischen Unterschiede zu gering seien; er hält den zweiten Glimmer dieses Südgranites durchgehend für sekundärer Entstehung, was ja richtig

Kammgranit und das Schiefergebirge. Dieser Gneisgranitzug vereinigt sich bei Kratzau mit dem Westende des Kemnitzer Gneisgebirges, an welchem ja der ältere zweiglimmerige Gneisgranit, wie wir gesehen haben, einen wesentlichen Anteil nimmt. Der ältere Granit bildet hier eine nach S abgestürzte Scholle, wie denn überhaupt sehr viele Verwerfungen rings um den durch junge Bewegungen passiv hochoberhobenen Iser- und Riesenkamgranit herumziehen.

Eine sehr eigentümliche Grabenversenkung zwischen Verwerfungen ist der Hirschberger Kessel; schon orographisch fällt seine Tiefe dicht vor der höchsten Erhebung des Riesengebirges stark in die Augen. Staffelbrüche haben auf allen Seiten die Granitoberfläche abgesenkt bis in 330 m ü. M.; zuletzt haben Moränen und Löß das Tiefste der Mulde bedeckt. Im oberen Teil des Kessels zwischen Warmbrunn und Seidorf, sowie oberhalb Erdmannsdorf und bei Fischbach sind große Strecken von Wiesengelände, Sumpfland und Teichen bedeckt. Ganz bedeutende Brüche müssen hier durch das kristalline Grundgebirge durchziehen. Es gleicht der Hirschberger Kessel der Zittauer Senke, nur daß diese noch tiefer abgesunken und mit tertiären Braunkohlenablagerungen unter der Moräne aufgefüllt wurde.

ist — aber dem Kammgranit fehlt dieser Muscovitgehalt vollständig. Außerdem sind die bläulichen Quarze (bläulich schimmernd durch reichliche Flüssigkeitseinschlüsse) charakteristisch für die Zweiglimmergranite dieser Gegend. Vor allem aber entscheidet die Lagerung. — Vgl. L. Milch, Über die Beziehungen des Riesengebirgsgranits (»Granitit«) zu dem ihm im Süden begleitenden »Granit«zuge; Zentrablatt für Min. 1911. Nr. 7. S. 197—205. Stuttgart.

Ich sehe, wie erwähnt, die Muscovitbildung im älteren zweiglimmerigen Gneisgranit als eine Kontaktmetamorphose an, bewirkt durch die Einwirkung des jüngeren Kammgranites auf die älteren, von ihm durchbrochenen Gneisgranite; also in entsprechender Weise der ebenfalls kontaktmetamorphon Entstehung der Sericit-(Muscovit-)blättchen in den Phylliten. Zum anderen Teil sind diese hellen Glimmer nur gebleichte und ausgelaugte Biotite, nach Art der »Baueritisierung« Rinnes (F. Rinne, Ein kristallographischer Abbau dunkler Glimmer, in Ber. math.-phys. Kl. der Kgl. Sächs. Ges. der Wiss. zu Leipzig 1911. 63. Bd., S. 441—445). Die Beziehung des »Abbaues dunkler Glimmer« zur Kontaktmetamorphose der Granite ist noch nicht näher untersucht worden; sie tritt aber hier in der Einwirkung des jüngeren Riesenkamgranites auf den älteren Gneisgranit deutlich hervor.

Jedenfalls sind die Kemnitzer Gneisgranite älter als die Riesen-Isergranite; vgl. die zitierte Abhandlung von E. Rimann, Berlin 1910 und das Profil Fig. 1, S. 498 aus einem Einschnitt der Eisenbahn zwischen Hirschberg und Reibnitz, wo der körnige Riesengebirgsgranit die Gneise und Glimmerschiefer diskordant durchschneidet und Schollen derselben von ihm durchbrochenen Gesteine einschließt.

Übrigens ist es unrichtig, wenn E. Rimann den älteren Gneisgranit des Kemnitzer Berglandes mit dem Lausitzer Granit identifiziert. Im II. Bande meiner Geologie, S. 187—213: »Die Lausitzer Granitplatte«, haben wir gesehen, daß der ausgedehnte Lausitzer Granitlakkolith zu den jüngeren »diskordanten« Graniten zu rechnen ist, sowohl wegen seiner Kontaktzonen als wegen seiner Lagerung zu dem altpaläozoischen Schiefergebirge. Ob die älteren Gneisgranite etwa irgendwo innerhalb der Lausitzer Granitplatte zutage treten, ist bisher nicht nachgewiesen worden. Der Lausitzer Granit ist daher, wie ich hervorgehoben habe (Bd. II, S. 190), den jüngeren Graniten des westlichen Erzgebirges (Neudecker Stock) und des Fichtelgebirges analog; ebenso dem Iser-Riesenkamgranite.

Jedenfalls muß die Abtrennung des älteren zweiglimmerigen Gneisgranites vom einglimmerigen Kammgranite aufrecht erhalten werden, wovon ich mich an Ort und Stelle durch die Lagerung und durch eigene Untersuchung der von mir dort gesammelten Gesteine überzeugt habe.

Überblicken wir noch einmal kurz die Kontaktwirkungen der Granite im Iser- und Riesengebirge, so haben wir entsprechend den beiden verschiedenartigen und verschieden gelagerten Graniten auch zwei verschiedenartige Kontaktzonen. Der ältere zweiglimmerige Granit im Kemnitzgebirge, in den Aupa- und Elbtälern, im Neißebiet bei Reichenberg und Kratzau ist ein der Schieferschichtung konkordant eingelagerter Granit; er allein erzeugte Gneise, Mischgestein von Granit und Glimmerschiefer, weil die Schiefer konkordant in das Granitmagma hineinblättern. Dagegen finden wir bei den jüngeren diskordanten Graniten (Iser- und Riesenkamm) keine Gneisbildung und keine echte Glimmerschieferformation; vielmehr nur solche Gesteine, welche im älteren Granitkontakt über den Gneisen und Glimmerschiefern liegen, also Glimmer-Chlorit-Amphibolschiefer mit Marmoren und Magnetisitenlagern, sowie Andalusit- und Cordieritglimmerschiefer und Hornfelse. Der diskordante Granitstock des Iser- und Riesengebirges greift durch alle diese Gesteine hindurch und besitzt eine massige, keine faserige Struktur¹⁾.

Die Intensität der Umkristallisierung der Schieferhülle hängt von drei Faktoren ab: 1. von der Entfernung der einzelnen Schieferschichten vom Granitmagma; 2. von der Masse des Granitlakkolithen; 3. von der Temperatur der Erdtiefe, in welche die Schiefer eingesunken waren. Die konkordant eingelagerten Granite (die Gneisgranite) vermochten die Schiefer viel stärker umzuwandeln, weil sie viel tiefer in der Erd-

¹⁾ F. Becke unterscheidet in anderem Sinne eine untere und eine obere Tiefenstufe der kristallinen Schiefer: die untere soll eine größere Verwandtschaft zu den Mineralbildungen der Erstarrungsgesteine zeigen als die obere; auch soll das von mir (Geologie von Attika 1893) aufgestellte Volumgesetz weniger zur Geltung kommen in der unteren als in der oberen Tiefenstufe. Die Ursache des verschiedenen Mineralbestandes der beiden Zonen, sieht F. Becke nur in den verschiedenen hohen Tiefentemperaturen (vgl. F. Becke, Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer; Denkschr. d. math.-nat. Kl. k. Akademie Wiss. Bd. 75. Wien 1903).

Ich nehme ebenfalls eine größere Tiefenstufe und daher höhere Wärme für die konkordanten Granite an, eine so hohe Wärme, daß die in das Granitmagma einblätternen Schiefer zum Teil geschmolzen waren. Andererseits ist auch mechanisch das Granitmagma viel stärker in die Schiefer eingedrungen und hat »Gneise« erzeugt, welche den diskordanten Granitstöcken vollständig fehlen. Diese diskordanten Granite erzeugten im Schiefermantel die Hornfelsgesteine, welche in den Kontakthöfen der Gneisgranite nur in untergeordnetem Maße den echten Glimmerschiefern einlagern. Das Volumgesetz gilt für alle Umkristallisierungen in den Kontaktgesteinen, soweit die Stoffe bereits in den ursprünglichen Sedimenten vorhanden waren; es gilt aber naturgemäß nicht für diejenigen Mineralien, deren Stoffe neu und pneumatolytisch in die Kontaktgesteine hineinkamen, nämlich nicht für die Turmaline oder die Topase; sodann nicht für die Erze; endlich nicht für die Bestandteile des Granites selbst, welche zwischen und in die Schiefer eingedrungen waren, also nicht für die Feldspäte, Quarze und Glimmer, soweit sie direkt aus dem Granitmagma auskristallisierten.

Der Ausdruck »pneumatolytisch« für die aus der Erdtiefe mit dem Eruptivmagma aufgestiegenen Bor-Fluorsilicate und Erze ist allerdings im chemisch-physikalischen Sinne nicht richtig; denn nicht direkt aus Dämpfen oder Gasen (»Pneuma«), sondern erst durch die sekundäre Vermittlung von heißen wässrigen Lösungen konnten sich die Silicate und Erze in den Gesteinen und Klüften ausscheiden. Der Ausdruck »pneumatolytisch« ist aber nun einmal für diese komplizierten Vorgänge eingebürgert.

kruste lagen und viel energischer in die Schiefer eingedrungen sind, als die diskordant durchgreifenden Granitstöcke¹⁾.

So treffen wir denn auch hier im Iser- und Riesengebirge die ausgedehnten Gebiete von Gneisgraniten und von Glimmerschiefern als eine Regionalmetamorphose der in das Granitmagma eingelättert Schiefer an; und andererseits den mächtigen Kammgranit als einen diskordant durch Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite durchgreifenden jüngeren Granitstock, der eine eigene Kontakmetamorphose im Schiefermantel erzeugt hat.

Das geologische Alter der beiden Riesen-Isergranite ist nicht genauer festzustellen, da ihre Kontaktgesteine nicht direkt in fossilführende Schichten übergehen; ein karbonisches Alter ist zu vermuten. Man kann indirekt annehmen, daß die metamorphen Schiefer der Granitkontakte wohl ursprünglich die Unterlage der cambrisch-silurischen Schichten des abgesunkenen Katzbachgebirges gewesen sind.

2. Die Gneise des Eulengebirges und seiner Vorberge bei Reichenbach bis zum Zobten.

Das Eulengebirge und die aus der diluvialen Ebene nordöstlich desselben auftauchenden Berge und Hügel der Umgegend von Reichenbach bis zum Zobten enthalten eigenartige Gneise, welche von den südlicher gelegenen Gneisen des Reichensteiner- und Altvatergebirges wesentlich abweichen. Nach ihren Gesteinsarten und nach ihrer Lagerung scheinen sie mir mehr mit dem sächsischen Granulitgebirge und mit der Münchberger Gneisplatte (siehe diese beiden Gebirge im II. Bande), als mit denen ihnen näher gelegenen kristallinen Grundgebirgen der Riesen- und Altvatergebirgsgruppen übereinzustimmen; auch das nicht weit südlich gelegene Adlergebirge gehört zum Altvater und ist ganz anders zusammengesetzt als das Eulengebirge. Ebenso sind beide Gneisgruppen im geologischen Alter verschieden: der Gneisgranitlakkolith des Eulengebirges ist in der Zeit zwischen Devon und Culm entstanden, wie das sächsische Granulitgebirge und die Münchberger Gneisplatte. Dagegen ist das kristalline Grundgebirge, welches sich aus mächtigen Glimmerschiefern und Gneisgraniten in den Reichensteiner-, Altvater-, Adler- u. a. Gebirgen zusammensetzt älter und lagert konkordant unter den cambrischen Phylliten; es ist wesentlich älter als das Unterdevon, dessen Konglomeratgrauwacken im niederen Gesenke das kristalline und cambrische Grundgebirge diskordant überlagert.

Wir erkennen also, daß wir drei verschiedenaltige Granitlakkolithe unterscheiden müssen; am jüngsten ist der:

1. Riesenkammgranit; er ist ein diskordanter Granit; er ist vermutlich jünger als die karbonische Gebirgsfaltung. Gleichaltrig sind die Granitstöcke im westlichen Erzgebirge, im Fichtelgebirge und im Harze.

2. Granulitlakkolithe: Eulengebirge, sächsisches Mittelgebirge, Münchberger Gneisplatte. Diese eigenartigen Granitstöcke lagern

¹⁾ Siehe R. Lepsius, a. a. O. 1912.

konkordant unter ihrem Schiefermantel; sie sind älter als Culm und infolgedessen älter als die karbonische Gebirgsfaltung des Niederrheinischen Schiefergebirges. Dagegen sind sie jünger als Devon, also zwischen Devon und Culm entstanden.

3. Die Gneisgranite des Altvatergebirges mit ihrer mächtigen Glimmerschieferformation entsprechen den Gneisgranitkuppeln des Erzgebirges; sie lagern konkordant unter dem Cambrium, das sie in Glimmerschiefer und Phyllite kontakt- oder regionalmetamorph¹⁾ umgewandelt haben.

Die Grenze zwischen dem Gneisgranitlakkolithen des Eulengebirges und dem Glimmerschiefer- und Gneisgranit-Grundgebirge das Reichensteiner- und Altvatergebirge ist durch die jüngeren, diskordant übergreifenden mächtigen Culm- und Rotliegenden Schichten auf weite Strecken hin vollständig verdeckt. Nur draußen in der Ebene stoßen beide Gebiete nahe aneinander, obwohl hier wieder die diluviale Bedeckung eine genauere Beobachtung behindert: aber eine Linie von Wartha über Frankenstein nach Nimptsch wird ungefähr die Grenze ziehen; östlich dieser Linie liegen die Glimmerschiefer und Gneisgranite des Reichensteiner- und Altvatergrundgebirges; westlich die Granulitgneise des Eulengebirges mit ihren charakteristischen Amphibolitschiefern und Gabbrostöcken.

Die »Gneise« des Eulengebirges sind nach meiner Auffassung Mischgesteine: mannigfaltige Sedimente der altpaläozoischen Schichtenreihe und ihrer Eruptivdecken (Diabase und Diabastuffe) sind in der Zeit zwischen Devon und Culm in ein tief unter der Erdoberfläche liegendes granitisches Magma eingesunken, eingeblättert, und zugleich dabei durch die Hitze des Magmas einesteils eingeschmolzen, andernteils kontaktmetamorph umkristallisiert worden. Daher finden wir in den Gneisgraniten des Eulengebirges zahlreiche und verschiedenartige, konkordante Einlagerungen von stark umgewandelten Sedimenten und älteren Eruptivgesteinen: Graphitschiefer, Granulite, Marmore; Gabbro-diabase, Amphibolite (Diabase und Diabastuffe) mit Serpentin kommen häufig und oft in größeren Massen vor. Erze in schwachen Gängen hatten z. B. der alten Stadt Silberberg ihren Namen und ihre ehemalige Bedeutung verliehen.

E. Kalkowsky hat zuerst die Gneise des Eulengebirges näher untersucht; er trennte ihre Massen in zwei Stufen, eine untere, die vorwiegend aus schuppigen Biotitgneisen besteht, und eine obere, in deren flaserigen Gneisen entweder nur Biotit oder Biotit und Muscovit enthalten sind. Die untere Gneisstufe zeichnet sich von der oberen durch den Mangel an Amphibolit-, Serpentin- und Kalklagern, sowie von Erzgängen aus²⁾. Die neueren genauen Aufnahmen E. Dathes³⁾

¹⁾ Ich nenne jetzt die Kontaktmetamorphose der konkordanten Gneisgranite »Regionalmetamorphose«, entsprechend meinem Vorschlage in der Geolog. Rundschau, 1. Heft, S. 1: »Über die wesentlichen Unterschiede zwischen diskordanten und konkordanten Granitstöcken und zwischen Kontakt- und Regionalmetamorphose der Granite«. Leipzig 1912.

²⁾ E. Kalkowsky, Die Gneisformation des Eulengebirges. Mit 3 Tafeln. Habilitationsschrift. Leipzig 1878.

³⁾ E. Dathes, Blätter Salzbrunn, Langenbielau, Rudolfswaldau, Neurode, Wünschelburg im Maßstabe 1:25000 mit Erläuterungen; herausgeg. von der Preuß. Geolog. Landesanst. Berlin 1892 und 1904.

bestätigten, daß die Zweiglimmergneise die obere Stufe der Gneisformation des Eulengebirges zusammensetzen, die Biotitgneise die untere Stufe.

Eine eigentliche Glimmerschieferstufe, wie die mächtigen Glimmerschiefer im Adlergebirge (Hohe Mense 1084 m südwestlich von Reinerz) und im Altvatergebirge (Fichtlich 1128 m) eine solche Formation anzeigen oder wie auch in den Vorbergen des Reichensteiner Gebirges bei Nimptsch Glimmerschiefer mit Quarzitschiefern zutage treten, fehlt vollständig im Eulengebirge. Wir könnten annehmen, daß eine Glimmerschieferstufe über den Eulengebirgsgneisen bereits vor dem Culm denudiert worden wäre, wenn wir nicht dieselbe Beobachtung in den analogen Gneisgranulitgebirgen, im sächsischen Mittelgebirge und in der Münchberger Platte machen würden: in diesen beiden Gebirgen sind zwar Glimmerschiefer vorhanden, aber sie sind schwach entwickelt und bilden keine selbständige Formation.

Diese auffallende Tatsache muß meiner Ansicht nach damit zusammenhängen, daß diese drei Granulitgranite viel höher in den Schiefermantel hinauf eingedrungen sind, als die älteren Gneisgranite: denn in die Kontaktzonen der Granulitlakkolithe wurden noch die Silur- und Devonstufen hineingezogen und metamorph umgewandelt; die viel tiefer, unter dem Cambrium lagernden und älteren Gneisgranite dagegen haben einen großen Teil der cambrischen oder sogar vorcambrischen Schiefer in Glimmerschiefer umgewandelt, dagegen die höher liegenden Silur- und Devonstufen nicht beeinflusst, weil diese Stufen jünger sind als die cambrischen oder vorcambrischen Gneisgranite. Denn im Niederen Gesenke werden die Gneisgranite und ihre Glimmerschiefer von den konglomeratreichen Grauwacken des Unterdevons diskordant und übergreifend als von einer neuen und jüngeren Schichtenformation überlagert.

Sowohl E. Dathe, wie F. M. Stafff¹⁾ bestätigen Kalkowskys Angabe, daß die bedeutenderen Amphibolit- und Gabbroeinlagerungen, sowie die Marmorlinsen, die Graphitschiefer und die Erzgänge vorwiegend in der oberen Stufe der Gneise des Eulengebirges, in den Zweiglimmergneisen auftreten.

Vom Liegenden ins Hangende würden wir also im Eulengebirge und seinen Vorbergen unterscheiden:

1. Körnig-schuppige Biotitgneise.
2. Breitfaserige Biotitgneise; wenig Augengneise.
3. Zweiglimmergneise; häufig Augengneise; zahlreiche Einlagerungen von Amphiboliten, Serpentinabbros, seltener von Graphitschiefern und Marmoren.

Im ganzen stellen die Gneise des Eulengebirges einen konkordanten Granitlakkolithen dar, in welchen altpaläozoische (Cambrium, Silur, Devon) Sedimente eingeblättert sind. Die graphithaltigen Gneise deuten auf Einschmelzung von bituminösen Mergeln; wir können als ursprüngliche Gesteine etwa Alaunschiefer ansehen, wie solche tatsächlich in den Silurstufen des niederschlesischen Gebirges an einigen

¹⁾ F. M. Stafff. Aus dem Gneisgebiet des Eulengebirges. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. IV. Bd., S. 514—534. Berlin 1884.

Stellen unverändert und Graptolithen enthaltend bekannt sind. Die Marmorlager in den Gneisen sind jedenfalls ehemals altpaläozoische Kalksteine (Korallenkalke des Devons?) gewesen.

Sehr bemerkenswert ist das Vorkommen von Granulit in den Gneisen des Eulengebirges. Granaten sind nicht selten in den Gneisen, häufig in den Amphiboliten. Jedoch hat E. Dathe an einigen Fundorten echte Granulite aufgefunden. Zunächst ein 6–8 m mächtiges Lager, das sich 150 m weit verfolgen läßt, im Biotitgneis bei Seitendorf östlich von Salzbrunn gelegen. Das feinkörnige und dickschieferige Gestein besteht aus Feldspat (mehr Orthoklas als Plagioklas), Quarz, hirsekorngroßen rötlichen Granaten, schwarzem Biotit und hellbraun bis ziegelrot gefärbten Sillimanitknötchen¹⁾. Sodann im südlichen Teile des Eulengebirges mehrere kleine linsenförmige Einlagerungen von Granulit im Zweiglimmergneis, und zwar im Lampersdorfer Forst (Blatt Langenbielau): hier sind es weißliche, zuckerkörnige Gesteine; sie bestehen vorherrschend aus Feldspat (Plagioklas mehr als Orthoklas), Quarz und rotem Granat; daneben Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit und Turmalin.

Durch diese Granulite, sowie durch die Ähnlichkeit der übrigen Gesteine erinnert die Gneisformation des Eulengebirges am meisten an die Münchberger Gneisplatte (siehe Bd. II, S. 130 ff.); ebenso an das sächsische Granulitgebirge. Auch in der Tektonik der Sudeten nimmt das Eulengebirge eine Stellung ein, welche jenen beiden sächsisch-fränkischen Gebirgen analog ist.

Was das Alter des Eulengebirgslakkolithen anbelangt, so ist er älter als der Culm: denn in den Konglomeraten des Culms und des Oberkarbons, welche Schichtenstufen die Gneise auf der Westseite des Eulengebirges diskordant überlagern, finden sich die Gerölle der Gesteine des Eulengebirges häufig; an der Basis des Culms so massenhaft, daß sich hier Gneiskonglomerate und Gneissandsteine gebildet haben. Auch mitten auf dem Gneisgebirge sind bei Steinkunzendorf und Wüste-Waltersdorf größere Partien von Gneisbreccien, Konglomeraten und Grauwacken des Culms übrig geblieben.

Dagegen fehlen im Devon des Ebersdorfer Kalkberges oder im Silur von Herzogswalde, welche beiden Fundorte nur etwa 1,5 km vom Südrande der Gneisformation des Eulengebirges entfernt sind, jegliche Andeutungen vom Gneismaterial. Daher ist das Alter des Eulengebirgsgneis-Lakkolithen jedenfalls älter als Culm; wahrscheinlich aber jünger als Devon, wenn wir berücksichtigen, daß der analoge Gneislakkolith des sächsischen Granulitgebirges zwischen Culm und Devon entstand, da dort nachweislich das Devon und Silur neben dem Cambrium noch im Kontakthofe des Lakkolithen einbegriffen liegen, und Gerölle von den metamorphen Phylliten, Fruchtschiefern usw. erst im Culm erscheinen²⁾.

¹⁾ E. Dathe, Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn, S. 21. Abhandl. Preuß. Geolog. Landesanst. N. Folge Heft 13. Berlin 1892. Auch G. Rose und J. Roth erwähnen wiederholt den »Weißstein«, wie damals der Granulit hieß (a. a. O. 1867).

²⁾ Ich hatte vermutet, daß Devon und Silur im Kontakthofe des sächsischen Granulitgebirges einbezogen liegen (Bd. II, S. 172. 1903); dies wurde später be-

Ich nehme daher an, daß der Gneisgranitlakkolith des Eulengebirges cambrische, silurische und devonische Schichtenkomplexe eingeschmolzen und metamorph umkristallisiert hat. Daß auch die zahlreichen Amphibolitzonen, welche den Gneisen einlagern, aus Diabasen und Diabastuffen durch metamorphe Umwandlung entstanden, beweist mir der Neuroder Gabbrodiabaszug; ich gehe daher hier auf diesen näher ein.

Der Gabbrodiabaszug von Neurode.

Diese merkwürdigen Gesteine bilden einen 7,5 km langen und bis 1,8 km breiten Bergzug in der Richtung SSO—NNW außerhalb und südwestlich vom Süden des Eulengebirges; von diesem getrennt durch karbonische und rotliegende Stufen, die längs der NO-Seite des Gabbrodiabaszuges mit Verwerfungen abschneiden; längs der Westseite des Zuges lagern sich Karbonschichten übergreifend auf.

Obwohl die bekannten »Forellensteine« von Volpersdorf in allen geologischen Sammlungen liegen, und obwohl diese Gabbros oft petrographisch beschrieben worden sind, so findet man doch nirgends in der Literatur etwas über die Genesis dieser Gesteine; selbst über das geologische Alter derselben sagt auch E. Dathe in seiner neuesten Publikation (Erläuterungen zu Blatt Neurode, Berlin 1904) kein Wort; wenn E. Dathe seine Beschreibung über die Gesteine des Neuroder Gabbrozuges in das Kapitel der »Oberen Cuseler Schichten« stellt (S. 115 der Erläuterungen), so kann er damit unmöglich andeuten, daß diese Gabbrodiabase ein rotliegendes Alter besäßen; denn er gibt selbst an, daß die Gerölle aus Buchau-Leppelter Gabbrodiabas sowohl im unteren wie im oberen Culm bereits Konglomerate bis zu 10 und 20 m Mächtigkeit zusammensetzen; auch daß die Gabbrokonglomerate des Oberkarbons auf die Gabbroberge übergreifen und diskordant auflagern¹⁾.

Die Gabbrokonglomerate des Karbons führen gleichzeitig viele Gerölle, die aus den Gneisen des Eulengebirges herkommen.

Aus diesen Umständen schließe ich, daß die Gabbrodiabase des Buchau-Leppelter Bergzuges älter sind als Culm; ich vermute, daß sie Diabaslager in dem cambrisch-silurischen Schiefergebirge wie im Katzbachgebirge bildeten, als sie erumpierten, und daß auch die sog.

stätigt von H. Credner und E. Danzig im Zentralbl. für Min., S. 257. Stuttgart 1905. — Daß jedoch Culm jünger ist, hatte ich bereits in Bd. II, S. 442 nach H. Credners Angaben berichtet.

¹⁾ E. Dathe schreibt (a. a. O. 1901, S. 237): »Wenn sich auch das Alter des Gabbros von Neurode nicht ganz sicher als devonisch bestimmen läßt, so gehört er jedenfalls nicht zu den archaischen Tiefengesteinen, denn wenn er auch kein Ergußgestein ist, wie G. Gürich richtig bemerkt, was aber meines Wissens auch niemand behauptet hat, so ist doch das massivartige Auftreten eines Eruptivgesteins noch kein Beweis für sein archaisches Alter.« Also der Gabbro soll kein Tiefengestein und auch kein Ergußgestein sein — was er dann sonst sein kann, verrät uns E. Dathe nicht! — Übrigens hat E. Dathe schon 1884 (Ber. d. v. Allg. Deutsch. Bergmannstages zu Breslau, S. 41) das Alter der Neuroder Gabbros an das Ende der Devonzeit gesetzt, was meiner Ansicht nach ganz richtig ist; im Culm erscheinen bereits massenhaft die Gabbrogerölle; der Ebersdorfer Olymenienkalk ist aber älter als der Gabbro.

Amphibolite und Hornblendeschiefer im Eulengebirge und seiner Umgegend ursprünglich als submarine Tuffe zu diesen mächtigen Diabaslagern hinzugehören. Durch den zwischen Devon und Culm in der Tiefe erumpierten Eulengranitlakkolithen sind die Diabaslager von Buchau-Leppelt in ihrem nördlichen Teile zu Gabbros, die Diabastuffe zu Amphiboliten metamorph durch den Granit umgewandelt worden, so wie ich dies auch für die Gabbros des Harzes (Bd. II, S. 349) und für die Gabbros im sächsischen Granulitgebirge (Bd. II, S. 151) angenommen habe.

Man kann nirgends besser als in diesem Buchau-Leppelter Bergzuge die allmähliche Umwandlung der Diabasmassen in Gabbro beobachten: im südlichen Gebiete beim Vorwerk Waldhof und bis Kolonie Oberberg sind es echte dichte oder fein- bis feinkörnige Diabase; auch durch 3—4 mm lange Feldspäte gelegentlich porphyrisch ausgebildet. Diese Diabase enthalten wie gewöhnlich Plagioklas, Augit, Titaneisen, Apatit in einem divergentstrahligen Aggregate. Schon sind die Plagioklas z. T. saussuritisiert, die Augite z. T. uralitisiert. Weiter nördlich werden die Diabase mittel-, dann grobkörnig und sind meist Uralitdiabase. Vom Ebersdorfer Tal an nach Norden geht die langleistenförmige Diabasstruktur allmählich in die breittafelförmige Gabbrostruktur über: es erscheinen zunächst grüne Gabbros¹⁾, ein »mittel- bis grobkörniges Gemenge von bläulichweißem Labrador, grünlichem Diallag und Hypersthen, zu denen sich Magneteseisen, Titaneisen, Eisenkies und Apatit gesellen; er ist olivinfrei« (E. Dathe a. a. O. S. 117). Dann folgen grobkörnige schwarze Olivingabbros mit dem sog. Forellenstein und mit der Serpentinmasse auf dem Gipfel der Schlompskoppe bei Volpersdorf.

Wir haben hier eine typische Reihe von metamorph umgewandelten Diabasen vor uns: die ursächliche Kraft, das Granitmagma, lag, wie anzunehmen ist, näher unter dem nördlichen Teile des Diabaszuges, während der südliche Teil bereits außerhalb der Einflußsphäre des Granitlakkolithen lagerte. Daß der oberdevonische Kalkstein bei Ebersdorf nicht kontaktmetamorph verändert ist, obwohl er östlich vom Gabbro, also näher dem Eulengebirge liegt, läßt sich dadurch erklären, daß diese Devonscholle vermutlich ursprünglich viel höher im Niveau über dem Granitlakkolithen lag als der cambrische Gabbro. Das Devon bei Ebersdorf ist eine kleine eingesunkene und verstürzte Partie, sattelförmig in der NW-Richtung zusammengefallen.

Ich nehme für die Diabase von Neurode deswegen ein cambrisches Alter an, weil die cambrischen Schiefer im Katzbachgebirge, das sich ja nicht weit entfernt nordwestlich vom Eulengebirge ausbreitet, sehr ausgedehnte Diabaslager und Schalsteine (»Grünstein«, »Grünschiefer« der älteren Autoren) und bereits etwas metamorph umgewandelte Uralit-

¹⁾ Die Bezeichnungen »grüner« und »schwarzer« Gabbro rühren von Gustav Rose her: Über die Gabbroformationen von Neurode in Schlesien. Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges. Bd. 19, S. 270—296 (I. Teil; nichts weiter erschienen). Berlin 1867. — Siehe auch: G. vom Rath, Chemische Untersuchung einiger Grünsteine aus Schlesien. Poggendorffs Annalen Bd. 95, S. 533—561. Leipzig 1855. — A. Streng, Bemerkungen über den Serpentinfels und den Gabbro von Neurode in Schlesien. N. Jahrb. f. Min. Jahrg. 1864, S. 257—278. Stuttgart.

diabase (»Hornblendeschiefer«) in phyllitischen Schiefen enthalten¹⁾. Die »Urtonschiefer- und Phyllitformation« des Katzbachgebirges dürfen wir als cambrisch ansehen, da in ihrem Hangenden die silurischen Kalk-, Alaun- und Kieselschiefer mit Graptolithen bei Lauban und Schönau lagern. Auch in der Phyllitformation des sächsischen Granulitgebirges kommen Diabaslager und »Grünschiefer« (Amphibolschiefer) vor (Bd. II, S. 159—161).

Jedenfalls sind die Neuroder Diabase älter als der Gneisgranitlakkolith des Eulengebirges, welcher, wie wir oben gesagt haben, in der Zeit zwischen Oberdevon und Culm in seine Schieferhülle erumpiert sein muß. Doch lagen durch Denudation die Gneisgranite des Eulengebirges bereits zur Culmzeit an der Erdoberfläche, da ihre Gerölle in den Culmkonglomeraten enthalten sind; auch sind Gabbrogerölle als Reste von Culmkonglomeraten auf dem Biotitgneis am Schindelflosse nordöstlich der Kleinen Hohen Eule durch E. Dathe bekannt geworden (Blatt Rudolfswaldau).

Diabase und Gabbros im Eulengebirge.

Die Gänge von »Diabas«, welche E. Dathe aus dem Gebiete der Hohen Eule angibt, im Biotitgneis aufsetzend, müssen jünger sein als Devon; sie werden wie die Gänge von Porphyren und Kersantiten Stile der rotliegenden Eruptivdecken, der Melaphyre, sein. Die Gesteine dieser Gänge sind nicht metamorph umgewandelt, weil sie jünger sind als der Eulenlakkolith.

Wieviele von den zahlreichen Amphibolitlagern in den Gneisgraniten des Eulengebirges aus Diabasen hervorgegangen sind, wieviele aus Diabastuffen, ist bisher nicht untersucht worden. Die häufig in großen Mengen in den Amphiboliten einsitzenden Granaten sind charakteristische Bestandteile metamorpher Gesteine; im übrigen bestehen die Amphibolite aus dunkelgefärbten Hornblenden, dunkelfarbigem Pyroxenen (Diopsid), aus Plagioklas (wenig Orthoklas), aus Quarz, Biotit, Rutil, Zirkon, Titanit, Apatit, Magnetkies, Magneteisen und Titaneisen. Diese Amphibolitlager sind 100—350 m lang und 1—10 m mächtig; sie gehören meiner Ansicht nach zu der cambrischen Schieferformation (den »Urtonschiefern«), in deren Schichtmassen sie einst konkordant einlagerten als Diabasströme und Schalsteine.

Die Serpentine sind aus Olivindiabasen entstanden.

Schon Gustav Rose und Justus Roth gaben auf ihrer geologischen Karte des niederschlesischen Gebirges (1860) in diesen Amphibolitlinsen des Eulengebirges auch Gabbro an. E. Dathe erwähnt diese »Gabbroamphibolite«, »Flasergabbros« und »Forellensteine« aus seinem Blatte Langenbielau vom Schulzenberg und Katzenkamm bei Neubiellau; diese Gesteine führen Diallag neben Labrador, Hypersthen, Hornblende, Biotit, Quarz, Magnetkies, Magneteisen, Chromeisen und Titan-

¹⁾ G. Gürich, Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 34, S. 691—734; mit 2 Tafeln. Berlin 1882.

eisen; zum Teil sind sie faserig ausgebildet¹⁾. Die Übereinstimmung dieser in den Gneisen des Eulengebirges einlagernden »Amphibolite«, Flasergabbros und Serpentine (auch Enstatitfels) mit denjenigen des sächsischen Granulitgebirges ist eine große und genetisch bedeutsame (vgl. Bd. II, S. 149 und Profil S. 150).

Die Vorberge des Eulengebirges.

Während der Striegauer Granit noch zum Katzbachgebirge gehört und dem jüngeren, diskordanten Riesengranit entspricht, müssen wir die aus der Diluvialebene einzeln und in Gruppen auftauchenden Vorberge zwischen Schweidnitz und Frankenstein noch zu den Gneisen des Eulengebirges rechnen. Wir finden hier dieselben Gneise und Amphibolite wie im Eulengebirge.

Dagegen unterscheiden sich die Gesteine der weiter östlich gelegenen Berge zwischen Nimptsch und Strehlen wesentlich von den Eulengebirgsgneisen; die Glimmerschiefer mit Marmorlagern und mit Quarziten der Berggruppen östlich von Nimptsch und des Rummelsberges bei Strehlen²⁾ stimmen mit den kristallinen Gesteinen des Reichensteiner- und des Altvater-Gebirges überein. Auch das Streichen der Schichten ist dort ein nördliches bis nordöstliches wie im Reichensteiner- und Altvatergebirge.

¹⁾ Wenn W. Bergt (Zentralblatt für Min. Jahrg. 1906, Nr. 1, Seite 10—12: Zur Einteilung und Benennung der Gabbrogesteine) es für bedenklich hält, wenn Gabbro- und Diabasgesteine, deren Hornblende sekundär aus Augit entstanden ist, »Diorit« genannt werden, so stimme ich diesem Bedauern lebhaft bei. Solange nicht das genetische, also geologische Moment für die Systematik der Eruptivgesteine maßgebend wird, bleibt diese Systematik ein Unding, ein Kunstprodukt der Dünnschliff-Petrographen. Übrigens hat auch W. Bergt bei seiner Untersuchung der Gabbros im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge (Sitz.-Ber. Akad. Wiss. physik.-math. Kl. Bd. 18 und 22. Berlin 1905 und 1906) nicht erkannt, daß diese mannigfaltig ausgebildeten Gabbros, Flasergabbros, Pyroxengranulite, Hornblende- und Uralitgabbros usw., kurz alle seine »Abarten des Gabbros«, sämtlich umgewandelte Diabase, und seine Amphibolite, Hornblendeschiefer usw. umgewandelte Diabastuffe sind; sie wurden mit den Schiefen (Glimmerschiefer, Phyllite) durch die gewaltigen Granitlakkolithe des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges kontaktmetamorph verändert; sie lagen vor den Graniteruptionen in dem cambrischen Schiefergebirge, das nordöstlich an diese Gebiete anstößt (die weitere Umgegend von Pilsen), als Diabaslager und Diabastuffe eingeschaltet.

Leider ist das bayerisch-böhmische Grenzgebirge geologisch im ganzen so unbekannt (trotz W. Gümbels dickem Werke vom Jahre 1868), daß ich mir versagen mußte, dasselbe in meiner Geologie von Deutschland darzustellen.

²⁾ Charakteristisch ist der Gehalt von Sillimanit in den Glimmerschiefen der Strehleener Berge; auch der Gneis führt dort dieses Mineral, was ganz erklärlich ist, da ja nach meiner Auffassung der Gneis nur ein Mischgestein ist, gemischt aus Glimmerschiefer und Granit. Der Sillimanit ist ein typisches Mineral für die kontaktmetamorphen Schiefer der älteren konkordanten Gneisgranite, während der Andalusit, der dieselbe chemische Zusammensetzung (Al_2SiO_5) wie der Sillimanit besitzt, ein typisches Kontaktmineral der jüngeren, diskordanten Granitlakkolithe ist. Die Verschiedenheit des Mineralbestandes wie der Struktur der beiden Kontaktthöfe hängt ab von ihrer Tiefenlage in der Erdkruste, also von der Temperatur der Tiefe, in welcher die Kontaktmineralien auskristallisieren. Wir finden daher den Sillimanit auch in den Granuliten des sächsischen Mittelgebirges (Bd. II, S. 144); dagegen die Andalusite in den Phylliten der äußeren Kontaktzonen und in den Kontaktthöfen der jüngeren diskordanten Granite, wie im Vogtlande und im Fichtelgebirge.

Unter den Gesteinen der Vorberge des Eulengebirges sind von besonderer Bedeutung diejenigen des Zobten und seiner Umgegend, sowie die der kleinen Baumgarten-Grochauer Berggruppe.

Der Gabbro des Zobtenberges.

Die aus der diluvialen Ebene einzeln und in Gruppen auftauchenden Berge und Hügel zwischen Schweidnitz und Frankenstein gehören, wie erwähnt, im allgemeinen zum Gneisgranitgebiete des Eulengebirges; gegen dieses sind sie an tertiären Verwerfungen abgesunken und von diluvialen Ablagerungen, auch von tertiären Braunkohlenbildungen umhüllt. Als eine letzte hohe Warte ragt im Norden dieses fruchtbaren Hügellandes der 718 m hohe Zobtenberg empor. Die Nordwestseite des Berges besteht aus Granit; der größere Teil aus Gabbro; südlich und östlich vorgelagert ziehen Serpentin Hügel im Halbkreise und in breiter Zone herum.

Justus Roth hat sich mit diesem merkwürdigen Gabbrovorkommen beschäftigt¹⁾; er benannte dies Gestein nach dem Vorgange von Leopold von Buch (»Zobtenfels«, im Jahre 1797) »Zobtenit« und nahm dasselbe als Typus für solche Gabbros, welche geologisch den kristallinen Schieferen angehörig, petrographisch dem eruptiven Gabbro entsprechen. Justus Roth sah bekanntlich das ganze kristalline Schiefergebirge mit allen seinen Gesteinen, auch den Marmoren, als chemischen Absatz in den heißen Urmeeren, die Gneisgranite als erste Erstarrungskruste der Erde an. Daher seine Trennung vom »Zobteniten« und »eruptiven Gabbros«, welche genetisch unhaltbar ist.

Der Gabbro des Zobtenberges ist ein meist grobkörniges, äußerst zähes Gestein, bestehend aus dunkelgrünem Diallag und weißlichem Saussurit; der letztere setzt sich zusammen aus einem feinkörnigen Aggregat von Zoisit und Plagioklas; Hornblendenadeln sitzen im Saussurit, und auch der Diallag ist zum Teil in feinfaserige Hornblende umgesetzt. Der massige Gabbro geht auf der Nordseite des Berges in Flasergabbro, dann in feinkörnige Plagioklasamphibolite über. Akzessorisch sind Granat, Epidot, Magneteisen und Pyrit im Gabbro vorhanden²⁾. Wir sehen also hier eine typische, kontaktmetamorph durch Granit umgewandelte Form eines Gabbrodiabases vor uns, wie wir sie soeben im Gabbrozuge bei Neurode oder aus dem sächsischen Granulitgebirge oder aus dem Radautale im Harze (Bd. II, S. 346—350) kennen gelernt haben. Granitische Aplitgänge durchsetzen den Gabbro³⁾. Ebensowenig fehlen dem Zobtengebirge die Serpentine, welche aus den olivinhaltigen Gabbrodiabasen hervor-

¹⁾ In den Erläuterungen a. a. O., S. 128—136 (meist nach G. Rose). Berlin 1867. — J. Roth in Sitz.-Ber. der Kgl. Preuß. Akad. Wiss. Bd. 32, S. 611—630. Berlin 1887. — J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Bd. II, S. 484—491. Berlin 1883. — Vgl. auch M. Sadebeck, Der Zobtenberg und seine Umgebung. Eine Monographie. Mit 6 Tafeln. Verhandl. Leop. Carol. Akad. Wiss. Bd. XXV, II., S. 593—766. Breslau und Bonn 1855.

²⁾ H. Traube, Beiträge zur Kenntnis der Gabbros, Amphibolite und Serpentine des niederschlesischen Gebirges. Diss. Greifswald 1884.

³⁾ G. Gürich, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 56. Monatsberichte. S. 151. Berlin 1904.

gegangen sind; es ist der gewöhnliche dunkelgraugrüne Serpentin mit splitterigem Bruche, in dessen dichter Masse kleine Blättchen von Diallag und Bronzit, auch Körnchen von Magneteisen und Chromspinelle zu sehen sind. Bemerkenswert ist, daß an einigen Stellen granathaltende Granulite (»Weißstein«) im Kontakt mit Gabbro und mit Serpentin entstehen, was schon Gustav Rose beobachtete¹⁾; auch H. Traube weist auf die enge Verbindung des Gabbros und Serpentin vom Zobtenberge mit glimmerhaltigen Granuliten hin. Genetische Beziehungen bestehen zwischen Granulit und Gabbro nicht; denn der Granulit ist nach meiner Auffassung ein postdevonischer Gneisgranit, und der Gabbro ist ein cambrischer Diabas. Jedoch erkennen wir aus dieser Lagerung, daß Gabbro und Serpentin vom Zobtenberg gerade ebenso eingesunken waren in das Magma des Gneisgranitlakkolithen, wie ich dies aus dem sächsischen Granulitgebirge beschrieben habe. Daher auch hier am Zobtenberge die »Flasergabbros«.

Im Serpentin bei Jordansmühl, 10 km östlich vom Zobtenberge, entdeckte H. Traube einen Nephrit²⁾. Das Gestein ist dicht und lebhaft grün gefärbt oder faserig bis grobfaserig und von dunkelgrüner Farbe, selten sind hellgraue bis weißliche Partien; in der Mitte zeigt sich ein verfilztes Gemenge gekrümmter Faserbündel von Pyroxenen, die zumeist in faserige Hornblende (Uralit) umgewandelt sind; in vielen Hornblendebündeln liegen zahlreiche, untereinander parallele Magnetitschnüre; oft sind die Pyroxene noch als Bastit (zersetzer Bronzit), wie in den Serpentininen aus Diallag (Schillerspat) erhalten. Jedenfalls ist der Nephrit nur eine spezielle Ausbildung des Serpentin, der kontaktmetamorph am Granulit aus Gabbrodiabasen hervorgegangen ist. Das erkennt man daraus, daß nach H. Traubes Beschreibung »an den Stellen, wo Granulit und Serpentin zusammentreffen, sich Nephrit einfindet, der beide Gesteine oft in über fußmächtigen Lagen auf weite Strecken hin begleitet« (a. a. O. S. 414). Auch der Granulit ändert sich bei Annäherung an den Nephrit: »der Plagioklas hat sich fast gänzlich in derben Epidot, resp. Zoisit umgewandelt, Quarz und Glimmer ver-

¹⁾ Am südlichen Rande des Mlietscher Steinberges sah G. Rose »Weißstein«, der mit Serpentin wechsellagerte: »ein Umstand, welcher zeigt, daß der Serpentin zu den in Schichten vorkommenden Gebirgsarten gehört, nicht zu den eruptiven«; in J. Roth, Niederschlesisches Gebirge, a. a. O. 1867, S. 135.

²⁾ H. Traube, Über den Nephrit von Jordansmühl in Schlesien. N. Jahrb. f. Min. III. Beil.-Bd., S. 412—427. Stuttgart 1885. — H. Traube gibt an, daß dieser Nephrit nicht zur prähistorischen Zeit bekannt gewesen sein könne, weil seine Lagerstätte erst »in allerneuester Zeit« in einem tiefen Steinbruche bloßgelegt wurde. — Neuerdings sind Nephrite aus Serpentin im Radautale bei Harzburg (O. Welter), aus den Serpentin-gabbros bei Sestri levante an der Riviera (E. Kalkowsky) und aus Serpentin an der Flimspitze im Unterengadin (W. Paulcke) anstehend aufgefunden worden. Durch diese Funde wird jedoch nach meiner Ansicht keineswegs bewiesen, daß die Nephritteile des neolithischen Menschen nicht aus Zentralasien (H. v. Schlagintweit, Künlün-Gebirge, 1873) auf Handelswegen zu uns gekommen sind. An den genannten neuen Fundorten sind keine Brüche oder Halden eines alten Betriebes nachgewiesen; auch sind die Lagerstätten recht klein. Wegen der verschiedenartigen Zusammensetzung der Nephrite müßten zuerst einmal die zentralasiatischen Fundstätten an Ort und Stelle eingehend untersucht werden; die Nephrite dieser Lagerstätten werden vermutlich ebenso mannigfaltig in ihrer Zusammensetzung sein, wie etwa diejenigen, welche E. Kalkowsky aus dem Serpentin von Sestri levante beschrieben hat.

schwinden, und als ein neuer Gemengteil tritt grüne feinfaserige Hornblende hinein«¹⁾. Wir erkennen daraus eine Verschmelzung des Granitmagma (Granulit) an der Grenze gegen den Serpentinegabbro, welcher geologisch ein viel höheres Alter besitzt als der eingedrungene Granit, nämlich ein cambrisches Alter (Diabase).

Gerade wie im Radauthale im Harze (Bd. II, S. 347) werden wohl auch hier im Zobtengebirge und in den Frankensteiner Bergen die verschiedenen Gabbros und die Serpentinegabbros eigene, voneinander abgeordnete Diabasströme gewesen sein, da sie noch jetzt örtlich getrennt voneinander lagern. Ob der Olivinegehalt der Serpentinisierung eine Rolle spielte, bleibt zweifelhaft, da hier in diesen niederschlesischen Serpentinegabbros nirgends Olivinreste nachzuweisen sind; es ist ja auch längst bekannt, daß jeder Gabbro in Serpentin übergehen kann. Vielleicht waren die jetzt in Serpentin umgewandelten Diabaslager bereits stärker zersetzt und verwittert, als die jetzt nur in Gabbro umgewandelten Diabaslager des Cambriums. Jedenfalls stellen Gabbro, Serpentin und Nephrit verschiedene Stadien der durch chemische Prozesse in den Kontakthöfen der Granitstöcke umkristallisierten Diabase dar²⁾. Vielleicht entsprechen die Nephritknollen und -nester im Ser-

¹⁾ A. Sachs, Der Weißstein des Jordansmühler Nephritvorkommens. Im Zentralblatt für Min. 1902, S. 385—396. A. Sachs schließt aus der wirren Lagerung im Steinbruch von Jordansmühl, daß »zweifellos Übergänge zwischen Weißstein und Serpentin vorhanden« seien (S. 393). »Man kennt kein granitisches Magma mit 8% CaO« — allerdings, wenn ein massiger Granit vorläge, was aber hier in diesen Mischgesteinen nicht der Fall ist. »Es bleibt nur die Annahme übrig, daß sich das gabbroide Magma primär in einen farbigen basischen Teil (Serpentin) und einen farblosen sauren Teil (Weißstein) spaltete«; außerdem sollen »die Gesteine des Jordansmühler Bruches dynamometamorph verändert sein«. Diese unklaren und chemisch-physikalisch unmöglichen Anschauungen charakterisieren gut die »dynamometamorphe« Verwirrung der Dünnschliff-Petrographen.

²⁾ E. Kalkowsky (Nephrit im südlichen Ligurien. Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 58, S. 307—378; mit 1 Tafel. Berlin 1906) sagt S. 377: »wenn bei den Pseudomorphosen im Mineralreich durch Molekül für Molekül fortschreitende Umwandlung eine chemische Verbindung durch eine neue aus ganz anderen Elementen bestehende verdrängt werden kann, so brauchte die Umwandlung von Serpentin in Nephrit keine Verwunderung hervorzurufen, wenn es sich hier um einen einfachen hydrochemischen Prozeß handelte«. Mit einer solchen Erklärung der Entstehung des Nephrites begnügt sich jedoch K. nicht, sondern er nennt den ligurischen Nephrit ein »dynamometamorphes« Gestein — »infolge von Dislokationen im Erdinnern«. Dabei versucht aber K. gar nicht, ebensowenig wie andere Dynamometamorphiker, uns irgendwie zu erklären, wie denn der Gebirgsdruck es anstellen soll, daß er chemische Lösungen und chemische Umkristallisierungen in Gesteinen erzeugen könnte. Ein solcher »dynamisch« umkristallisierender Vorgang würde allen uns bekannten chemischen und physikalischen Gesetzen widersprechen. Außerdem sitzt der Nephrit gewöhnlich in Knollen und Nestern im Serpentin; seine Verbreitung zeigt keine ursprünglichen Beziehungen zu Dislokationen im Gebirge.

G. Steinmann hat angegeben, daß die ligurischen Nephrite in Form von eruptiven Gängen lagern. Man könnte solche scheinbar gangförmigen Nephrite im Serpentin wohl als Mineralgänge ansehen; aber wie ein gangförmig auftretendes Eruptivgestein in diesen Amphibolfilz, den man Nephrit nennt, chemisch umgewandelt worden sein soll, ist noch zu erklären. Mit dem Schlagwort der »Dynamometamorphose« ist da nichts gewonnen.

Jedenfalls hängt die Nephritbildung mit der Entstehungsart des Serpentin zusammen; wie aber der Gang der chemischen Umwandlung aus Diabas in Serpentin gewesen, ist bis jetzt im einzelnen auch nicht genau nachgewiesen worden. Erst

pentin solchen Partien, welche primär olivinreicher waren als die übrigen Diabasmassen; oder es waren Einschlüsse von Olivinfels wie die Olivinpyroxenchromitknollen im Basalt.

Über das Alter des Gabbros vom Zobten wissen wir, daß er älter sein muß als der Culm, da seine Gerölle (bis 0,5 m groß) in den unterkarbonischen Gneiskonglomeraten des Fürstensteiner Grundes und der Umgegend von Salzbrunn (westlich bis Alt-Reichenau) häufig neben den Gneisgeröllen liegen. Da die Granite vom Zobten und von Striegau in diesen Gneiskonglomeraten des unteren Culms fehlen, so schließt E. Dathe, daß sie entweder jünger als Culm seien, oder daß sie zur Culmzeit noch nicht an der damaligen Erdoberfläche zum Vorschein gekommen waren (E. Dathe, Salzbrunn, S. 48, a. a. O. 1892).

Ebenso liegen die Volpersdorfer Gabbros in den dortigen Culmkonglomeraten, so daß auch diese Gabbros bei Neurode älter sind als Culm¹⁾.

Die Baumgarten-Grochauer Berggruppe²⁾.

Eine interessante kleine Berggruppe sind die Baumgarten-Grochauer Berge südlich von Frankenstein: sie enthalten Gneisgranite, auf denen Gabbro- und Serpentinmassen aufsitzen; hier fand H. Traube im Serpentin der Hartekämme einen granatreichen Gabbro, dessen Omphazitgehalt ihn den Eklogiten nähert; das Gestein besteht unter dem Mikroskop aus: rotem Granat, lauchgrünem Omphazit, und Zoisit eingewachsen im Granat³⁾. Das Gestein erinnert an die Eklogite in der Münchberger Gneisplatte (Bd. II, S. 132); die Eklogite gehören nach meiner Auffassung zu den typischen Umwandlungsgesteinen der kontaktmetamorphen Diabase in den Gneisgranitlakkolithen.

Ein zweites Vorkommen von Nephrit beschreibt H. Traube aus dem Serpentin bei Reichenstein, also in dem Gebirge südlich der Glatzer Neisse. Dort streicht eine größere Anzahl von Marmorlagern durch die Glimmerschiefer und mit diesen wechsellagernd; daher die zahlreichen Kalkbrüche in der Nähe der Stadt Reichenstein. Diese großen Marmorlinsen enthalten alle Serpentin, und zugleich sind sie die Träger der Erzlagerstätten (Arsenikerze), auf deren Abbau einst der Reichtum dieser Gegend beruhte. Die größte Serpentinmasse ist diejenige der Grube »Reicher Trost« am Ostabhange des »Goldenen Esels« gelegen, deren Abbau in neuerer Zeit wieder aufgenommen wurde; die Erze sitzen in diesem durch reichliche Magnetiseinkörnchen schwarzem Serpentin und in den serpentinhaltigen Kalk-

wenn das Rätsel der Serpentinbildung gelöst wird, könnte gleichzeitig die Nephritbildung aufgeklärt werden.

¹⁾ Der südlich Falkenberg auf Blatt Rudolfswaldau von E. Dathe im Culm als Gang eingezeichnete Gabbro kann daher kein »Gang« sein, sondern eine unter dem Culm liegende Gabbroinsel.

²⁾ Vgl. in Justus Roth, a. a. O. 1867, S. 105–109: Die Baumgarten-Grochauer Berggruppe.

³⁾ H. Traube, Über ein Vorkommen von Eklogit bei Frankenstein in Schlesien. N. Jahrb. f. Min. 1889, Bd. I, S. 195–200.

steinen¹⁾. In einer Lagermasse, die sich aus Diopsid, Tremolit und Chlorit zusammensetzt, fand H. Traube in der Tiefe des Fürstentollens eine 7 cm starke Lage von dichtem, grünem Nephrit, der unter dem Mikroskop die feinfaserig verfilzte Struktur der Nephrite zeigt; die Diopside sind, wie im Serpentin von Jordansmühl, nur noch zum Teil erkennbar, zumeist sind sie in Asbest (Tremolit) übergegangen.

3. Das Hohe Gesenke.

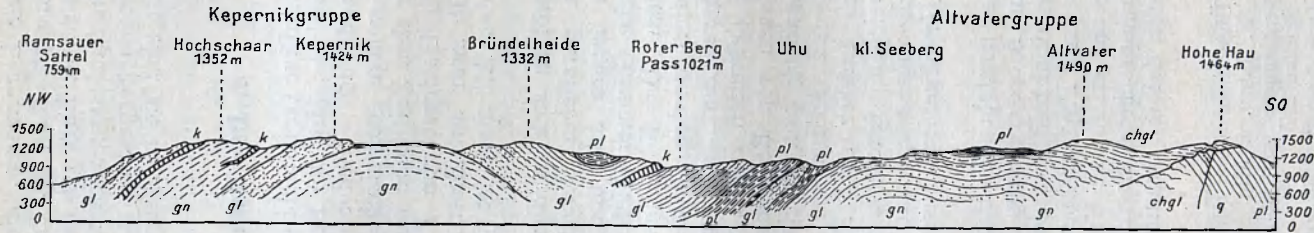
Über das kristalline Grundgebirge, welches die weiten Waldgebiete des »Hohen Gesenkes«, also der Berge zwischen dem Glatzer Graben und dem Westrande des »Niedereren Gesenkes« einnehmen, besitzen wir bis jetzt nur wenige geologische Nachrichten; Spezialkarten fehlen zumeist. Die für ihre Zeit sehr verdienstliche geologische Karte des Niederschlesischen Gebirges von E. Beyrich, G. Rose, J. Roth und W. Runge enthält zwar auf Blatt Glatz das Reichensteiner Gebirge und einen Teil des Altvater, ist jedoch für das kristalline Grundgebirge veraltet.

Im ganzen wölben sich in diesen Gebieten flache Gneiskuppeln auf in mehreren parallelen Bergzügen; breite Zonen von echten Glimmerschiefern lagern auf und an den Gneisgranitlakkolithen; darüber chloritische Glimmerschiefer, welche nach oben allmählich in Phyllite übergehen. Da die Glimmerschiefer und Phyllite leichter vom Wasser erodiert werden als die härteren Gneisgranite, so ragen diese in den höheren Bergzügen empor, während die Schiefer mehr in den flacheren Talweiten liegen und die Pässe bilden. So ziehen Glimmerschieferzonen von Reichenstein nach Eisersdorf hinüber, von Jauernig nach Landeck, von Friedeberg über die Ramsauer Paßhöhe nach Altenstadt und Goldenstein oder von Freiwaldau über den Rothenberger Paß hinüber nach Mährisch-Schönberg. Überall entsprechen den weichen, fruchtbaren Glimmerschiefer- und Phyllitgebieten die reich angebauten und bevölkerten Talflächen, während die Gneis- und Granitgebirge ausgedehnte und geschlossene Wälder tragen.

Aus dem hier umstehenden Profile 2 erkennen wir, daß eine ähnliche Tektonik im Altvatergebirge herrscht, wie im Erzgebirge: konkordante Gneisgranitlakkolithe tragen auf ihren flachen Kuppeln das Glimmerschiefer- und Phyllitgebirge. Der »vorläufige Bericht« von Fr. Becke²⁾ über das kristalline Grundgebirge im Hohen Gesenke ist leider ohne die versprochene Nachfolge geblieben; es wird in diesem Berichte angedeutet, daß die Granitgewölbe von metamorphen Kontakt-

¹⁾ H. Traube, Über einen neuen Fund von anstehendem Nephrit bei Reichenstein in Schlesien. N. Jahrb. f. Min. 1887, II, S. 275—278. Stuttgart. — Vgl. R. Hare, Die Serpentinmasse von Reichenstein und die darin vorkommenden Mineralien. Diss. Breslau 1879.

²⁾ Fr. Becke, Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes (Altvatergebirge). Sitz.-Ber. math.-naturwiss. Kl. k. Akad. Wiss. 51. Bd., Abt. I., S. 286—300; mit 1 geologischen Kartenskizze und 1 Profiltafel. Wien 1892.



Profil 2 (Maßstab 1 : 125 000)

durch das Hohe Gesenke, nach Fr. Becke. Sitz.-Ber. math.-naturwiss. Kl. k. Akad. Wiss. 51. Bd., Abt. I, Tafel II. Wien 1892.

- gn = Gneis.
 gl = Glimmerschiefer.
 chgl = Chloritglimmerschiefer.
 pl = Phyllit.
 q = Quarzit.
 k = Marmor und Kalksilicatschiefer.

höfen umgeben sind; Fr. Becke braucht hierfür noch die veraltete und für diese Gebiete speziell unrichtige Bezeichnung einer »Dynamometamorphose«.

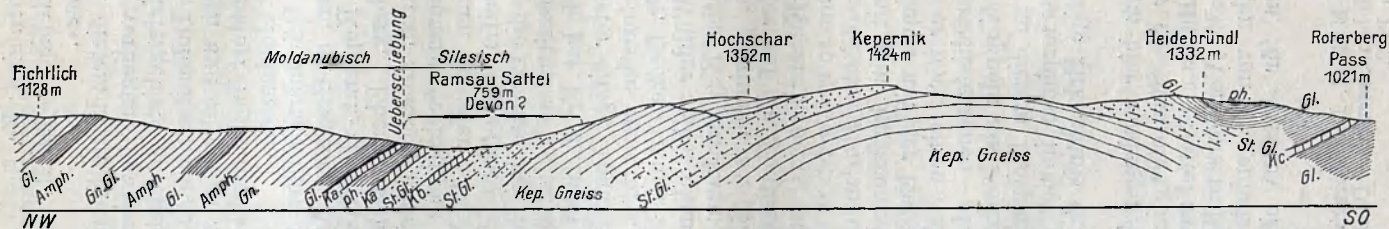
Daß in diesem kristallinen Grundgebirge kontaktmetamorphe Umwandlungen vorliegen, beweisen unter anderem die häufig durch die Glimmerschiefergebiete durchstreichenden Lager von kristallinen Kalksteinen und Dolomiten; einige dieser Marmorzüge lassen sich meilenweit verfolgen und schwellen zuweilen zu bedeutender Mächtigkeit an, so bei Eisersdorf im südlichen Glatzer Gebirge und zwischen Freiwaldau und Goldenstein.

In den Glimmerschiefern trifft man nicht selten typische Kontaktminerale an, so Granaten, Andalusite, Staurolithe, z. B. im Schiefermantel des Kepernik-Gneislakkolithen; auch am Fuhrmannstein und am Rothenberg. Ebenso ziehen Chloritglimmerschiefer und Amphibolite hindurch. Jedoch fehlen hier im Reichensteiner- und Altvatergebirge genauere geologische Aufnahmen und Untersuchungen über die kristallinen Schiefer. Einige große Stöcke von massigen jüngeren Graniten greifen diskordant durch die Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite; so die Granite bei Reichenstein und Schönau, sowie die ausgedehnte Granitmasse zwischen Friedeberg und Weidenau.

Kürzlich hat Fr. E. Sueß in seiner Abhandlung über die Moravischen Fenster einige Angaben über die Lagerung des Grundgebirges im Hohen Gesenke gemacht¹⁾, im Verfolg zu dem oben zitierten Bericht von Fr. Becke. Auch Fr. Sueß bestätigt, daß wegen der ausgedehnten Wälder selbst oben auf den mit Heide und Gras bewachsenen höchsten Kuppen kaum ein Überblick über den Bau des Hohen Gesenkes zu gewinnen sei (S. 58). Ich weiß nicht, warum Fr. Sueß nicht schärfer auf die Kontaktmetamorphose der den Gneiskuppeln des Kepernik (»Kepernikgneis«) auflagernden Schieferhülle hinweist. Da Fr. Sueß schon so weit geht, zu sagen, daß die »Staurolithglimmerschiefer kein stratigraphischer Horizont sind; ihre Entwicklung aus der Schieferhülle steht mit dem Gneiskontakt im Zusammenhang«; und: »die Metamorphose nimmt mit der Entfernung von der Gneisgrenze ab« (S. 60) — so hätte er noch einen Schritt weiter gehen können, diese Staurolithglimmerschieferzonen als kontaktmetamorphe Höfe, und die Gneise der Kuppeln als konkordante Granite anerkennen sollen. Wir sehen auch an diesem Beispiel, daß die alte Theorie der sogenannten Dynamometamorphose immer noch ein schwer bewegliches Hindernis für die richtige Erkenntnis der kontaktmetamorphen Höfe der Gneisgranite ist.

Auf dem hier wiedergegebenen Profile Nr. 3 von Fr. Sueß sehen wir, daß er die Staurolithglimmerschiefer, die Marmorlager und die Phyllite im Ramsauer Sattel zwischen Fichtlich und Hochschar, welchen Sattel eine alte Verkehrsstraße von Schlesien nach Mähren und jetzt die Eisenbahn von Ziegenhals nach Mährisch-Schönberg und Olmütz überschreiten, für »Devon« hält. Ich habe schon oben bemerkt, daß

¹⁾ Franz E. Sueß, Die Moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Denkschr. math.-nat. Kl. d. k. Akademie der Wiss. 88. Bd. Wien 1912.



Profil 3 (1:75 000)

durch das Altvatergebirge, nach Fr. E. Sueß, Die moravischen Fenster. Tafel I. Wien 1912.

a) Moldanubisches Grundgebirge.

Gn. = Gneise.

Gl. = Glimmerschiefer.

Amph. = Amphibolite.

b) Silesisches Grundgebirge.

Kep. Gn. = Kepernikgneise.

St. Gl. = Staurolithglimmerschiefer.

Gl. = Glimmerschiefer.

ph = Phyllite.

ka = Wenig kristalliner Kalk.

kb = Hochkristalliner Kalk
(Marmor).

kc = Kalksilicathornfels.

die Sueßsche Annahme von kontaktmetamorphem Devon auf der Westseite des Brünner Granitzuges nicht anerkannt wird, weil die Devonstufen auf dem Rücken des Brünner Granites mit Konglomeraten über den Granit übergreifen. Auch hier im Hohen Gesenke ist es nicht wahrscheinlich, daß diese Glimmerschiefer, Marmore und Phyllite dem devonischen Schichtensysteme angehören; ich halte diese Schichten für Cambrium oder Präcambrium. Außerdem halte ich den konkordanten Gneisgranit vom Hohen Gesenke für noch älter als den diskordanten Granitstock von Brünn. Endlich habe ich bereits erwähnt, daß am Westrande des Niederen Gesenkes die Konglomerate des Unterdevons diskordant auf das kristalline Grundgebirge des Hohen Gesenkes übergreifen.

Was die Sueßsche Tektonik anbetrifft, so glaube ich nicht, daß das »Moldanubische Grundgebirge« von Fr. Sueß über die Adler-Marchlinie nach Norden bis in das Adler- und Altvatergebirge hinübergezogen werden darf. Der Boskowitz Graben, erfüllt mit mächtigen Permkarbonablagerungen, bildet eine scharfe Grenze; dieser Graben zieht aber nicht nach Nordosten auf Mährisch-Schönberg und Friedeberg in Schlesien zu, sondern biegt von Boskowitz an nach Norden und dann nach Nordwesten in die Niederungen der Wilden Adler und der oberen Elbe (Jaromer, Königinhof) des nordöstlichen Böhmens hinüber.

Die Tektonik des kristallinen Grundgebirges vom Altvater bis zum Adlergebirge bleibt noch recht unklar; die Überschiebung auf der Nordwestseite des Ramsauer Sattels scheint mir nur eine lokale Bedeutung zu haben; sie gehört nicht einer großen Dislokation an, wie sie Fr. Sueß bis zur March oder gar bis nach Boskowitz und Brünn durchziehen möchte. Denn die Gneisaufwölbungen des Adlergebirges streichen nach Südosten und reichen bis Schildberg und Hohenstadt in Mähren, lagern also quer zur behaupteten Ramsauer Überschiebungslinie; daher versucht Fr. Sueß, eine ganz künstliche Verbindungslinie unter dem Alluvium des breiten Marchtales von Mährisch-Schönberg in einem kühnen Bogen bis zur Boskowitz Verwerfung (nicht Überschiebung) durchzuziehen.

Da hier im kristallinen Grundgebirge außer der schwierigen Lagerung nur noch petrographische Ähnlichkeiten maßgebend sein können, so sei schließlich hervorgehoben, daß keine wesentlichen Unterschiede in petrographischer Beziehung zwischen den Gneisen und Graniten des Adlergebirges, sowie seiner südöstlichen Fortsetzung und denen des Hohen Gesenkes zu bestehen scheinen. Dagegen liegt doch westlich des Boskowitz Rotliegenden Grabens ein ganz anders zusammengesetztes kristallines Gebirge (das Moldanubische Fr. Sueß) vor uns ausgebreitet.

Die Zonen des kristallinen Grundgebirges im Hohen Gesenke streichen im NNO; sie folgen also nicht der sudetischen Richtung. Erst im Nordwesten gegen das Glatzer Gebirge hin biegt ein letzter Ausläufer zwischen Neu-Waltersdorf und Eisersdorf allmählich nach NW um.

Der lange Kreidegraben von Mittelwalde-Glatz streicht ebenfalls im ganzen nördlich und biegt erst in seinem nordwestlichen Ausläufer

in NW zum Heuscheuergebirge um. Westlich dieses Kreidegrabens tritt das kristalline Grundgebirge wieder zutage: die Gneisgewölbe des Habelschwerdter und des Adlergebirges gabeln sich im Süden bei Mährisch-Schönberg vom Hohen Gesenke ab und ziehen im NW, also in sudetischer Richtung, bis Kudowa und Nachod, wo sie am Durchbruch der Mettau unter den rotliegenden Ablagerungen verschwinden.

In einer ausgezeichneten Abhandlung hat Franz Kretschmer kürzlich das kristalline Grundgebirge im südlichen Altvater aus der Umgegend von Zöptau an der Werta in Mähren geschildert¹⁾; da, wie erwähnt, bisher wenig über die schwierigen geologischen Verhältnisse dieses Gebirges veröffentlicht wurde, ist diese eingehende Untersuchung Fr. Kretschmers um so verdienstlicher.

Die Berge zu beiden Seiten des Mertatales steigen 700 bis 1200 m hoch an; die Einmündung der Merta in den Teßfluß bei Petersdorf, 6 km oberhalb Schönberg, liegt 340 m über dem Meere. Die Grundlage des Gebirges bilden Dioritgneise, denen mehr oder weniger mächtige Gabbrogesteine eingelagert sind; eine jüngere Gruppe stellen die Chloritgneise, die Glimmerschiefer und Phyllite dar.

Über die zum Teil massigen, zum Teil flaserigen und schieferigen Gabbros sagt Fr. Kretschmer: »Diese metamorphosierten Gabbrogesteine sind untereinander durch allmähliche Übergänge verknüpft und bilden zusammen mit den Dioritgneisen eine geologische Einheit«; er vergleicht sie mit den »Flasergabbros« im sächsischen Mittelgebirge. Der dickbankige Dioritgneis ist bald hellfarbig und feldspatreich; bald wird er dunkelfarbig und geht reich an Hornblende in Gabbrogneis über. Auch quarzhaltige Dioritgneise kommen vor. Zuweilen sitzt der massige Hornblendegabbro in 5—6 m mächtigen Gängen im Gneis auf.

Die Gabbrogesteine lagern konkordant zwischen den Gneisen, auch wenn sie »gangförmig« auftreten²⁾.

Da Fr. Kretschmer die Zöptauer Dioritgneise und Gabbrogesteine als einheitliche und intrusive Eruptivmassen betrachtet, kommt er folgerichtig zu dem Schlusse, daß beide Gesteine zusammen einen Lakkolithen bilden, eine »Diorit-Gabbrokuppel« (S. 172), entsprechend den Gneiskuppeln im sächsischen Erzgebirge. Durch die magmatischen Intrusionen dieses Diorit-Gabbrolakkolithen sei die Schieferhülle in Chloritgneise und in Glimmerschiefer kontaktmetamorph umgewandelt worden. Die Diorit-Gabbrogneise sind daher jünger als die Schieferhülle, in welche sie eingedrungen. Die Schiefer hält Fr. Kretschmer für präcambrisch (»algonkisch«).

¹⁾ Fr. Kretschmer, Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgegend von Zöptau (Mähren); Jahrb. k. Geol. Reichsanstalt, 61. Bd. 1. Heft, S. 53 bis 180; mit Übersichtskarte und 2 Profilen auf Taf. V. Wien 1911.

²⁾ Auf den Höhen des Butterhübels und Storchberges gibt Fr. Kretschmer Deckenreste von Gabbro diskordant über Dioritgneisen an. Daß diese Gabbros nicht deckenförmig lagern, sondern ebenso konkordant zwischen die Dioritgneise eingelagert sind, geht schon aus ihrem gleichförmigen und mit den Gneisen konkordanten Streichen hervor. Da die Gabbros schwerer verwittern und schwerer denudiert werden als die umliegenden Gneise, so treten sie auf den Bergkuppen hervor und umgeben sich mit Geröllschutthalden, die den Gneisen auflagern.

Man sieht, daß diese genetischen Anschauungen Fr. Kretschmers über die Entstehung des kristallinen Grundgebirges erfreulicherweise sich von der auch von ihm früher vertretenen Schultheorie des sog. Dynamometamorphismus nunmehr emanzipiert haben; sie nähern sich denjenigen, welche ich für die Genesis des sächsischen Erzgebirges zuerst aufgestellt habe (II. Bd. 1903).

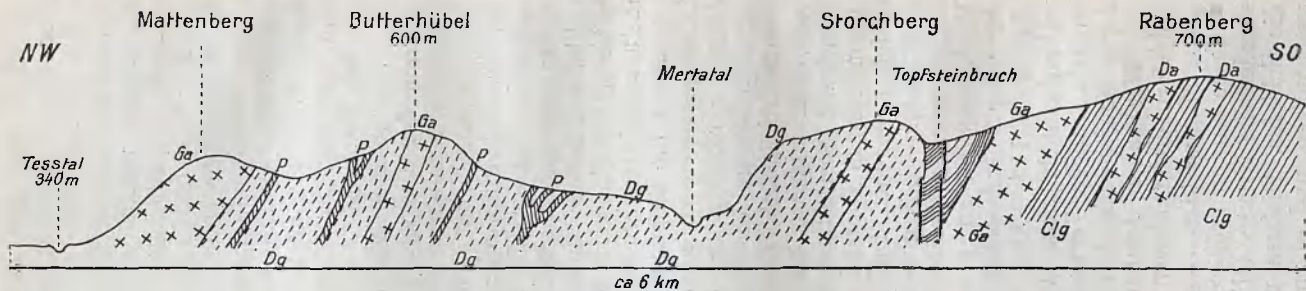
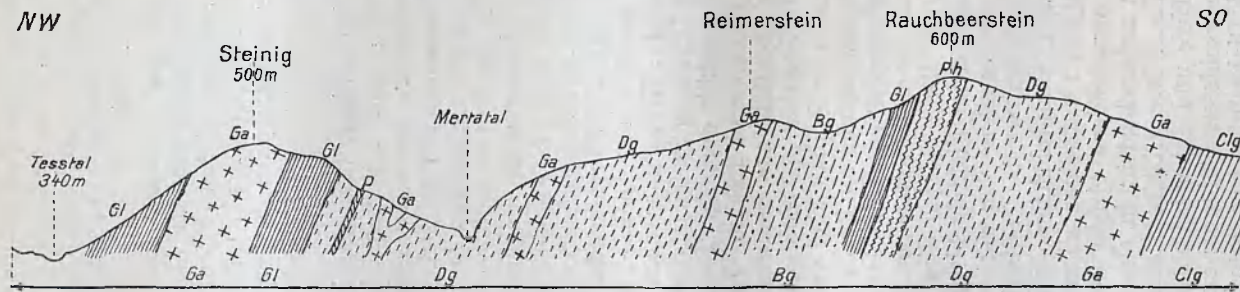
Für die Gabbrogesteine der Zöptauer Gegend nimmt jedoch Fr. Kretschmer einen andern Standpunkt ein als ich. Obwohl er in seiner Chloritgneisgruppe auf der Südostseite des großen Zöptauer Gabbrozuges Uralitdiabase und Diabasamphibolite kennt, welche als konkordante Lager in der metamorphen Schieferhülle eingeschaltet sind, verbindet Fr. Kretschmer dennoch nicht diese Diabase genetisch mit den Gabbros.

Wie im sächsischen Mittelgebirge, betrachte ich auch die Gabbrogesteine der Umgegend von Zöptau als konkordant in das Granitmagma eingesunkene Diabaslager des alten Schiefergebirges. Der Granitlakkolith hat viel Diabasmaterial in sich eingeschmolzen und hat sich daher teilweise zu einem basischeren Dioritgneis ausgebildet; anderseits hat er die nicht verdauten größeren Diabaslager durch Kontaktmetamorphose in Gabbrogesteine umgewandelt. Die Amphibolite, welche wie die Gabbros und Uralitdiabase den Gneisen und der Schieferhülle einlagern, sehe ich als Diabastuffe (Schalsteine) an, kontaktmetamorph in Gabbroamphibolite und in Hornblendeschiefer umgewandelt.

Auch die Topfsteine scheinen aus Diabas-, bzw. Gabbrostöcken hervorgegangen zu sein, da Fr. Kretschmer noch Reste von diopsidartigen Pyroxenen und von Diallagen im Tiefsten des Topfsteinbruches am Storchberge fand; auch enthält dort der Topfstein braune Hornblende, Aktinolith, Rutil, Ilmenit und Titanit. Die eigenartigen Umbildungen erinnern an die ebenfalls aus metamorphen Gabbros entstandenen Serpentine und Nephrite am Zobten in Schlesien. Die linsenförmigen Topfsteinmassen bei Zöptau sind von Talk- und Chloritschiefern umgeben. Daß die Umwandlung von Pyroxengesteinen (Gabbros) in Topfstein, d. h. also in wasserhaltiges Kalk-Magnesia-Tonerdesilicat, mittels warmer Quellen und deren Dämpfen bewirkt sei, nimmt auch Fr. Kretschmer an (a. a. O. S. 134), wie ich dies für die gleiche Bildung der Talk-Specksteinmassen im Fichtelgebirge angenommen habe (Bd. II, S. 117. 1903). Diese Annahme von warmen Quellen ist um so wahrscheinlicher, als in den Orten, wo der Topfstein in größerer Masse entsteht, starke Verwerfungen hindurchziehen (siehe Profil Nr. 4), in deren Klüften die tiefen Quellen aufsteigen konnten.

Wir haben demnach verschiedene Grade der Umwandlung von Schiefern und Diabasen zu unterscheiden: in das unterlagernde granitische Magma blätterten durch ihre größere Schwere die Schiefer und Diabase ein; in größerer Tiefe und daher bei höherer Temperatur entstanden die Gneise, Glimmerschiefer, Gabbros; zu einem Teil wurden die Schiefer, Diabase und Diabastuffe vom granitischen Magma eingeschmolzen, und es entstanden dadurch z. B. die Dioritgneise¹⁾; zum

¹⁾ Das Verhältnis der »Dioritgneise« Kretschmers zu seinen »Biotitorthoklasgneisen« (d. h. also Gneisgraniten) müßte näher festgestellt werden. Ich vermute,

ca 6 km
Profil 4.ca 5 km
Profil 5.

Profile 4 und 5 (Maßstab 1:37 000)

durch das kristalline Grundgebirge bei Zöptau in Mähren, nach Fr. Kretschmer, Jahrb. k. Geolog. Reichsanstalt 61. Bd., Tafel V.
Wien 1911.

Dg = Dioritgneis und seine Varietäten.
Bg = Biotitorthoklasgneis.
Ga = Gabbrogesteine und Amphibolite.
Clg = Chloritgneisgruppe.

Gl = Glimmerschiefer und Quarzite.
Ph = Phyllite.
P = Pegmatitgänge.

andern Teil wurden sie kontaktmetamorph durch heiße wässerige Lösungen unkristallisiert zu Glimmerschiefern, zu Marmoren, zu Gabbros und zu Amphiboliten. Die hangende Schieferdecke wurde weniger stark durch die wässerigen Lösungen metamorphosiert zu Chlorit- und Amphibolschiefern, zu Uralitdiabasen und Amphiboliten, die Kalksteine zu Marmoren; die hangendsten Schiefer zu verschiedenartigen Phylliten. Vermutlich hat diese ganze Schieferhülle ein prcambrisches oder cambrisches, vielleicht noch ein silurisches Alter besessen; jedenfalls war sie älter als Devon.

Die Tektonik des kristallinen Grundgebirges in den Bergen des Mertatales bei Zöptau ist wahrscheinlich komplizierter, als Fr. Kretschmer dies in seinen beiden Profilen auf Taf. V zum Ausdruck gebracht hat. Ich vermute ein abrasiertes Faltengebirge mit Schuppenstruktur, also Falten, Verwerfungen und Überschiebungen. Das Einfallen der Schichten ist steil 45–60° und konkordant in NW; das Streichen in NNO bis NO. An das »Schwimmen« von Glimmerschieferpartien im Gabbro und im Dioritgneis oder an die diskordante Auflagerung von Resten einer Gabbrodecke auf den Gneisen der Höhen des Butterhbels und Storchberges bei Zöptau glaube ich nicht, und habe ich danach hier die beistehenden Profile Fr. Kretschmers etwas abgeändert; die beiden Profile geben wenigstens ein ungefähres Bild der Lagerung des kristallinen Grundgebirges in der Umgegend von Zöptau im südlichen Altvater.

Gehen wir weiter südlich, so gelangen wir zu den von der Wiener geologischen Reichsanstalt publizierten Karten im oberen Marchtal: besonders das Blatt Mährisch-Schönberg bietet ein anschauliches Bild von der Lagerung des kristallinen Grundgebirges in den südlichen Teilen des Hohen Gesenkes¹⁾.

Wir sehen auf diesem Blatte dargestellt einen mannigfachen Wechsel von Gneisgraniten und Glimmerschiefern; die letzteren in reicher Ausbildung.

Hier soll der körnig-schuppige Biotitgneis nördlich von Schönberg älter sein als die übrigen Gneise, unter denen Chloritgneise, glimmerarme granulitische Gneise, dunkelgraue Schiefergneise, Hornblendegneise unterschieden werden. Diese Gneise hält G. von Bukowski sämtlich für eruptive Granitgneise. Nur der »Wackengneis von Hohen-

daß die Hornblende-Plagioklasgneise nur als Randzonen der Gneisgranite lagern, und zwar an den Stellen, wo sie in Kontakt treten mit den Diabasgabbros; durch Einschmelzung der alten Diabase entstand die Basizität der sog. Dioritgneise. — Auf dem Blatt Mährisch-Schönberg, welches am Nordrande nahe bis Zöptau reicht, hat G. von Bukowski (Wien 1905) keine »Dioritgneise« im oberen Mertatale bei Zöptau eingezeichnet; auch keine Gabbros, deren Massen G. von Bukowski als »Amphibolite und Amphibolschiefer« bezeichnet. — Hier im kristallinen und metamorphen Gebirge hängen die Bezeichnungen der Gesteine ab von der genetischen Auffassung jedes Geologen; die Erkenntnis von der Genesis der kristallinen und halbkristallinen Gesteine ist jetzt erst im Werden; wir begegnen daher noch recht verschiedenen Auffassungen.

¹⁾ G. von Bukowski, Geologische Spezialkarte im Maßstabe 1:75 000, Blatt Mährisch-Neustadt und Mährisch-Schönberg, mit Erläuterung, Wien 1905. Leider sind die Erläuterungen zu den geologischen Karten der k. Geol. Reichsanstalt un-
gemein kurz und drfzig gehalten; über die Tektonik erfährt man sehr wenig. Geologische Profile fehlen vollständig.

stadt«, wie ihn O. Tietze nannte¹⁾, soll sedimentären Ursprungs sein, da er in die Glimmerschiefer allmählich übergehe und einer Grauwacke ähnlich sehe.

Eine andere Abhandlung von Fr. Kretschmer gibt²⁾ genauere Aufschlüsse über die Kalksilicat-zonen zwischen Glimmerschiefern und Gneisgraniten bei Schönberg. Durch den Kalkgehalt der ursprünglichen Sedimente sind auch hier, wie gewöhnlich, recht mannigfaltige metamorphe Schiefer im Kontakthofe der Gneisgranite entstanden; in den Kalksilicatgesteinen finden sich: Augit, Diopsid, Hornblende, Granate, Vesuvian, Prehnit, Skapolith, Zoisit und Ilmenit; auch Serpentin und Marmor³⁾. A. Scheit nimmt an, daß diese jetzt kristallinen Gesteine etwa aus einem »eisenhaltigen dolomitischen Mergel« kontaktmetamorph umgewandelt seien. Diese Kalksilicatgesteine wechsellagern bei Schönberg mit den Glimmerschiefern und liegen mit diesen konkordant zwischen den Gneisgraniten.

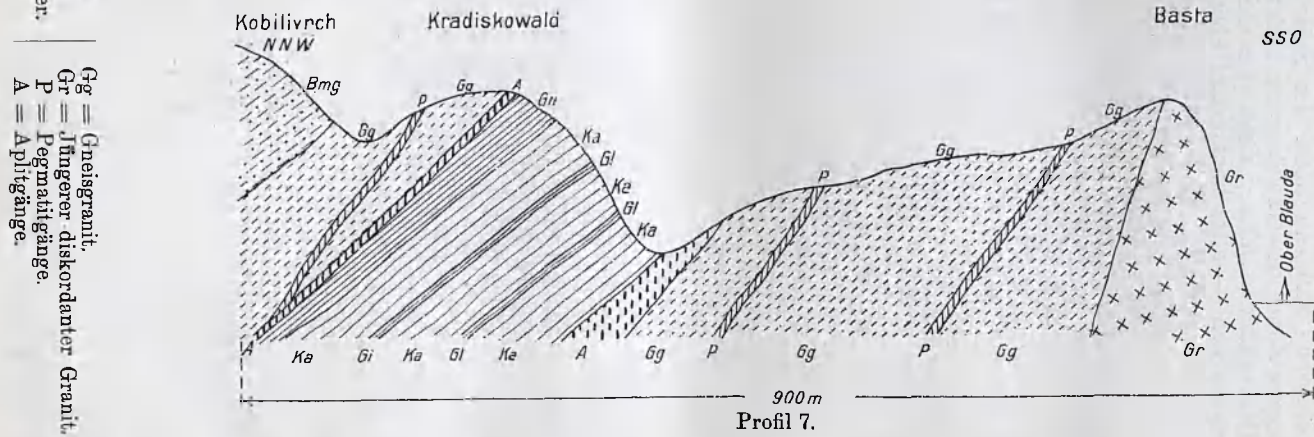
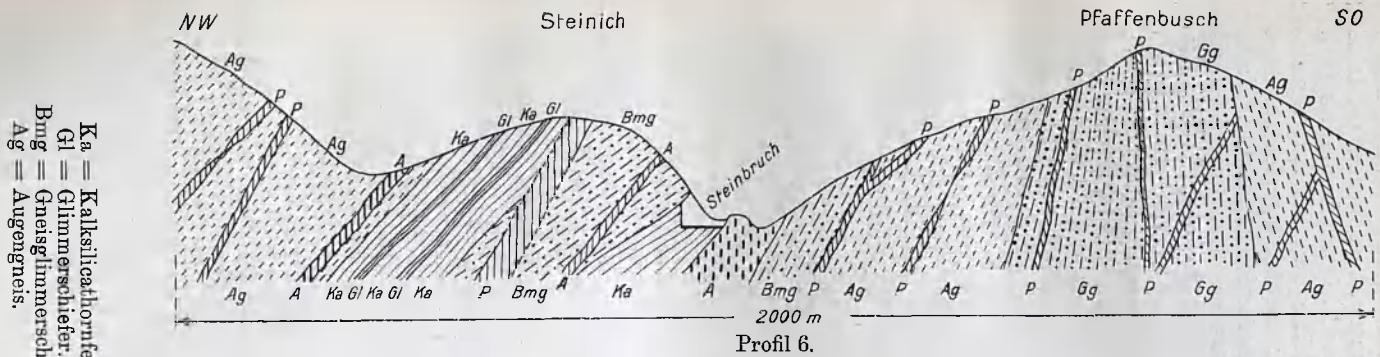
Während Fr. Kretschmer (a. a. O. S. 569) die Kontaktmetamorphose der kristallinen Schiefer ausschließlich auf die älteren Gneisgranite zurückführt, sieht G. von Bukowski in dem sog. »Allochroitfels« (Allochroit = Aplom, ein Kalk-Eisen-Tonerdegranat), der westlich von Schönberg im oberen Blaudatale für Straßenschotter gebrochen wird, ein Kontaktgestein des jüngeren Blaudagranites an.

Es ist die Frage, ob dieser Granat-Tremolithornfels von Blauda, und wieviele von den übrigen Kalksilicat-Hornfelsgesteinen bei Schönberg von den älteren konkordanten Gneisgraniten oder von den jüngeren massigen und diskordanten Graniten erzeugt wurden. Die Lagerung ist schwer aufzuklären, da, wie G. von Bukowski klagt, die Aufschlüsse durch »die weithin das Grundgebirge überkleidende Quartärdecke, die in höchstem Ausmaße als Kulturboden ausgenutzt wird«, nur äußerst wenige sind (Erläuterung S. 4). Wo durch dieses kristalline Grundgebirge etwa Verwerfungen oder Überschiebungen durchziehen, wird kaum festzustellen sein. Die beifolgenden Profile von Fr. Kretschmer gebe ich daher mit allem Vorbehalt wieder und mit dem wiederholten Bemerken, daß die Tektonik des Gebirges vermutlich viel komplizierter sein dürfte; die Gneiszonen lagern vielleicht schuppenförmig über die Glimmerschieferformation überschoben; die Pegmatit- und Aplitgänge werden nicht so gleichförmig durchstreichen; jedoch geben diese Pro-

¹⁾ O. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. k. Geol. Reichsanstalt. 51. Bd. 1901, S. 656. Wien 1902.

²⁾ Franz Kretschmer, Die Petrographie und Geologie der Kalksilicatfelse in der Umgebung von Mährisch-Schönberg. Jahrb. k. Geol. Reichsanstalt. 58. Bd. 1908, S. 527–572; mit 1 Profiltafel. Wien 1909. — Und ergänzend: Artur Scheit. Der Kalksilicatfels von Reigersdorf bei Mährisch-Schönberg. Dass. Jahrb. 60. Bd. Heft 1; mit 1 Taf. mikroskop. Schiffe. S. 115–132. Wien 1910.

³⁾ Fr. Kretschmer gibt an (a. a. O. 1909, S. 569), daß die Kalksilicatlager (im oberen Blaudatale) zum Teil in der Tiefe die größere Intensität der Kontaktmetamorphose darbieten: nämlich Zunahme der Feldspatisierung und der Silizifikation, welche in der Ausbildung pegmatitischer Strukturen zum Ausdruck kommt, während nach oben abnehmend lediglich Marmorisierung zustande kam. Diese Beobachtungen von Franz Kretschmer stimmen ganz überein mit meiner Anschauung, daß in den näher dem Granitmagma liegenden Zonen der Sedimente durch die in der Hitze leicht bewegliche Kieselsäure stärkere Silicatumbildungen erzeugt werden als in größerer Entfernung vom Granitlakkolithen.



Profile 6 (bei Reigersdorf) und 7 (bei Blanda)
 durch die Kalksilicatlager im Glimmerschiefer und Gneis; nach Franz Kretschmer, Jahrb. k. Geol. Reichsanstalt 58. Bd.,
 Tafel 18. Wien 1909.

Das Hohe Gesenke.

file immerhin eine Idee der Lagerung im Grundgebirge bei Schönberg. Die auf diesen Profilen von Fr. Kretschmer angegebenen Gesteine dürften etwa so aufeinander folgen, daß die Gneisgranite ursprünglich lakkolithische Kuppeln unter der Schieferhülle und die Augengneise die oberen Zonen der Gneiskuppeln bildeten; darüber lagerten zunächst die Gneisglimmerschiefer, dann die Glimmerschiefer mit den Kalksilicatgesteinen — alles konkordant übereinander. Der jüngere Granit von Schönberg und Blanda, sowie die Aplit- und Pegmatitgänge setzen diskordant und durchgreifend durch jene älteren Schiefer und Gneise.

Für die Entstehung dieser ursprünglich sedimentären Glimmerschiefer, Marmore und Kalksilicatgesteine nehme ich eine chemische Umwandlung durch Wasser unter Druck an; obwohl Fr. Kretschmer und A. Scheit eigentlich dieselbe Auffassung einer »hydatogenen« Entstehung dieser Gesteine im Kontakt mit dem Eruptivmagma (den von unten her eindringenden Gneisgraniten) besitzen, so stehen die österreichischen Geologen immer noch im Banne der sog. Dynamometamorphose. Fr. Kretschmer fügt seinen Ausführungen daher hinzu: diese Umwandlung der Gesteine »fällt wohl der Zeit nach in die Periode des Pressungs- und Faltungsaktes, dem der eruptive Gneiskern selbst unterworfen war« (a. a. O. S. 568).

Meiner Ansicht nach geschah die kontaktmetamorphe Umwandlung der Schiefer in größerer Tiefe der Erdkruste; die Gebirgsfaltung aber in einer viel späteren Zeit, zu welcher sowohl der längst erstarrte Gneisgranit als die längst in Kalksilicathornfelse und in Glimmerschiefer umgewandelte kristalline Schieferhülle passiv heraufgestaut und gefaltet wurden.

Da die devonischen Schichten in dem Gebiete zwischen Schönberg, Aussee und Römerstadt diskordant über das kristalline Schiefergebirge übergreifen, so müssen die Sedimente, aus denen die Glimmerschieferformation im Hohen Gesenke entstanden ist, älter sein als Devon; also etwa Cambrium oder Präcambrium.

Die recht ausgedehnten Devongebiete in dem Gebirge östlich von Mährisch-Schönberg sind aber auch z. T. metamorph umgewandelt: die Diabase sind z. T. in Uralitdiabase und die devonischen Schiefer z. T. in Phyllite (Glimmer-Quarzglimmer-Chlorit-Phyllite) umkristallisiert worden. Diese kontaktmetamorphen Umsätze von devonischen Gesteinen beweisen, daß es auch in diesem Gebirge, wie am Ostrande des Hohen Gesenkes und im sächsischen Granulitgebirge, Granite gibt, welche jünger sind als Devon.

Obwohl die devonischen Schiefer¹⁾ nach den Angaben von G. von Bukowski auf Blatt Mährisch-Schönberg diskordant über das kristalline Grundgebirge übergreifen, wie in der Gegend von Brünn, so sind sie doch stark eingefaltet zwischen die Glimmerschiefer und Gneise, und zwar durch diejenigen Bewegungen, welche zwischen den Ablagerungen des Oberdevons und des Culms tätig waren; denn die Culmschichten greifen diskordant über das eingefaltete Devongebirge (vgl. unten das Devon bei Brünn). Wenn auch der Culm mit dem älteren Gebirge

¹⁾ Ob die unteren Zonen des Devons auch hier wie bei Brünn nur dem oberen Teil des Unterdevons angehören, läßt sich nicht nachweisen, da in diesen Schiefen bisher keine Fossilien gefunden wurden.

östlich der March nach NO streicht bis in das Hohe Gesenke, so wenden sich doch die Culmschichten im Niederen Gesenke mehr einem nördlichen Streichen zu.

Für die Struktur der Gebirge sind die bestehenden Diskordanzen wichtiger zur geologischen Geschichte der Erde als die allgemeinen Streichrichtungen; das parallele Streichen verschiedenalteriger Gebirgsteile wurde meist erst durch jüngere Bewegungen in der Erdkruste bewirkt, Bewegungen, durch welche sowohl das kristalline Grundgebirge wie paläozoische oder mesozoische Schichtenkomplexe in parallele Bergzüge zusammengeschoben wurden. Es ist daher nicht angängig, ein paralleles Streichen von Gebirgen zur Bestimmung ihres geologischen Alters zu verwenden, wie dies einst von Elie de Beaumont, oder wie es neuerdings durch einige jüngere Geologen geschehen ist.

4. Das Adlergebirge.

Das Marchtal in der Gegend von Mährisch-Schönberg bildet für das kristalline Grundgebirge eine scharfe tektonische Grenze: die Gneis- und Glimmerschieferrücken streichen im Hohen Gesenke nach Nordosten; jenseits der March dagegen im Habelschwerdter und Adlergebirge nach Nordwesten. Die Grenze zwischen beiden auseinanderstrahlenden Gebieten bildet der lange Kreidegraben vom Habelschwerdt-Mittelwalde; von der südlichen Ausspitzung dieses Grabens verläuft die Grenze quer durch die Gneis- und Glimmerschieferberge aus der Gegend vom Schildberg über den Bukowitzer Paß (ca. 600 m), über welchen die Straße von Rothwasser am Friesebach hinüberzieht nach Klösterle an der March. Hier in dieser Gegend zwischen Schildberg und Schönberg müssen starke Verschiebungen und Verwerfungen im kristallinen Grundgebirge liegen, über welche noch nichts bekannt ist.

Das Habelschwerdter Gebirge ist ein 800—900 m hoher und ca. 30 km langer Bergrücken aus Gneis und Glimmerschiefer bestehend, und beiderseits mit Verwerfungen an Kreidegräben abschneidend. Das Adlergebirge läuft jenem Gebirge parallel von SO nach NW; sein bis 1000 m hoher Gneisrücken fällt steil längs der Nordostseite ab in das Steinseifener Längstal und dacht sich flach nach der böhmischen Seite ab. Hier in dieser Abdachung des Adlergebirges lagern gleichförmig über der Gneiskuppel zunächst die mannigfaltig zusammengesetzten Glimmerschiefer, dann in ansehnlicher Breite cambrische oder präcambrische Phyllite, welche ihr nordwestliches Ende erst an dem Mettaudurchbruche bei Nachod erreichen.

In diesen Glimmerschiefer- und Phyllitgebieten brechen bei Levin und Nachod jüngere Granite auf, welche diskordant durch die Schiefer durchgreifen und kontaktmetamorphe Zonen in den Phylliten erzeugt haben¹⁾. Zunächst am Granit lagern Hornfelsgesteine (W. Petrascheck

¹⁾ W. Petrascheck gibt nur einen geringen Grad von Kontaktmetamorphose zu, obwohl er selbst die verschiedenen metamorphen Gesteine beschreibt; im Jahrb. k. Geol. Reichsanstalt: Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges. 59. Bd., S. 427—524. Wien 1910. Kürzlich ist Blatt Josefstadt-Nachod der österreich. Spezialkarte in 1:75 000 geologisch aufgenommen von W. Petrascheck erschienen Wien 1913.

nennt sie »Gneisphyllite«); dann erscheinen Hornblende-, Aktinolith- und Zoisitschiefer; auch feinschuppige Glimmerschiefer, dunkle Biotitphyllite, Chlorit- und Quarzitschiefer; Uralitdiabas, Diabasschiefer und Grünschiefer; zu oberst die typischen Sericitphyllite.

Daß hier die Granitstöcke nicht von regelmäßigen Kontakthöfen umzogen erscheinen, liegt zu einem Teil an der starken Verstauchung der Schiefer, die meist steil (40—70°) einfallen; zum anderen Teil an den vielen Verwerfungen zwischen Granit und Schiefer.

Der Granitstock (641 m hoch) von Cerma bei Nachod besteht aus einem hellroten, ziemlich grobkörnigen Biotitgranit, der stark in Grus zerfällt. Auf seinem breiten Rücken haben sich Moore angesiedelt. Wie das ganze Gebirge hier stark verstaucht ist, so zeigt auch der massige Granit Pressungserscheinungen, besonders längs der Westseite an den Verwerfungen; auch Reibungsbreccien sind in den Druckspalten entstanden.

Zahlreiche Apophysen entsenden die verschiedenen Granitstöcke in die Phyllite, z. T. als Lagergänge parallel zur Schichtung der Schiefer, z. T. quer durch die Schichtung¹⁾.

Interessant ist der Gabbro am Spitzberge bei Deschney, den schon Justus Roth in seinem Werke über das Niederschlesische Gebirge erwähnt (a. a. O. 1867, S. 249): »Das Gestein enthält große, bläulich-graue Labradorkristalle in überwiegender Menge, daneben grünen, zum Teil zu Diallag verwitterten Augit, strahlsteinähnliche Hornblende und etwas Titaneisen; Glimmer findet sich in einzelnen größeren tombakbraunen Blättchen. Er hat einen etwas anderen Habitus als der Gabbro von Volpersdorf, was namentlich durch die langgestreckten Labradorzwillinge bedingt wird«.

Dieser Gabbro lagert in dem Schieferzuge der hohen Mense, westlich vom Gneisrücken des Adlergebirges und südlich des jüngeren Granites von Levin; die Schiefer, in welchen er auftritt, gehören nach W. Petrascheck (a. a. O. 1910, S. 451) der Phyllitformation an (Hornblendegrünschiefer, Aktinolithchloritschiefer u. a.); auch begleiten ihn »körnige Amphibolite«, also Diabastuffe nach unserer Auffassung.

Die genaue petrographische Beschreibung dieses Deschneyer Gabbros durch W. Petrascheck (a. a. O. 1910, S. 479—489) läßt uns erkennen, daß wir hier einen metamorphen Diabas vor uns haben, vom gleichen Typus wie die Volpersdorfer Gabbros. Die Saussuritisierung der Plagioklasse, indem Zoisite und Sericite in ihnen wachsen, die Umwachsung der Diallage durch Aktinolithe, die Entstehung von brauner Hornblende, von Tremolit, Chlorit, Biotit, von Titaneisen, die gabbroide Struktur des Gesteines, alles weist auf die Metamorphose eines Diabaslagers im Kontakt mit Granit hin; da Olivinreste nachzuweisen sind, ist es ein Olivindiabas gewesen.

W. Petrascheck erkennt einerseits, daß »bei einem Gestein, das 3—4 cm lange und nur 2—3 mm dicke Plagioklastafeln besitzt, die nicht eine Spur von Zerbrechungen und Stauchungen zeigen, von einer mechanischen Einwirkung des Gebirgsdruckes nicht gut die Rede sein kann«; andererseits kann er sich nicht befreien von der schulmäßigen

¹⁾ Siehe W. Petrascheck a. a. O. 1910 die Figuren 2 und 3 S. 449 und 450.

Dynamometamorphose, und er kommt daher zu dem gewundenen Schlusse: »Die bruchlose Umformung, die durch die Dynamometamorphose eingeleitet wurde, wurde in ihren Anfängen unterbrochen, so daß sie nur die labilsten Mineralkomponenten betraf, und der Gabbro mit kaum veränderter Struktur erhalten blieb.« Es kann nicht oft genug wiederholt werden, daß chemische Lösungen und chemische Umkristallisierungen in Gesteinen nicht durch Gebirgsdruck möglich sind, sondern nur durch wässerige Lösungen und Umsätze. In Wirklichkeit abstrahiert daher auch W. Petrascheck von der sog. Dynamometamorphose bei der Umwandlung des Deschneyer Gabbros und macht die jüngeren Granite mit ihrer Kontaktmetamorphose dafür verantwortlich (S. 453 unten: »Der Kudowaer Granit wäre sonach jünger als der Gabbro«).

Ein ähnlicher Hornblendegabbro, der im Glimmerschiefer bei Eisenberg (Blatt Mährisch Schönberg) eingelagert ist, könnte ebenfalls älter als Devon sein; etwa ein cambrischer Diabas, der durch die Gneisgranite in Gabbro kontaktmetamorph umgewandelt wurde.

So finden wir also hier im Adlergebirge alle Gesteinstypen, wie sie überall im kristallinen Grundgebirge auftreten: ein altes, etwa cambrisches Schiefergebirge mit Diabaslagern und Diabastuffen wurde in größerer Tiefe kontaktmetamorph durch konkordante Gneisgranite in Glimmer- und Chloritschiefer, in Gabbros und Amphibolite umkristallisiert; später nochmals durch jüngere diskordante Granite durchbrochen und in Phyllite, in Graphitschiefer und Grünschiefer, in den unmittelbaren Kontakten auch in Hornfels (Gneisphyllit, W. Petrascheck) und in Uralitdiabase umgewandelt.

5. Das Jeschkengebirge.

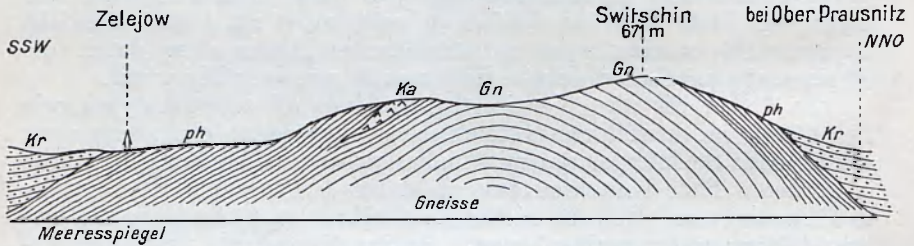
Auf meiner geologischen Übersichtskarte des Deutschen Reiches, Blatt Görlitz, habe ich den südöstlichen Teil des Jeschken(=Eschen-)gebirges als direkte Fortsetzung des Eisenbroder Gebirges mit der Farbe des Cambriums, den nördlichen Teil mit der Farbe des Untersilurs und endlich von Kratzau bis Grottau an der Neiße mit der Gneisfarbe eingezeichnet; eine größere Anzahl von Diabasdecken lagern konkordant zwischen den Sedimenten.

Neuere Arbeiten und Aufnahmen des Jeschkengebirges gibt es kaum. Die Abhandlung von Johann Jokély vom Jahre 1859 ist zwar dem jetzigen Stande der Wissenschaft gegenüber in manchen Punkten veraltet, bietet aber doch eine klare, wenn auch kurze Darstellung des geologischen Baues vom Jeschkengebirge, zugleich mit einer kleinen geologischen Kartenskizze und mit dem hier beistehenden Profile. Fr. Katzer, J. Gränzer u. a. beziehen sich im wesentlichen auf diese alte Abhandlung von Jokély¹⁾ und auf die unten zitierte geologische Karte von A. Fritsch und G. Laube.

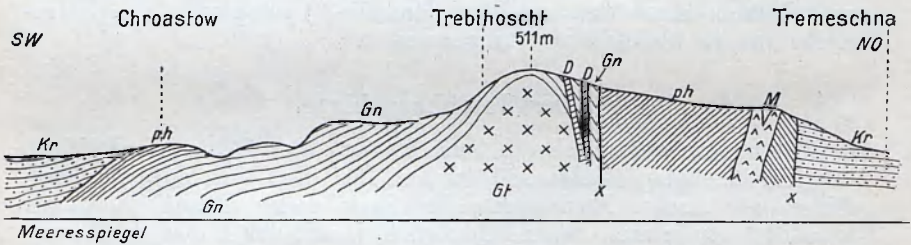
¹⁾ Johann Jokély. Der nordwestliche Teil des Riesengebirges und das Gebirge von Rumburg und Hainspach in Böhmen; Jahrb. k. Geol. Reichsanstalt; 10. Bd., S. 365—398; darin »das Jeschkengebirge«, S. 384—389. Wien 1859. — Fr. Katzer. Geologie von Böhmen; das Lausitzer mit dem Jeschkengebirge. S. 439—455. Prag 1892. — A. Fritsch und G. Laube. Geologische Karte von Böhmen; Sektion II.: Um-

Das Eisenbroder Schiefergebirge, das dem mächtigen Granitstocke des Iser- und Riesenkammes anlagert, taucht südlich Eisenbrod und Hohenelbe unter das ausgedehnte rotliegende Sandsteingebirge von Lomnitz-Trautenau. Am Südrande dieser im Mittel 500 m hohen rotliegenden Berge tritt westlich von Königinhof noch einmal das Grundgebirge zutage längs der großen Verwerfungen und Überschiebungen am böhmischen Rande der Sudeten, im Switschinberg, der mit 671 m Höhe seine weitere Umgebung um einige hundert Meter überragt.

Dieses kleine Switschingebirge ist wichtig, weil dasselbe eine typische Serie von Gneisgraniten, von Glimmerschiefern (»Gneisphylliten«), glimmerreichen Chlorit- und Feldspatphylliten und echten grüngrauen Phylliten enthält, deren Zonen ineinander übergehen und konkordant übereinander lagern¹⁾; siehe die beistehenden Profile.



Profil 8.



Profil 9.

Profile 8 und 9 (Maßstab der Länge 1 : 50000; der Höhe zur Länge wie 3 : 1) durch den Switschinberg bei Königinhof in Böhmen; nach Fr. Katzer, Verhandl. k. Geolog. Reichsanst. 1904, S. 128.

- Gt = Massiger Gneisgranit.
- gn = Gneis.
- ph = Phyllit.
- ka = Kalkstein im Phyllit.
- DD = Diabasgänge.
- M = Melaphyrgang.
- kr = Obere Kreide.
- xx = Verwerfungen.

gebung von Teplitz bis Reichenberg. Archiv der naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen; X. Bd. Nr. 1. Prag 1895. — J. Gränzer. Der Reichenberger Bezirk hinsichtlich seiner senkrechten Bodengestaltung und seiner geologischen Verhältnisse. Mit einer geologischen Karte; Sonderabdruck aus der »Heimatkunde des Reichenberger Bezirkes« verfaßt von A. Ressel. Reichenberg 1905. Darin Literaturverzeichnis S. 42.

¹⁾ Fr. Katzer, Die Grundgebirgsinsel des Switschinberges in Nordostböhmen; in Verhandl. k. Geol. Reichsanstalt Jahrg. 1904, S. 124—132. Wien 1904.

Die im Kern des Gebirges massigen Gneisgranite gehen allmählich in flaserige und dünnschieferige Gneise über; Augengneise kommen stellenweise vor. Neben Muscovit führen die Gneise auch talkartigen Chlorit. Die starke rote Färbung durch Eisenglanz (»Hämatit«) ist nur oberflächlich und sekundär; Fr. Katzer führt diese Färbung mit Recht auf die frühere Bedeckung durch rotliegende Sandsteine zurück, also ähnlich wie auf dem Südrande des Harzes (vgl. II. Bd., S. 379).

Das Streichen dieser Phyllite und Gneise geht von NW nach SO bis OSO; das Fallen auf der Südwestseite in SW bis S, auf der Nordostseite in NO bis N, so daß die ganze Insel ein aufgestauter Sattel ist, der das Rotliegende und die Kreideschichten durchragt. Im Innern des Sattels herrscht steiles Fallen von 60—80°; nach außen verflachen die Schichten bis zu 30 und 20°.

In den hellgraugrünen Phylliten lagern Quarzitschiefer; auch einzelne Kalksteinbänke.

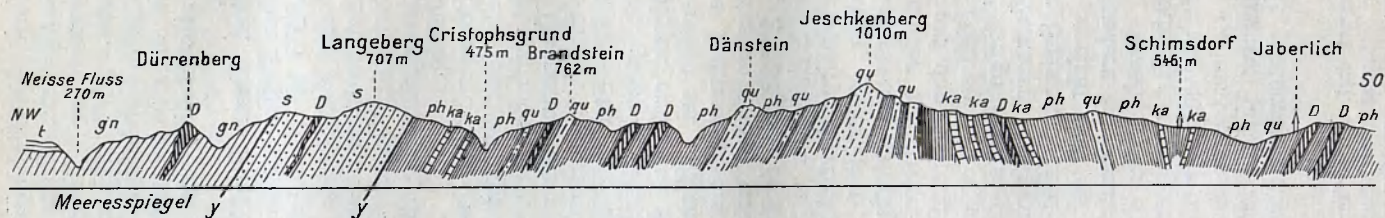
Die roten Permsandsteine lagern diskordant auf dem Phyllitgneissattel, so daß also das Grundgebirge vor dem Perm bereits erodiert war; das beweist auch die sekundäre Rotfärbung der Gneise.

Cenomane Quarzsandsteine greifen endlich über Grundgebirge und rotliegende Stufen diskordant über. Da auch die Kreideschichten dem sudetischen NW-Streichen und SW-Fallen folgen, so müssen wir annehmen, daß die ganze Sattelaufbäumung, auch der Sattel des kristallinen Grundgebirges, erst nach dem Kreidesystem, also während der tertiären Zeit, erfolgt sei. Wenn Fr. Katzer statt dessen drei verschiedenzeitliche Faltungen, eine vorpermische, eine nachpermische, »vielleicht untercretaceische« und eine postcretaceische Faltung annimmt (a. a. O., S. 132), so identifiziert er fälschlich eine diskordante Auflagerung von Sedimenten mit der Auffaltung eines Gebirges.

Im Jeschkengebirge herrschen die Phyllite vor; es sind die gewöhnlichen grauen, grünlichen, auch rötlichen, seidenglänzenden Schiefer; Fältelungen sind häufig. Konkordant in den Phylliten lagern mit wechselnder Mächtigkeit: weißliche Quarzitschiefer, schiefrig durch Glimmer auf den Schichtflächen; graue bis dunkelgraue Kalksteine; massige Diabase in Lagern und in Gängen, sowie mit ihnen verbundene schieferige Amphibolite (Diabastuffe).

Auf dem Kalkberge (789 m hoch) östlich über Pankratz (350 m) steht ein großer Steinbruch in dem hier etwa 60 m mächtigen Lager, welches in NO streicht und mit 60—70° in NW einfällt¹⁾. Es ist kein Marmor, sondern ein grauer, auch rötlicher Kalkstein mit weißen Kalkspatadern. Sowohl diese Kalksteine als die Schiefer, zwischen denen das Kalksteinlager eingeschaltet ist, sind stark zerklüftet und verquetscht. Die massenhaften kleinen und großen Harnische erinnern uns daran, daß wir uns hier in der südöstlichen Fortsetzung der Hohensteiner Überschiebung (siehe II. Bd., S. 182—187) befinden; wir haben es also hier mit postcretacischen, tertiären Überschiebungen zu tun.

¹⁾ Dr. Th. Siegert, kgl. sächsischer Bezirksgeologe, welcher die schönen Blätter der Umgegend von Zittau aufgenommen hat, begleitete mich von Zittau aus bis zum Jeschkengebirge, wofür ich ihm hier meinen Dank ausspreche.



Profil 10 (Maßstab 1:150000)

durch das Jeschkengebirge; nach Jokély, im Jahrb. k. Geolog. Reichsanst. 1859, S. 388.

- gn = Gneise.
 ph = Phyllite (? Cambrium).
 s = Grauwacken und Tonschiefer (? Silur).
 D = Diabas und Diabastuffe (Amphibolite).
 ka = Kalksteinlager in den Phylliten.
 qu = Quarzite in den Phylliten.
 t = Öligocäne Braunkohlen des Zittauer Beckens.
 yy = Überschiebungen.

Im Kalkstein dieses großen Bruches bei Pankratz sieht man hier und da Stielglieder von Crinoiden; ein Trilobitenrest von hier soll im Prager Museum liegen. A. Fritsch bildete einige Crinoiden und zwei Reste von eingerollten Schalen ab¹⁾, die er als Bellerophoniten ansehen möchte. Infolge dieser allerdings schlecht erhaltenen Fossilien wurden die Schiefer, Grauwacken und Kalksteine im nördlichen Gebiete des Jeschkengebirges zum Silur gestellt, wie ich dies auf meiner Übersichtskarte des Deutschen Reiches, Blatt Görlitz, angegeben habe. Es zeigt sich auch hier wieder, wie ich oben für das schlesische Silur hervorgehoben habe, daß trotz der Nähe des Prager Silurbeckens auch hier im Jeschkengebirge eine andere, und zwar die sächsische Facies des Silurs vorzuherrschen scheint.

Jedenfalls sind diese zweifelhaft silurischen Grauwacken, Schiefer und Kalksteine zwischen Pankratz und Kratzau jünger als die vermutlich cambrischen Phyllite des Jeschkengebirges und lagern überschoben auf diesen. Die Phyllite tauchen z. B. im Schafberge bei Engelsberg an der Neiße südlich von Kratzau noch einmal mitten im silurischen Schiefergebirge auf.

Endlich stoßen im nördlichsten Teile des Jeschkengebirges die Gneisgranite des Iser-Kemnitzgebirges auf die Silurschiefer; falls das hier beigegebene Profil 10 Jokély's richtig ist, müßten die Gneise auf das Silur hinaufgeschoben sein. Jedoch ist in diesen Grenzgebieten gegen Sachsen zwischen Friedland, Reichenberg und Zittau die Lagerung des Grundgebirges noch sehr wenig aufgeklärt; auch durch die starke diluviale, im Norden auch tertiäre Bedeckung behindert²⁾.

In tektonischer Hinsicht ist das Jeschkengebirge dadurch interessant, daß in ihm die silurischen und cambrischen Schichten das alte NO-Streichen des sächsischen Erzgebirges und des Harzes bewahrt haben. Dieses NO-Streichen des paläozoischen Gebirges findet sich sonst nicht mehr in den Sudeten; es ist fast überall verwischt durch jüngere, vor allem durch die tertiären hercynischen Bewegungen. Wir werden darüber in dem Kapitel über die Tektonik der Sudeten zu sprechen haben. Die beiden Richtungen durchkreuzen sich im Jeschkengebirge. Während der langgestreckte Kamm des Gebirges im hercynischen Sinne nach NW streicht, streichen die Phyllite, die Quarzitschiefer und Grauwacken, die Diabas- und Kalksteinlager quer durch das Gebirge von SW nach NO im erzgebirgischem Sinne³⁾. Dabei ist aber zu bemerken, daß dieses alte NO-Streichen der cambrischen Phyllite im Jeschkengebirge nicht als eine Fortsetzung des ebenfalls in NO streichenden Pilsen-Prager Cambrium-Silurbeckens zu betrachten ist, da das letztere bei Bömisch-Brod und Podiebrod wahrscheinlich nach SO umbiegt und im SO-streichenden Eisengebirge

¹⁾ A. Fritsch, Petrefakten aus dem körnigen Kalke von Pankratz bei Habel; im Archiv der naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen. I. Bd., S. 257–259. Prag 1868.

²⁾ Th. Siegert, Erläuterung zur Sektion Zittau-Oybin-Lausche, Leipzig 1897, S. 4 — nimmt Verwerfungen an zwischen dem Ausgehen der Jeschkenschiefer und dem Lausitzer Hauptgranit bei Zittau.

³⁾ Vergl. die geologische Übersichtskarte von J. Jokély, a. a. O. 1859, auf Tafel IX; auch die geologische Karte von J. Gränzer a. a. O. Reichenberg 1905.

zwischen Elbeteinitz und Chrudim seine direkte Fortsetzung findet. Die Silur- und Cambriumschichten des Jeschkengebirges finden wir vielmehr wieder im Elbeinschnitte unterhalb Tetschen (siehe im II. Bd., S. 211 mit Profil 55 auf S. 212) und am Ostrande des sächsischen Erzgebirges bei Berggießhübel und Pirna.

Der breite Kreidegraben im nordöstlichen Böhmen zwischen dem Prager Silurbecken und dem Jeschkengebirge ist eine posteretacische Einsenkung: denn die Quadersandsteine südlich von Zittau, z. B. am Paß (423 m) nach Pankratz hinüber, sind steil aufgerichtet, bis 70° vom Gebirge nach SW nach Böhmen einfallend. Auch die rotliegenden Sandsteine am Südrande des Jeschkengebirges fallen nach SW vom Gebirge ab unter die böhmische Kreidedecke ein.

Auch längs des Nordrandes vom Jeschkengebirge zwischen Kratzau und Heinersdorf und von Jaberlich bis Reichenau macht sich das sudetisch-hercynische NW-Streichen bemerkbar. Vermutlich sind auf dieser Nordseite die Granite des Isergebirges bei Reichenberg und Gablonz nach Süden über die Phyllite des Jeschkengebirges überschoben worden. Hier machen sich also wie in der Hohensteiner Überschiebung des Lausitzer Granites über Jura und Kreide, tertiäre Bewegungen geltend, deren Druckkräfte von N oder NO, also von der großen russischen Tafel her oder entgegengesetzt zu dieser von SW oder S her wirksam waren.

B. Paläozoische Schichten.

1. Cambrium und Silur.

Wir haben gesehen (Bd. II S. 201 ff.), daß der Lausitzer Granitlakkolith diskordant überlagert wird von Grauwacken und Tonschiefern des Silurs und Culms, vermutlich auch des Cambriums; in den Kontaktböfen wurden diese Schichten von dem Granite metamorph verändert. Zwischen dem Lausitzer Gebiete und dem Ostthüringischen Schiefergebirge (Bd. II S. 215 ff.) erhielten sich an mehreren Stellen in Sachsen die Silurstufen, so um das sächsische Mittelgebirge herum bei Chemnitz, Frankenberg, bei Neukirchen, Jahnshain, Penna, sowie bei Lommatsch, Nossen und Wilsdruff, also bis an den Rand des Meißener Syenitstockes; zwischen Tharandt und Dresden verschwindet das Silur unter dem rotliegenden Döhlener Becken, um bei Pirna und Berggieshübel wieder an der Oberfläche zu erscheinen.

Aus diesen zahlreichen Silurresten schließt K. Dalmer mit Recht, daß die thüringische Schieferfacies des Silurs einst wahrscheinlich sich über die ganze südliche Hälfte Sachsens ausgebreitet habe¹⁾.

Das Görlitzer »Grauwackengebirge« enthält dieselben Silur- und Culmstufen wie in der Lausitz und ist als die Fortsetzung des sächsischen altpaläozoischen Schiefergebirges zu betrachten.

¹⁾ K. Dalmer, Über das Cambrium und das Silur Sachsens. Zentralbl. für Min. S. 577–586. Stuttgart 1903.

Von Königswartha in Sachsen bis Görlitz und Lauban in Schlesien sind an mehreren Stellen Graptolithen in Alaun- und Kieselschiefern gefunden worden. Obgleich ein Zusammenhang der Schichten in diesen Gebieten sowohl wegen der diluvialen Decke, aus welcher die Schiefer inselartig auftauchen, als wegen der stark dislozierten Lagerung schwer festzustellen ist, konnte doch neuerdings K. Pietzsch¹⁾ die folgenden Zonen im Silur bei Niesky und Görlitz nachweisen.

1. Obersilur.

6. Oberer Graptolithenhorizont (bei Lauban) vorwiegend Alaunschiefer mit *Monograptus colonus*. Phosphoritknollen.
5. Kalksteine (= Ockerkalke des Vogtlandes) und Tonschiefer. Wahrscheinlich im Hangenden dieser Stufe: Diabase und Diabas-tuffe.
4. Unterer Graptolithenhorizont: Kieselschiefer mit Alaunschiefern und kieseligen Schiefern. *Monograptus Proteus*, *spiralis*, *turriculatus*; *Climacograptus scalaris*. Radiolarien, Conodonten (Annelidenkiefer) und Orthoceratiden. Phosphoritknollen.
3. Kieselige Schiefer und Hornsteinschichten. Graptolithen fehlen. Sphärosomatiten²⁾.

2. Untersilur.

2. Quarzitische Schiefer und Tonschiefer, besonders im SO von Niesky.
1. Quarzite der Dubrau, plattig abgesondert, mit *Lingula Rouaulti* und *Scolithen* (eisenschüssige Röhren). Massiger Quarzit des Caminaberges, N von Bautzen, ohne Fossilien.

Diese Görlitzer Entwicklung des Silurs läßt trotz ihrer Fossilarmut doch eine Übereinstimmung mit dem ostthüringisch-sächsischen Silur erkennen (vgl. Band II, S. 217). Die untersilurische Transgression über das südlich liegende obercambrische Festland³⁾ bewirkte zunächst im thüringisch-sächsischen flachen untersilurischen Meere die Ausbildung von Quarziten und Grauwacken (»Armoricanischer Sandstein«), während im Norden von Europa (England und Skandinavien) das tiefere Meer lag, in welchem bereits die abyssischen Graptolithenschiefer zum Absatz kamen. Das charakteristische Fossil für die untersilurischen Quarzite, die *Lingula Rouaulti* Salt. hat sich im Quarzite der Dubrau gefunden.

Das Obersilur der Lausitzer Hügel zeigt eine ähnliche Gliederung wie in Ostthüringen und Sachsen; es läßt sich jedoch nicht näher mit dem böhmischen oder nordischen Obersilur vergleichen, weil in dem

¹⁾ Kurt Pietzsch, Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz zwischen Görlitz, Weißenberg und Niesky; mit geologischer Karte. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 61. Bd., S. 35–133. Berlin 1909.

²⁾ So nannte A. Rothpletz mikroskopisch kleine rundliche, z. T. stachelige Körper zweifelhafter Stellung, aber organischer Natur aus den silurischen Kieselschiefern von Langenstrieß bei Frankenberg in Sachsen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 32. Bd. S. 453. Berlin 1880.

³⁾ Fr. Frech, *Lethaea geognostica* II. S. 95.

Kalkhorizonte (5) keine andere Fauna als einige unbestimmbare Orthocerenreste enthalten sind.

Die Mächtigkeit der Silurstufen in der Lausitz bleibt zweifelhaft, da ein Zusammenhang zwischen den einzelnen Aufschlüssen wegen der diluvialen Decke nicht zu erkennen ist. Das Streichen und Fallen der Silurschichten wechselt rasch, selbst in nahen Aufschlüssen; nur die gesamte Verbreitung, so z. B. deutlich in den Hügeln der Obersilurkalke nördlich von Görlitz, zeigt die sudetische SO-NW-Richtung; diese Richtung entspricht aber nicht der alten karbonischen Faltung der altpaläozoischen Schichtensysteme, welche in NO streicht wie im Harze oder im Prager Silurbecken.

Im Katzbachgebirge habe ich auf meiner geologischen Karte des Deutschen Reiches (Blatt Görlitz) die alten Schiefer durchgängig als Silur eingezeichnet, obwohl nur an wenigen Stellen, so in Tonschiefern bei Lauban, und in Kieselschiefern am Fuße des Willenberges, der oben aus rotliegenden Porphyren besteht, nördlich von Schönau an der Katzbach, schlecht erhaltene Graptolithen gefunden wurden¹⁾. In der mächtigen Serie der alten Schiefer des Katzbachgebirges sind Phyllite, Diabase und Amphibolite (Diabastuffe), sowie Kieselschiefer, Kalke und Dolomite enthalten, so daß jedenfalls hier außer verschiedenen Silurhorizonten auch cambrische Schichten vorhanden sind. E. Dathe hat im südöstlichen Teile des Katzbachgebirges auch devonische Gesteine vermutet, aber nicht nachweisen können²⁾.

Das Streichen der cambrischen und silurischen »Urtonschiefer und Grünen Schiefer« im Katzbachgebirge verläuft durchgängig in der sudetischen Richtung von SO nach NW; deutlich kennzeichnen diese vorherrschende Richtung die Kalksteine und Dolomite, welche im südlichen höheren Teile des Gebirges reichlich den Tonschiefern in Bänken und Linsen (bis zu 30 m Mächtigkeit anschwellend) einlagern³⁾. Das Fallen der Schiefer ist meist steil in NO⁴⁾. Am Südrande stoßen sie gegen das Kemnitzer Gneisgebirge mit Verwerfungen ab.

Am Südrande des Eulengebirges, am Nordrande der Grafschaft Glatz ist ein Fundort von gut erhaltenen Graptolithen längst bekannt: im Taleinschnitte nahe dem Dorfe Herzogswalde, eine halbe Stunde südlich vom Silberberg stehen verworfen neben Gneis und

¹⁾ Ferdinand Roemer, Notiz über die Auffindung von Graptolithen bei Willenberg unweit Schönau im Katzbachtale. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 20. Bd. S. 565—567. Berlin 1868. Es konnte nur Retiolites Geinitzianus Barr. von G. Gürich mit Sicherheit nachgewiesen werden. Die andern Graptolithen von Schönau sind unbestimmbar.

²⁾ G. Gürich, Geologischer Führer in das Riesengebirge. Berlin 1900. Leider fehlt diesem Führer ein Orts- und Sachverzeichnis, was seinen Gebrauch erschwert. — Eine Gliederung der Schiefer und Diabase im Katzbachgebirge hatte G. Gürich versucht in seinen Beiträgen zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 34. Bd. S. 691—734. Berlin 1882, vergl. Fig. A auf Taf. 30. — Jedoch wird eine genauere Gliederung erst möglich werden auf Grund von Aufnahmen der Spezialkarte im Maßstabe 1:25 000.

³⁾ Leider haben diese Kalke noch keine Fossilien hergegeben; sie werden dem Cambrium angehören; einige vielleicht dem obersilurischen Kalkhorizonte der Lausitz äquivalent sein.

⁴⁾ Justus Roth, Erläuterungen zu der geologischen Karte vom niederschlesischen Gebirge. S. 30. Berlin 1867.

unter den Culmgrauwacken Alaunschiefer mit Graptolithen, Kieselschiefer und graue Quarzite an¹⁾; die Schichten sind steil aufgerichtet und verworren gefaltet; sie streichen ostwestlich. Von diesem Fundorte sind die folgenden obersilurischen Graptolithen bekannt geworden:

- Monograptus prionon Bronn.
 — vomerinus Nich.
 Cyrtograptus Murchisoni Carr.
 — spiralis Gein.
 Cephalograptus convolutus Frech.
 Retiolites Geinitzianus Barr.

Auch 3 km südlich von Herzogswalde bei dem kleinen Orte Wiltsch findet man dieselben Schiefer mit Graptolithen und mit Resten von Pterygotus, eines großen Arthropoden. Ob im übrigen die Silurschichten im Warthaer Gebirge diejenige Ausdehnung besitzen, wie ich sie auf Grund der alten geognostischen Karte von E. Beyrich (Sektion Glatz) auch auf meiner geologischen Karte des Deutschen Reiches (Blatt Breslau) eingezeichnet habe, und wie sich die Tonschiefer, Hornblendschiefer, Diabase und »Urkalke« dieses Gebietes gegen die bei Glatz anstoßenden »Glätzer Urschiefer« Beyrichs, die ich als Cambrium eingetragene habe, verhalten, ist bisher noch unbekannt, da neuere Untersuchungen hier fehlen²⁾.

Wenn man durch die Gebiete dieser »Glätzer Urschiefer« hindurchgeht, sieht man, wie steil aufgerichtet, gefaltet, ja überkippt diese Schiefer sind, im Gegensatz zu den ihnen aufliegenden Culmschiefern und Culmgrauwacken, welche eine flachere Lagerung zeigen; auch sind die silurischen oder cambrischen Grauwacken dichter und feinkörniger als die gröberen Culmgrauwacken; endlich führen die Culmschichten häufig Pflanzenreste (*Archaeocalamites radiatus* Brong. wie in den Tanner Grauwacken im Harze), die cambrisch-silurischen Quarzite aber kein solchen Reste.

Jedenfalls sind bis jetzt Herzogswalde und Wiltsch die südlichsten Fundorte von silurischen Fossilien in den Sudeten.

Auf Grund der wenigen bis jetzt vorliegenden Fossilien aus dem Obersilur der Lausitz-Glatzer, sowie der sächsisch-ostthüringischen und der Harzer Fundorte läßt sich nicht nachweisen, ob das Obersilur der genannten Gebiete zu der nordischen (England, Frankreich, Schweden,

¹⁾ Herr E. Dathe hatte die Güte, mich zu diesem Fundorte zu führen. Siehe E. Dathe, Erläuterung zu Blatt Neurode. S. 24. Berlin 1904.

²⁾ E. Beyrich, Über das sogenannte südliche oder Glätzer Übergangsgebirge. »Glätzer Urschiefer und Warthaer Grauwackengebirge«. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. I. Bd., S. 66—80. Berlin 1849; vergl. auch in J. Roth a. a. O. S. 185—190. Berlin 1867. — A. Leppla, Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße, oberhalb der Steinemündung. Mit 7 Tafeln (Karten und Profilen). Abhand. d. Preuß. Geolog. Landesanst. Neue Folge, Heft 32. Berlin 1900. Nachdem E. Leppla die vier geologischen Kartenblätter im Maßstabe 1:50000 aufgenommen hatte, ist es zu bedauern, daß er seine hydrographische Beschreibung nicht vollständig geologisch ausgestaltet hat; es erscheinen bei E. Leppla S. 8 ganz kurz wieder die alten »Urschiefer« Beyrichs ohne irgend welche Charakterisierung. Er hat die Silur- und Culmschiefer und -grauwacken auf seinen geologischen Kartenblättern im Maßstabe 1:50000 nicht voneinander abgetrennt, sondern als »altpaläozoisches Gebirge« vereinigt gelassen.

Nordamerika) oder zu der mediterranen (Böhmen—Alpen) Facies gehört¹⁾; zur letzteren scheinen nähere Beziehungen als zur nordischen Facies vorzuliegen; jedoch sind die Unterschiede zwischen der böhmischen (Barrandes böhmisches Silurbecken bei Prag) und der thüringisch-sächsisch-schlesischen Ausbildung der Silurablagerungen immerhin so groß, daß eine bedeutende Verschiebung des böhmischen Silurbeckens nach Norden im Verhältnis zu den Sudeten angenommen werden muß.

2. Devon.

Eine größere Partie von stark zusammengefalteten Tonschiefern mit Grauwacken und Quarziten zwischen Alt-Reichenau und Nieder-Adelsbach bei Salzbrunn faßt E. Dathe²⁾ als Devon auf, obwohl bisher keine Fossilien in diesen Schichten gefunden wurden. Die unteren Culmkonglomerate stoßen mit Verwerfungen rings um diese Schiefermasse ab; die verworrene Lagerung (30—80° Einfallen der gefalteten Schiefer) steht im Gegensatz zu der flachen Lagerung der Culmstufen: »überall sind die Schiefer ungemein stark gefaltet und steil aufgerichtet« (E. Dathe S. 30).

Etwas weiter östlich aber am Gebirgsrande bei Freiburg finden wir oberdevonische Kalke mit Fossilien; früher waren Kalkgruben nahe südöstlich der Stadt geöffnet; jetzt sind die Schichten etwa 5 km südlich von Freiburg im Walde bei Ober-Kunzendorf aufgeschlossen. W. Dames hat die Petrefakten aus diesen Kalklagern beschrieben³⁾.

Die festen, dunkelgrauen Korallenkalke von Ober-Kunzendorf sind in starke Bänke abgesondert; darüber lagern Mergel und Schiefer. Die Schichten enthalten die folgende Fauna, deren leitende Arten die untere Stufe des Oberdevons anzeigen:

- Receptaculites Neptuni Defr.
- Alveolites suborbicularis Lam.
- ramosa A. Roem.
- Lithostroton caespitosum Gldf.
- Aulopora repens Gldf.
- Amplexus lineatus A. Roem.
- Calamopora reticulata Blainv.
- fibrosa Gldf.
- Rhodocrinus nodulosus Gldf.
- Stromatopora polymorpha Gldf.
- Spirifer Verneuili Murch.
- Spirigera concentrica d'Orb.
- Atrypa reticularis L.
- Rhynchonella cuboïdes Sow.

¹⁾ Fr. Frech (Lethaea geognostica II, S. 109) nimmt zwei getrennte Silurmeere an, getrennt durch Landschranken in der Gegend des jetzigen Niederrheinischen Schiefergebirges und am Oberrhein.

²⁾ E. Dathe, Umgebung von Salzbrunn a. a. O., S. 28. Berlin 1892.

³⁾ W. Dames, Über die in der Gegend von Freiburg in Schlesien vorkommenden devonischen Ablagerungen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 20. Bd., S. 469—508; mit 2 Taf. Abb. Berlin 1868.

Pentamerus galeatus Dalm.
Orthis striatula Schlth.
Productus subaculeatus Murch.

Cardiola retrostriata Buch.

Euomphalus articulatus Gldf.

Orthoceratiden nicht selten, aber in schlechter Erhaltung.

Die Korallen wiegen vor; es ist ein ausgesprochener Korallenkalk, äquivalent dem Iberger Kalk im Harz (II. Bd. S. 319 ff.). Die Korallenriffe müssen hier am Strande von Inseln oder von einem Kontinente im Devonmeere gewachsen sein.

Der Kalkstein geht nach oben über in einen hellgrauen, undeutlich schieferigen Kalkmergel, der viele Knollen von dichtem schwarzen Kalk und Schwefelkieskristalle führt; über diesen Mergeln liegen, scharf abgesetzt, aber konkordant 3—5 m mächtige, grünlich- bis bräunlich-graue Schiefer, reich an Steinkernen von Petrefakten, wie *Cardiola retrostriata* und *Spirifer Verneuili*. Vermutlich gehören die Kalkmergel und Schiefer über dem Korallenkalk der nächst höheren Devonstufe an, dem jüngeren Oberdevon, wie es von Ebersdorf im Glatzer Gebirge über dem »Hauptkalk« bekannt ist. Bis jetzt sind im Freiburger Kalk keine *Goniatiten* gefunden worden, welche im Niederrheinischen Schiefergebirge für diesen Horizont des Adorfer Kalkes (*G. intumescens*) charakteristisch sind; im äquivalenten Ebersdorfer Kalk sind dagegen reichlich *Goniatiten* vorhanden, wie wir sogleich sehen werden.

Die Culmkonglomerate der Umgegend von Freiburg, südlich bis Ober-Bögendorf, enthalten Kalkgerölle mit oberdevonischen Fossilien (*Spirigera concentrica*, *Pentamerus galeatus*, *Atrypa reticularis*, *Calamopora* u. a.); daraus geht hervor, daß während der Ablagerung des unteren Culms Devonablagerungen zerstört wurden. E. Dathe weist nach, daß in den Culmkonglomeraten der Umgegend von Salzbrunn ebenfalls die Gerölle von Oberdevonkalken mit Fossilien häufig sind, besonders bei Nieder-Adelsbach, Polsnitz und Alt-Liebichau¹⁾. Da in diesen Gneiskonglomeraten des unteren Culms bei Salzbrunn auch Gerölle des Gabbros vom Zobten liegen, die an Größe nach W abnehmen und schließlich westlich von Alt-Reichenau verschwinden, so nimmt E. Dathe an, daß die Devonkalkgerölle, die bis kopfgroß werden, auch von O her in das Culmmeer eingefloßt worden seien — entweder direkt aus der Umgegend von Freiburg oder von zerstörten Oberdevonkalken weiter östlich.

In dem Kalkbruche im Walde bei Ober-Kunzendorf beobachtet man eine stark gestörte Lagerung der Devonschichten, was hier mit dem nahe liegenden Abbruche des Gebirges zur Ebene zusammenhängt; die Schichten sind muldenförmig gelagert; zum Teil fallen sie 30—50° in NO ein; zum Teil sind sie steil aufgerichtet und überkippt.

Diese kleinen Devoninseln werden diskordant überlagert von den weit ausgedehnten Culmablagerungen der Waldenburger Mulde,

¹⁾ E. Dathe, Umgebung von Salzbrunn, a. a. O., S. 49. 1892.

gerade wie die Iberger Kalkinsel im Harze vom Culm umlagert wird¹⁾.

Noch deutlicher tritt diese Lagerung des Devons zum Culm in dem zweiten Fundort von Oberdevonkalk bei Ebersdorf, 5 km östlich von Neurode gelegen, im Glatzer Gebirge hervor. Die zahlreichen Fossilien der Ebersdorfer Kalksteinbrüche sind schon von Leopold von Buch und Ernst Beyrich ausgebeutet worden; E. Tietze hat ihnen eine Monographie gewidmet²⁾. Er teilte die 45 m mächtig aufgeschlossenen Devonschichten in einen unteren »Hauptkalk«, der arm an Fossilien ist, und in einen oberen »Clymenienkalk«, reich an Fossilien, 3—4 m mächtig; der letztere setzt sich zusammen aus dünnen Lagen von grauen Schiefen und Mergeln mit Nierenkalken; zwei rötlichgraue Kalkbänke enthalten vorwiegend die Clymenien.

Darüber lagern pflanzenführende, glimmerige Grauwacken mit eingelagerten grauen Kalkbänken, welche E. Tietze mit Recht bereits zum Culm rechnete.

Da in den Knollen- oder Nierenkalken der oberen Stufe gleichzeitig Clymenien, Goniatiten, Cypridinen und Trilobiten liegen, so nimmt E. Tietze an, daß die 3—4 m mächtigen Schichten den niederrheinischen Clymenienkalken und Cypridinschiefern Fr. Sandbergers entsprechen. Beide Stufen sind ja auch am Niederrhein nicht scharf voneinander zu trennen. Jedenfalls ist sehr bemerkenswert die petrographische Ähnlichkeit dieser Ebersdorfer Knollen- oder Nierenkalke und Mergel mit den westfälischen Kramenzelkalken oder mit den nassauischen, Harzer, ostthüringischen (Bd. II, S. 225), ebenfalls buntfarbigen Knollenkalken und Mergeln des jüngeren Oberdevons; natürlich neben der Übereinstimmung der Fauna; wir haben hier wieder ein Beispiel für die auf weite Entfernungen hin gleichbleibende petrographische Facies einer marinen Schichtenstufe. Diese überraschende Gleichartigkeit im petrographischen wie faunistischen Charakter des Oberdevons geht bis ins polnische Mittelgebirge (Kielce, Lysa Gora), dessen altpaläozoische Schichten vom Cambrium und Silur bis zum Oberdevon ganz übereinstimmen mit der schlesisch-sächsisch-niederrhei-

¹⁾ Ich hatte im II. Bd., S. 319 den Iberger Klotz als eine durch die umliegenden Culmschiefer mechanisch durchgestoßene Masse dargestellt; bei der Gebirgsbewegung war die spröde Masse des Korallenkalkes durch die weichen Schiefer hindurchgedrungen. Da es jetzt Mode ist, solche Klippen in alpiner Weise als Reste einer überschobenen Decke anzusehen, so versuchte O. A. Welter eine derartige Deutung für den Iberger Kalk (Geol. Rundschau Bd. I, S. 238; Leipzig 1910). Mit Recht hat E. Harbort gegen diese Deutung Welters protestiert (Zentralbl. f. Min. 1911, S. 675. Stuttgart).

Die Weltersche Deutung ist schon deswegen unmöglich, weil der Iberger Kalk durch den Bergbau 400 m tief erschlossen wurde.

Ich betone hier noch, daß der Culm den oberdevonischen Iberger Kalk im Harze ebenso diskordant umlagert und früher überdeckte wie hier in den Sudeten und in Mähren. Eine Überschiebung von Culmdecken ist weder im Harze, noch in den Sudeten nachzuweisen.

²⁾ Emil Tietze, Über die devonischen Schichten von Ebersdorf unweit Neurode in der Grafschaft Glatz; mit 2 Tafeln Abb. Palaeontographica 19. Bd. Cassel 1870.

schen Facies und abweicht einerseits von der skandinavischen, andererseits von der böhmisch-alpinen Ausbildung¹⁾.

Der »Hauptkalk« von Ebersdorf ist zum Teil ein Korallenkalk gewesen wie der von Ober-Kunzendorf; E. Tietze nennt einige Korallen aus ihm: *Phillipsastraea Hennahi* Lonsd., *Syringopora reticulata* Gldf., *Petraia radiata* Münst., *Cyathophyllum* sp.; außerdem finden sich im Hauptkalk (= Adorfer Goniatitenkalk, Bd. I, S. 101 ff.) einige Brachiopoden und Gastropoden. Die Mehrzahl der von E. Tietze beschriebenen Arten liegen in den höheren Schichten, den Clymenienknollenkalken und -mergeln, und zwar hauptsächlich Cephalopoden; unter anderen:

- Clymenia undulata* Münstr. sehr häufig.
- *striata* Münstr. häufig.
- *speciosa* Münstr.
- *paradoxa* Münstr.
- Goniatites retrorsus* Buch.
- *sulcatus* Münstr.
- *Münsteri* Buch.
- Orthoceras lineare* Münstr.
- *crassum* A. Roem.

Außerdem Trilobiten: *Phacops cryptophthalmus* Emr.; einige Gastropoden, Conchiferen (*Cardiola retrostriata* Buch), Brachiopoden; sowie *Tentaculites multiformis* Sdbg.

Daß diese beiden konkordant übereinander liegenden oberdevonischen Stufen keine gemeinsamen Arten besitzen, hat wohl darin seinen Grund, daß sie unter verschiedenen äußeren Umständen zur Ablagerung kamen: der Hauptkalk entstand als Korallenriff nahe der Küste im seichteren Meere; die zahlreichen Cephalopoden der Knollenmergel weisen auf tiefere See.

Die Lagerung der Ebersdorfer Oberdevonkalke ist durch E. Dathe bei seinen genauen Kartenaufnahmen festgestellt worden, nachdem früher E. Tietze und G. Gürich sich an diesem schwierigen Problem versucht hatten²⁾.

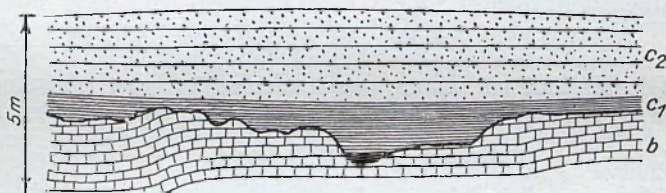
In den etwa 400 m lang aufgeschlossenen Steinbrüchen am »Kalkberge« sieht man, daß die oberdevonischen Schichten und die zunächst auflagernden Culmgrauwacken im allgemeinen einen Sattel bilden, dessen Achse von SSO nach NNW streicht, und dessen Flügel in 50 bis 60° nach O und W einfallen. Spalten setzen durch den Scheitel des Sattels.

¹⁾ Vgl. G. Gürich, Das Palaeozoicum des polnischen Mittelgebirges; mit geol. Übersichtskarte. Verhandl. Mineral. Ges. Petersburg 32. Bd. 1896. — Ders., Das Devon von Debnik bei Krakau. Beiträge zur Pal. u. Geol. Österreich-Ungarns, 9. Bd., Heft 4. Wien 1903.

²⁾ E. Dathe, Die Lagerungsverhältnisse des Oberdevon und Culm am Kalkberge bei Ebersdorf in Schlesien. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1900, S. 214—237; mit Profilen im Text. Berlin 1901. — Ders., Erläuterung zu Blatt Neurode. Berlin 1904. — E. Tietze, a. a. O. 1870. — G. Gürich, Briefliche Mitt. in der Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 52. Bd., S. 161—164; mit Profil. Berlin 1900.

Auf dem Ostflügel fallen die Culmgrauwacken scheinbar konkordant mit den unterlagernden Clymenienkalken nach O mit etwa 50° ein. Der Westflügel grenzt an die großen Verwerfungen, an denen der rotliegende Graben von Ebersdorf niedergesunken ist; diese Absenkung jüngerer Schichten hat offenbar den Westflügel des Oberdevonsattels mit heruntergezogen; auf eine längere Strecke hin wurde sogar der Westflügel an diesen Verwerfungen nach W überschoben und überkippt, so daß beide Flügel steil nach O einfallen. Zwischen dem überkippten Westflügel und der Verwerfung gegen das abgesunkene Rotliegende sind die Culmgrauwacken und an einer Stelle auch ein ganz zertrümmerter Gabbrorest eingeklemmt. Dieser Gabbrorest liegt zwischen Oberdevon und Culm, wodurch das Alter der Volpersdorfer Gabbromasse festgestellt ist; die Gewalt der tektonischen Bewegungen nahe den großen Westverwerfungen hat sogar Stücke des eingeklemmten Gabbros in die Oberfläche der Clymenienmergel fest hineingepreßt.

Endlich bemerke ich, daß an den Grenzen zwischen Oberdevon und Culm tatsächlich, wie E. Dathe zuerst hier beobachtet und festgestellt hat, eine Diskordanz vorhanden ist¹⁾. Schon durch den zertrümmerten Gabbrorest, der zwischen den Culmschichten und den Devonmergeln steckt, wird diese Diskordanz bestätigt. Wenn man die Oberfläche der Clymenienkalke genau untersucht, so sieht man z. B. an einer Stelle das folgende Profil:



Profil 11

aus den Brüchen am Kalkberge bei Ebersdorf im Glatzer Gebirge, Schlesien; gezeichnet von R. Lepsius.

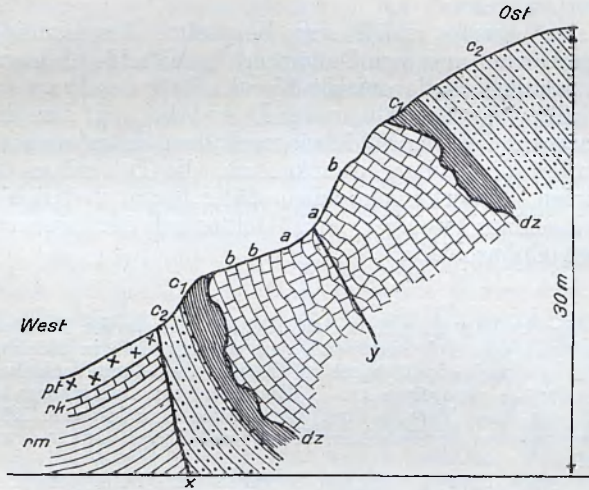
c_2 = Grauwacken
 c_1 = Schwarze Schieferletten } des Culms.
 b = Clymenienkalk, Oberdevon.

Die gesamte Lagerung des Devon-Culmsattels am Kalkberge zeigt das nächste Profil 12.

E. Tietze und G. Gürich sahen die allgemeine Konkordanz des Culms auf dem Devon, aber nicht die spezielle diskordante Lücke zwischen den beiden Schichtensystemen. Zunächst auf die oberflächlich erodierten Clymenienmergel legen sich schwarze dünn-schieferige Tonletten; darüber bauen sich grobkörnige Grauwacken mit Pflanzenresten auf. E. Tietze hebt ganz richtig hervor, daß der Glimmergehalt die

¹⁾ Ich konnte mich selbst an Ort und Stelle von der diskordanten und übergreifenden Lagerung der Culmgrauwacken auf der Devonoberfläche überzeugen, unter E. Dahles freundlicher Führung.

Culmschichten vor den glimmerfreien Devonmergeln ausgezeichnet und sofort unterscheiden läßt. Der Glimmer stammt aus dem kristallinen Grundgebirge, wie wir sogleich an den Gneisgeröllen der untersten Culmstufen erkennen, welche dem Devon völlig fehlen. Zur Devonzeit lagen die Gneise des Eulengebirges, des Altvaters usw. noch tief unter dem Cambrium, Silur und Devon begraben.

Profil 12¹⁾

aus den Brüchen am Kalkberge bei Ebersdorf im Glatzer Gebirge, Schlesien, gezeichnet von R. Lepsius.

- | | |
|---|------------------------|
| pt = Porphyrtuffe | } mittl. Rotliegendes. |
| rk = Kalkbänke in rm | |
| rm = Grauwacken und Letten der Oberlebacher Stufe | |
| c ₂ = Grauwacken | } Culm. |
| c ₁ = Schwarze Schieferletten | |
| b = Clymenienkalk | } Oberdevon. |
| a = Hauptkalk | |
| dz = Diskordante Auflagerung. | |
| y = Sattelachse mit Spaltenbruch. | |
| x = Verwerfung und Überschiebung. | |

Es besteht eben nicht nur hier in den Sudeten, sondern durch das ganze mitteldeutsche altpaläozoische Schiefergebirge hindurch eine Diskordanz zwischen Devon und Culm, welche durch eine lange Zeitlücke im Schichtenabsatz bedingt ist. Wenn auch diese Diskordanz nicht leicht in die Augen fällt, weil sie in der Regel durch die post-culmischen Faltungen verhüllt ist, so haben wir doch viele Anzeichen einer bedeutenden Schichtenpause, welche durch eine kontinentale Erhebung hervorgerufen sein muß.

Zunächst hier in den Sudeten fordert die Lagerung eine längere

¹⁾ Vgl. dieses Profil 12 mit dem ganz ähnlichen Profil 71, Bd. II, S. 323 bei Romkerhalle im Okertal im Harz.

Pause im marinen Absatz zwischen Oberdevon und Culm. Die Oberdevonkalke bei Freiburg und bei Ebersdorf sind alte Berge, welche in die Culmablagerungen von unten hineinragen; Untiefen im Culmmeere wie die Bergspitzen, welche in Grönland über das Gletschereis herauschauen (»Nunataks«). Es sind keine »Horste« im Sueßschen Sinne: denn sie sind nicht tektonisch durch ihre Culmdecke hindurchgestoßen. Ich will sie »Inseln« nennen, da sie Inseln und Untiefen im Culmmeere waren.

Solch eine »Insel«, solch eine Bergspitze des Kontinentes, der zwischen dem Devon- und dem Culmmeere in Mitteldeutschland existiert haben muß, ist der oberdevonische Korallenkalk des Iberges im Harze. Der harte Kalk widerstand länger der Denudation auf dem devonischen Kontinent als die weichen Schiefer; nach dem Untertauchen des Kontinentes wurden die Culmgrauwacken um die Devoninsel herum abgelagert; einige Verwerfungen kamen später hinzu, weil sich die spröde Masse der Kalkinsel weniger leicht tektonisch fortbewegen ließ als die weicheren Culmschiefer¹⁾.

¹⁾ Auch die Greifensteiner Kalke und Pentamerusquarzite Fr. Maurers (Bd. I, S. 79), die sich nur zum Teil anstehend, zum anderen Teil in Blöcken vorfinden, sind solche Devon-»Inseln« im Culmmeere. Ebenso die Oberdevonkalke von Bicken bei Herborn; oder die neuerdings von F. Herrmann vom Niederberge bei Weipoltskirchen (Jahrb. des Nass. Vereins für Naturk. 64. Bd. Wiesbaden 1911) beschriebenen mitteldevonischen Greifensteiner Kalke sind Devon-»Inseln«, umlagert von Culmschiefern.

Daß der ganze Hörrebergzug bei Herborn zum Culm gehört, wie H. von Dechen auf seinem Blatte Laasphe angegeben hat, oder etwa auch zum Flötzleeren Karbonsandstein, nicht zum Silur, wie Em. Kayser auf seinen Blättern Herborn und Ballersbach eintrug (vgl. meinen Protest gegen Denckmanns Silur im Kellerwalde, im Harze und im Dillgebiete, Notizbl. des Ver. f. Erdk. Darmstadt, IV. Folge, 29. Heft, 1908) geht schon daraus hervor, daß hier die Culm- oder Karbonschichten, wie im Harze (vgl. Bd. II, S. 309) völlig frei sind von Diabasen und Diabastuffen, wie sie in so großen Massen im Mittel- und Oberdevon einlagern; ihre Gänge müßten durch die angeblichen Silurstufen hindurchsetzen.

Auch die Graptolithen-führenden Kieselschiefer und Tonschiefer des Obersilurs bilden solche »Inseln« oder Klippen in den Grauwacken und Schiefen des Culms in Sachsen (vgl. Th. Siegert und E. Danzig, Blätter Chemnitz und Frankenberg-Hainichen. Leipzig 1908, neue Auflage); ähnlich wird es im Vogtlande bei Plauen sein. Auch im Harze müssen M. Kochs Profilkonstruktionen revidiert werden in dem Sinne, daß auch dort die Culmstufen diskordant über Devon und Silur übergreifen und die Silur- und Devoninseln umlagern. Ebenso in der Lausitz bei Görlitz, wo die Devonstufen fehlen, und die Reste der Silurstufen diskordant vom Culm um- und überlagert werden (siehe oben S. 55).

Ich möchte die Frage aufwerfen, ob am Ostrande des Niederrheinischen Schiefergebirges, im Fichtelgebirge und im Harze überhaupt Kieselschiefer im Culm vorkommen; die Culmablagerungen in diesen Gebirgen tragen den Charakter von Absätzen nahe den Küsten und in flachen Meeren, während die Kieselschiefer abyssische Sedimente sind. Die Kieselschiefer sollen im Harze (siehe Bd. II, S. 309 und 325) die untersten Horizonte des Culms bilden. Sollten diese in der Regel stark verquetschten und gefalteten Lydite nicht vielmehr Silurinseln im Culm sein? Die sächsischen, weniger stark gefalteten Culmschichten lassen deutlicher ihre diskordante Überlagerung der alten Inseln von Silurkieselschiefern (mit Graptolithen) erkennen.

Bezüglich des Fichtelgebirges bemerke ich hier nochmals, daß das Gumbelsche Profil von Leimitz bei Hof, welches ich im II. Bande, S. 140 abgebildet habe, die wirkliche Lagerung und die Altersdeutung der Silur-, Devon- und Culmschichten nicht richtig angibt, wie ich schon im II. Bande, S. 139 ausgesprochen habe.

Zwischen dem Oberdevon und dem Culm sind hier im Glatzer Gebirge die folgenden Ereignisse geschehen:

1. Die Diabasströme des Volpersdorf-Leppelter Bergzuges erumpierten¹⁾.

2. Die Diabase wurden zum Teil in Gabbro durch tiefe Granit-eruptionen umgewandelt; denn im Culm erscheinen bereits neben den Diabas- auch Gabbrogerölle.

3. Die untersten Culmkonglomerate mit ihren Gneis- und Gabbrogeröllmassen lagern sich diskordant und übergreifend auf alle älteren Schichten und Gesteine: auf Phyllite, auf Silur, auf Devon, sowie auf die Gneise des Eulengebirges. Die großen Geröllmassen im unteren Culm stammen her aus den nahen Gebirgen: es sind vorwiegend Gneise des Eulengebirges und Gabbrodiabase des Neuroder Bergzuges.

Aus diesen äußeren Vorgängen müssen wir schließen, daß hier in den Sudeten ein devon-silur-cambrischer Kontinent sich befand, dessen Oberfläche während eines langen Zeitraumes denudiert wurde, so daß die Phyllite und das Gneisgrundgebirge schließlich zutage traten. Diese kontinentale Zeit lag zwischen Devon und Culm.

Auch die fossile Fauna und Flora des Culms ist so wesentlich verschieden von derjenigen des Devons, daß dieser Unterschied nur durch eine längere kontinentale Pause zwischen dem Oberdevon- und dem Culmmeere erklärt werden kann. Ich beziehe mich hier nur auf die deutschen Verhältnisse: wir kennen aus dem Devon keine sicher bestimmbareren Landpflanzen²⁾, nur einige marine Algen. Dagegen finden wir im Culm bereits die reiche Flora von Gefäßkryptogamen, welche die ganze Karbonzeit charakterisiert; im Culm liegen abbauwürdige Steinkohlenflöze, während in den devonischen Grauwacken höchst selten einmal (in der Eifel) eine dünne kohlige Lage mit unbestimmbarem Pflanzenhecksel zu sehen ist.

Im Unterkarbon treten plötzlich in Massen große Foraminiferen auf, Fusulinen und Schwagerinen, welche dem Devon gänzlich fehlen; die Brachiopoden sind wesentlich reduziert gegen die frühere Zeit, mit Ausnahme der Productiden, die sich im Karbon stark entwickeln. Von den Cephalopoden ist die Gattung Clymenia, welche im Oberdevon von Nordeuropa überall verbreitet war, mit dem Karbon gänzlich ausgestorben; andere Gattungen, wie die Goniatiten, sind wesentlich komplizierter in ihren Formen geworden. Die eigentümliche Fischfauna des Devons, die Panzerfische, noch im Oberdevon von Europa vorhanden (Coccosteus von Bicken in Nassau, siehe Bd. I, S. 99), starben aus vor dem Karbon; an ihrer Stelle entwickeln sich stark die Selachier; eine höhere Tiergruppe, die Amphibien (Stegocephalen), tritt zuerst im Karbon auf.

Die Flora und Fauna hat sich also zwischen dem Oberdevon und dem Kohlenkalk, resp. Culm in Europa so wesentlich verändert, daß wir auch aus diesem Grunde eine lange Pause zwischen beiden Schichten-

¹⁾ Wie ich erwähnt hatte, ist in dem Diabas-Gabbrozuge eine Reihe von verschiedenartigen Gesteinsarten enthalten, welche nur als verschiedene Ergüsse und Ströme erklärt werden können (siehe oben S. 28).

²⁾ Vgl. Bd. II, S. 225, Anm. 4 und S. 291, Anm. 3.

stufen annehmen müssen; die Übergangsfauen und -flore kennen wir bis jetzt noch nicht — auch nicht aus den anderen Kontinenten, welche ja allerdings bis jetzt wenig in geologischen Einzelheiten durchforscht sind. Freilich wissen wir ja andererseits kaum etwas über die Schnelligkeit oder Langsamkeit in der Entwicklung der fossilen Flora und Fauna; wir besitzen in ihrer Entwicklung selbst keinen irgendwie sicheren Zeitmaßstab.

Wenn wir dagegen sehen, daß in der Zeit zwischen den Oberdevon- und den Unterkarbonmeeren in den mitteldeutschen Schiefer- und Gneisgebirgen (Niederrheinisches Schiefergebirge, Thüringen, Sachsen, Sudeten) die alten Schichtensysteme des Cambriums, Silurs und Devons einesteils so stark tektonisch bewegt, andernteils so stark denudiert wurden, daß das Gneisgrundgebirge (Eule, Altvater) in großer Ausdehnung inzwischen an die Erdoberfläche gelangte, daß danach noch das Gneisgebirge und der Neuroder Gabbrobergzug so kräftig zerstört wurden, daß die Gneis- und Gabbrogerölle ganze Schichten im unteren Culm zusammensetzen, und daß endlich die Culmablagerungen in den Sudeten über alle älteren Schichten bis auf das kristalline Grundgebirge transgredieren — wenn wir dies alles bedenken, so sind wir gezwungen, anzunehmen, daß eine solche kontinentale Pause zwischen Oberdevon und Culm sehr lange Zeit gedauert habe.

Devon östlich vom Altvater im mährischen Gesenke.

Auf dem Blatte Breslau meiner geologischen Karte des Deutschen Reiches hatte ich das Schiefer- und Grauwackengebirge in Österreichisch-Schlesien und in Mähren zwischen Zuckmantel und Freudental nach der älteren Auffassung von Ferd. Roemer¹⁾ als Unter- und Mitteldevon eingezeichnet. Durch E. Tietze wurde später nachgewiesen, daß F. Roemers Engelsberger Schichten nicht dem Devon, sondern dem Culm angehören, so daß alle Gebirgstteile des Niederen Gesenkes, welche ich zwischen Zuckmantel, Freudental und Bennisch als Mitteldevon angegeben hatte, aus Culmschiefern und Culmgrauwacken bestehen — mit alleiniger Ausnahme der Mitteldevoninseln im Culm von Bennisch bis Sternberg, die ich unten anführen werde. In Roemers Engelsberger Schichten liegen Culmpflanzen. Es bleibt also als Devon nur der schmale Streifen bestehen, den ich auf meiner Karte von Zuckmantel bis Römerstadt als Unterdevon eingetragen habe, und in diesem Streifen ist auch jedenfalls nur ein Teil als Devon zu bezeichnen; der größere Teil besteht aus Glimmer- und Hornblendeschiefern, aus Phylliten und anderen halbkristallinen und metamorphen Schiefergesteinen, welche als diskordante Unterlage der unterdevonischen Quarzite noch zu den Formationen des Hohen Gesenkes zu rechnen sind. Aber Spezialaufnahmen und Spezialuntersuchungen fehlen in diesen ausgedehnten und waldreichen Gebirgen²⁾.

¹⁾ Ferd. Roemer, Geologie von Oberschlesien; mit geologischer Karte, 12 Blätter im Maßstabe 1:100000. Breslau 1870. Siehe speziell Blatt Leobschütz, das direkt östlich anstößt an Blatt Glatz der geologischen Karte von Niederschlesien von J. Roth, E. Beyrich usw., welche ich oben S. 11 zitiert habe.

²⁾ Siehe mein Blatt Breslau, 1895. — Auch auf der geologischen Übersichtskarte von Mähren und Schlesien von J. Jahn, im Maßstabe 1:300000, Wien 1911, ist dieser

Ferd. Roemers Auffassung dieser Gebiete als Devon wurde damals im wesentlichen begründet auf zwei Fundorte von fossilen Resten: 1. die gleich zu erwähnenden mitteldevonischen Fossilien aus der Kalkinsel bei Bennisch; 2. verhältnismäßig gut erhaltene Fossilien, welche A. Halfar am Dürrberge beim Dorfe Einsiedel nördlich vom Würbental im Jahre 1865 entdeckt hatte. Diese Fossilien erkannte Ferd. Roemer als unterdevonische; sie lagen in einem glimmerreichen, weißen Quarzite. Nach der Revision von Fr. Frech¹⁾ im Breslauer Museum waren diese Fossilien vom Dürrberge unter anderen:

Spirifer Hercyniae Gieb., ein Leitfossil für die unteren Koblenzschichten im Niederrheinischen Schiefergebirge und im Harze (vgl. Bd. II, S. 329).

Rensselaeria strigiceps F. Roem. häufig. In den unteren Koblenzschichten in der Eifel verbreitet (vgl. Bd. I, S. 51).

Homalonotus Roemeri de Kon. Im Unterdevon der Ardennen und des Taunus;

und einige Conchiferen der Singhofener Fauna (vgl. Bd. I, S. 52), die ebenfalls dem Horizonte der unteren Koblenzschichten angehört:

Palaeosolen costatus Sdbg.

Grammysia ovata Sdbg.

— *abbreviata* Sdbg.

— (*Leptodomus*) *capuliformis* C. Koch.

Tentaculiten.

Durch diese zwar kleine, aber charakteristische Fauna konnten die Quarzite vom Dürrberge als untere Koblenzschichten bestimmt werden; sie würden den Quarziten des Oberharzes vom Kahlberg, von der Schalke, vom Acker-Bruchberg entsprechen, in denen auch *Homalonoten* und *Tentaculiten* liegen. Ganz wie dort im Harze scheinen auch hier auf dem Gesenke die tieferen Stufen des Unterdevons zu fehlen: darauf deuten auch die Quarzkonglomerate hin, mit denen die Unterdevonquarzite hier in dem Bergzuge von Ziegenhals und Zuckmantel bis zum Marchtale bei Mährisch-Aussee das kristalline und phyllitische Grundgebirge des Hohen Gesenkes transgredierend überdecken.

Der höchste Bergrücken der unterdevonischen Quarzite in diesem Gebirgszuge ist der ziemlich isoliert stehende Querberg, südlich von

Devonzug eingezeichnet, während die östlich gelegenen weiten Gebiete des Niederen Gesenkes richtig als Unterkarbon eingetragen ist. — Erst die Karten von E. Tietze bringen richtigere Details: Nr. 41 Freudental, Nr. 39 Landskron und Mährisch-Trübau, Nr. 54 Olmütz mit Erläuterungen, im Maßstabe 1 : 75000, Geologische Karte der Oesterreich.-Ungar. Monarchie, Wien 1898 und 1904. Vgl. auch: Blätter Nr. 66 und 67 derselben Karte, aufgenommen von L. v. Tausch, Proßnitz und Boskowitz, Wien 1898. — Die Erläuterungen zu diesen Karten sind recht dürftig ausgefallen; Profile fehlen ganz. Da muß man auf die früheren Arbeiten zurückgehen, welche z. T. wörtlich in den Erläuterungen zur Karte abgedruckt sind. Siehe E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz, *Jahrb. k. Geol. Reichsanst.* 43. Bd., S. 399—566. Wien 1894; und L. v. Tausch, Über die kristallinischen Schiefer- und Massengesteine, sowie über die sedimentären Ablagerungen nördlich von Brünn; *dass. Jahrb.* 45. Bd., S. 265—494. Wien 1896.

¹⁾ *Lethaea geognostica.* II. Teil, 2. Bd., S. 147.

Zuckmantel gelegen, 956 m hoch. Dieser Berg ist ausgezeichnet durch goldhaltige Schwefel- und Kupferkiese, die zum Teil in Quarzgängen aufsitzen, zum Teil unregelmäßig als kleine Kristalle in die talk- und glimmerschieferähnlichen Schiefer und Quarzite eingesprengt liegen (Ferd. Roemer, a. a. O. S. 11. 1870). Auch Bleiglanz und Zinkblende setzen in den Gängen auf mit Schwerspat, Kalkspat und Quarz. Ein alter Bergbau ging auf diesen Erzen um.

Ich erwähne dieses Erzvorkommen im Querberg deswegen, weil diese geschwefelten Erze mir darauf hinzuweisen scheinen, daß hier wie im Erzgebirge jüngere diskordante Granite die Erzeuger der Schwefelerze sein werden; solche Granite müssen also unter dem Querberge in der Tiefe sitzen und kontaktmetamorph auf die überlagernden Sedimente eingewirkt haben. Es ist jedoch meiner Ansicht nach die Frage, ob die halbkristallinen Schiefer und Quarzite, in denen die Erzgänge des Querberges aufsitzen, wirklich zum Unterdevon gehören und nicht vielmehr noch dem kristallinen Schiefergebirge des Hohen Gesenkes zuzurechnen sind, über welches die Quarzkonglomerate und Quarzite des oberen Unterdevons vom Dürrberge diskordant transgredieren.

Denn hier in diesem Gebirgsrande zwischen Unterdevon und dem Gneisgrundgebirge des Hohen Gesenkes sind in den zahlreichen Taleinschnitten vielerlei metamorphe Schiefergesteine, sowie Amphibolite (umgewandelte Diabastuffe) und Uralitdiabase unter den Quarziten des Unterdevons zu sehen. Genauere geologische Kartenaufnahmen fehlen hier.

Gegen die weiter östlich sich ausbreitenden gleichförmigen Culm-Höhnrücken erkennt man schon äußerlich den Wechsel der Schichtensysteme in diesem durch zahlreiche kleine Täler zerschlizten Schollengebirge der unterdevonischen Bergzüge.

Noch deutlicher lagern die Unterdevonquarzite auf dem Rücken des großen Brünner Granitflakkolithen¹⁾. Längs der ganzen 36 km langen oberirdischen Ostgrenze des Granitstockes schalten sich Quarzite und Tonschiefer in ansehnlicher Mächtigkeit ein zwischen der Granitmasse und der bekannten Kalksteinformation von Brunn-Boskowitz, welche durch Stringocephalus Burtini als Mitteldevon und in ihren obersten Lagen durch Goniatiten und Clymenien als Oberdevon nachgewiesen worden ist²⁾. Auch mitten auf dem Granitmassive liegen

¹⁾ C. von John und Franz E. Sueß, Die Gauverwandtschaft der Gesteine der Brünner Intrusivmasse, Jahrb. d. k. Geolog. Reichsanstalt, 58. Bd., S. 247—266. Wien 1909. — Die verschiedenen Gesteine des Brünner Massives Granite, Diorite, Diabase usw. sind jedenfalls nur zum Teil als verwandt miteinander zu bezeichnen, nämlich so weit sie geologisch, d. h. genetisch zueinander gehören: die Diorite sind älter als die Granite, denn diese durchbrechen und umschließen jene. Die Uralitdiabase sind kontaktmetamorph vom Granit umgewandelte Diabase und daher älter als die Granite. Die Diorite sind vielleicht nur stärker umgewandelte Diabase.

Diese genetisch ganz verschiedenartigen Gesteine durch Osannsche Typenformeln und Dreiecke in »Gauverwandtschaft« zu setzen, ist eine Methode, die geologisch nicht anwendbar ist und nur zu falschen Schlüssen führen muß.

²⁾ A. Makowsky und A. Rzehak, Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Brünn; mit geologischer Karte und Profilen. Verh. d. Naturforsch. Vereins in Brünn, 22. Bd., S. 1—154. Brünn 1884. — Vgl. auch die geologische Karte Blatt Boskowitz und Blansko von L. v. Tausch. Wien 1898.

einzelne Reste der Devonquarzite; so der pittoreske Felsengrat »Babylom«, mit 563 m eine der höchsten Erhebungen im südlichen Mähren.

Da nach A. Makowsky (a. a. O. S. 39. 1884) die Grundkonglomerate des Unterdevons zahlreiche Gerölle des Granitmassives enthalten, so geht daraus hervor, daß der Brünner Granitlakkolith älter ist als das Unterdevon; dies zeigt auch die allgemeine Lagerung des Devons. Daher ist es nicht möglich, daß die Kalksilicat- und Marmorzonen, welche auf der Westseite des Granitmassives von Rossitz bis Eibenschitz (an der Iglawa südwestlich von Brünn) in Verwerfungen eingeklemmt in mehreren Strecken zwischen dem Granit und dem Culm zutage treten, dem Devon angehören, wie Fr. Sueß vermutete; sondern es sind einzelne Schollen des kristallinen Grundgebirges, das westlich des hier nur einige Kilometer breiten Boskowitz Culm-Permgrabens zahlreiche Einlagerungen von Marmor- und Kalksilicatzenen im Glimmerschiefer- und Phyllitgebirge enthält¹⁾.

Fossilien aus dem Unterdevon bei Brünn sind nur bei Gelegenheit einer Eisensteinschürfung unweit Petrowitz im Jahre 1872 im Schiefer gefunden worden; A. Makowsky führt an:

- Ctenocrinus typus Bronn.
- Cyathophyllum celticum Ph.
- Spirifer cf. macropterus Gldf.
- Pterinea sp.
- Fenestella sp.
- Receptaculites?

Das sind keine charakteristischen Fossilien und auch wegen ihres schlechten Erhaltungszustandes nicht sicher bestimmbar. Aber die österreichischen Geologen, auch L. von Tausch, haben bisher keine anderen Fossilien in diesen als unterdevonisch angenommenen Schiefen und Grauwacken der Brünner Gegend gefunden; jedoch liegen diese Schichten konkordant unter den mitteldevonischen Schiefen und den Kalksteinen, in denen *Productus aculeatus* Münst. und *Stringocephalen* vorkommen. L. von Tausch nimmt an, daß diese Fauna von Petrowitz mit derjenigen von Würbental übereinstimmt, was nicht sicher ist. Nach der Lagerung und der Ausbildung der Schichten ist es nicht unwahrscheinlich, daß wir hier noch eine obere Stufe des Unterdevons vor uns haben.

¹⁾ Franz E. Sueß, Kontakt zwischen Syenit und Kalk in der Brünner Eruptivmasse. Verhandl. d. k. Geolog. Reichsanstalt Jahrg. 1900, S. 374; und ders. Exkursion nach Segengottes bei Brünn, im Führer zum IX. Internat. Geolog. Kongr. Wien 1903, S. 9: »Dieser Umstand, sowie das Verhältnis der Kontaktkalke zur Culmgrauwacke bei Neslowitz lassen kaum daran zweifeln, daß man es mit veränderten Devonkalcken zu tun hat«. Gegen diese Ansicht Fr. Sueß' hat sich mit Recht schon H. Bock ausgesprochen in: Zur Tektonik der Brünner Gegend, Jahrb. d. k. Geolog. Reichsanstalt 52. Bd., S. 264. Wien 1903. — Vgl. Fr. Kretschmer, Die Petrographie und Geologie der Kalksilicatfelsen in der Umgebung von Mährisch-Schönberg. Jahrb. d. k. Geolog. Reichsanstalt 58. Bd., S. 527—572. Wien 1909. — Neuerdings hat A. Rzehak Aufschlüsse in diesen Kalksilicathornfelszonen auf der Westseite der Brünner Granitmasse aufgefunden, welche ebenfalls gegen ein devonisches und für ein höheres Alter sprechen; Verhandl. d. k. Geolog. Reichsanstalt 59. Bd., S. 129. Wien 1910.

Jedenfalls transgrediert das Devon sowohl hier in der Brüner Gegend wie im Gesenke zwischen Zuckmantel und dem Marchtal¹⁾ über das prädevonisch gefaltete und prädevonisch denudierte kristalline Grundgebirge, über die Gneise, Glimmerschiefer und älteren Granite glatt hinweg mit seiner untersten, ziemlich mächtigen Stufe von Konglomeraten, Grauwacken und Schiefen, welche vermutlich den unterdevonischen Koblenzschichten zuzurechnen sind.

Wir konstatieren damit eine kontinentale Pause und diskordante Lücke zwischen dem Silur und dem oberen Unterdevon in den Sudeten, so wie wir dieselbe auch in Sachsen (Umgegend von Chemnitz und Zwickau), im Vogtlande und in dem südöstlichen Thüringen, sowie im Harze erkennen konnten.

Devon in Mähren.

E. Tietze hat nachgewiesen, daß die flach ausgebreiteten Massen von Grauwacken und Tonschiefern im Niederen Gesenke und in der Umgegend von Sternberg, Müglitz, Olmütz, also in den Bergzügen zu beiden Seiten des hier bereits sehr breiten Marchtales zum allergrößten Teil dem Culm angehören.

Die unterdevonischen Quarzite, sowie die gleich zu erwähnenden mitteldevonischen Kalke, Diabase usw., z. B. in dem Zuge von Bennisch bis Sternberg, ragen tatsächlich nur als Inseln und Klippen, gerade wie im Glatzer Gebirge, aus den sehr mächtigen Culmgrauwacken und -schiefern hervor und werden diskordant vom Culm überlagert. Aus den mährisch-schlesischen Dachschieferbrüchen, z. B. vom Meltsch bei Troppau, ist eine reiche Culmflora von Landpflanzen, Lepidodendren, Farnen und Calamiten²⁾, und sind auch einige Culmpetrefakten (*Goniatites sphaericus* Sow. usw., siehe bei Ferd. Roemer, a. a. O. S. 53. 1870) bekannt geworden.

Insbesondere sind F. Roemers devonische »Engelsberger Grauwacken« zum Culm zu stellen.

Gut aufgeschlossen durch den Bergbau auf Eisenstein sind die Devoninseln im Culm bei der kleinen Bergstadt Bennisch, östlich von Freudental gelegen; F. Roemer erkannte die Kalksteinschichten von Bennisch zuerst als mitteldevonisch durch Bestimmung der von ihm gesammelten Fossilien³⁾; das Oberdevon fehlt hier und ist vermutlich in der kontinentalen Pause zwischen Oberdevon und Culm denudiert

¹⁾ W. Petraschek, Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges. Jahrb. d. k. Geolog. Reichsanstalt 59. Bd., S. 427—524; mit Profilen und Kartenskizze. Wien 1910. — W. P. bemerkt über diese Diskordanz S. 519: »Am Marchbruche stößt die ganze Schichtenfolge (der kristallinen Schiefer) gegen die Gesteine des Altvatergebirges ab. Dort lagert das Unterdevon diskordant und transgredierend auf dem Chloritgneis.« »Dagegen, daß unsere Phyllitformationen zum Unterdevon gehören, spricht das vollständige Fehlen der höchst charakteristischen Quarzkonglomerate des Unterdevons. Diese unverkennbaren, durch eine sehr weitgehende Härteaufbereitung gekennzeichneten Gesteine haben im Unterdevon des Niederen Gesenkes sehr weite Verbreitung.«

²⁾ C. von Ettingshausen, Die fossile Flora des mährisch-schlesischen Dachschiefers. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. 25. Bd., mit 7 Tafeln. Wien 1865.

³⁾ Ferd. Roemer, Geologie von Oberschlesien, S. 21—32. Breslau 1870.

worden. Übrigens sind weder diese Bennischer Kalksteine, noch die übrigen Devoninseln, welche nach SW bis Sternberg und jenseits des Marchtales bei Littau, sowie weiter südlich bei Olmütz und bei Mährisch-Weißkirchen aus den Culmschiefern und -grauwacken auftauchen, bis jetzt näher untersucht und auf ihren Fossilreichtum ausgebeutet worden. Es könnten da noch andere Devonstufen, auch etwa Reste des Oberdevons, wie wir sie im Glatzer Gebirge kennen, aufgefunden werden.

Ferd. Roemers Fossilfunde stammen im wesentlichen aus den Halden der Eisensteingruben bei Bennisch; nur wenige aus dem Anstehenden; daher können verschiedene Horizonte vertreten sein. Er führt u. a. an:

- Heliolites porosa Edw. Haime.
- Stromatopora polymorpha Gldf.
- Alveolites suborbicularis Lam.
- Cupressocrinus sp.
- Brachiopoden.
- Styliolina striatula Nov. erfüllt gewisse Lagen der Schiefer.
- Anarcestes (Goniatites) lateseptatus Beyr. var. plebeja Barr.
- Orthoceras sp.
- Phacops breviceps Barr. (= latifrons F. Roem.).
- Acidaspis cf. myops Richt.

Fr. Frech, welcher die Originale Ferd. Roemers revidierte, gibt an¹⁾, daß die Tentaculitenschiefer und Knollenkalke bei Bennisch nach ihren Fossilien und ihrer Faciesentwicklung dem thüringischen Mitteldevon (vgl. Bd. II, S. 220 ff.) gleichstehen. In der Tat ist ja die thüringische Facies, wie ich mehrfach hervorgehoben habe, für Cambrium bis Culm durch Sachsen und Niederschlesien bis hier hinauf in das Mährische Gesenke zu verfolgen — wesentlich abweichend von der Ausbildung im Prager Silurbecken. Ebenso schließen sich an die Thüringer Facies die Silur-, Devon- und Culmausbildungen in den östlichen Gebieten des Niederrheinischen Schiefergebirges, im Kellerwald und im Harze an.

Aus den mährischen Devoninseln führt E. Tietze auch *Striangocephalus Burtini* Deffr., das Leitfossil für das obere Mitteldevon, sowie *Rhynchonella pugnus* Mart., ein Leitfossil aus dem oberdevonischen Iberger Kalk des Harzes, an²⁾ (vgl. Bd. II, S. 321). Es dürften also wohl Mittel- und Oberdevon in den mährischen Devonkalkinseln vertreten sein.

Die Ähnlichkeit dieser mährischen Devoninseln mit denjenigen des Harzes und der Dillgegend ist übrigens überraschend groß, nicht nur nach ihrer Facies, sondern besonders in ihrer Verbindung mit den Diabasen, Schalsteinen und Eisenerzen, sowie in ihrer Lagerung als Inseln (Erosionsreste) in den Culmgrauwacken.

Die Beschreibung E. Tietzes³⁾ von der isolierten Kalkfelskuppe Holivrech (514 m), die mitten aus den Culmgrauwacken bei Strzeme-

¹⁾ Fr. Frech, *Lethaea geognostica*. I. Teil, 2. Bd., S. 195. Stuttgart 1897–1902.

²⁾ E. Tietze, Erläuterung zu Blatt Olmütz, S. 7. Wien 1898.

³⁾ E. Tietze, a. a. O. S. 533. Wien 1894, und geologische Karte Blatt Olmütz 1898.

nitzko, westlich von Littau an der March, plötzlich und unvermittelt hoch aufragt, gleicht in allen Punkten dem eigenartigen Iberger Korallenriffe im Oberharz (vgl. Bd. II, S. 319 ff.); auch hier die Transgression der Culmgrauwacken über den Devonkalk, welcher wie in den übrigen mährischen Devonkalkinseln (Rittersaal an der March oberhalb Littau) sich in den großen Steinbrüchen tief unter die Culmgrauwacken verfolgen läßt, zugleich umgrenzt von jüngeren Verwerfungen, in denen die weicheren Culmschichten an den spröden Kalksteinklötzen bei tektonischen Bewegungen abgesunken sind.

Ebenso analog und charakteristisch sind die Umwandlungen der mährischen Devonkalke in Eisenstein an den Orten, wo sie mit den mittel- oder oberdevonischen Diabaslagern und Diabastuffen zusammenstoßen: wie die Rübeländer und Elbingeröder Eisensteinlager des Mittel- und Oberdevons (vgl. Bd. II, S. 306). Die Gesteine wurden durch oberirdische Wasser in der langen Zeit, während der das Devon auf dem Kontinent vor der Überflutung durch das Culmmeer lagerte, denudiert und erodiert, und das Eisen aus den Diabasen und ihren Tuffen (Schalsteinen), in denen es als Magneteisen in Körnchen verstreut eingesprengt lag, ausgelaugt, gegen den Kalkgehalt des Devons und der Schalsteine ausgetauscht und als Eisenoxyd abgesetzt (vgl. Bd. II, S. 401¹).

Daß die Bennischer Eisensteinlager nicht mehr aus Rot- und Brauneisen, wie auf den devonischen Kalksteinen in Westfalen (Brilon), an der Lahn und Dill oder auf dem Harze, bestehen, sondern aus Magneteisen, ist nur ein Beweis dafür, daß die metamorphe Einwirkung von jüngeren Graniteruptionen, wie wir sie im Hohen Gesenke auf Unterdevon konstatierten, auch hier in den Bennischer Devoninseln stattgefunden haben muß; ich nehme daher an, daß hier unter dem niederen Gesenke ebenfalls Granitstöcke sitzen, welche jünger als Devon, älter als Culm sind.

Noch ausgedehnter als bei Bennisch sind die Diabasströme und Schalsteine bei Bärn, bei Sternberg und jenseits der Marchniederung bei Konitz. Diese Diabase sind meiner Ansicht nach gleichalterig mit dem Neuroder Diabaszuge im Glatzer Gebirge; nur daß dort der nördliche Teil der Diabaslager durch eine starkwirkende Granitkontaktmetamorphose in Gabbro umgewandelt worden ist (Volpersdorfer Gabbros).

Beide Metamorphosen lernten wir im Harze kennen: Roteisen in

¹ F. Kretschmer, Die Eisenerzlagerstätten des mährischen Devons. Jahrb. d. k. Geol. Reichsanstalt 49. Bd., S. 29—124; mit 2 Tafeln und 7 Fig. Wien 1900. — Das »Querprofil der mährischen Devonformation« auf Tafel III ist nach E. Tietzes Auffassung dahin zu berichtigen, daß die Grauwacken g, die Tonschiefer f, die Quarzsandsteine e und die Grauwacken und Tonschiefer k nicht zum Devon, sondern zum Culm gehören; auch kommt in diesem Profil die Inselnatur des Devons und der Diabase innerhalb der Culmdecke nicht zum Ausdruck; ebenso wenig die Diskordanzen zwischen Devon und Culm. — E. Tietze hat leider seinen Abhandlungen und geologischen Karten keine Profile beigegeben. — Ders., Die Eisenerzbaue bei Bennisch in Schlesien. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1894. Nr. 15, 16. F. Kretschmer betont in dieser Abhandlung die große Analogie der Bennischer und der Dillenburgener Eisenerzlager nach ihrer Entstehung aus den Schalsteinen und Diabasen.

Magneteisen am Spitzenberge bei Altenau (Bd. II, S. 402) und Diabas in Gabbro im Radautale oberhalb Harzburg (Bd. II, S. 349).

E. Tietze (a. a. O. 1894) macht mehrfach darauf aufmerksam, daß das Streichen der Devonkalke in den mährischen Inseln nicht übereinstimmt mit dem Streichen der Culmgrauwacken, und daß der ganze devonische Inselzug von Bennisch-Seitendorf bis Sternberg von NO nach SW, die diskordant auflagernden Culmschichten dagegen in N streichen (vgl. die geologische Karte von Mähren und Schlesien von J. J. Jahn, 1911).

In der Tat streicht der Devonzug mit seiner NO-Richtung parallel den Glimmerschiefern und Gneisen, die im Hohen Gesenke lagern, wodurch Devon und Diabase ihre Zugehörigkeit zu dem jedenfalls auch unter dem Niederen Gesenke lagernden kristallinen Grundgebirge dokumentieren. Auch die Basaltausbrüche bei Freudental setzen schief durch das Culmstreichen hindurch, nämlich nach NW; sie haben also für ihre Eruption Querspalten im Grundgebirge benutzt.

Wir erkennen aus diesem Gegensatz des Streichens vom Grundgebirge (einschließlich Devon) und vom Culm, daß tektonische Bewegungen dem Culmeere vorausgingen, und daß das »präkarbonische« Gebirge keineswegs eine Einheit bildet gegenüber den postculmischen Faltungen. Daher lagert auch der Culm in den Sudeten bald auf Gneis, bald auf Glimmerschiefern und Phylliten, bald auf Silur, bald auf Devon — also geradeso wie in Sachsen (Umgegend von Chemnitz und Frankenberg) und im Voigtlande; auch im Harz lagert die Culmdecke (Tanner Grauwacken Lossens Bd. II, S. 309 ff.) bald auf Devon, bald auf Silur¹⁾; endlich auch am Ostrande des Niederrheinischen Schiefergebirges, an der Lahn und Dill, wo z. B. die große Culmdecke der Hörre die silurischen Graptolithenschiefer und die mitteldevonischen Kalkinseln übergreifend bedeckt²⁾.

Daß auch in Mähren in der Umgegend von Brünn die Culmgrauwacken über die Mittel- und Oberdevonkalke transgredieren, hat schon A. Makowsky (a. a. O. 1884, S. 63) festgestellt; in der Regel scheinen sie konkordant auf dem Devon zu lagern; aber bei Schlappanitz sei eine diskordante Auflagerung zu beobachten. Sowohl aus dem auffallend starken Wechsel der Gesteine von den devonischen Kalken und Mergeln zu den glimmer- und geröllreichen Grauwacken des Culms, wie aus den Devonkalkgeröllen in den Culmkonglomeraten, schließt A. Makowski »auf eine Zeitunterbrechung in der Bildung der zwei aufeinanderfolgenden Formationen«. In der Tat tritt diese bedeutende Lücke zwischen dem Oberdevon und dem Culm überall in den Sudeten und in Mähren deutlich hervor.

¹⁾ Ich hatte im II. Bande im Kapitel über den Harz die diskordante und transgredierende Auflagerung des Culms im Ober- und Unterharze noch nicht erkannt; die dort von mir mitgeteilten Profile sind danach zu ändern.

²⁾ Em. Kayser hat diese Culmdecke (es könnte auch flötzleerer Sandstein sein) des Hörrebergzuges, welche H. von Dechen ganz richtig auf seinem Blatt Wetzlar als Karbon eingezeichnet hatte, als »Hörregrauwacke« fälschlich ins Silur gestellt (Blatt Ballersbach, Erläuterung S. 7 ff. Berlin 1907); er vergleicht sie mit den Grauwacken und Tonschiefern der »Urferschichten« A. Denckmanns im Kellerwald, in denen Silur-, Devon- und Culmschichten von A. Denckmann zusammengeworfen wurden.

In der weiteren Umgegend von Brünn ist das Mitteldevon in ausgedehnten Flächen noch erhalten in der sog. mährischen Schweiz; so werden die pittoresken Täler und Berge nordöstlich von Brünn genannt: der Durchbruch der Zwittawa durch den Brüner Granit-Dioritlakkolithen zwischen Blansko und Bilowitz; die Karsthöhen der Stringocephalenkalksteine in einer Länge von 24 km von Sloup bis Ochoz, mit ihren großartigen Höhlen, in denen die bekannten reichen Funde aus der älteren und jüngeren Steinzeit des Menschen gemacht worden sind, mit ihren Dollinen und streckenweise verschwindenden Flüssen.

Auf den Quarziten des oberen Unterdevons lagern zunächst Mergelschiefer mit einzelnen Kalkbänken; sie könnten der Calceolastufe entsprechen, aber es fehlen Fossilien. Darüber erhebt sich die meist schroffe Wand der Stringocephalen- und Korallenkalksteine, welche die Karstbildungen zeigen. Es folgen bunte Mergel und Knollenkalke, in denen oberdevonische Goniatiten und Clymenien auf dem Hadyberge bei Brünn im Jahre 1881 gefunden wurden. Endlich stecken in den Löchern, Spalten und Dollinen der Oberfläche der Devonkalke Reste einer ehemaligen jurassischen Überdeckung: Tone, Sande, Hornsteinbänke und Brauneisensteine mit der von V. Uhlig beschriebenen Fauna des obersten Doggers, der Oxfordstufe und Bimammatuszone des untersten Kimmeridges. Soweit einzelne Reste des Jura auf dem Granite erhalten sind, dehnen sich diese Schichten deckenförmig aus.

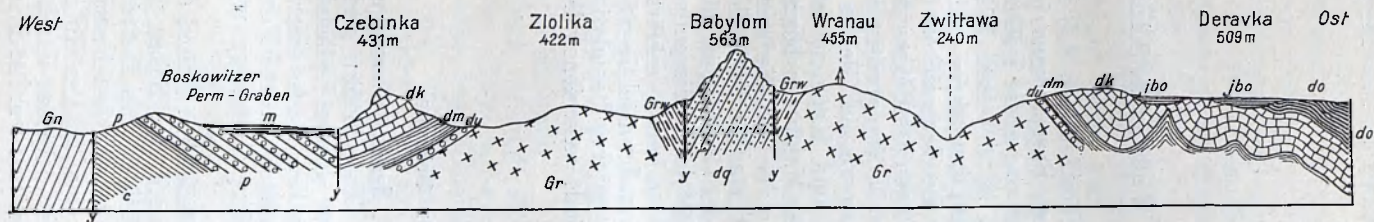
Die Mächtigkeit der Devonstufen bei Brünn wird von den österreichischen Geologen nicht mitgeteilt; nur aus einigen kleinen Profilen von H. Bock (Jahrb. d. k. Geol. Reichsanst. 52. Bd. 1902, S. 259. Wien 1903) ist ungefähr zu entnehmen, daß die Gesamtmächtigkeit des Devons bei Brünn 400—470 m betragen mag, und zwar wären die unterdevonischen Quarzite danach 40—50 m, die Mergel der Calceolastufe etwa 50 m, die Stringocephalenkalke 200—250 m, die oberdevonischen Knollenkalke 100—120 m mächtig.

Die Fossilien sind selten und wurden bisher nicht genauer beschrieben¹⁾; nur A. Makowsky (a. a. O. 1884, S. 58 u. 59) führt an:

a) aus dem Stringocephalenkalke:

Calamopora filiformis F. Roem. häufig.
Cyathophyllum cf. *ceratites* Gldf.
Alveolites suborbicularis Lam.
Atrypa reticularis L.
Stringocephalus sp.
Murchisonia sp.

¹⁾ Da A. Makowsky angibt (S. 57), daß »die Petrefakten sich lokal manchmal angehäuft finden und ganze Bänke zusammensetzen«, sollte doch einmal nach guten Fundstellen gesucht werden, an denen die Fossilien auswittern wie in der Eifel und vielen anderen Orten im Niederrheinischen Schiefergebirge aus den mittel- und oberdevonischen Kalken. In L. von Tauschs Erläuterungen zu Blatt Boskowitz-Blansko 1898 und in seiner Abhandlung (a. a. O. Wien 1896) sind Angaben über Fossilien fast gar nicht enthalten.



Profil 13 (Maßstab 1 : 500 000)

durch den Boskowitz Permgraben, durch das Granitdioritmassiv von Brünn bis auf das Devonkalkplateau; nach A. Makowsky, a. a. O., S. 55, Brünn 1884, und H. Bock, a. a. O., 1903.

- gn = Gneise der moravischen Masse.
- Gr = Granite des Brüner Lakkolithen.
- Grw = Verquetschte Randzonen des Granitmassives.
- dq = Unterdevon-Quarzite und -Konglomerate.
- du = Oberes Unterdevon.
- dm = Tonmergel
- dk = Stringocephalenkalk
- do = Oberdevonische Knollenkalke.
- c = Karbon.
- p = Perm.
- jbo = Oberer Dogger und unterer Malm.
- m = Miocäne marine Tone und Mergel.
- yy = Verwerfungen.

b) aus den oberdevonischen Knollenkalken und Mergeln vom Hadybergplateau am Wege nach Ochoz:

Clymenia annulata Münstr., häufig.

— *cf. flexuosa* Münstr.

— *laevigata* Münstr.

Goniatites sp.

Orthoceras sp.

Avicula obrotundata Sdbg.

Cytherina moravica Rz., viele kaum 2 mm große Schalenkrebse.

Cephalaspis sp.

Jedenfalls steht an der Hand dieser Fossilien fest, daß die mittel- und oberdevonischen Stufen hier auf den Bergplateaus im O der Zwittawa mächtig entwickelt sind, und daß das obere Unterdevon mit seinen Quarzkonglomeraten und Quarziten in einzelnen Resten auch mitten auf dem Brünner Granit-Dioritlakkolithen übrig geblieben ist. Auf der Westseite des Lakkolithen sind die devonischen Stufen in einzelnen Strecken zwischen den Ostverwerfungen des Boskowitzer Permgrabens erhalten. Culm, Oberkarbon und Perm greifen diskordant über die devonischen Stufen über, geradeso wie im Glatzer Gebirge.

Daß die unterdevonischen Sandsteine und Konglomerate jünger sind als der Brünner Granit, hatte bereits A. Makowsky bewiesen, und hat neuerdings wieder H. Bock bestätigt: die verschiedenen Devonstufen greifen diskordant über die alte, erodierte Oberfläche des Granitmassives über; eine Kontaktmetamorphose des Granites ist nirgends in den zahlreichen Aufschlüssen zu finden. Daß im Rotliegenden Gerölle der Granite und Diorite des Brünner Massives fehlen, erklärt H. Bock (S. 264) dadurch, daß dieses Massiv »damals von der mächtigen Schichtenfolge des Devons bedeckt war«; erst durch spätere Denudation »wahrscheinlich während der Trias- und Juraperiode« erschienen die Granite an der Oberfläche.

3. Culm.

a) Culm im Waldenburger Gebirge.

Die weitverbreiteten Culmablagerungen der mittleren Sudeten bestehen aus Konglomeraten, Grauwacken, Tonschiefern und einigen Kalkbänken; die untergeordneten Lager von grauen Kalksteinen sind deswegen von Bedeutung, weil sie gelegentlich Reste einer marinen Fauna enthalten; Pflanzen sind in den Grauwacken und Tonschiefern häufig, aber selten so gut erhalten, daß ihre Gattungen und Arten sicher zu bestimmen wären.

Geht man durch den pittoresken Fürstensteiner Grund von Salzbrenn nach Freiburg hinunter, so ragen zu beiden Seiten der engen und gewundenen Erosionsschlucht des Hellebachtals fast senkrechte Felswände über 200 m hoch auf, deren graue Gesteinsmasse ganz erfüllt ist mit unendlich vielen eckigen oder abgekanteten Gneisstücken. Die oft kopfdicken, bis $\frac{1}{2}$ m großen Blöcke beweisen durch ihre geringe Abrollung, daß sie nicht weit transportiert wurden in dem über

den devonischen Kontinent hereinflutenden Culmmeere: in der Tat besteht die größte Menge der Stücke und Blöcke aus den nahen Eulengebirgsgneisen. Daneben stecken zahlreiche Schieferbruchstücke, die aus dem Devon, aus Silur und Cambrium, also aus den älteren Schichtensystemen herkommen; sparsamer sind Gerölle aus Devonkalken, aus Gabbro vom Zobten, aus Kieselschiefern des Silurs und aus Milchquarzen des granitischen Grundgebirges; sogar Phyllitstücke erkennt man.

Die groben Gneisbreccien halten nicht lange aus; wir finden sie in einer so mächtigen Ausbildung nur im Salzbach- und Hellebachtal bei Salzbrunn; es ist eine lokale Bildung an der Steilküste des hier über dem Culmmeere aufsteigenden Gneisgebirges.

Aber echte Konglomerate mit abgekanteten oder stark abgerundeten Geröllen in grauem, sandig-tonigem Gesteinsmaterial bilden im Culm der Sudeten häufig recht mächtige Bänke zwischen den Grauwacken und den glatten Tonschiefern.

Aus der Umgegend von Salzbrunn hat E. Dathe auf die lokal massenhaft angehäuften Devonkalke aufmerksam gemacht; in dem alten »Kalksteinbruch« in Nieder-Adelsbach wurden diese Kalkgerölle eine Zeitlang zum Kalkbrennen gewonnen (E. Dathe, a. a. O. 1892, S. 45); die in den Geröllen steckenden Korallen und Brachiopoden zeigen ihre Herkunft aus dem Oberdevon.

Dies ist ein Beweis dafür, daß viel mehr Devongebirge auf dem präculmischen Kontinente anstand, als jetzt noch sichtbar ist; es ist von den Atmosphärien zerstört und von den Bächen und Flüssen in das nahe Culmmeer hineingefloßt worden.

Weit verbreiteter im Culm sind die Gabbrogerölle: sie setzen mächtige Bänke zusammen; bei Salzbrunn stammen sie, wie E. Dathe nachwies, vom Zobtenberge, also von O her. In der Umgegend von Neurode gelangten Gerölle des dortigen Gabbro-Diabasuges im unteren Culm zur Ablagerung.

So sehen wir, daß nicht nur die übergreifende und diskordante Lagerung des Culms auf allen älteren Schichtensystemen und Gesteinen bis zum kristallinen Gneisgrundgebirge, sondern auch das Gesteinsmaterial selbst der massenhaften Blöcke und Gerölle in den Culm-grauwacken beweisen, daß eine bedeutende Lücke besteht zwischen dem Oberdevon, wie es z. B. bei Ebersdorf im Glatzer Gebirge noch jetzt in einer Insel ansteht, und dem unteren Culm dieser Gegend. Der lange Zeit denudierte und erodierte devonische Kontinent sank in weiten Gebieten unter das Culmmeer.

Je höher hinauf wir in den sehr mächtigen Culmbildungen der Sudeten gelangen, um so kleiner und härter werden die in den Grauwacken liegenden Gerölle; schließlich bleiben nur kleine Quarzgerölle übrig: das heißt, die Küsten des Kontinentes mit seinen Gebirgen, von denen die Bäche und Flüsse die Sedimente in das Culmmeer hinabfloßten, wichen immer mehr von den Gegenden, wo wir jetzt den Culm in den Sudeten anstehen sehen, zurück, oder, mit anderen Worten, das Culmmeer dehnte sich mehr und mehr aus.

Zugleich erfahren wir durch die Art der Gerölle, daß die Küste des sudetischen Culmmeeres und der Kontinent mit seinen erodierten

Gebirgen damals zur Culmzeit im O der Sudeten gelegen war; dieses Gebirge muß ansehnliche Höhen enthalten haben, sonst hätten die Flüsse kein genügendes Gefälle gehabt, um so weit ausgebreitete und mächtige Geröllmassen dem Culm liefern zu können.

Die Aufschüttung der Block- und Geröllmassen im Culmmeere war offenbar eine ziemlich rasche. Daher die große Mächtigkeit derselben und der schnelle Wechsel von örtlich angehäuften Breccien und Konglomeraten mit den Grauwacken und Tonschiefern.

Daß auch Gerölle in den Konglomeraten vorkommen, deren Herkunft E. Dathe nicht nachweisen kann, wie die rotbraunen Granite bei Alt-Reichenau oder die Variolite¹⁾ im Culm bei Glätzig-Hausdorf und anderen Orten, läßt sich genügend daraus erklären, daß das östliche Gebirge, aus dem die Gerölle herkommen mögen, jetzt bis auf seinen tiefsten Rumpf, bis auf die Gneisgranite in den sudetischen Vorbergen (Striegau-Zobten-Rummelsberg) abgetragen und zum großen Teil von tertiären und diluvialen Ablagerungen bedeckt ist. Auch in den Sudeten selbst wurde das präculmische Gebirge stark zerstört, so daß die Variolitgerölle in den Culmkonglomeraten bei Hausdorf ganz gut aus dem nahegelegenen Gabbro-Diabaszuge von Neurode herkommen können, ohne daß heute noch Variolite in diesem Bergzuge anstehend gefunden werden. Denn diese Gabbrodiabase sind älter als Culm, jünger als Oberdevon; sie waren bereits stark abgetragen, ehe das Culmmeer darüber wegflutete.

Fauna und Flora des Unterkarbons.

Die unterkarbonischen Tierreste gehören ausschließlich marinen Formen an, wodurch nachgewiesen ist, daß die Culmablagerungen durchgehends im Meere abgelagert worden sind, hier in den Sudeten wie im übrigen Deutschland. Wie gewöhnlich erhielten sich die Fossilien am besten in den grauen Kalksteinen, welche in Linsen und Bänken den Culmgrauwacken einlagern. Oft ziehen Kalklager weit durch: so der 5 km lange und 10—20 m mächtige Kalkzug in den Gneiskonglomeraten auf der Südseite des Eulengebirges, den E. Dathe von der Kolonie Waldgrund über Neudorf bis an den Gebirgsrand südlich von Silberberg verfolgt hat (Blatt Neurode 1904, S. 38). In den feinkörnigen Kalken sieht man in der Regel größere Kalkspäte als Reste von Crinoidenstielgliedern liegen.

Als bezeichnende Versteinerungen aus diesem Kalkzuge bei Neudorf führt E. Dathe an (a. a. O. Blatt Neurode, S. 37):

- Productus sublaevis de Kon.
- punctatus Mart.
- pustulosus Phil.
- semireticulatus Mart.
- Spirifer striatus Mart.
- cinctus Keyserl.

¹⁾ E. Dathe, Die variolitführenden Culmkonglomerate bei Hausdorf in Schlesien. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1882, S. 228—260. Berlin 1883. — Ders., a. a. O. 1892, S. 68 ff.

- (*Martinia*) *glaber* Mart.
- *convolutus* Phill.
- Phillipsia gemmulifera* Phill.
- *truncatula* Phill.

Daß auch in den unterkarbonischen Tonschiefern die marinen Mollusken sich gelegentlich gut erhalten, zeigt die Fauna von der Vogelkippe¹⁾ bei Altwasser (E. Dathe, a. a. O. 1892, S. 83), aus der ich hier anführe:

- Productus giganteus* Mart.
- *latissimus* Sow.
- *Cora* d'Orb.
- Spirifer rugulatus* Kut.
- *bisulcatus* Sow.
- Spirigera squamigera* Kon.
- Chonetes Laguessiana* Kon.
- Rhynchonella subdentata* Sow.
- Orthis Lyelliana* Kon.
- Orthisina crenistria* Phill.
- Bellerophon decussatus* Flem.
- Euomphalus Dionysii* Bronn.
- Pecten ellipticus* Phill.
- Archaeocidaris* sp.

In den Culmkalken bei Glätzisch-Falkenberg, auf der Südwestseite des Eulengebirges gelegen, kommen außer den oben genannten Fossilien noch vor (E. Dathe, Blatt Rudolfswaldau 1904, S. 44):

- Productus granulosus* Phill.
- Orthoceras striolatum* H. v. Meyr.
- Nautilus bilobatus* Sow.
- Terebratula sacculus* Mart.
- *elongata* Schlth.
- Spirifer crispus* L. v. Buch.
- *trigonalis* Sow.
- Orthis interlineata* Sow.

Diese und andere Fossilien aus dem Culm des Waldenburger und Glatzer Gebirges lassen es wahrscheinlich erscheinen, daß hier nur die obere Stufe des Unterkarbons, die Zone des *Productus giganteus* vorhanden ist, und daß die untere Zone des *Spirifer tornacensis* fehlt; dieser Umstand dürfte auch für die von mir wiederholt betonte, in den Sudeten bestehende große Lücke zwischen Oberdevon und Culm sprechen; dadurch gewinnen wir Zeit für die bedeutenden tektonischen und stratigraphischen Änderungen zwischen den devonischen und den karbonischen Ablagerungen²⁾.

¹⁾ Auf der geologischen Karte Blatt Salzbrunn wird dieser Berg »Vogelskoppe« genannt; im Texte sagt E. Dathe »Vogelskippe«.

²⁾ Im Vergleich mit dem belgischen Kohlenkalk würde die Culmfauna der Sudeten etwa der oberen Stufe, Gosselets Stufe von Visé mit *Prod. giganteus* entsprechen; die beiden unteren belgischen Stufen, Gosselets Stufen von Tournai mit *Spir. tornacensis* und von Etroeungt mit einer Übergangsauna (z. B. *Spir. Verneuilii*)

Bemerkenswert ist, daß hier im Waldenburger und Glatzer Gebirge häufig die marinen Tierreste mit den Landpflanzen in den gleichen Schichten liegen, sogar in den Kalkbänken; z. B. bei Hausdorf und bei Glätzsich-Falkenberg sitzen so gut erhaltene Pflanzen im Kalkstein, daß H. Göppert und H. zu Solms-Laubach noch die innere Struktur von *Asterocalamites radiatus* Göpp. mikroskopisch erkennen und untersuchen konnten¹⁾.

Von den genannten Fundorten erwähnen wir hier nach E. Dathe noch die folgenden Pflanzen:

Asterocalamites scrobiculatus Schlth.

Cyclopteris Hochstetteri Stur.

Sphenopteris dissectum Göpp.

Cardiopteris polymorpha Göpp.

Stigmaria ficoides Strbg.

Rhabdocarpus conchaeformis Göpp.

Schon früher kannten H. Göppert und O. Feistmantel die Pflanzenreste aus dem Kohlenkalk bei Ober-Rothwaltersdorf, einige Kilometer südlich von Neudorf gelegen; der letztere beschrieb²⁾ von dort 44 Pflanzenarten und kannte die mit den Pflanzen zusammenliegenden marinen Tierreste, Brachiopoden, Goniatiten, Trilobiten³⁾, die wir oben genannt haben.

Eine speziellere Teilung der Culmablagerungen in den Waldenburger und Glatzer Gebirgen läßt sich nicht durchführen, weder petrographisch, noch faunistisch; auch nicht nach der Lagerung der Schichten, da zahlreiche Verwerfungen durchsetzen, und in den meist bewaldeten Culmgebieten eine sichere Verfolgung der Schichten nicht möglich ist; die Konglomeratbänke keilen oft rasch aus. Auch die Mächtigkeit des gesamten Culms läßt sich nicht abschätzen; sie dürfte mehrere hundert Meter betragen. Jedenfalls ist es eine einheitliche Ablagerung, mit Konkordanz aller einzelnen Schichten.

Diskordant lagert über dem Culm die oberkarbonische Schichtenstufe mit ihren Steinkohlenflözen im Waldenburger Reviere.

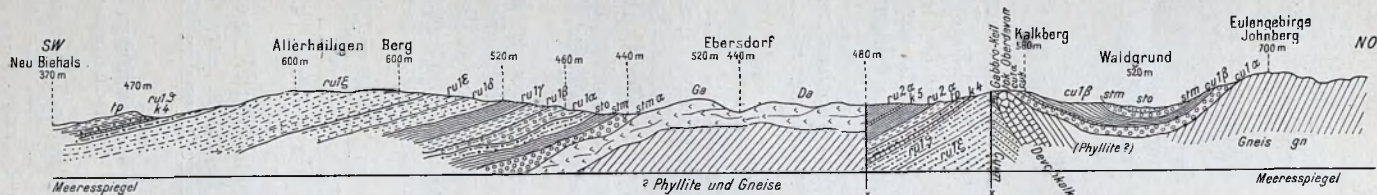
Das hier beistehende Profil 14 gibt ein Beispiel der Lagerung aus diesen Gebieten.

zum Oberdevon (daher früher noch zum Oberdevon gerechnet, vergl. Bd. I, S. 114 u. 115) würden dann in den Sudeten fehlen. Da der belgische Kohlenkalk bis 800 m mächtig wird und eine Kalksteinfacies ihrer Natur nach viel langsamer wächst, als die Konglomerat-, Grauwacken- und Schieferfacies des Culms, so wäre die große tektonische Lücke zwischen dem Oberdevon und dem Culm in den Sudeten, wie in der Lausitz, in Sachsen, im Harze und auf der Ostseite des Niederrheinischen Schiefergebirges auch durch den Mangel der älteren Faunen des belgischen Kohlenkalkes bewiesen. Indessen muß man gegen die schematische Zoneneinteilung im Unterkarbon mißtrauisch sein, da die unterkarbonischen Mollusken, besonders die Brachiopoden zumeist durch alle Schichten gleichmäßig durchgehen.

¹⁾ E. Dathe, Fossile Pflanzenreste mit erhaltener innerer Struktur aus dem Culm von Conradsthal. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 44, S. 380. Berlin 1892. — Ders., Umgebung von Salzbrunn a. a. O. 1892, S. 85. — Ders., Blatt Langenbielau 1904. S. 77.

²⁾ O. Feistmantel, Das Kohlenkalkvorkommen bei Rothwaltersdorf in der Grafschaft Glatz und dessen organische Reste; mit 4 Tafeln. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 25, S. 463—551. Berlin 1873.

³⁾ Vergl. H. Scupin, Die Trilobiten des niederschlesischen Unterkarbons; mit 1 Taf. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 52, S. 1—20. Berlin 1900.



Profil 14 (Maßstab 1:50 000 der Länge und 1:25 000 der Höhe)
 durch Blatt Neurode (E. Dathe, 1904), gezeichnet von R. Lepsius.

- | | |
|---|-------------------------|
| gn = Gneisformation des Eulengebirges. | |
| tok = Kalke und Knollenmergel des Oberdevons. | |
| Ga, Da = Gabbro und Diabase bei Neurode. | |
| cul α = Gneiskonglomerate und Sandsteine | } Culm. |
| cul β = Tonschiefer und Grauwacken | |
| stm α = Gabbro- und Diabaskonglomerate | } Oberkarbon. |
| stm = Grauwacken und Tonschiefer | |
| sto = Arcosen und Schiefertone | |
| ru1 α = | } Unteres Rotliegendes. |
| ru1 β = | |
| ru1 γ = Anthrakosiefschiefer und Sandsteine | |
| ru1 δ = Lyditkonglomerate und Sandsteine | |
| ru1 ε = Braunrote Konglomerate und Sandsteine | |
| ru1 ζ = Hellbraunrote Bausandsteine | |
| ru1 θ = Sandsteine und Schiefertone | |
| k4 = Kalkflöz in ru1 θ | |
| ru2 α = Rotbraune Schiefertone und Sandsteine | |
| k5 = Kalkflöz in ru2 α | |
| tp = Porphyrtuffe | |
| xx = Verwerfungen. | |

Die Lagerung der Culmschichten im Waldenburger und Glatzer Gebirge ist im allgemeinen eine flachwellige; die Schichten sind jedoch häufig gestört durch Verwerfungen, an denen sie gelegentlich steil bis saiger aufgerichtet wurden. Zu bemerken ist die isolierte Culmpartie inmitten der Gneise des Eulengebirges bei Steinkunzendorf (Blatt Langenbielau von E. Dathe, 1904): es sind Gneisbreccien und -konglomerate, Grauwacken und Tonschiefer, sowie variolitführende Quarzkonglomerate; auch kleine Kalklager kommen vor. Diese Culmschichten lagern flach über den erodierten Köpfen der steilgestellten Gneise des Eulengebirges; sie fallen mit 10—20° nach SW oder nach NO ein.

b) Culm bei Görlitz.

In der Lausitz liegen Culmgrauwacken und -schiefer dem Bautzener Granitmassiv auf (Bd. II, S. 204); im Bogen ziehen sie von Königsbrück und Kamenz am Außenrande des Massives nach SO herum über Collm bis Görlitz¹⁾. Auch in diesen Gebieten lagert der Culm diskordant und übergreifend über den steiler aufgerichteten Silurresten; das Devon war hier durch Denudation auf dem alten Kontinente, welcher dem Culmmeere vorausging, gänzlich fortgewaschen, so daß »der Culm aus dem aufgearbeiteten Detritus namentlich des silurischen Untergrundes sich aufbaute«.

Ich habe oben bemerkt, daß wir diese Diskordanz zwischen Culm und Silur, resp. Devon, falls dieses noch vorhanden ist, durch alle paläozoischen Gebiete vom Ostrande des Niederrheinischen Schiefergebirges²⁾ durch den Harz, durch Sachsen bis in die südlichen Sudeten verfolgen können; es ist diese diskordante Auflagerung des Culms auf Silur und Devon und die dadurch erzeugten silurischen und devonischen Inselberge bisher irrtümlich für die Folge von unregelmäßigen Faltenverwürfen gehalten worden.

Der Lausitzer Granit ist, wie wir im II. Bande gesehen haben, jünger als Culm und hat daher auch die Culmschichten kontaktmetamorph verändert; so sind denn auch bei Görlitz die Culmgrauwacken und Culmschiefer in Hornfels, in Flecken- und Knotengesteine und in höchster Potenz in Quarzglimmerfels umgewandelt worden; am Kontakt selbst sind Granitapophysen häufig.

Der Culm beginnt in der Oberlausitz mit mächtigen Konglomeraten, die vorwiegend Gerölle von silurischen Kieselschiefern neben Quarziten führen. Darüber folgen in größter Verbreitung körnige Grauwacken, Grauwackenschiefer und Tonschiefer.

Culmkalk fand sich nur an einer Stelle, nämlich bei Kunnersdorf am Südfuß des Geiersberges, 6 km NW Görlitz, in einem alten Steinbruche. Diese dunkelgrauen bis schwarzen Kalksteine lagern im Tiefsten

¹⁾ Kurt Pietzsch, Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz zwischen Görlitz, Weißenberg und Niesky. Der Culm S. 81—94. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 61. Bd. Berlin 1909.

²⁾ Z. B. die Durchragungen von Silur- und Devoninseln in den Dill- und Lahnbergen von Herborn bis Gießen durch Culmgrauwacken oder flözleeren Sandstein (Hörre), erkläre ich durch kontinentale Erosion vor dem Culmmeere.

der Grauwackenzone; sie enthalten unbestimmbare Reste von Foraminiferen (Rotalidae?) und Crinoidenstielglieder.

Die Culmschichten streichen in der Görlitzer Gegend vorherrschend in NW, also parallel dem Gebirgsrande, an dem sie in einzelnen niedrigen Bergkuppen entlang ziehen; sie fallen meist steil 40—70° ein, an manchen Stellen saiger. Ich betrachte dieses Fallen und Streichen der Oberlausitzer Culmschichten nicht für die Folge alter Bewegungen, etwa von den vorkarbonischen, sondern für junge, tertiäre Umbiegungen.

Ergußgesteine (Diabase oder Diabastuffe) fehlen den Culmstufen der Oberlausitz — eine Bestätigung der Regel, daß, wie im Niederrheinischen Schiefergebirge, im Harze, in Sachsen und anderen Orten, die Diabaseruptionen mit dem Oberdevon aufgehört hatten. Dagegen setzen an mehreren Stellen durch die altpaläozoischen Schichten Gänge von Eruptivgesteinen der rotliegenden Zeit, Quarzporphyre und Porphyrite, wie auch in den mittleren Sudeten.

c) Culm im Niederen Gesenke.

Wir haben bereits oben erwähnt, daß F. Roemers »Engelsberger« Grauwacken, Tonschiefer und Konglomerate nicht dem Devon angehören¹⁾, sondern daß diese ausgedehnten, flachen, stark bewaldeten Bergzüge zwischen Zuckmantel, Bennisch, Bärn und Sternberg ebenso zum Culm zu rechnen sind wie die östlich Bennisch liegenden Bergflächen bis zur oberen Oder und bis zum Marchtale, welche F. Roemer als Culm eingezeichnet hatte.

Die mächtige Schichtenreihe von grob- und feinkörnigen Grauwacken, von Konglomeraten und von Tonschiefern ist bisher nicht weiter gegliedert worden²⁾; es konnten daher auch keine Verwerfungen festgestellt werden. In den großen Waldgebieten ist dies nicht tunlich; nur in den Talgehängen der größeren Bäche und Flüsse trifft man gute Aufschlüsse. Die Tonschiefer finden, wie im Vogtlande und in Ostthüringen, vielfach als Dachschiefer Verwendung. Aus solchen Dachschieferbrüchen stammen denn auch die ziemlich reichen Culmflora, welche C. von Ettingshausen und D. Stur aus Mähren und Österreichisch-Schlesien beschrieben haben³⁾. Von tierischen Resten zeigt sich wie gewöhnlich am häufigsten die *Posidonomya Becheri* Bronn; seltener sind Orthoceren, Goniatiten und Trilobiten (*Phillipsia latispinosa* Sdbg.).

¹⁾ F. Roemer war selbst zweifelhaft, ob diese Schichten devonisch seien, weil er keine maßgebenden Fossilien in seinen Engelsberger Grauwacken kannte; er hielt sie für devonisch, da sie örtlich zwischen dem Unterdevon bei Würbental und dem Mitteldevon bei Bennisch lagerten. Auf seinem Kartenblatt Leobschütz setzt er zu diesen Schichten die¹ u. ³ Ober- und Mitteldevon (?) hinzu; auf Blatt Troppau nennt er diese Schichten die³ ohne weiteres Ober-»Devon«. Vergl. E. Tietze, Erläuterungen zu Blatt Freudental S. 27. Wien 1898.

²⁾ Auf den österreichischen Kartenblättern, die aus diesen Gegenden bis jetzt erschienen, Freudental, Olmütz, Proßnitz, Boskowitz sind nur petrographisch die Hauptkomplexe der Grauwacken von den Schiefern unterschieden, auch einige Kalkeinlagerungen ausgezeichnet worden.

³⁾ Dionys Stur, Die Culmflora des mährisch-schlesischen Dachschiefers. Abhandl. der k. Geolog. Reichsanstalt Bd. 8, Heft 1; mit 17 Taf. Wien 1875.

Selten sind Erze im Culm; hier und da ein kleiner Gang mit Bleiglanz ist alles, was von Erzen erwähnt wird. Außerdem ist vermutlich früher in den Culmtälern des Niederen Gesenkes Gold gewaschen worden; Namen wie »Goldseifen«, »Dürrseifen«, »Goldoppa« u. a. weisen auf alte Betriebe von Goldwäschereien.

Die Lagerung der Culmschichten im Niederen Gesenke und zu beiden Seiten des Marchtales bei Olmütz ist fast durchgängig flachwellig; das Streichen nördlich mit geringer Abweichung in NNO — also quer zum NW-Streichen der Sudeten; das Einfallen der Schichten geht mit kaum 15° Neigung in O, übereinstimmend mit dem geringen Gefälle des Niederen Gesenkes und in O absinkend vom Hohen Gesenke. Nur die dem Hohen Gesenke zunächst liegenden Culmgebiete, also in den Gegenden von Zuckmantel, Würbental, Engelsberg und Römerstadt, zeigen stärkere Bewegungen und steileres Einfallen zwischen zahlreichen Verwerfungen — wenn auch die Culmschichten in diesen Gegenden nicht so stark gestört sind wie die Unterdevon-quarzite und die Phyllite unmittelbar östlich von den Gneisgranitkuppeln des Altwatergebirges.

Eruptivgesteine sind in den Culmgebieten selten. Diabase kommen nicht mehr vor; sie gehören in den Sudeten wie im Harze, in Sachsen und im Niederrheinischen Schiefergebirge in das Mittel- und Oberdevon, oder sie sind noch älter und sitzen in den cambrischen oder in silurischen Schichten auf. Dagegen streichen gelegentlich Kersantitgänge durch die Culmgebiete: E. Dathe beschreibt einen ziemlich mächtigen Kersantitgang, der im Uhlenberg bei Wüstewaltersdorf (Blatt Rudolfswaldau) die Culmkonglomerate mitten im Eulengebirge durchsetzt¹⁾. Gleichzeitig durchbrechen Felsit- und Quarzporphyre in zahlreichen Gängen die Culmgrauwacken hier bei Wüstewaltersdorf. Da diese Porphyrgänge an anderen Orten des Waldenburger und Glatzer Gebirges auch durch die Oberkarbonschichten durchsetzen, so werden solche Gänge wie im Culm bei Wüstewaltersdorf wohl mit den großen Quarzporphyrgüssen der rotliegenden Zeit im Waldenburger Revier zusammenhängen.

Für die lamprophyrischen Gänge im Thüringer Walde habe ich einen genetischen Zusammenhang zu den Ergüssen der Melaphyre und Porphyrite im Rotliegenden vermutet (Bd. II, S. 271); so werden wohl auch hier in den Sudeten die Kersantitgänge als Ausfuhrschlote der rotliegenden Deckenmelaphyre, welche sich auf der Südseite des Eulengebirges mit den Quarzporphyren ausbreiten, anzusehen sein. Die Kersantitgänge von Wüstewaltersdorf streichen daher auch parallel dem südwestlich liegenden rotliegenden Gebirge in NW-SO-Richtung, ebenso wie die dortigen Quarzporphyrgänge.

Die zahlreichen langgezogenen Gänge von feinkörnigen, dunkellauchgrünen Eruptivgesteinen, welche Ferd. Roemer (Oberschlesien a. a. O. 1870, S. 10) als »Diorite« beschreibt, aus dem Unterdevon von Würbental und anderen Orten dürften wohl ebenfalls Kersantite

¹⁾ E. Dathe, Kersantit im Culm von Wüstewaltersdorf in Schlesien. Jahrb. Preuß. Geolog. Landesanst. V. Band, S. 562—573. Berlin 1885. — Ders., Erläuterung zu Blatt Rudolfswaldau S. 100, Berlin 1904.

sein. Ebenso die lange Reihe von »Diorit«gängen, welche die Culmschiefer und -grauwacken vom Wildgrund über Johannestal bis gegen Olbersdorf an der Goldoppa durchsetzen und in der NNW-Richtung hindurchstreichen. Eine nähere Untersuchung dieser Ganggesteine fehlt.

4. Oberkarbon und Rotliegendes.

a) Oberkarbon in Niederschlesien.

Das niederschlesisch-böhmische Steinkohlenbecken bei Waldenburg-Schatzlar bildet die einzige oberkarbonische Ablagerung in den Sudeten. Ohne Zweifel ist sie nur der kleine Rest von ehemals viel weiter ausgedehnten Karbonsedimenten. Insbesondere wird sie ursprünglich mit dem oberschlesischen Kohlengebirge direkt zusammengehungen haben. Nach ihrer allgemeinen Lagerung und nach der Beschaffenheit ihrer Sedimentgesteine erscheint sie als die küstennahe Bildung, während die oberschlesischen Schichten und Kohlenflöze weiter draußen im oberkarbonischen Meere abgesetzt wurden. Der Kontinent, von welchem die ungeheuren Massen von Sedimenten und die Pflanzenreste durch die Bäche, Flüsse und Ströme im Laufe der langandauernden Oberkarbonzeit in das Meer und seine Lagunen herabgeschlämmt wurden, lag damals für Schlesien im Westen.

Die niederschlesischen Oberkarbonablagerungen sind deswegen vor gänzlicher Erosion bewahrt geblieben, weil sie von den widerstandsfähigen, zum Teil recht mächtigen Decken der rotliegenden Quarzporphyre und Melaphyre geschützt wurden¹⁾. Die rotliegenden Sandsteine und ihre Eruptivströme und -tuffe legen sich diskordant und übergreifend den Ober- und Unterkarbonstufen auf. Der mächtige Porphyroklotz des Hochwaldes (852 m), westlich über der flachen Waldenburger Talweite (430 m) hoch aufragend, ist ein rotliegender Lakkolith, mit seinen Füßen im Oberkarbon drinsteckend.

Ebenso überlagern die Oberkarbonstufen diskordant den Culm und die älteren Schichtsysteme: der östliche Flügel der Mulde liegt bei Waldenburg diskordant auf den Culmschichten; weiter südöstlich bis in die Grafschaft Glatz zum Teil auf den Gneisen des Eulengebirges, zum anderen Teil auf Culmresten.

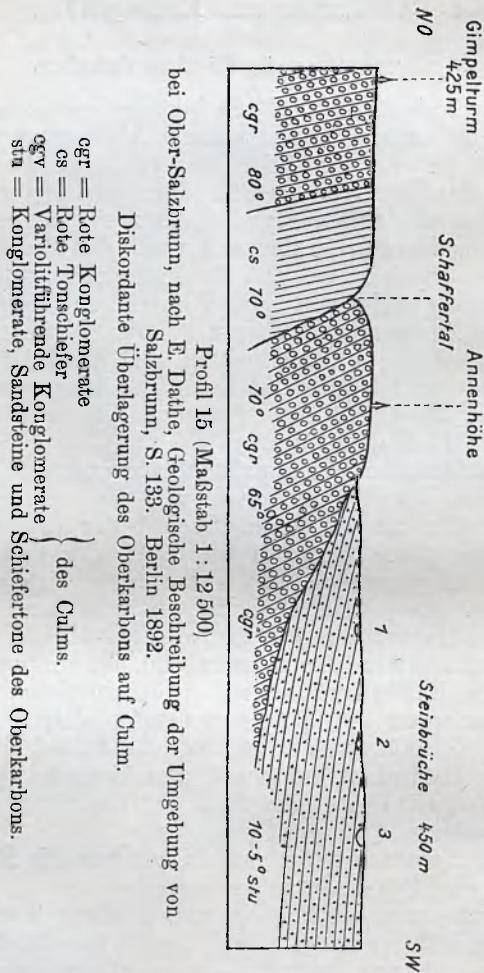
Im Westflügel wurden unter dem Oberkarbon die Phyllite erbohrt, welche westlich von Schatzlar zutage ausgehen.

In allen Horizonten des Beckens treten häufig Konglomerate auf, in denen Kieselgerölle vorwiegen, nicht selten faustgroße und größere; hellgraue Quarzsandsteine herrschen vor; Schiefertone treten stark zurück und haben sich in der Regel nur als Begleiter der Kohlenflöze entwickelt. Zuweilen prägen sich deutliche Deltaschuttkegel aus; so in den Hartauer Schichten im Waldenburger Revier, in dem »Großen Mittel«, in dessen groben Konglomeraten bis kopfgroße Gerölle nicht nur von Kieselgesteinen (Quarze, Lydite), sondern auch von Graniten

¹⁾ Wie manche tertiären Schichten, auch mit Braunkohlen (Westerwald, Meißner¹⁾, durch Basaltdecken geschützt wurden.

und Gneisen, Phylliten und Diabasen eingebettet liegen; unter solchen Flußschottern sind die liegenden Schichten ausgefurcht und zum Teil wegerodiert worden.

Diese petrographischen Verhältnisse, die ungleichförmige Lagerung und die rasch wechselnden Mächtigkeiten der Schichten deuten an, daß hier eine Delta- und Küstenbildung vorliegt: hier mündeten Flüsse,



welche aus einem westlich liegenden Kontinente mit starker Strömung Sande, Gerölle und Tone, und zugleich aus den ausgedehnten kontinentalen Wäldern Massen von Pflanzenresten hinaus in das Meer flöbten. Daher die unregelmäßige Ablagerung der Flöze und ihre häufige Verunreinigung mit tonigen Mitteln; es gibt keine durchgehenden Leitflöze, denn hier gelangten die mitgeföbten Pflanzenteile

in wechselnden Lagunen im Delta der Flüsse außen vor der Meeresküste zum Absatz.

Erst weiter draußen im Meere, wo die Stärke der Flußströmungen sich abschwächte und endlich ganz aufhörte, wurden die gewaltigen Massen der Feinerde (Tone und Letten) und der Pflanzenreste in mächtiger Schichtenfolge abgelagert: dort wuchs das ober-schlesische Steinkohlenbecken.

Natürlich sind die nieder- und ober-schlesischen Oberkarbonablagerungen, trotz der großen Ausdehnung der letzteren, nur Reste der ursprünglich längs der ganzen Nordküste des damaligen europäischen Kontinentes von Schottland und England, durch Belgien und Westfalen, durch Sachsen und Schlesien bis nach Südrußland entstandenen Meeresabsätze¹⁾. Nur die bei späteren tektonischen Bewegungen tiefer eingesunkenen Teile dieser nordeuropäischen Oberkarbonablagerungen blieben erhalten. Daher die so häufig wiederkehrende Lagerung des Oberkarbons in Mulden und Gräben, sowie die landläufige Bezeichnung als Steinkohlenbecken.

Von der niederschlesisch-böhmischen Oberkarbonmulde streichen nur die aufgebogenen Ränder zutage aus; ihre Mitte ist hoch aufgefüllt durch die Rotliegenden und Kreidestufen. Die Quadersandsteine erheben sich im Heuscheuergebirge bis 900 m hoch; trotz ihrer Mächtigkeit sind sie doch relativ, d. h. geologisch tiefer eingesunken als die Porphyrberge bei Wüstegiersdorf (Spitzberg 879 m), bei Waldenburg oder bei Schatzlar (Königshaner Spitzberg 836 m) und absolut tiefer als der hoch erhobene Gneisrandwall des Eulengebirges. Daher sinkt die gesamte Gebirgsplatte der Mittelsudeten von NO nach SW ein: von 1014 m in der Hohen Eule über mehrere Bergstufen hinweg schließlich im böhmischen Kreidehügelland bis zu Tiefen von 250 m an der Mündung der Aupa in die Elbe bei Jaromer.

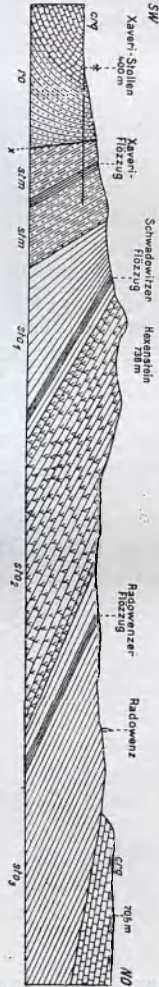
Der Bergbau ging naturgemäß von den zutage austreichenden Muldenrändern aus und ist im ganzen wenig unter die rotliegende Decke untergetaucht; das Einfallen der Muldenflügel gegen die Muldenmitte ist zu steil. Fr. Frech hat im Interesse des Bergbaues eine ungefähre Berechnung angestellt²⁾ und ist zu dem Ergebnis gekommen, daß »in dem eigentlichen, scheinbar wenig dislozierten Kern der böhmisch-niederschlesischen Karbonmulde die Steinkohlenflöze tiefer als 1600 m liegen« und daher für den Abbau zunächst nicht in Betracht kommen. Nur etwa in der Gegend von Neurode, wahrscheinlich auch südlich von Waldenburg, sowie in dem nordöstlichen Teil des Beckenrandes zwischen Grüssau und Landeshut sind geringe Erweiterungen des jetzigen Bergbaues möglich. Neuerdings sind bei Mittelsteine im

¹⁾ Die marine Fauna, deren Reste immer zahlreicher in dem flötzreichen Oberkarbon auch in Schlesien gesammelt werden, beweisen den marinen Absatz; ebenso die mehrere tausend Kilometer lange Linie der oberkarbonischen Sedimentablagerungen von England bis Südrußland. Die stets in Stücke zerrissenen Pflanzenreste des Oberkarbons widersprechen gleichfalls einer Entstehung der Steinkohlenflöze in Torfmooren.

²⁾ Fr. Frech, In welcher Teufe liegen die Flöze der inneren niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenmulde? in Zeitschr. für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuß. Staate 56. Bd., S. 605—627. Berlin 1908.

nördlichen Teile der Grafschaft Glatz mit Erfolg Flözpartien unter dem Rotliegenden bergmännisch in Angriff genommen, während die kostspieligen Tiefbohrungen bei Friedland und Braunau im oberen Steinetal im Rotliegenden stecken blieben und das Oberkarbon nicht erreichten.

Das Kohlenbecken geht längs seines Nordrandes flach aus, so daß hier die Schichten zutage anstehen und im Streichen oberflächlich



Prof. 16 (Maßstab 1: 25 000),
 durch den Westflügel der Steinkohlennäbe bei Schwadowitz und Radowenz in Böhmen,
 östlich von Trautenu; nach K. A. Weithofer, Jahrb. f. Geolog. Reichsanstalt 47. Bd.,
 Taf. XIII, Fig. 3. Wien 1898.

- sfm = Schatzlarer Schichten = mittl. Oberkarbon mit dem Kaveri-Flözzug (= Saarbrücker Stufe),
- sto₁ = Schwadowitzer Schichten mit dem Schwadowitzer Flözzug
- sto₂ = Rote flözleere Sandsteine
- sto₃ = Radowitzer Schichten mit dem Radowitzer Flözzug
- ro = Rote Schiefer und Sandsteine = Oberes Rotliegendes mit Konglomeraten.
- crq = Genomaner Quadersandstein.
- x = Verwerfung; Parschnitz-Hronower Bruch.

verfolgt werden können: bei Landeshut fallen die Oberkarbonschichten einige 30° in S ein, bei Gablau 20–30°, bei Ober-Salzbrunn (siehe oben Profil 15, S. 86) mit 10–15° in SW, in der Fuchsgrube bei Neu-Weißstein, nahe nördlich von Waldenburg gelegen, mit 35–40° in SW. Aber weiter südlich steigert sich das Einfallen der Schichten gegen die Mitte des Beckens zu, und das Absinken vertieft sich rasch durch

Staffelbrüche: bis Tannhausen südlich Charlottenbrunn fällt der Ostflügel mit $60-70^\circ$, ja streckenweise mit 80° ein (Elisengrube bei Althain). »In der Grafschaft Glatz beträgt der Fallwinkel bei Volpersdorf in oberer Teufe $50-80^\circ$, stellenweise 90° , in größerer Teufe $30-35^\circ$, bei Ebersdorf $30-50^\circ$ « (A. Schütze, 1882, S. 81). Im weiteren südöstlichen Verlaufe des Ostflügels in der Grafschaft Glatz werden die Karbonschichten wesentlich durch streichende Verwerfungen mittels Staffelbrüchen noch rascher als durch ihr südwestliches Einfallen in die Tiefe der Mulde geworfen: bei Neurode sind drei parallele, nahezu im Streichen liegende, widersinnig einfallende Staffelbrüche bekannt; und im unteren Steintal bei Mittelsteine bewirkt der Hauptsprung ein Absinken der westlichen, dem Muldeninnern zugekehrten Scholle um mindestens $500-600$ m (Fr. Frech, 1912, S. 64).

Auf dem Westflügel des Beckens fallen die Karbonschichten schon bei Blasdorf, 7 km SW von Landeshut, mit $60-65^\circ$ nach OSO gegen die Muldentiefe ein; und je weiter nach S steigern sich hier im böhmischen Flügel (wie im Ostflügel) die Störungen immer mehr; an dem südwestlichen Randbruche stehen die Schichten sehr steil bis saiger; im Xaveri-Stollen bei Radowenz fallen sie $65-70^\circ$ in NO ein; sie verflachen sich aber gegen NO unter der auflagernden Kreide bis zu 30° .

Das niederschlesisch-böhmische Steinkohlenbecken streicht im allgemeinen in der Sudetenrichtung von NW nach SO; seine sichtbare Länge in dieser Richtung beträgt etwa 45 km; die größte Breite quer dazu (Waldenburg-Schatzlar) gegen 35 km. Der Gehalt an Flözen ist ungleich und wechselnd: im Westflügel reich an Flözen bei Schatzlar; im nördlichen Ausgehenden bei Landeshut sind die Flöze schwach entwickelt; am reichsten im Ostflügel in der Umgegend von Waldenburg; von dort zieht der Ostflügel mit wenigen Flözen von Charlottenbrunn bis Hausdorf und reichert sich erst weiter südlich in der kleinen Mulde bei Neurode wiederum etwas an.

Bereits im Jahre 1787 betrug die jährliche Kohlenförderung Niederschlesiens etwa 200 000 Tonnen; sie war schon im Jahre 1805 auf das Vierfache gestiegen; jetzt (1912) beträgt sie fast 6 Millionen Tonnen.

Es wird angegeben, die Kohlenmulde sei gegen SO »offen«; dies ist tektonisch nicht richtig. Vielmehr vertieft sich die Grabenversenkung, in der sie liegt, nach SO immer mehr, so daß die Karbonschichten von Eckersdorf bei Glatz und auf der böhmischen Seite von Hronow an der Mettau an nicht mehr zutage treten. Von dort ab verschwindet das Oberkarbon völlig unter den Kreidestufen im flachgelegenen Südende des mittelsudetischen Grabens von Habelschwerdt, 340 m, und Mittelwalde, 430 m.

Je weiter nach Süden, um so höher werden die Verwerfungsprünge, durch welche die Karbonmulde grabenartig immer tiefer sinkt; das macht sich schon im Bereiche der Bergbaue auf dem Ostflügel der Mulde geltend, von Tannhausen bis Neurode; das zeigt sich noch stärker in der Lagerung des Habelschwerdter-Mittelwalder Grabens, in dessen Rändern die Kreidestufen direkt an kristallinen Grundgebirge abschneiden, ohne daß die unterlagernden Rotliegenden oder Karbonstufen zutage austreichen. Auch sprechen hier die relativen

und absoluten Höhenzahlen: im nördlichen Ausgehenden bei Landes-
hut steht die Unterfläche des Oberkarbons in etwa 440 m über dem
Meere, eine Höhe, auf welcher im Süden die Oberfläche der Kreidestufen bei Habelschwerdt und Mittelwalde ungefähr gelegen ist.

Seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts waren die Geologen und
Phytopaläontologen bemüht, eine Ordnung in die Schichten- und die
Flözfolge des Waldenburger und Schatzlarer Oberkarbons zu bringen.
Trotz der Unregelmäßigkeiten der Lagerung und trotz der Ungleich-
heit der Flözführung sind mit vereinten Kräften allmählich die fol-
genden Ergebnisse erreicht worden¹⁾.

I. Im Waldenburger Reviere:

Liegendes: Culm oder Gneis.

- a) Der Liegendzug, von Dionys Stur die Waldenburger Schichten genannt. Mit etwa 20 zum Teil bauwürdigen Flözen (das mächtigste Flöz nur 1,10—1,25 m mächtig). Hellgraue bis braune, mürbe Sandsteine herrschen vor, daneben Sohllentone; Konglomerate treten zurück.
- b) Das »Große Mittel«, Hartauer²⁾ Schichten, etwa 300 m mächtig; 8—9 nicht abbauwürdige Flöze; vorherrschend sehr grobe Konglomerate; daneben Sandsteine; wenig Schiefertone.
- c) Der Hangendzug, von Dionys Stur Schatzlarer Schichten genannt; etwa 250 m mächtig. Mit 19 zum Teil nicht abbauwürdigen Flözen im Juliusschacht (kons. Fuchsgrube bei Waldenburg); Bismarckflöz 4 m mächtig, das mächtigste Flöz der Mulde; die Flöze besitzen sonst höchstens

¹⁾ Von den älteren Autoren nenne ich hier nur die verdienten Namen von: E. Beyrich, H. R. Göppert, R. v. Carnall, C. Feistmantel, Dionys Stur, Ernst Weiß; das Verzeichnis ihrer Arbeiten siehe in: Fr. Ebeling, Die Geologie der Waldenburger Steinkohlenmulde S. 2—8. Waldenburg i. Schl. 1907. Zur Erläuterung der neuen vom Markscheider Ullrich entworfenen Waldenburger Flözkarte im Maßstab 1:10000. Die neuesten Resultate findet man in: A. Schütze, Geognostische Darstellung des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens; mit 1 Übersichtskarte und 4 Taf. Profile. Abhandl. der Preuß. Geol. Landesanst. III. Band, 4. Heft. Berlin 1882. K. A. Weithofer, Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens; mit 2 Taf. im Jahrb. k. Geol. Reichsanst. 47. Bd., S. 455—478. Wien 1898. — E. Dathe, Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn; mit 1 Karte und Profilen. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst. Neue Folge Heft 13. Berlin 1892. — Ders., Erläuterung zu Blatt Neurode der geol. Karte von Preußen. Berlin 1904. — Zur Geologie des böhmisch-schlesischen Grenzgebirges: I. Axel Schmidt, Oberkarbon und Rotliegendes, im Braunauer Ländchen und der nördlichen Grafschaft Glatz; II. Joh. Herbing, Über Steinkohlenformation und Rotliegendes bei Landeshut, Schatzlar und Schwadowitz. Breslau 1904. — W. Petraschek, Die floristische Gliederung der Schatzlarer Schichten bei Schatzlar und Schwadowitz; in Verhandl. k. Geol. Reichsanst. Jahrg. 1909, S. 310—320. Wien 1909.

²⁾ H. Potonié hatte diesen Mittelzug b zuerst »Reichhennersdorf-Hartauer Schichten« genannt — ein allzu langer Name, welchen daher Fr. Ebeling in »Hartauer Schichten« abkürzte (a. a. O. 1907, S. 53). Die Bezeichnung derselben Stufe als »Weissteiner Schichten« wurde von E. Dathe (Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges. 54. Bd., Verhandl. S. 189. Berlin 1902) erst später gegeben und muß daher dem älteren Namen weichen.

1—1,5 m, selten 2—3,5 m Mächtigkeit und werden oft noch durch Zwischenmittel getrennt. Feldspathaltige Sandsteine, Konglomerate, sandige Schiefertone.

Hangendes: Rotliegendes, Porphyre, Melaphyre.

Die höheren Oberkarbonstufen des böhmischen Flügels fehlen hier zumeist im Waldenburger Reviere; ebenso im oberschlesischen Kohlenbecken.

Durch die leitenden fossilen Pflanzen der Stufen hatte bereits Dionys Stur nachgewiesen, daß im Schatzlarer Reviere der Waldenburger Liegendzug ganz fehlt, dagegen jüngere Karbonstufen erhalten sind.

II. Im Schatzlarer Revier, böhmischer Muldenflügel:

Liegendes: Phyllite und Urtonschiefer des Grundgebirges.

- c) Der Hangendzug, Schatzlarer Schichten. Vorwiegend graue, grobe Konglomerate, dann graue Sandsteine; wenig graue Schiefertone in Begleitung der etwa 28 Flöze (nur zum Teil abbauwürdig).
- d) Untere Schwadowitzer Schichten. Nur 2—3 Flöze in roten und grauen feldspatreichen Sandsteinen und Konglomeraten.
- e) Obere Schwadowitzer Schichten (Idastollen bei Petrowitz). Hexenstein-Arcosen und Konglomerate. Nur wenige Flöze.
- f) Radowenzer Schichten. Mit 5 Flözen (das mächtigste nur 40 cm). Rote Sandsteine, Arcosen und Konglomerate.

Hangendes: Unterrotliegende Tonschiefer.

Durch die reichen Aufsammlungen von fossilen Pflanzen können jetzt diese Oberkarbonstufen des niederschlesisch-böhmischen Beckens mit den Stufen des Saarbeckens in die folgenden Beziehungen gesetzt werden:

A. Unteres Oberkarbon.

a) Die Waldenburger Schichten und b) das Große Mittel sind aus dem Saarbecken nicht bekannt (hier ist der Abbau bekanntlich noch nicht zu den liegendsten Oberkarbonschichten vorgedrungen; siehe Bd. I, S. 143—150). Da die Flora aus dem schlesisch-böhmischen Liegendzuge derjenigen des Culms ähnlich war, so hatte daher Dionys Stur die Waldenburger Schichten noch zum Unterkarbon gerechnet und »Oberculm« genannt. Indessen zeigt uns diese Flora nur den Übergang aus der Unterkarbon- zur Oberkarbonzeit, eine Flora, welche früher noch nicht bekannt war. Mit den höheren Stufen beginnt der Vergleich auf Grund der leitenden Pflanzen.

B. Mittleres Oberkarbon.

- c) Schatzlarer = Untere Saarbrückener Schichten.
- d) Untere Schwadowitzer = Obere Saarbrückener Schichten.

C. Oberes Oberkarbon.

- e) Obere Schwadowitzer = Untere Ottweiler Schichten.
 f) Radowenzer = Obere Ottweiler Schichten.

Von den zahlreichen aus dem niederschlesisch-böhmischen Kohlenbecken beschriebenen Pflanzen führe ich hier nur die folgenden an.

- a) Aus den Waldenburger Schichten:

Adiantites oblongifolius Göpp.
Rhodea Stachei Stur.
Sphenopteris elegans Brongn.
 — *divaricata* Stur.
 — *dicksonioides* Göpp.
Aloiopteris quercifolia Pot.
Sphenophyllum tenerrimum Ettgh.
Asterocalamites scrobiculatus Zeill.
Equisetites mirabilis Strbg.
Lepidodendron Veltheimianum Strbg.
 — *Volkmanianum* Strbg.

- b) Aus den Hartauer Schichten:

Mariopteris muricata Zeill.
Pecopteris dentata Brongn.
Neuropteris Schlehanii Stur.
Sphenophyllum tenerrimum Ettgh.
Rhodea dissecta Brongn.

- c) Aus den Schatzlärer Schichten. Dieselben enthalten eine ganz besonders reiche Flora im ganzen Becken; daher ist es auch die flözreichste Schichtengruppe.

Palmatopteris geniculata Stur.
Sphenopteris trifoliata Brongn.
 — *obtusiloba* Brongn.
Mariopteris muricata Zeill.
Pecopteris abbreviata Brongn.
Alethopteris lonchitica Ung.
Odontopteris Coemansi And.
Neuropteris gigantea Strbg.
 — *heterophylla* Brongn.
Sphenophyllum emarginatum Bronn.
 — *cuneifolium* Zeill.
Calamophyllites approximatus Brongn.
Annularia radiata Strbg.
Asterophyllites longifolius Brongn.
Lepidodendron rimosum Strbg.
 — *aculeatum* Strbg.
Sigillaria elegans Brongn.
 — *undulata* Göpp.
Stigmaria ficoides Brongn.
Cordaites.

d) Aus den unteren Schwadowitzer Schichten:

Sphenopteris obtusiloba Brongn.
Pecopteris arborescens Brongn.
Sphenophyllum emarginatum Bronn.
Stylocalamites arborescens Weiß.
Annularia stellata Wood.
Lepidodendron aculeatum Strbg.
Cordaites.

e) Aus den oberen Schwadowitzer Schichten:

Pecopteris Pluckenetii Brongn.
Odontopteris Schlotheimi Brongn.
Sphenophyllum emarginatum Bronn.
Calamophyllites varians Strbg.
Stachannularia tuberculata Weiss.
Sigillaria denudata Göpp.
Cordaites.

f) Aus den Radowenzer Schichten:

Pecopteris oreopteridia Brongn.
 — *unita* Brongn.
 — *feminaeformis* Schloth.
Odontopteris Reichiana Brongn.
Sphenophyllum saxifragaefolium Strbg.
Stylocalamites Suckowi Brongn.
Annularia stellata Wood.
Asterophyllites equisetiformis Brongn.
Araucarites Schrollianus Göpp., verkieselte Coniferenhölzer.

Aus dieser Aufzählung von Pflanzenresten erkennt man, daß die einzelnen Stufen durch Leitpflanzen charakterisiert sind. Insbesondere ist die Flora des Liegendzuges recht verschieden von derjenigen des Hangendzuges; sie bildet, wie gesagt, den Übergang zu der Culmflora. Ebenso verschwinden allmählich viele Arten in den oberen Stufen oder werden seltener, wie die Gattung *Mariopteris*. Endlich erscheinen im obersten Oberkarbon die Koniferenhölzer in dem »versteinerten Walde« der Hexensteincosen bei Radowenz. Die überlagernden rotliegenden Tonschiefer (Cuseler Schichten) enthalten dann die Zweige von *Walchia piniformis* Strbg., des charakteristischen rotliegenden Baumes.

Daß alle diese Pflanzen im Oberkarbon in das Meer hineingefloßt wurden und nicht etwa an Ort und Stelle gewachsen sind, das beweist sowohl die Zersetzung der Pflanzenreste und ihre wirre Lagerung in den Sandsteinen, deren Teile ja auch sicher gefloßt wurden, als auch der Umstand, daß die Steinkohlen selbst in den Flözen stets eine deutliche Schichtung zeigen, gerade wie die Sedimente, in denen sie liegen; auch die Häufigkeit der Schiefer- und Sandsteinmittel innerhalb der Flöze deuten auf die Flößung der Pflanzenteile. Es ist auch ganz undenkbar, daß die ganz ungeheuren Massen von Pflanzen, welche in den zahlreichen, zum Teil mächtigen und über viele Quadratmeilen ausgedehnten Steinkohlenflözen der nieder- und oberschlesischen Becken

in horizontalen Lagern (nicht in Fluß- oder Seebetten) zur Ablagerung gekommen sind, an Ort und Stelle, etwa in Torfmooren oder in Swamps, gewachsen sein könnten; dazu ist ein großer Kontinent nötig, dessen gebirgige Oberflächen ganz mit Wäldern bedeckt waren, so daß die Bäche und Flüsse große Alimentationsgebiete abschwemmten. Es ist meiner Ansicht nach falsch, zu glauben, daß nur Niederungen in der Karbonzeit die Wälder der Kohlenzeit trugen; die Phantasiebilder in den Lehrbüchern zeigen stets große Wasserflächen, in denen die Karbonpflanzen gewachsen sein sollen. Ebenso wenig die jetzigen Urwälder in der Tropenzone der Erde in Sümpfen wachsen, ebensowenig standen die Wälder der Karbonzeit der Erde in stehenden Gewässern; das erkennen wir besonders hier im niederschlesisch-böhmischen Becken; denn die Flößung der gewaltigen Massen von zum Teil recht groben Konglomeraten und von grobkörnigen Arcosesandsteinen verlangt fließende Gewässer mit starkem Gefälle, die einen bergigten Kontinent abspülten; nicht stehende Gewässer und Sümpfe.

Endlich ist auch die Fauna der oberschlesischen Oberkarbonschichten eine marine und keine limnische oder lakustre. Hier allerdings in dem niederschlesisch-böhmischen Kohlenbecken, das sich nahe der Küste des Kontinentes gebildet hat, sind Tierreste sehr selten, wegen der groben Sedimente und der starken Strömung der hier in das Meer einmündenden Flüsse; aus dem oberschlesischen Oberkarbon werden wir eine reiche marine Molluskenfauna kennen lernen. Hier fanden sich nur einmal in der Rudolphgrube bei Volpersdorf, Grafschaft Glatz:

Rhcodus Hibberti Owen, Zähne und Schuppen eines sehr großen Ganoidenfisches, dessen zweischneidige Fangzähne 5—10 cm groß wurden.

Gelegentlich sind auch Insekten vorgekommen, die mit den Pflanzenresten aus den Wäldern des Kontinentes herabgeschlämmt wurden, so Spinnen und Schaben. Auch Reste von großen Crustaceen, *Arthropleura armata* Jord. und *Eurypterus Scouleri* Woodw. wurden in der Rubengrube bei Neurode aufgefunden.

Ob diese Fische und Crustaceen im salzigen oder süßen Wasser zur Karbonzeit gelebt haben, kann nicht sicher entschieden werden.

Die Gerölle der so stark im niederschlesisch-böhmischen Kohlenbecken verbreiteten Konglomerate bestehen hauptsächlich aus Kieselgesteinen¹⁾, Quarze, Quarzite, Lydite, deren Herkunft ungewiß bleiben muß, da diese Gesteine überall im Silur und Cambrium oder im kristallinen Grundgebirge verbreitet sind. In den Hartauer Schichten des Waldenburger Revieres lagern oft recht mächtige Konglomerate, deren faust- bis kopfgroße Gerölle auch aus Gneisen, Graniten, Diabasen, Phylliten (Grünschiefern) neben den stets vorherrschenden Kieselgeröllen bestehen; E. Dathe nimmt an, daß diese Gesteine aus dem nahen

¹⁾ H. R. Beinert, Die verschobenen und zertrümmerten Kieselgeschiebe im östlichen Reviere des Niederschlesischen-Waldenburger Steinkohlengebirges. Jahresber. d. schles. Ges. für vaterländische Kultur, S. 221—229. Breslau 1853. — Die zerquetschten Gerölle sind sekundär wieder durch Quarz verkittet.

Riesen- und aus dem Katzbachgebirge herkommen — also von W und NW. Jedenfalls lag der damalige Kontinent der Oberkarbonküste im Westen und besaß eine sehr große Ausdehnung.

Daraus, daß die älteste Oberkarbonstufe, die Waldenburger Schichten, nur auf der schlesischen, aber nicht auf der böhmischen Seite der Kohlenmulde zur Ablagerung gekommen ist, dürfen wir schließen, daß die Küstenlinie durch tektonische Bewegungen, und zwar durch Absinken, von O nach W während dieser Zeit zurückgewichen war. Öftere regionale Absenkungen während der Karbon- und Permzeit müssen wir ja überhaupt annehmen, wodurch diese Ablagerungen so außerordentlich mächtig werden konnten.

Das nordwestböhmische Kohlenbecken bei Pilsen und Beraun weist ganz andere Verhältnisse auf als die schlesischen Becken: dort fehlen alle tieferen Karbonstufen (auch der Culm); nur die Ottweiler Schichten sind entwickelt, und sie lagern direkt auf den Phylliten des Cambriums. Die schlesischen Karbonablagerungen gleichen eher den sächsischen und in deren Fortsetzung nach W im Saar-Elbe-Graben (Bd. II, S. 440) denjenigen im Saar-Nahe-Gebiete, mit deren Stufen wir sie ja auch durch die Flora verbunden sehen und verglichen haben. Auch die rotliegenden Stufen spielen die gleiche Rolle in diesen genannten Becken an der Saar bis in die Sudeten, wie wir sogleich bemerken werden.

b) Die rotliegenden Stufen und Eruptivgesteine in dem niederschlesisch-böhmischen Kohlenbecken.

Die ungleichförmige Ablagerung der Sedimente, die wir für die karbonischen Stufen festgestellt haben, hält während der rotliegenden Zeit an: auf der Westseite des Beckens bei Albendorf und Radowenz (vgl. oben Profil 16, S. 88) sind die rotliegenden Stufen ziemlich vollständig entwickelt; speziell ist das Unterrotliegende vorhanden und geht daher ohne sichtbare Diskordanz in die liegenden Radowenzer Schichten des obersten Oberkarbons über. Auf der Nord- und Ostseite des Beckens, wo dem Oberkarbon die oberen Stufen fehlen, bei Landeshut, Waldenburg und bis Neurode fehlt auch das Unterrotliegende; daher liegen die mittelrotliegenden Sandsteine mit ihren ausgedehnten und mächtigen Porphy- und Melaphyrdecken, sowie mit ihren Tuffen hier überall diskordant und übergreifend auf den unteren Stufen des Oberkarbons. Im allgemeinen scheint es auch hier, als ob die rotliegenden Schichten konkordant über dem Oberkarbon lagern, weil keine großen tektonischen Bewegungen stattfanden, sondern nur ein unregelmäßiges Absinken von kontinentalen Strecken. Sobald man aber in speziellen Profilen die Grenzen zwischen dem Oberkarbon und dem Rotliegenden untersucht, so zeigen sich die geringeren oder stärkeren Diskordanzen zwischen den beiden Schichtensystemen, und zeigen sich die Schichtenlücken.

Vor allem aber greifen die rotliegenden Stufen in den mittleren Sudeten nach N und W bedeutend über die Grenzen der Karbonmulde über, so daß wir sie im Katzbachgebirge zum Teil nur in einzelnen Resten auf Cambrium und Silur und in dem weiten Berglande

der Elbzufüsse zwischen Trautenau, Hohenelbe und Lomnitz ausgebreitet vorfinden.

Alle diese Erscheinungen beobachten wir ebenso in den nördlicheren rotliegenden Gebieten: in Sachsen, in Thüringen und im Saar-Nahe-Becken. Das heißt, daß in den genannten Gegenden während der rotliegenden Zeit unregelmäßige Absenkungen von kontinentalen Strecken grabenartig geschahen, ohne daß Gebirgsaufstauungen nachzuweisen wären. Die altpaläozoischen Kontinente werden in dieser Zeit stark denudiert; ihre Denudationsprodukte werden durch Bäche und Flüsse in großen Massen in die abgesunkenen Meeresteile eingeschlämmt und häufen sich rasch zu mächtigen Sandsteinstufen, zu groben Konglomeraten und zu Tonletten auf. Aus den Spalten der Grabenversenkungen dringt das Magma an die Oberfläche der Erde und erstarrt als Quarzporphyre, Melaphyre und Porphyrite, oft submarin, wie die sedimentierten Tuffe beweisen.

Die Reihenfolge der rotliegenden Schichten und Eruptivdecken in den Mittelsudeten ist schwer festzustellen; besonders auf dem Ostflügel in dem ausgedehnten rotliegenden Hügel- und Berglande südlich von Waldenburg bei Friedland und Braunau bis zur Grafschaft Glatz. Denn hier ziehen die zahlreichen streichenden Verwerfungen der Staffelbrüche hindurch, die aus dem unterlagernden Oberkarbon durch den Bergbau aufgeschlossen sind, und die wir oben erwähnt haben¹⁾. Die Verwürfe des Karbons setzen natürlich nach oben hin in gleicher Weise durch die rotliegenden Stufen; in diesen sind sie aber kaum nachzuweisen, weil in ihnen kein Bergbau umgeht, und weil die mächtigen Konglomerate und Arcosesandsteine, sowie die Eruptivdecken des Rotliegenden ungeeignet sind, scharfe Horizonte und Verwerfungen in ihnen zu erkennen. Die rotliegenden Schichten fallen hier in SW bis WSW ein.

Die ungefähre Reihenfolge der rotliegenden Stufen in den Mittelsudeten dürfte die folgende sein, wie sie von E. Dathe, Axel Schmidt, Joh. Herbing, G. Berg und W. Petrascheck in den verschiedenen Gebieten auf schlesischer und auf böhmischer Seite neuerdings erkannt wurde²⁾.

a) Unterrotliegendes (Cuseler Schichten) wurde bis jetzt nur auf dem Westflügel der Mulde bei Albendorf-Grüssau nachgewiesen, wo eine Schichtenfolge von schwarzen und grauen Tonschiefern im Übergang und konkordant über dem obersten Oberkarbon, den Radowener Schichten, lagert; ein Kohlenflöz mit Walchien wurde zeitweise in der Neuen Gabe-Gottesgrube bei Albendorf abgebaut.

¹⁾ Vergl. die tektonische Skizze der Grafschaft Glatz und ihrer Umgebung in der Festschrift von A. Schmidt, J. Herbing und K. Flegel: Zur Geologie des böhmisch-schlesischen Grenzgebirges, Tafel III. Festschrift. Breslau 1904.

²⁾ E. Dathe, Salzbrunn a. a. O. 1892; Erläuterungen zu den Blättern Neurode, Rudolfswaldau, Wünschelburg 1904; und Waldenburg 1910. — Axel Schmidt und Joh. Herbing a. a. O. Breslau 1904. — G. Berg, Zur Geologie des Braunauger Landes. Jahrb. Preuß. Landesanst. 29. Bd., I. Teil, S. 23–38, mit 1 geolog. Übersichtskarte. Berlin 1909. Ders., Vergleichende Studien an den Rotliegenden Eruptivgesteinen im Westteil der Mittelsudetischen Mulde; dass. Jahrb. 28. Bd., S. 237–252. Berlin 1910. — W. Petrascheck, Die Schichtenfolge im Perm bei Trautenau. Verhandl. k. Geolog. Reichsanst. Jahrg. 1906, S. 377–383. Wien 1906.

Alle Schichten, welche E. Dathe auf dem Ostflügel von Waldenburg bis Neurode als »Unterrotliegendes« kartiert hat, gehören zum Mittelrotliegenden, den Lebacher Schichten, wie Axel Schmidt (a. a. O. 1904) durch die Fauna nachgewiesen hat. Die diskordante und übergreifende Lagerung dieser mächtigen Konglomerate und Sandsteine auf dem Ostflügel, sowie die zahlreichen Ausbrüche der Porphyre und Melaphyre weisen ebenfalls auf ihre Zugehörigkeit zu dem mittleren Rotliegenden, analog dem Thüringer Walde (Bd. II, S. 260).

b) Mittelrotliegendes (Lebacher Schichten). Eine außerordentlich starke Entwicklung von Konglomeraten, deren größere Gerölle abgerundet, die kleineren häufig eckig und scharfkantig sind. Ob diese Gerölle von Quarzen, Quarziten, Kieselschiefern, von Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen, auch von Porphyren aus den Culmkonglomeraten durch Umlagerung oder aus dem Silur, Cambrium und dem kristallinen Grundgebirge der Sudeten herkommen oder aus weiter abgelegenen Gebirgen, läßt sich nicht nachweisen. Immerhin machen die in Mächtigkeit und Art rasch wechselnden Konglomerate und Arcosen mehr den Eindruck von Schutt- und Deltamassen, die von nicht fern Gebirgen durch stark strömende Flüsse in das rotliegende Meer¹⁾ hinuntergefloßt wurden und in verschiedenen Meerestiefen zur Ablagerung gekommen sind.

Das Mittelrotliegende (Lebacher Schichten) kann von unten nach oben etwa folgendermaßen eingeteilt werden:

1. Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone.
2. Eruptivströme und -tuffe von Quarzporphyren, Orthoklasporphyren und Melaphyren.
3. Arcosen, Konglomerate und Schiefertone.
4. Unteres Kalkflöz: Ottendorfer Kalk (»Brandschiefer«).
5. Graue und rote sandige Letten und Sandsteine.
6. Oberes Kalkflöz: Braunauer Kalk (Ruppersdorfer Knollenkalk).

Die Mächtigkeit dieser Zonen ist wegen des raschen Wechsels der Gesteine und wegen zahlreicher Verwürfe kaum festzustellen; die gesamte Mächtigkeit des mittleren Rotliegenden dürfte wohl 1200 m erreichen.

Von besonderem Werte sind die beiden ziemlich konstant durchlaufenden Kalklager, wertvoll sowohl als Horizonte zur Klärung der Lagerung²⁾, wie vor allem durch ihren Fossilgehalt; ihre Mächtigkeit beträgt nur wenige Meter, oft nur 0,5—1 m.

Das untere Kalkflöz enthält einen schwarzen, bituminösen (»Stinkkalk«), schieferigen Kalk, der an der Luft aufblättert und ausbleicht.

¹⁾ Wie man die rotliegenden Sandsteine in Deutschland mit ihren ungeheuren Massen von Geröllen für eine Wüstenbildung halten kann, ist mir unverständlich. Ebenso wenig der Buntsandstein mit seinen über das halbe Deutschland ausgebreiteten groben Quarzgeröllen.

²⁾ E. Dathe hat auf seinen Kartenblättern überall, wo Kalklager aufgeschlossen waren, dieselben eingetragen, aber ohne Rücksicht auf die streichenden Verwerfungen; daher liegen bei ihm die Kalkflöze in verschiedenen Horizonten seiner rotliegenden Stufen. Axel Schmidt und G. Berg haben nachgewiesen, daß Kalklager nur in zwei Horizonten des Mittelrotliegenden vorkommen.

Die roten, selten grauen Braunauer Kalklager führen oft Knollen von Kalk in sandigen Letten eingebettet. Wegen des allgemeinen Mangels an Kalksteinen in dortiger Gegend werden diese obwohl geringmächtigen Kalkflöze zum Kalkbrennen für Mörtelbereitung in kleinen Pingen an vielen Stellen im Hügellande des Steinetales gewonnen.

An Pflanzenresten enthalten die Kalke und die sie begleitenden Tonschiefer im Umkreise des Steinetales ungefähr die gleiche, gegen das Oberkarbon verarmte Lebacher Flora¹⁾:

Callipteris conferta Brongn.	} Farne.
Odontopteris subrenulata Zeill.	
Pecopteris arborescens Schlth.	
Taeniopteris fallax Göpp.	
Neuropteris cordata Brongn.	} Coniferen.
Calamites gigas Brongn., Schachtelhalm.	
Walchia piniformis Strbg. — filiciformis Strbg.)	

An Fischresten finden sich

a) in den roten Braunauer Kalken:

Amblypterus vratslaviensis Ag. 1833,

in zahllosen Exemplaren auf den roten Braunauer Kalkplatten mit anderen kleineren Arten dieser charakteristischen permischen Ganoidengattung zusammen:

Amblypterus Kablikae Gein.
— *Zeidleri* Fritsch.
— *angustus* Ag.
— *lepidurus* Ag.

b) in den Ottendorfer Kalken die großen Schmelzschupper:

Amblypterus Rohani Haeck.
— *luridus* Haeck.
— *obliquus* Haeck.

c) Selachier aus den Braunauer Kalken:

Pleuracanthus oelbergensis Fritsch, vom Ölberg, 515 m, bei Hauptmannsdorf, NW von Braunau gelegen.
Xenacanthus Decheni Gldf.
Acanthodes gracilis F. Roem.

Aus dem oberen Kalkflöz von Braunau, von Ruppertsdorf bei Friedland und an anderen Orten sind endlich zahlreiche Reste von Amphibien, und zwar Lebacher Stegocephalen, wie sie aus derselben mittelrotliegenden Stufe von Nieder-Häßlich im Plauenschen Grunde bei Dresden, aus dem Thüringer Walde und aus dem Saar-Nahe-Gebiete bekannt wurden, aufgefunden worden:

¹⁾ Fr. Frech, *Lethaea palaeozoica* II, S. 522. Diese Pflanzenreste liegen in der Breslauer Universitätsammlung und wurden von H. R. Göppert beschrieben.

Sclerocephalus (*Archegosaurus*) *latirostris* Herm. von Meyer, der größte *Stegocephale* (Unterkiefer 28 cm lang) aus dem Braunauer Kalk von Dürrkunzendorf, Grafschaft Glatz.

Branchiosaurus umbrosus Fritsch.

Melanerpeton pusillum Fritsch.

— *pulcherrimum* Fritsch.

Chelydosaurus Vranji Fritsch¹⁾.

Auch wurden auf Platten von Brandschiefern von Nieder-Rathen und Glätzig-Albendorf bei Wünschelburg nicht selten Fußabdrücke von *Stegocephalen* beobachtet, gleichend den bekannten Fußspuren aus den rotliegenden Sandsteinen aus dem Thüringer Walde (siehe Bd. II, S. 260).

Die weiten rotliegenden Berglande auf der Südseite des Riesengebirges an den Quellzflüssen der Elbe in der Gegend von Trautenau, Hohenelbe und Lomnitz sind noch nicht genauer kartiert worden; zahlreiche Melaphyrdecken, wenige Porphyrströme, sowie Porphyr- und Melaphyrtuffe lagern zwischen den rotliegenden Sandsteinen, Konglomeraten und Schieferletten. Eine vorläufige Gliederung versuchte W. Petrascheck (a. a. O. 1906) in der Umgegend von Trautenau; die Lagerung ist im ganzen muldenförmig mit ostwestlichem Streichen. Gegen die mittelsudetische Mulde schneidet die Trautenauer quer ab an den Parschnitz-Hronower Grabenbrüchen.

c) Oberrotliegendes, Kreuznacher und Tholeyer Schichten im Saar-Nahe-Gebiet.

1. Grobe und kleinstückige Konglomerate als Schuttkegel diskordant und übergreifend auf den Lebacher Schichten aufgelagert; oft kalkiges oder dolomitisches Bindemittel, daher Felsbildungen.
2. Tonsandsteine und Schiefertone.
3. Dolomitische Arcosen und Kalksandsteine (nach G. Berg Vertreter des Zechsteins?).
4. Kaolinsandsteine (nach G. Berg Vertreter des Buntsandsteins?).

Diese ganze Schichtenreihe hat auch W. Petrascheck bei Trautenau als Oberrotliegendes angesehen; sie mag eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern erreichen.

Echter Zechstein fehlt im Bereiche der Sudeten, mit Ausnahme der nördlichen Vorberge, in denen von Görlitz an und längs des Nordrandes des Katschbachegebirges sich Zechstein vorfindet. Bei Görlitz sind es einige kleine Inseln von Zechsteindolomiten nahe den Dörfern Nieder-Sohra und Flohrsdorf, von Diluvium umgeben; ebenso jenseits der Laubaner Diluvialebene bei Schlesisch-Haugsdorf am Queistal.

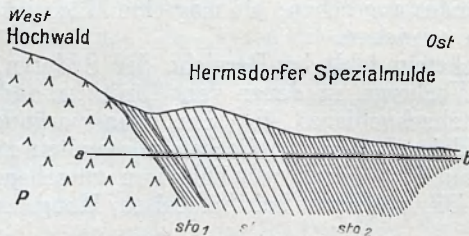
¹⁾ Der reichste Fundort von *Stegocephalen*, Fischen, Krebsen, Insekten etc. in Europa wurde von A. Fritsch ausgebeutet: die Gas- oder Plattelkohlen von Nürschan und Tremnosna westlich von Pilsen in Böhmen gelegen (Fauna der Gaskohle 4 Bde. Prag 1883—1901). Diese Stufe der Gaskohlen von Nürschan, welche unter zahlreichen karbonischen Formen auch *Walchia piniformis* enthält, wird von Fr. Frech (*Lethaea* S. 518) in die unteren Cuseler Schichten, also in das Unterrotliegende, dagegen von F. Weithofer und F. Broili (*Jahrb. d. k. Geol. Reichsanst. Wien* 1908, S. 49—69) in das Oberkarbon gestellt.

Erst im südlichen Rande der Löwenberg-Goldberger Kreidemulde ist ein ziemlich regelmäßiges Band von Zechstein über dem Rotliegenden und unter dem auflagernden Buntsandsteine zu verfolgen.

Der Quarzporphyr-Lakkolith vom Hochwald bei Waldenburg.

Die Eruptivgesteine des Rotliegenden in den mittleren Sudeten gleichen auffallend den Typen, wie wir sie aus Sachsen, aus dem Thüringer Walde und aus dem Saar-Nahe-Gebiete kennen: schwarze Melaphyre, porphyritähnliche Orthoklasporphyre und Quarzporphyre, sowohl körnig als felsitisch ausgebildet, sind die drei Hauptgesteine der über weite Strecken ausgebreiteten Decken im mittleren Rotliegenden; auch in Gängen treten sie gelegentlich auf; daneben erscheinen Kersantitgänge, gerade wie im Thüringer Walde. Porphy- und Melaphyruffe lagern zwischen den Eruptivdecken, seltener auch zwischen den rotliegenden Sandsteinen.

Interessant ist die Lagerung des mächtigen Porphyroklotzes im Hochwalde nahe nordwestlich über Waldenburg; er nimmt etwa 6 qkm Fläche ein. Da derselbe in oberkarbonischen Schichten des Waldenburger Steinkohlenbeckens mit seinem Fuße eingebettet steht, so schrieb man ihm früher ein karbonisches Alter zu. Er stimmt jedoch, wie E. Dathe nachgewiesen hat, petrographisch genau mit den nahen Quarzporphyrdecken des Rotliegenden überein; es ist ein echter Lakkolith, dessen Natur gerade hier durch den umgehenden Kohlenbergbau gut aufgeschlossen ist. Die Porphyrmasse ist unregelmäßig zwischen die Flözpartien eingedrungen, so daß seine Grenzflächen nicht parallel zu den Karbonschichten verlaufen. Oberflächlich sieht man in der Regel die Hartauer Konglomerate dem Porphyрstock anlagern. Im Felde der Fuchsgrube auf der Ostseite des Hochwaldes wurde jedoch beim Fortschreiten des Stollenbaues zwischen den Hartauer Konglomeraten und der Oberfläche der Porphyrmasse noch ein Teil der Flözpartien des Liegendzuges (Waldenburger Schichten) angefahren, wie das hier beistehende Profil 17 beweist. Auch sind die Steinkohlen in der Nähe



Profil 17 (etwa 1500 m lang)

durch den Westflügel der Hermsdorfer Spezialmulde bei Waldenburg i. Schl.;
nach Fr. Ebeling, a. a. O. 1907, S. 75

a—b = Niveau der Anna-Stollen-Sohle.

P = Quarzporphyr des Hochwaldes.

stg₁ = Obere Flözpartie des Liegendzuges, hier etwa 50 m mächtig.

stg = Hartauer Konglomerate.

stg₂ = Hangendzug, Schatzlarer Schichten des Oberkarbons.

des Porphyrs in Anthrazit umgewandelt. Dagegen sind keine Porphyrtuffe oder Gehängeschutt der Porphyrmasse in den oberkarbonischen Schichten eingelagert. Daß die gelegentlichen roten Eisenfärbungen der Oberkarbonschichten in der Nähe der Porphyre durch zirkulierende Gewässer in die Sedimente sekundär eingeschwenmt worden sind, hatte schon A. Schütze, a. a. O. S. 135, Berlin 1882, nachgewiesen. Endlich hat E. Dathe gefunden, daß der Porphyr des Hochwaldes eine große, 1,5 km lange und 400 m breite Apophyse nach SO bis zum Blitzberge aussendet, welche die Waldenburger, Hartauer und Schatzlarer Schichten durchbricht.

Bemerkenswert ist die Aufsattelung der Oberkarbonschichten durch den Hochwaldlakkolithen: rings um seine Basis fallen die Karbonschichten von ihm ab; es sind dadurch in dem sonst regelmäßig in SW einfallenden Waldenburger Becken zwei sekundäre Spezialmulden entstanden: auf der Ostseite die Weißstein-Hermsdorfer Mulde mit den Fuchs-, Segengottes- und Neue Heinrichsgruben; hier fallen die liegendsten Oberkarbonschichten mit 40—50° von der Porphyrmasse des Hochwaldes ab.

E. Dathe schließt aus dieser Aufsattelung der Oberkarbonschichten durch den rotliegenden Porphyrlakkolithen, daß »der Porphyr alle die Schichten emporgehoben und so die beiden Spezialmulden auf seiner Ost- und Westseite bei seinem Hervorbrechen gebildet habe«¹⁾. Man hat ja eine solche aktive Aufwölbung der Sedimente durch einen eruptiven Lakkolithen öfters beobachtet; z. B. an den Andesitlakkolithen auf der Südküste der Krim²⁾. Aber hier am Hochwalde scheint mir die steile Aufrichtung der Muldenflügel mehr dadurch entstanden zu sein, daß die klotzige und große Masse des Porphyrs passiv einen viel stärkeren Widerstand gegen tektonische Bewegungen geleistet hat, als die biegsamen Flözpartien der oberkarbonischen Stufen.

c) Das Oberkarbon in Oberschlesien.

(Mit Kartenskizze 18.)

Durch die neueren Tiefbohrungen ist unsere Kenntnis über die räumliche Ausdehnung der niederrheinischen Steinkohlenreviere so gefördert worden, daß die Oberkarbonablagerungen von der holländischen Grenze bis in die Gegend von Osnabrück wohl die ausgebreitetsten in Deutschland sind. Nächst diesem niederrheinischen ist das ober-schlesische Kohlenbecken das größte im Deutschen Reiche: mit den über die russisch-österreichischen Grenzen übergreifenden Teilen erfüllt

¹⁾ E. Dathe, Über die Verbreitung der Waldenburger und Weissteiner Schichten in der Waldenburger Bucht und das Alter des Hochwaldporphyrs; in Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 54. Bd., Verhandl. S. 193. Berlin 1902. Merkwürdiger Weise leugnet Fr. Ebeling a. a. O. S. 76, Waldenburg 1907, die Natur des Hochwaldporphyrs als Lakkolithen und behauptet wiederum, daß dieser Porphyr ein oberkarbonisches, nicht ein rotliegendes Alter habe; seine Gründe für diese Annahme sind nicht stichhaltig.

²⁾ Die wir durch den Internationalen Geologen-Kongreß in Rußland 1897 kennen lernten, speziell im Scharkha-Andesit-Lakkolithen bei Aluchta, über welchen sich die Liasschiefer aufwölben; siehe Guide des excursions Nr. 32, C. von Vogdt, Le jurassique à Soudak, Taf. A und B. Petersburg 1897.

dieses Becken nach den Angaben von C. Gaebler etwa 5600 qkm, von denen nicht weniger als etwa 3025 qkm auf der preußischen Seite liegen¹⁾. Jedoch ist das oberschlesische Becken bedeutend reicher an mächtigen Kohlenflözen als das niederrheinische: Steinkohlenflöze von mehreren Metern Mächtigkeit sind nicht selten in Oberschlesien; die Sattelflöze erreichen sogar Mächtigkeiten von 5—10 m, lokal 16—19 m, und zwar reine Steinkohle ohne Zwischenmittel gerechnet.

Nach den Berechnungen von Fr. Frech sollen die Steinkohlenvorräte in dem großen deutschen Becken betragen²⁾:

a) Saarrevier bis 1500 m Tiefe (die Flöze bis 70 cm Stärke als abbauwürdig eingerechnet)	9,4	Milliarden	Tonnen
b) Westfalen bis 1500 m	83,2	»	»
c) Linke Rheinseite (Aachen-Worm-Revier nach Krusch)	10,4	»	»
d) Niederschlesien und Sachsen	1,4	»	»
e) Oberschlesien (preußischer Teil)	57,8	»	»

Insgesamt: 162,2 Milliarden Tonnen.

Dieser ungeheure Kohlenvorrat Deutschlands dürfte mutmaßlich für mehr als ein Jahrtausend reichen, während in England die Steinkohlen in etwa 120 Jahren erschöpft sein werden, nach der Berechnung von englischer Seite.

Ein großer Teil der oberschlesischen Reviere gehört dem preußischen Fiskus³⁾; daher hat auch der preußische Staat sehr viel für den Aufschluß seiner Felder durch Bohrungen getan. Bekanntlich ist das von der preußischen Bergverwaltung im Winter 1908 auf 1909 abgeteufte Bohrloch bei Czuchow (in der Nähe von Czerwionka, 13 km NO Rybnik) mit 2239,7 m Tiefe bis jetzt das tiefste Bohrloch der Welt. Dieses Bohrloch hatte 163 Steinkohlenflöze (bis 6,3 m mächtig) durchsunken; die Temperatur betrug in einer Tiefe von 2220 m gemessen 83,4° C. Die geothermische Tiefenstufe wurde auf 31,8 m berechnet; dieselbe Größe von 31,8 m hatte F. Henrich für das etwas über 10 km entfernte, nahe NO von Rybnik gelegene, im Jahre 1903 bis in 2000 m Tiefe abgeteufte Bohrloch aus den angestellten Temperaturmessungen gefunden; die Übereinstimmung der Tiefenstufe ist auffällig, hängt aber damit zusammen, daß beide Bohrlöcher dieselben Schichten durchsanken. In der Gesamtmächtigkeit von oberkarbonischen Sandsteinen, Schiefen, Quarziten und Konglomeraten wurden

¹⁾ Fritz Frech, Deutschlands Steinkohlenfelder und Steinkohlenvorräte. Stuttgart 1912. S. 21.

²⁾ a. a. O. 1912, S. 152.

³⁾ Die Vorrechte auf Bergbau des Fürsten von Pleß, des Herzogs von Ratibor, des Fürsten Henckel von Donnersmarck, des Grafen von Thiele-Winkler und anderer oberschlesischen Magnaten in ihren ausgedehnten Standesherrschaften sind erst durch die Gnade der Landesherren seit Ende des 18. Jahrhunderts erworben oder bestätigt worden; sie wurden in langjährigen Prozessen bis zur Mitte des vorigen Jahrhunderts bestritten, aber durchgesetzt; siehe J. Partsch, Landeskunde von Schlesien. Teil II: Oberschlesien, S. 56 ff. Breslau 1911.

im Bohrloche Paruschowitz V insgesamt 88,36 m Steinkohle durchsunken¹⁾.

Wenn die Kohlenflöze in den Sattelpartien des oberschlesischen Beckens im Durchschnitt eine Mächtigkeit von 10—12 m und lokal 16—19 m erreichen, so sind dies keine primären Mächtigkeiten, sondern die Flöze schwellen an durch seitlichen Gebirgsdruck und Überschiebungen in den Aufsattelungen, geradeso wie die »Phrygische Mütze« in den Sattelköpfen, wie ich sie im I. Bande, S. 139 aus dem Wormrevier abgebildet habe.

Immerhin ist der Kohlenreichtum des oberschlesischen Oberkarbonbeckens so groß, wie er bisher aus keinem anderen Steinkohlenebiete der Erde bekannt geworden ist. Nach den Angaben von C. Gaebler²⁾ sind im westlichen Teile des Beckens 124 abbauwürdige Flöze mit etwa 172 m Kohlenmächtigkeit, dazu noch weitere 100 m Kohlen in schwächeren Flözen bekannt.

Die Unterlage des Oberkarbons in Oberschlesien besteht im W aus den Culmgrauwacken und Culmschiefeln, die wir oben kennen lernten; einen »flözleeren Sandstein« über dem Culm, wie in Westfalen, gibt es in Oberschlesien nicht. Im O des Beckens, in Polen und Galizien, bildet der unterkarbonische Kohlenkalk das Liegende; auch einige Devoninseln bei Siewierz und Debnik. Diskordant auf dieser Basis breiten sich die bis 7000 m mächtigen Oberkarbonablagerungen aus. Übrigens taucht die unterkarbonische Unterlage weder in Inseln im Oberkarbon mitten in dem Becken auf, noch ist sie bisher irgendwo unter dem Oberkarbon erbohrt worden. Man kennt daher das Liegende des Oberkarbons nur rings um die aufgebogenen Ränder des Kohlenbeckens.

Die Gesamtmächtigkeit der oberschlesischen Oberkarbonablagerungen, der Sandsteine und Schiefertone, nimmt in der Richtung von W nach O von etwa 7000 bis auf etwa 2000 m Mächtigkeit ab; auch die Anzahl und die Dicke der Kohlenflöze nehmen nach Polen hin wesentlich ab. Dadurch wird die Herkunft der Sedimente aus einem im W gelegenen Kontinente und die ursprüngliche direkte Verbindung und Abhängigkeit des oberschlesischen und des niederschlesischen Beckens, auf welche ich oben hingewiesen habe, wahrscheinlich.

In dieser Beziehung führt C. Gaebler im speziellen an, daß die untere Flözgruppe, welche bei Rybnik rund 4100 m, dagegen in Golonog bei Dombrowa in Polen nur noch 500 m mächtig ist, und der Gehalt an bauwürdigen Kohlenflözen von 63 m auf 7 m Kohle abnimmt, auf eine Entfernung von SW nach NW von etwa 60 km.

Die untere Partie des Oberkarbons nannte Dionys Stur die »Ostrauer Schichten«, weil auf ihren Flözen hauptsächlich der Berg-

¹⁾ R. Michael und W. Quitzow, Die Temperaturmessungen im Tiefbohrloch Czuchow in Oberschlesien; im Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 31. Bd., II. Teil, S. 1—22. Berlin 1910. — F. Henrich, Über die Temperaturen in dem Bohrloche Paruschowitz V. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuß. Staate 52. Bd., S. 1—11. Berlin 1904.

²⁾ C. Gaebler, Das Oberschlesische Steinkohlenbecken und die Verjüngungsverhältnisse seiner Schichten; Zeitschr. f. prakt. Geologie 1896, S. 457—461. Berlin.

bau im österreichischen Ostrauer Reviere umgeht¹⁾; auf preußischer Seite wurden sie »Rybniker Schichten« genannt. Sie ist von bedeutender Mächtigkeit: nach der Berechnung von C. Gaebler in der Gegend von Ostrau und Rybnik rund 4100 m, mit etwa 61 abbauwürdigen Flözen, in denen etwa 63 m Steinkohlen liegen; insgesamt enthält sie etwa 185 Flöze. Diese ältere Flözgruppe, deren Kohlen zur Verkokung geeignet sind, geht in den Randgruppen um, während die jüngeren Flözgruppen in der Mitte, der »Binnenmulde« (C. Gaebler), lagern — entsprechend der allgemeinen Beckenform der Gesamtablagerung.

Die Sedimente dieser unteren Partie bestehen aus feinkörnigen grauen Sandsteinen und dunkel- bis lichtgrauen sandigen und tonigen Schiefeln; in den letzteren liegen häufig marine Fossilien, bald einzeln und zerstreut, bald in Menge, mitunter auch ganze Schichtflächen bedeckend (R. von Klebelsberg); wir werden diese Fauna unten anführen. Pflanzenreste finden sich natürlich in allen Schichten.

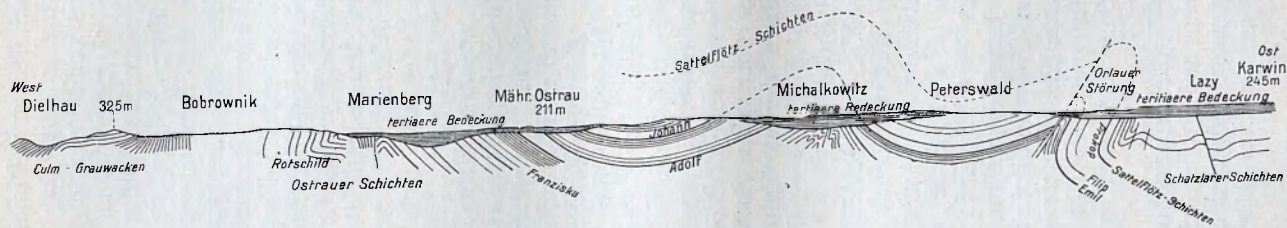
Die mittlere Partie der ganzen Ablagerung wird als »Sattelflözschichten« bezeichnet, aus dem Grunde, weil ihre mächtigen Flöze zuerst in dem ober-schlesischen Hauptsattel abgebaut wurden, dessen Achse in mehreren speziellen Aufwölbungen sich von Zabrze über Königs- und Laurahütte nach Myslowitz bis Bendin in Polen von W nach O verfolgen läßt. Auf der Nordseite dieses Hauptsattels lagert die kleine Beuthener Mulde; auf der Südseite desselben die große ober-schlesische Hauptmulde, deren Zentrum bei Woszczyc, 6 km nordöstlich von Sohrau liegt (siehe die hier beigegegebene Kartenskizze 18).

In der Muldenmitte lagert die jüngere Flözgruppe, deren unterste Partie ohne scharfe Grenze als Sattelflözschichten abgetrennt wurden. Die Mächtigkeit dieser flözreichen Sattelschichten nimmt C. Gaebler zu 260 m an; sie führen die erwähnten stärksten Kohlenflöze von Oberschlesien, im ganzen 6—7 bauwürdige Flöze mit durchschnittlich insgesamt 26—27 m Steinkohle.

Die obere Gruppe (Karwiner Schichten, D. Stur; Orzescher Schichten, E. Weiß) ist etwa 2200 m mächtig (2000—3000 m in der Binnenmulde bei Orzesche und Lacisk). Auch diese Gruppe schwillt ab von W nach O: Fr. Frech (a. a. O., S. 39) gibt an, daß die flözführende Gebirgsmasse über der Sattelflözpartie im W 2800—3000 m Mächtigkeit besitzt und 52 bauwürdige Flöze mit 93 m Steinkohle enthält; im O dagegen 1700 m Gesamtmächtigkeit mit 21 Flözen und 42 m Steinkohle. Die Sedimentgesteine zwischen den Flözen sind graue Sandsteine und Schiefertone; sie enthalten besonders viele Pflanzenreste, aber keine marinen Tierreste, an denen nur die untere Flözgruppe reich ist.

Die Lagerung der Oberkarbonablagerungen in Oberschlesien ist, wie erwähnt, im ganzen und großen eine beckenförmige: die Randgruppen, also die untersten Flözpartien fallen im allgemeinen gegen die Mitte des Beckens zu ein. Im einzelnen jedoch wurde durch den

¹⁾ Siehe das schön ausgestattete Werk: Monographie des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers, bearbeitet und herausgegeben vom Berg- und Hüttenmännischen Vereine in Mährisch-Ostrau. 1 Bd. Text 488 S. und 1 Atlas mit 22 Tafeln und Karten. Teschen 1885.



Profil 19 (Maßstab 1:150000)

durch die Ostrau-Karwiner Kohlenbecken in Österreichisch-Schlesien, nach W. Petrascheck, Jahrb. k. Geolog. Reichsanst. 60. Bd., Taf. XXXI, Fig. 6. Wien 1910.

Bergbau nachgewiesen, daß die Schichten überall zu einer Anzahl von verschiedenen Spezialmulden und -sätteln zusammengestaut sind. Die Beuthener und die Sohrauer Binnenmulde, sowie im SW die Ostrauer, im S die Peterswalder Mulde (siehe die Kartenskizze S. 102) sind die größten Mulden; in ihrem Bereiche und in den Randgruppen liegen zahlreiche kleinere Aufwölbungen. Siehe das beistehende Profil 19.

Innerhalb dieser Mulden fallen die Schichten meist ziemlich flach ein gegen die Muldenmitte; sie lagern auch streckenweise horizontal. Nur in der sog. Orlauer Störung begegnen uns stark umgebogene, im S auch überkippte Sattelfalten. C. Gaebler¹⁾ hatte ursprünglich einen ganz bedeutenden Verwurf von mehreren Tausend Metern Sprunghöhe aus dieser Störung konstruiert; ihre Linie sollte von S her bei Orlau in Österreichisch-Schlesien beginnend in der Richtung nach NNO über Rybnik und Gleiwitz bis zum nördlichen Beckenrande westlich von Tarnowitz verlaufen.

Schon Th. Ebert und nach ihm vor allem R. Michael²⁾ haben nachgewiesen, daß die Orlauer Störung keine große Verwerfungslinie ist, sondern nur eine Linie von mehr oder weniger starken Abbiegungen der Binnenmulden gegen die westlichen Randmulden; in einer bis 2,5 km breiten Zone dieser Sattelfalten finden sich allerdings häufig kleinere Sprünge, Staffelbrüche, Schleppungen, Überschiebungen und Stauchungen; besonders im S im Ostrauer Revier, wo E. Mladek solche Faltenstörungen angibt.

Im N, von Gleiwitz an, verläuft jedenfalls keine Störung quer durch die nach O umbiegenden Randmulden. Vielmehr scheint es mir, daß die Orlau-Rybniker Sattelachse aus der Gegend von Gleiwitz parallel zum nördlichen Beckenrande nach O umbiegt in den oben erwähnten, seit langer Zeit bekannten Hauptsattel von Zabrze-Königshütte-Bendin.

Der Verlauf der starken Abbiegung (Flexur) der Schichten von Orlau bis Gleiwitz und das Streichen der Flözpartien östlich dieser Sattelzone gehen parallel zum westlichen Beckenrande in der Richtung in NNO. Dieses ist die gleiche Streichrichtung des breiten Culmgebietes im Mährischen Gesenke zwischen Olmütz und Troppau. Bei Hultschin stößt dieses Culmgebiet direkt an das Ostrauer Oberkarbon; und im N treten Culminseln durch den Muschelkalk zutage bei Zirowa a. d. Oder, bei Groß-Strehlitz und bei Tost, 20 km NW von Gleiwitz gelegen. Von dieser NW-Ecke des ober-schlesischen Beckens an biegen dann sämtliche Flözpartien mit dem Beckenrande um nach O, parallel dem Nord- und dem Südrande des Beckens, sowie parallel dem Karpathenrande. Wir sehen also, daß die Richtung der Falten und Mulden innerhalb des großen ober-schlesischen Kohlenbeckens einerseits im W abhängig sich zeigt von den Bewegungen der südlichen Sudeten, andererseits von den großen süd-nördlichen Überschiebungen des Kar-

¹⁾ Der verdienstvolle Oberbergamts-Markscheider C. Gaebler war 40 Jahre in den ober-schlesischen Revieren tätig und hatte ein wertvolles Material über die Lagerung der Flözzüge in diesem Steinkohlengebirge gesammelt.

²⁾ Die ansehnliche Literatur über die Frage der Orlauer Störung siehe in der ausführlichen Besprechung von R. Michael in der geolog. Rundschau Bd. III, S. 382 - 407. Leipzig 1912.

pathenbogens. Zu welchen geologischen Zeiten diese Bewegungen im oberschlesischen Becken entstanden sind, werden wir in dem Kapitel über die Tektonik der Sudeten zu erörtern haben. Indessen will ich bemerken, daß die Orlauer Flexur- oder Faltenabbiegung aus den Ostrau-Peterswalder Mulden nach O in die Tiefe des Karwiner Beckens, welche nach E. Mladek hier 1400—1500 m¹⁾ senkrechte Höhe für die am tiefsten absinkenden Flözpartien betragen mag, deswegen hier am kräftigsten in die Erscheinung tritt, und im S die Zusammenfaltung des Oberkarbons am stärksten ausgeprägt ist, weil hier im Ostrau-Karwiner Becken der Karpathenbogen am nächsten an die Hultschiner Sudeten-Culmecke vorgeschoben ist. Daher sind die Flözpartien im Ostrau-Karwiner Becken stärker gestört²⁾ und gefaltet als in dem weiter nördlich sich freier ausbreitenden oberschlesischen Becken. Von Ostrau an nach SW verschwindet das Oberkarbon allmählich vollständig in der Tiefe unter dem überschobenen Nordrande der Beskiden.

Überlagert werden die oberkarbonischen Mulden im W und S von tertiären Ablagerungen, hauptsächlich miocänen Sanden und Tonen (Wiener Tegel), deren Mächtigkeit in den Tertiärmulden zwischen den Ostrau-Karwiner und den Rybnik-Myslowitzer Kohlenbecken, durch Bohrungen nachgewiesen, bis zu mehreren Hundert Metern anwachsen kann. Im N und O werden die Karbonmulden in weiten Flächen von der Trias, hauptsächlich vom Muschelkalk, bedeckt. Endlich breitet das nordische Diluvium über alle älteren Schichtensysteme seine mehr oder weniger dichte Hülle aus.

Die Flora des Liegendflözuges entspricht derjenigen der Waldenburger Schichten in Niederschlesien: die Ostrauer oder Rybniker Schichten in Oberschlesien würden daher ihrem geologischen Alter nach zum unteren Oberkarbon zu stellen sein. Dionys Stur hatte diese liegende Ostrauer Stufe, wie die Waldenburger Schichten, noch zum oberen Unterkarbon gerechnet, weil die Flora derjenigen des Culms ähnlich ist. Indessen haben neuere Untersuchungen, wie oben bereits erwähnt, eine Übergangsflora vom Culm zum mittleren Oberkarbon (den Saarbrückener Schichten) festgestellt. Die Sattelflözgruppe und der Hangendflözzug, also die Rudaer, Orzescher und Karwiner Schichten, entsprechen nach ihrer Flora der Saarbrücker Stufe, also dem mittleren Oberkarbon.

Ob die jüngsten Flözzüge der Binnenmulden, etwa die Sohrauer Schichten, schon dem oberen Oberkarbon, der Ottweiler Stufe, entsprechen, bleibt bis jetzt zweifelhaft.

Da ich die Namen der Pflanzen oben aus den gleichalterigen niederschlesischen Ablagerungen angeführt habe, will ich sie hier nicht

¹⁾ C. Gaebler hatte für seinen Orlauer Vorwurf nicht weniger als 2000—4000 m angenommen.

²⁾ Daß einige Basaltgänge, welche der Bergbau in der Tiefe der Flözpartien im Ostrau-Karwiner Becken angetroffen hat, nicht Ursache der tektonischen Störungen in diesem Becken gewesen sind, wie früher angenommen wurde, brauche ich wohl kaum abzuweisen. Über diese Eruptivgesteine vgl. J. Niedzwiedzki, Basaltvorkommnisse im Mährisch-Ostrauer Kohlenbecken. Jahrb. k. Geol. Reichsanstalt 23. Bd., S. 283—288. Wien 1873.

wiederholen, obwohl aus dem Oberkarbon von Oberschlesien, besonders durch Dionys Stur, eine noch reichere Flora als aus dem niederschlesischen Becken beschrieben worden ist. Der Übergang der älteren Flora des Liegendzuges vollzieht sich im ober-schlesischen Kohlenbecken ganz allmählich: die älteren Formen sterben aus, die jüngeren stellen sich ein; in der Sattelflözgruppe liegt die Mischflora des Liegend- zum Hangendzuge. Daß im niederschlesischen Becken eine schärfere Trennung der beiden Floren aus den Waldenburger und Schatzlarer Schichten besteht, liegt wohl daran, daß mitten zwischen beiden Stufen die mächtigen Konglomerate und Sandsteine des flözarmen »großen Mittels« (Hartauer Schichten, siehe oben) in den Sudeten einlagern, während hier im ober-schlesischen Becken in dieser Zeit gerade die stärksten Flöze (der Sattelflözgruppe) zur Ablagerung kamen. Die Ströme und Flüsse mit kräftigem Gefälle flossen vom westlichen Kontinente das »große Mittel« in Niederschlesien als eine gewaltige Deltabildung nahe der Küste an und führten gleichzeitig die leichteren Pflanzen- und Tonmassen in das ober-schlesische Meer hinaus.

Die ober-schlesischen Steinkohlen sind vorwiegend magere, schwer backende Kohlen; doch meist gasreich, mit etwa 4,5—5,5% H, 8—12% O und N; sie eignen sich gut zur Verkokung. Der Aschengehalt ist meist niedrig mit durchschnittlich 5%; dagegen enthalten sie oft reichlich Schwefelkies.

Wie in anderen Steinkohlengebieten, finden sich auch hier, wenn auch selten (z. B. im Carolineflöz der Hohenlohegrube bei Kattowitz), mitten in der reinen Kohle Gerölle von fremden Gesteinen, von Gneisen, Granuliten, Quarziten und Sandsteinen, Blöcke bis 0,5 m groß. John Philipps Ansicht ist wohl die richtige, daß solche Gerölle in dem Wurzelgeflecht der von den kontinentalen Flüssen gefloßten Bäume bis hinunter in das Meer verfrachtet wurden¹⁾.

Aus der Liegendstufe, den Ostrau-Rybniker Schichten des ober-schlesischen Beckens, ist seit den ersten Funden, welche Ferd. Roemer (a. a. O., Oberschlesien, 1870, S. 76 ff.) anführt, eine größere Anzahl von rein marinen Tieren gesammelt worden; zum Teil liegen sie unmittelbar über Steinkohlenflözen in den Schiefen oder in Toneisensteinen dieser Schiefer; seltener im Sandstein. Einzelne Gastropoden- und Bivalvenfamilien lagern in vielen Individuen in den Schichten, während Brachiopoden vereinzelt auftreten, mit Ausnahme von *Lingula*, *Discina*, *Chonetes Hardrensis* und *Rhynchonella pleurodon*²⁾.

Die meist indifferenten Formen der brackischen oder limnischen sog. Anthracosien (die bezahnte Gattung *Carbonicola* und die unbezahnte *Palaeanodonta* nach Axel Schmidt)³⁾ finden sich durch alle

¹⁾ Vergl. Ferd. Roemer, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 16. Bd., S. 615—617. Berlin 1864.

²⁾ R. von Klebelsberg, Die marine Fauna der Ostrauer Schichten. Jahrb. k. Geol. Reichsanst. 62. Bd., S. 461—556; mit 5 Tafeln Abbildungen. Wien 1912.

³⁾ Axel Schmidt, Einige Anthracosiiden aus den Ostrauer Schichten: mit 1 Taf. Abb. Jahrb. k. Geol. Reichsanst. 59. Bd., S. 733—754. Wien 1910. — Ders., *Carbonicola* und *Palaeanodonta* im limnischen Jungpalaeozoicum Deutschlands. Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges. 62. Bd., Berichte S. 440—456. Berlin 1911.

Schichten des oberschlesischen Beckens hindurch. Über das Verhältnis der Anthracosien zu den marinen Formen sagt R. von Klebelsberg (S. 523): »Für den Untergang der kolonisierenden marinen Elemente infolge zunehmender Aussüßung des Wassers ist charakteristisch, daß die marinen Horizonte nach oben bisweilen in solche mit Anthracosien übergehen, in die dann höchstens noch einzelne Lingulae aufsteigen. Die Anzeichen sprechen demnach für einen gemischt auto- und allochthonen Charakter der Fauna«. Diese Vorstellungen v. Klebelsberg könnten irreführen. Beide Faunen, sowohl die Anthracosien wie die marinen Mollusken sind autochthon, d. h. sie sind da gewachsen, wo wir sie jetzt eingebettet finden. Die ungeheuren Deltaschlamm- und -sandmassen, welche hier die Flüsse des westlich gelegenen Kontinentes in das Oberkarbonmeer vorschoben, erzeugten, wie die jetzigen Flüsse, in ihren Deltas (Rhone, Mississippi) häufig wechselnde Lagunen; diese Lagunen wurden von den Flüssen her mit süßen, vom Meere her mit salzigem Wasser gefüllt. Daher wechseln die brackischen und die marinen Mollusken am gleichen Orte miteinander.

Darüber besteht kein Zweifel. Sondern es handelt sich darum, daß die Kohlenpflanzen, welche in die Lagunen und in das offene Meer von den Flüssen eingeschwemmt wurden, nicht autochthon, d. h. keine an Ort und Stelle gewachsenen Moor- und Torfpflanzen waren, sondern allochthone Bäume aus den Wäldern des großen westlichen Kontinentes herabflößt.

Aus der marinen Fauna der Ostrauer Schichten führen wir hier nach den Bestimmungen von F. Frech und R. von Klebelsberg an:

- Lingula mytiloides Sow.
- Discina nitida Phill.
- Orthis resupinata Mart.
- Orthothes crenistria Phill.
- Chonetes Hardrensis Phill.
- Productus semireticulatus Mart.
- longispinus Sow.
- Posidonomya Becheri Bronn.
- Schizodus sulcatus F. Roem.
- Aviculopecten sp.
- Nucula gibbosa Flem.
- Nuculana (Leda) sp.
- Bellerophon anthracophilus Frech.
- (Euphemus) sudeticus Frech.
- Pleurotomaria sp.
- Macrochilus obscurus Sow.
- Orthoceras undatum Flem.
- Coelonautilus (Nautilus) cf. subsulcatus Phill.
- Glyphioceras (Goniatites) subcrenatum Schlth.
- reticulatum Phill.
- macrocephalum Frech.
- Anthracoceras (Goniatites) discus Frech.
- Phillipsia (Griffithides) acuminata F. Roem.
- Lophiocrinus speciosus H. von Meyer.

Diese Fauna stimmt im allgemeinen überein mit den marinen Faunen des Oberkarbons aus Westfalen, Belgien, England und im Osten aus dem Donetzbecken: es war ein großes oberkarbonisches Meer, welches sich von Schottland bis Südrußland ausdehnte, dessen Küsten im S und W sich durch Norddeutschland und durch die Sudeten bis zum südrussischen Kontinente hinzogen.

Daß diese oberkarbonische marine Fauna sich an die Formen des Kohlenkalkes anschließt, ist ganz natürlich, da sie aus dem Unterkarboneere hervorgegangen ist — geradeso wie die Flora der Ostrau-Waldenburger Schichten derjenigen des Culms gleicht, weil sie auf diese folgte. Daß im oberschlesischen Kohlenbecken nur wenige und dünne Kalk- und Dolomitbänke (mit marinen Mollusken) vorkommen, liegt daran, daß die fortdauernde Anhäufung von klastischen Sedimenten weder Zeit, noch Raum ließ für die marinen Kalkbildner (Korallen, Fusulinen u. a.). Auch Fischreste fehlen vollständig (mit Ausnahme einer Ganoidenschuppe, welche Ferd. Roemer S. 78 erwähnt). Solche Tiere gedeihen nicht in den ungeheuren Schlammassen, welche die Flüsse des Kontinentes hinunterwälzten in das oberkarbonische Nordmeer.

C. Mesozoische Schichtensysteme.

5. Trias.

Am nördlichen Sudetenrande sind Reste der Trias nur in der Katzbach-Queis-Mulde Goldberg-Löwenberg erhalten. Über den rotliegenden Sandsteinen und über dem Zechstein lagern dort die Schichten des Buntsandsteins und des Wellenkalkes; der obere Muschelkalk und der Keuper waren bereits fortgewaschen, ehe die obere Kreide diskordant über die älteren Schichtensysteme abgelagert wurde.

Der Buntsandstein ist stark reduziert: rote Letten und feinkörnige, glimmerreiche, dünnschieferige Sandsteine von wenigen Metern Mächtigkeit gelten als unterer, eine mächtigere Stufe von roten, oft gebleichten Sandsteinen, leicht zerfallend, als mittlerer Buntsandstein¹⁾. Nur der obere Buntsandstein ist durch Fossilien gesichert; es sind gelbliche, dolomitische Kalkbänke und splitterige Kalke von etwa 50 m Mächtigkeit, auf deren Schichtflächen häufig Fossilien liegen, die in Thüringen für Röth charakteristisch sind: vor allem *Myophoria fallax* v. Seeb; daneben die *Lingula tenuissima* Bronn, *Monotis Albertii* Gldf., *Gervillia socialis* Schth. und *G. costata* Quenst., *Modiola triquetra* v. Seeb., *Natica Gaillardoti* Lefr.

Der untere Muschelkalk beginnt mit einem rötlichbraunen Zellendolomit, einem guten Orientierungshorizonte, gerade wie in Oberschlesien und in den Südalpen. Die Hauptmasse besteht aus blaugrauen Kalksteinen, wechselnd mit wulstigen, mergeligen Kalken — dem typischen Wellenkalk; darüber gelbliche, poröse Kalke (Schaumkalk) und graue,

¹⁾ F. Noetling, Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien; mit 3 Taf.-Abbild. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 32. Bd., S. 300—349. Berlin 1880.

dichte, splinterige Kalke. Eine Terebratelbank, zum Teil oolithisch, schließt diesen niederschlesischen Muschelkalk ab. Die Schichten desselben sind ziemlich reich an Fossilien, wie sie im Wellen- und Schaumkalk aus Thüringen oder aus Rüdersdorf bei Berlin bekannt sind, besonders an vielen Conchiferen und Gastropoden. Cephalopoden fanden sich häufiger als an anderen Orten, und zwar:

- Nautilus bidorsatus* Schlth.
- Ceratites Buchii* v. Alb.
- *Strombecki* Griep.
- *Ottonis* Buch.
- Acrochordiceras Damesii* Noetl.

Dieser echte Ammonit, zur Gruppe der Tropitidae gehörig, wurde sonst im deutschen Muschelkalk nicht gefunden; dagegen ist er inzwischen bekannt geworden aus dem alpinen Muschelkalk. Im übrigen aber fehlen hier in Niederschlesien noch die im oberschlesischen Muschelkalk zahlreicher erscheinenden alpinen Brachiopoden. Nur der einzige Tropitide hat seinen Weg aus dem südlichen Muschelkalkmeer so weit nach N gefunden.

Die Lagerung der Trias in der Goldberg-Löwenberger Mulde ist zumeist flach. Nur am offenen Nordrande der Mulde ist der Muschelkalk steil aufgerichtet und sogar überkippt: in Hermsdorf bei Goldberg 70—80° in SW, bei Wehrau am Queis 60—70° in NO einfallend¹). Solche Steilstellungen der Schichten werden bewirkt durch die SO bis NW streichenden jüngeren Verwerfungen, mit denen das Hügelland in die schlesische Ebene abbricht. Durch Tiefbohrungen in der weiteren Umgebung von Breslau (z. B. Groß-Zöllnig bei Oels) wurde unter den diluvialen und tertiären Decken mehrfach nicht nur Rotliegendes, Zechstein, Buntsandstein und Muschelkalk, sondern auch der in der Löwenberger Mulde fehlende Keuper angetroffen²).

Im Gegensatz zu den wenigen Triasresten in Niederschlesien dehnt sich die Trias in den nordöstlichen Gegenden von Oberschlesien und in Südpolen und Galizien über weite Flächenräume aus, und zwar speziell der Muschelkalk, welchem auch durch seinen Erzgehalt eine große technische Bedeutung zukommt. Der reiche Fossilgehalt des Muschelkalkes weist noch deutlicher als der niederschlesische Muschelkalk auf eine offene Verbindung nach S mit dem alpinen Triasmeere. Muschelkalk und Keuper verbreiten sich aus Oberschlesien und aus Polen bis jenseits des Rudawatales in Galizien. Sie lagern flach und diskordant über den verschiedenen Karbonstufen und im O bei Siewierz auf den Devoninseln. Topographisch macht sich der Muschelkalk-Hügelzug von Krappitz an der Oder über Groß-Strehlitz und Tarnowitz bis nach Krzeszowice an der Rudawa bei Krakau bemerkbar, indem er sich in Höhen bis zu 200 m über die Diluvialebene erhebt. Im

¹) Justus Roth, Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge S. 278. Berlin 1867.

²) O. Tietze, Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 31. Bd., Teil I, S. 258—298. Berlin 1910.

einzelnen haben R. Michael und J. Ahlburg¹⁾ eine größere Anzahl von Verwerfungen, Grabenbrüchen und Mulden nachgewiesen.

Zwischen Karbon und den durch Fossilien charakterisierten Röt-dolomiten schieben sich an einigen Stellen rote Arcose-Sandsteine, Konglomerate und Porphyrtuffe von ca. 20 m Mächtigkeit ein, die ich auf meiner geologischen Karte Blatt Breslau in der oberschlesischen Karbonmulde östlich von Tarnowitz, östlich von Dombrowa und im Süden bei Beraun durch die braune, rotliegende Farbe o² eingezeichnet habe. Jenseits der galizischen Grenze, in der Umgegend von Chrzanow und Trzebinia, westlich von Krakau gelegen, treten diese Schichten aus dem nordischen Diluvium und aus dem Löß unter den Muschelkalkhügeln öfters hervor in Verbindung mit Quarzporphyren, roten Porphyrtuffen und Melaphyren; sie werden hier bis 50 m mächtig.

Aus der Trzebiniaer Mulde waren seit längerer Zeit²⁾ ein weißer bis hellgrauer, dickbankiger, feinkörnig-kristalliner, löcheriger Kalkstein bekannt, ein Quellsinter über Pflanzen abgesetzt, 2—6 m mächtig, eingelagert zwischen roten Kalkkonglomeraten und Porphyrtuffen. F. Roemer nannte diesen Kalkstein nach einem Dorfe, bei welchem der Kalk gebrochen wurde, Karniowicer Kalk³⁾; derselbe enthält typische rotliegende Pflanzenarten⁴⁾:

Pecopteris Bredowi Germ.

— *Beyrichi* E. Weiß.

Taenopteris multinervis E. Weiß. Häufig.

Odontopteris osmundaefolia Brongn. Häufig.

Sphenophyllum emarginatum Brongn. Häufig.

— *longifolium* Germ.

Cordaites principalis Germ.

Annularia brevifolia Brongn.

Calamites Cistii Brongn.

Ob diese Pflanzen mehr für unteres als für mittleres Rotliegendes sprechen, möchte ich unentschieden lassen; die Quarzporphyr- und Melaphyrdecken und -tuffe zwischen diesen Schichten deuten mehr auf die Lebacher Stufe (mittleres Rotliegendes). Verkieselte Hölzer sind nicht selten.

J. Ahlburg hat bewiesen, daß diese Schichten diskordant auf dem Oberkarbon lagern, und daß sie wiederum diskordant und übergreifend von den Röt-dolomiten (oberer Buntsandstein) überlagert werden.

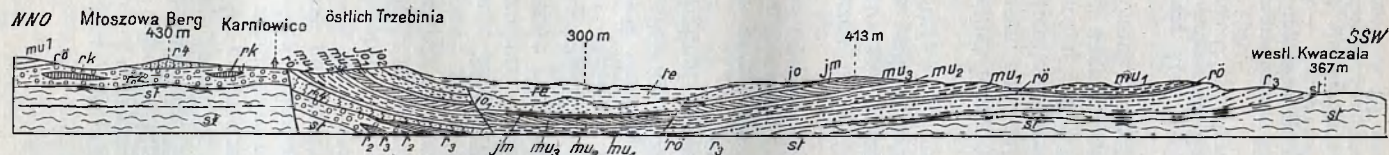
Früher wurden diese roten Arcosesandsteine zum bunten Sandstein gerechnet; dagegen sprechen die Lagerung, die Flora und die Eruptivdecken; auch die petrographische Beschaffenheit der Sedimente,

¹⁾ Joh. Ahlburg, Die Trias im südlichen Oberschlesien; mit 6 Taf. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst. Neue Folge, Heft 50. Berlin 1906.

²⁾ Schon durch C. von Oeynhausen und G. Pusch, siehe Ferd. Roemer, Oberschlesien S. 103. 1870.

³⁾ Auf der geognostischen Karte von Oberschlesien von Ferd. Roemer 1 : 100 000, Blatt 9, Sektion Königshütte mit rk, Rotliegende Kalke mit Pflanzenresten bezeichnet. Berlin 1867—1868. — Vgl. auch die geologische Karte des oberschlesisch-polnischen Bergdistriktes mit abgedecktem Diluvium von O. Degenhardt 1 : 100 000. Berlin.

⁴⁾ M. R. Raciborski, Zur Frage über das Alter des Karniowicer Kalkes. Verhandl. k. Geol. Reichsanst. S. 98 und 260. Wien 1891.



Profil 20 (Maßstab 1 : 70000)

durch die Trzebinia-Chrzanower Mulde, nach J. Ahlburg, Abh. Preuß. Landesanst. Neue Folge. Heft 50. Taf. V, Fig. 1. Berlin 1906.

- | | |
|---|------------------------|
| st = Liegendes Steinkohlenegebirge | |
| r ₂ = Kalkkonglomerate mit Linsen von rk | } Rotliegendes. |
| rk = Karniowicer Sinterkalk mit Pflanzen | |
| r ₃ = Arcosesandsteine | |
| r ₄ = Porphyrtuffe | |
| r ₀ = Dolomit | |
| mu ₁ = Unterer Wellenkalk | } Unterer Muschelkalk. |
| mu ₂ , mu ₃ = Unterer und oberer Dolomit | |
| jm = Oberer brauner Jura | |
| jo ₁ , jo ₂ = Unterer und mittlerer Malm. | |
| te = Miocäne marine Tone und Sande (Tegel). | |

welche doch stets viel charakteristischer und konstanter ist, als in der Regel angenommen wird. Diese rot gefärbten, lockeren Arcosesandsteine in der Mulde von Trzebinia, mit viel Orthoklas und viel Glimmer, und diese Konglomerate mit Geröllen von Quarzen, Kieselschiefern, Gneisen sehen wir überall in Deutschland im Rotliegenden, aber niemals im Buntsandstein. Aus welchem kristallinen Grundgebirge diese Gerölle der rotliegenden Konglomerate in Oberschlesien stammen, ist noch nicht aufgeklärt. Da jedoch die Sedimentmassen des ober-schlesischen Oberkarbons einen offenbaren Zusammenhang mit denjenigen aus Niederschlesien zeigen, so dürften wohl auch diese abgelegenen Reste von rotliegenden Schichten ursprünglich mit dem Rotliegenden in Niederschlesien örtlich zusammengehangen haben; die Zwischenglieder sind längst, wahrscheinlich schon vor dem Muschelkalkmeere, fortgewaschen worden (siehe das Profil 20).

Diskordant und übergreifend über die rotliegenden Reste lagert sich die Trias. Vom Buntsandstein ist nicht viel vorhanden: braunrote Letten und feinkörnige, leicht zerfallende Sandsteine, bis 50 m mächtig, repräsentieren vermutlich den oberen Teil des mittleren Buntsandsteins. Der obere Buntsandstein beginnt mit braunroten Letten und Sandsteinlagen, welche nach oben allmählich in gelbliche, dünngeschichtete Dolomite und dolomitische Kalke übergehen. Diese Dolomitbänke werden etwa 10 m mächtig; sie enthalten eine kleine Fauna in Oberschlesien, welche als charakteristisch für Röt gilt, obwohl die Mehrzahl der Arten in den unteren Muschelkalk übergeht; auch petrographisch ist meist kaum eine scharfe Grenze zwischen diesen noch zum Röt gerechneten Dolomiten und den untersten Dolomitbänken des unteren Muschelkalkes zu ziehen. J. Ahlburg führt die folgenden Fossilien aus diesen Rötplatten von Oberschlesien an:

- Myophoria costata* Zenk. (= *M. fallax* v. Seeb.), im Röt häufig und erfüllt oft ganze Schichtflächen vollständig; geht in den unteren Muschelkalk über.
- *vulgaris* Bronn.
- *laevigata* Schlth.
- Pleuromya* cf. *fassaënsis* Wißm.
- Myoconcha gastrochaena* Dunkr.
- Nucula Goldfussi* Zenk.
- Macrodon* (*Arca*) *impressum* Münstr.
- Modiola triquetra* v. Seeb.
- Gervillia costata* Quenst.
- Lima striata* v. Alb. var. *radiata* Eck.
- Velopecten Albertii* Gldf.
- Worthenia* (*Pleurotomaria*) *Fritschi* Pic.
- Neritaria* (*Protonerita* Kittl.) *lendzinensis* Ahlg.
- Beneckeia tenuis* v. Seeb., der *B. Buchii* v. Alb. aus dem Muschelkalk von Thüringen, Rüdersdorf u. a. O. nahe stehend.

Mit den Zellendolomiten, gelblichen oolithischen Kalken, mergeligen Dolomiten und dünnbankigen, dichten Plattenkalken von etwa 35 m Mächtigkeit wird der untere Muschelkalk in Oberschlesien

begonnen. Die Zellendolomite, gelbliche bis rötliche Gesteine von dem bekannten eigenartigen Habitus, bilden mehrere leichtkenntliche Schichten von 0,5—2 m Mächtigkeit in diesem unteren Grenzhorizont des Muschelkalkes. In Niederschlesien nannte F. Noetling (a. a. O. 1880, S. 17) ihn »Nieschwitzer Grenzkalk«. Im nördlichen Oberschlesien wird dieser Horizont 10—15 m mächtig, im südlichen Oberschlesien und über die galizische Grenze bleibt er unter 5 m stark. Der Zellendolomit enthält selten Fossilien, was jedenfalls mit seiner Entstehung resp. Umwandlung zusammenhängt. Er ist ein sehr weit verbreiteter Horizont, durch seine eigenartige Gesteinsbeschaffenheit und durch seine charakteristische Art der Verwitterung überall leicht kenntlich.

Diese Zellendolomite auf der Grenze zwischen den Werfener Schichten (= Buntsandstein) und dem unteren Muschelkalk (= Guttensteiner und Recoarokalk) lassen sich durch die ganzen Ost- und Südalpen verfolgen¹⁾. Es waren ursprünglich Dolomite vom Aussehen der ober-schlesischen Röt-dolomite; sie wurden in kleine Stücke zertrümmert — vermutlich infolge der Auslaugung von Anhydrit- und Steinsalzlagerstätten; die Trümmer wurden auf wässrigem Wege durch Kalkspat allmählich wieder verkittet. Diese Kalkspatadern bilden jetzt im Zellendolomit das feste Maschennetz, die Dolomitstücke sitzen in den Zellen und zerfallen zu Dolomitsand beim Verwittern des Gesteins²⁾. Als Umwandlungsreste aus dem Anhydrit ist häufig Gips in diesem Zellendolomit-Horizonte zwischen Röt und Muschelkalk vorhanden; auch im Röt von Oberschlesien wurde Gips bei Bohrungen nachgewiesen.

Ein zweites auffallendes Gestein im Muschelkalk von Oberschlesien sind Kalkkonglomerate von etwa 3 m Mächtigkeit, dessen Gerölle sämtlich aus den unterlagernden gelblich grauen Kalken des Wellenkalkes bestehen, wie durch die Fossilien der Gerölle nachgewiesen ist; durch sekundär gebildeten Kalkspat wurden die Gerölle verkittet. Also eine Strandgeröllbildung mitten im Muschelkalk, welche tektonische Bewegungen in dieser Zeit andeutet.

J. Ahlburg teilt diesen unteren Muschelkalk in Oberschlesien von oben nach unten ein in die folgenden Schichten:

1. Horizont des Sohlensteins, blaugrauer Sohlenkalk; Kalkkonglomerate und Limabänke, 12 m mächtig.
2. Obere Zellendolomite, 1—2 m mächtig.
3. Mergelkalke, typische Wellenkalke, wechselnd mit 10—20 cm starken Bänken eines dichten, splitterigen Kalkes, 15 m mächtig.
4. Mittlere Zellendolomite, 1—2 m mächtig.

¹⁾ Siehe R. Lepsius, Das westliche Südtirol, S. 51 ff. Berlin 1878. — Ders., Über das Verhältnis der Decken zur Metamorphose der Gesteine in den Alpen. S. 11 im Notizblatt des Vereins f. Erdk. u. d. Geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge, Heft 33. Darmstadt 1912.

²⁾ Der »Röt-dolomit« der Schweizer Alpen geht ebenfalls zuweilen über in Zellendolomit (Rauchwacke, Kaverner Dolomit; Cargneule der Franzosen). Nachdem W. Pauleke (Zentralbl. f. Min. Jahrg. 1901, S. 15—18, Stuttgart) im Röt-dolomit bei Innertkirchen im Berner Oberland einige Muschelkalkfossilien aufgefunden hat, dürfte der Röt-dolomit der Schweiz diesem Horizonte zwischen Röt und Muschelkalk zu überweisen sein.

5. Dickbankige Kalksteine mit *Dadocrinus gracilis*, mit Lagen von Kalkmergeln und dichten, splitterigen Kalksteinen, 25 m mächtig.
6. Kalk mit *Pecten discites*, 5 m mächtig.
7. Plattenkalke mit *Lingula tenuissima*, 3 m mächtig.
8. Untere Zellendolomite, welche mit den liegenden Röttdolomiten wechsellagern.

Die Einteilung der oberen Gruppe des oberschlesischen Muschelkalkes beruht auch in der neuesten Abhandlung von Joh. Ahlburg (1906) im Grunde immer noch auf dem alten Schema, wie es H. Eck im Jahre 1865 aufgestellt hatte, trotzdem in diesen 40 Jahren viele neue Fossilien aus dem oberschlesischen und aus dem alpinen Muschelkalk und die verschiedenen Facies der mediterranen Trias hinzugekommen sind. H. Eck teilte diese obere Gruppe im Jahre 1865 ein, von unten nach oben:

1. Blauer Sohlenstein der Bergleute, etwa 5 m mächtig.
2. Weiße bis rötliche, schaumkalkartige, poröse Kalksteine von Gorasze, etwa 26 m.
3. Encriniten- und Terebratelschichten, etwa 3 m.
4. Schichten von Mikultschütz, dichte bis poröse, gelbliche oder rötliche Kalksteine, »schaumkalkartig«; mit weißlichem Hornstein in Lagen, Kugeln und Knollen; mit einigen alpinen Brachiopoden. 23—29 m mächtig.
5. Himmelwitzer Dolomit; hellgelblich graue Dolomite, oft erfüllt mit *Diplopora annulata*; zahlreiche alpine Gastropoden; etwa 13 m.

Bis hierher rechnete H. Eck seine genannten Stufen zum unteren Muschelkalk, die Schichten 1—5 zum oberen Wellenkalk, und zwar deswegen, weil in dem Himmelwitzer Dolomit noch *Myophonia orbicularis* vorkommt, welche bekanntlich in den *Orbicularis*-platten von Thüringen bis Lothringen, in ihrem massenhaften Vorkommen den oberen Abschluß des deutschen Wellenkalkes bildet. Die wenigen anderen Fossilien, welche H. Eck noch nennt (S. 84, 1865), kommen für eine Horizontbestimmung nicht in Betracht.

Zum mittleren Muschelkalk rechnete alsdann H. Eck:

6. Gelbliche, mergelige Dolomite (ohne Hornstein und ohne Fossilien); 13—16 m.

Zum oberen Muschelkalk:

7. Rybnaer Kalk mit *Ceratites nodosus* (ohne Hornstein), unten dichte Plattenkalke, oben graue, splitterige Knollenkalke mit vielen Fossilien; 4—13 m.

Die gesamte Mächtigkeit des oberschlesischen Muschelkalkes gibt H. Eck nach den Ergebnissen von Bohrlöchern an auf etwa 200 m; davon sollen 174 m allein auf den Wellenkalk (etwa 100 m untere, etwa 74 m obere Gruppe vom Sohlenstein an), nur die übrigen 26 m auf den ganzen mittleren und oberen Muschelkalk, welche beiden

Stufen im übrigen Deutschland bis 200 m mächtig werden, während der Wellenkalk in Deutschland 80—90 m mächtig wird.

Die untere Kalkstufe des nordwestlichen Teiles von Oberschlesien, die Gorasder und Mikulschützer Kalke von H. Eck, sind im östlichen und südlichen Oberschlesien als fossillichere Dolomite ausgebildet, eine 18—20 m mächtige Stufe von blaugrauen bis dunkelbraunen Dolomiten mit Hornsteinknollen und -linsen; über diesen dunklen Dolomiten heben sich die hellen Himmelwitzer Dolomite als eine obere fossilreiche Stufe ab.

Die fossile Fauna des ober-schlesischen Muschelkalkes trennt sich in drei verschiedene Gruppen: 1. diejenige des Muschelkalkes unter dem »Sohlenstein«, die Fauna mit *Dadocrinus gracilis*, die eigentliche Wellenkalkfauna der deutschen und alpinen Facies; 2. diejenige der Himmelwitzer Dolomite, mit *Diplopora annulata* und der Marmolata-Gastropodenfauna; 3. die Fauna der Rybnaer Kalke mit *Ceratites nodosus*. Über das Alter der ersten und dritten Gruppe besteht kein Zweifel. Um so verschiedener wird die zweite Gruppe aufgefaßt, welche dadurch besonderes Interesse in Anspruch nimmt, weil hier die Facies des alpinen Muschelkalkes am stärksten in die deutsche Facies eingedrungen ist.

Ich führe zunächst die wichtigsten Fossilien aus der ersten und zweiten ober-schlesischen Muschelkalkfauna nach der Liste von Joh. Ahlburg an, wobei ich die im ost- und süd-alpinen Muschelkalk vorkommenden Arten mit † auszeichne.

a) Aus der unteren Stufe des Muschelkalkes:

†*Dadocrinus gracilis* Buch., der bekannte zierliche Crinoid aus dem Recoarokalk in den Südalpen.

Lingula tenuissima Bronn.

†*Spiriferina fragilis* Schlth.

† — *Mentzeli* Dunkr.

†*Spirigera trigonella* Schlth.

†*Terebratula vulgaris* Schlth.

† — *angusta* Schlth.

Terquemia (*Spondylus*) *difformis* Gldf.

Placunopsis (*Anomia*) *ostracina* Schlth.

†*Pecten discites* Bronn.

†*Lima striata* var. *lineata* Schlth.

†*Gervillia costata* Quenst.

† — (*Hoernesia*) *socialis* Schlth.

†*Myophoria vulgaris* Bronn.

— *curvirostris* Schlth.

†*Coelostylina gregaria* Schlth.

Ceratites Buchii Alb.

†*Balatonites* (*Ceratites*) *Ottonis* Buch.

Schuppen und Zähne von Fischen.

Cymatosaurus cf. *gracilis* Schram.

b) Aus der oberen Stufe des Muschelkalkes (aus den Diploporen-
[Himmelwitzer] Dolomiten):

- †*Diplopora annulata* Schafht. sehr häufig, gesteinsbildend wie in den Alpen.
Thamnastraea silesiaca Beyr.
 †*Rhynchonella decurtata* Gir.
 †*Spiriferina Mentzeli* Dunkr.
 † — *hirsuta* Alb.
Macrodon impressum Münstr.
Myophoria orbicularis Bronn.
 — *laevigata* Gldf.
 — *elegans* Dunkr.
Dentalium regulare Ahlbg.
 †*Worthenia* (*Pleurotomaria*) *coronata* Münstr.
 † — (—) *canalifera* Münstr.
 † — (—) *margaritacea* Laube.
Euomphalus exiguus Phil. var. *arietina* Schlth.
 †*Trachynerita* (*Nerita*) *quadrata* Kittl.
 †*Cryptonerita* (*Nerita*) *elliptica* Kittl.
Fossariopsis (*Neritopsis*) *plana* Ahlbg.
Loxonema granietzense Ahlbg.
Coelostylina gregaria Schlth.
 †*Eustylus minor* Kittl.
 †*Moerkeia* (*Purpurina*) *praefecta* Kittl.

Was zunächst die erste Fauna unter a anbetrifft, so entspricht diese Dadocrinusfauna sicherlich einerseits derjenigen des deutschen Wellenkalkes, andererseits, besonders durch ihre Brachiopoden und Ceratiten, dem alpinen unteren Muschelkalk, speziell den Guttensteiner und Recoarokalken. Ich habe schon 1878 in meinem Werke über das westliche Südtirol (S. 62) erwähnt, daß der Brachiopodenkalk der Südalpen (Zone des *Ceratites binodosus*) dem deutschen Wellenkalk entspricht. Darüber besteht auf keiner Seite ein Zweifel.

Dagegen darf meiner Ansicht nach die zweite Fauna des ober-schlesischen Muschelkalkes, diejenige der Diploporendolomite (Himmelwitzer Dolomit H. Eck), nicht mehr beim Wellenkalk bleiben, wo sie H. Eck 1865 hinverwiesen hatte, sondern muß nach ihrer großen Übereinstimmung mit der neuerdings aufgefundenen und von W. Salomon und E. Kittl beschriebenen Gastropodenfauna der Marmolata in den oberen Muschelkalk verwiesen werden. Die Fauna der Himmelwitzer Dolomite ist diejenige der Spitze- und Marmolatakalke, der Esinokalke und Schlerndolomite der Südalpen und der Wettersteinkalke der Nordalpen (Zone des *Trachyceras Reitzi*). Diese genannten, unter sich äquivalenten Stufen in den Ost- und Südalpen wurden bisher von den meisten Alpengeologen zum oberen Muschelkalk gerechnet. W. Benecke hat gelegentlich bemerkt, daß eine genauere Parallelisierung der deutschen mit der alpinen Trias wegen der verschiedenartigen Facies unmöglich sei. Dies ist im allgemeinen richtig; aber für die größeren Stufen und für einzelne Horizonte, wie die grundlegenden Contortaschichten und wie die Brachiopodenschichten des Wellenkalkes, haben wir doch durch immer neue Funde von gemeinsamen Fossilien derartige Fortschritte in der Vergleichung der verschiedenen Triasfacies

gewonnen, daß ich glaube, die folgende Übersicht der parallelen Stufen aufstellen zu können:

Alpine Trias.	Deutsche Trias.
1. Cössener Schichten; rhätische Stufe.	1. Oberer Keuper.
2. Hauptdolomit.	2. Mittlerer Gipskeuper.
3. Raibler Schichten; Lunzer Sandstein.	3. Unterer Keuper; Lettenkohle.
4. Esino-, Marmolata- und Wettersteinkalke; Schlerndolomit; Cassianer Schichten. Zone des <i>Trachyceras Reitzi</i> .	4. Oberer Muschelkalk; <i>Nodosus</i> - und <i>Trochitenkalke</i> .
5. Buchensteiner Kalk; Halobien-schichten. Zone des <i>Ceratites trinodosus</i> .	5. Mittlerer Muschelkalk; Anhydritgruppe.
6. Recoaro-, Brachiopodenkalke. Zellendolomite. Zone des <i>Ceratites binodosus</i> .	6. Unterer Muschelkalk; Wellenkalke und -dolomite; Schaumkalkbänke.
7. Werfener Schichten.	7. Buntsandstein.

Wir haben gesehen, daß die Himmelwitzer Dolomite in Oberschlesien, welche bisher zum unteren Muschelkalk gerechnet, und zwar den Rüdersdorfer und Thüringer Kalken mit Schaumkalkbänken, also dem oberen Teil des Wellenkalkes gleichgestellt wurden, eine Fauna enthalten, welche sich im Marmolatakalk vorfindet: diese Fauna ist charakterisiert durch die gesteinsbildenden Diploporen und die steten Gesellschafter derselben, die Gastropoden. Nach J. Ahlburg (S. 118) sind von den 34 Gastropoden aus dem Himmelwitzer Dolomit nicht weniger als 16 mit Formen aus dem Marmolatakalk ident oder doch wahrscheinlich ident. Dagegen wurde von H. Eck der Himmelwitzer Dolomit eigentlich nur wegen der einzigen *Myophoria orbicularis*, welche in diesem oberschlesischen Dolomit sich vorgefunden hat, noch zum Wellenkalk gerechnet. Wie wenig maßgebend für Parallelisierungen einzelne Arten sind, haben wir genügend erfahren: eine Art gilt so lange als Leitfossil, bis sie auch in jüngeren oder älteren Stufen gefunden wird. So ist es z. B. mit dem Brachiopoden des belgischen Kohlenkalkes und seinen Stufen gegangen. Die gesamte Fauna einer Stufe, aber nicht einzelne Arten sind für den Vergleich örtlich weit getrennter Ablagerungen maßgebend.

J. Ahlburg hält so fest an der alten Einteilung des oberschlesischen Muschelkalkes durch H. Eck aus dem Jahre 1865, daß er es sogar unternimmt, zugunsten dieser Einteilung den alpinen Muschelkalk anders zu gliedern, als es bisher allgemein angenommen war: er rückt die Grenze zwischen dem unteren und dem mittleren Muschelkalk der Alpen höher hinauf, und zwar bis mitten in die Zone des *Trachyceras Reitzi* (= Ladinische Stufe), also mitten in die Wetterstein- oder Esinokalke hinein.

Die umgekehrte Verschiebung scheint mir richtiger zu sein: weil die *Diplopora annulata* am stärksten und weitesten in der Ladinischen Stufe der Alpen verbreitet ist, und diese Stufe dem oberen Muschelkalk angehört, deswegen muß auch der oberschlesische Diploporendolomit noch zum oberen, nicht zum unteren Muschelkalk gerechnet werden.

Der einzige Ort, von dem im deutschen Muschelkalk außer in Oberschlesien noch Diploporen gefunden worden sind, liegt bei Gänglingen in Lothringen, 25 km östlich von Metz; W. Benecke nannte diese Form *Diplopora lotharingica*¹⁾. Dort liegen diese Diploporen in gelblichen porösen Dolomiten mit oolithähnlicher Struktur, die »einige Meter unter dem Trochitenkalk« anstehen. W. Benecke rechnet daher diese lothringer Diploporendolomite noch zu seinem mittleren Muschelkalk.

In Oberschlesien fehlt eine gips- und steinsalzführende Anhydritgruppe, wie sie den mittleren Muschelkalk im übrigen Deutschland charakterisiert. Wenn wir den Himmelwitzer Diploporendolomit zum oberen Muschelkalk rechnen, so würden die darunterliegenden grauen Hornsteindolomite und die Mikultschützer Kalke (ebenfalls mit Hornsteinknollen) dem mittleren Muschelkalk zufallen. Mit den Encriniten- und Terebratelschichten H. Ecks (Nr. 3 oben S. 117) würde erst der Wellenkalk beginnen. Da über dem Himmelwitzer Diploporendolomit in Oberschlesien noch weitere 13—16 m mergelige Dolomite und endlich 4—13 m Rybnaer Kalk mit *Ceratites nodosus* folgen, so würde der Himmelwitzer Dolomit (ca. 13 m mächtig) etwa den Trochitenkalk oder den oberen Teil des mittleren Muschelkalkes von Nord- und Westdeutschland vertreten.

Daß im oberschlesischen Wellenkalk Lücken vorhanden sind, beweisen die 3 m mächtigen Konglomerate unter dem »blauen Sohlenkalk«, welche Konglomerate aus Geröllen des unterlagernden Wellenkalkes bestehen. Die Entstehung solcher Strandgerölle mitten im Muschelkalk erfordert die Annahme einer lokalen Unterbrechung.

Die fossilereeren grauen Dolomite und die Mikultschützer Kalke enthalten, gerade wie der übrige mittlere Muschelkalk in Deutschland, weißlichgraue Hornsteinknollen, linsenförmig und in Reihen parallel den Schichten eingeschaltet.

Wir würden demnach zu der folgenden Einteilung und Übersicht des oberschlesischen Muschelkalkes gelangen:

Hangendes: Keuperdolomite, Sandsteine und bunte Letten.

- | | |
|---|--|
| 1. Rybnaer Kalk mit <i>Ceratites nodosus</i> ,
4—13 m mächtig. | } Oberer Muschelkalk
35—40 m mächtig. |
| 2. Gelbliche Dolomite, fossilereerer; 13 bis
16 m. | |
| 3. Himmelwitzer Diploporendolomit; 13 m. | |

¹⁾ E. W. Benecke, *Diplopora* und einige andere Versteinerungen im elsäß-lothringischen Muschelkalk; in *Mitteil. d. geol. Landesanst. von Elsaß-Lothringen*. IV. Bd., S. 277—285. Straßburg 1898.

- | | |
|---|---|
| 4. Mikultschützer Kalke und fossilleere Dolomite mit Hornsteinknollen; 25 bis 30 m mächtig. | } Mittlerer Muschelkalk
25—30 m mächtig. |
| 5. Encriniten- und Terebratelschichten; 3 m. | |
| 6. Gorasdzser schaumkalkartige poröse Kalksteine; 26 m. | } Oberer Wellenkalk
40—42 m mächtig. |
| 7. Blauer Sohlenstein; darunter Kalkkonglomerate; 12 m. | |
| 8. Obere Zellendolomite; 1—2 m. | } Unterer Wellenkalk
50—55 m mächtig. |
| 9. Mergelige Wellenkalke; 15 m. | |
| 10. Mittlere Zellendolomite; 1—2 m. | |
| 11. Mergelige Kalksteine mit <i>Dadocrinus gracilis</i> ; 25 m. | |
| 12. Kalk mit <i>Pecten discites</i> ; 5 m. | |
| 13. Plattenkalke mit <i>Lingula tenuissima</i> ; 3 m. | |
| 14. Untere Zellendolomite, welche mit den liegenden Röttdolomiten wechsellagern.) | |

Aus der nahen Verwandtschaft der Faunen in den beiden ober-schlesischen Horizonten, den *Dadocrinus*kalken und den *Diploporen*dolomiten, mit den alpinen dürfen wir schließen, daß mindestens eine zweimalige Verbindung zwischen den deutschen und den ostalpinen Muschelkalkmeeren über Oberschlesien bestanden hat. Aus den nahe südlich von Oberschlesien liegenden Gebirgen kennen wir die *Diploporen*kalke des oberen Muschelkalkes aus den Westkarpathen und aus der Tatra.

Die helvetische Trias ist bekanntlich reduziert auf den oben erwähnten Röttdolomit (15—60 m mächtig), in dem W. Paulcke bei Innertkirchen einige, allerdings wenig charakteristische *Myophorien*, *Gervillien* und *Nuculn* auffand, welche wohl als Muschelkalkzweischaler gelten können. Die mit dem Röttdolomit der Schweiz verbundenen Zellendolomiten deuten wohl auf die Grenze zwischen Röt und Muschelkalk. Die Quarzitschiefer (>Quartenschiefer« Alb. Heim, 0—60 m mächtig) sind fossilleer; wir wissen also nicht, ob sie etwa einer Keuperfacies angehören. Erst die rhätischen Schichten sind in der Schweiz durch Leitfossilien beglaubigt. Der Fund von Muschelkalksandstein mit Pflanzen (*Voltzia recubariensis*), den ich im nördlichen Nonsberge im westlichen Südtirol machte, weist als eine Strandbildung des Recoarokalkes ebenfalls auf weitgehende kontinentale Bildungen während der Muschelkalkzeit in den Alpen.

Die Erzführung des ober-schlesischen Muschelkalkes ¹⁾.

In der Gegend von Tarnowitz und Beuthen zeigen sich in ausgedehnten Massen Zink-, Blei- und Eisenerze im dortigen Muschelkalk. Die reichsten Lager werden in den Beuthener und Trocken-

¹⁾ Die Beschreibung der ober-schlesischen Erzlagerstätten und die Literatur darüber siehe in: R. Althaus, Die Erzformation des Muschelkalkes in Oberschlesien;

berger Mulden abgebaut, zwei Muschelkalkmulden, deren Tiefen von tertiären und diluvialen Ablagerungen bedeckt sind. In den anderen Gebieten des oberschlesischen Muschelkalkes fehlen zwar solche Erze nicht, häufen sich aber selten zu abbauwürdigen Lagern an. Erst in Galizien werden sie wieder reicher.

Die Erzlager breiten sich unregelmäßig und ungleich stark über große Flächen aus; in der Tiefe der Mulden werden sie bis 20 m mächtig; auch füllen sie zahlreiche Taschen und Klüfte der unterlagernden Triaskalksteine und Dolomite.

Die erztragenden Gesteine sind vorwiegend die im obigen Schema (S. 122) mit Nr. 4—7 bezeichneten Schichten des Muschelkalkes, also die Gorasdzser und Mikultschützer Kalksteine, sowie die fossilere Dolomite, also die Schichten zwischen den liegenden »blauen Sohlenstein« der Bergleute und den hangenden Himmelwitzer Diploporendolomiten. Da derselbe Muschelkalkhorizont auch im östlichen Krakauer Gebiete der Erzbringer ist, so geht daraus hervor, daß die Erze, und zwar als Schwefelerze primär in diesem Horizonte im Muschelkalkmeere zur Ablagerung gekommen sind.

Jedoch beweisen die schaligen, zonaren und stalaktitischen Formen der Erzlager, sowie ihr Eindringen in alle Tiefen und Hohlräume der Kalksteine und Dolomite, sowie ihre Hauptausdehnung als Lager auf der Oberfläche des Muschelkalkes eine sekundäre Umlagerung und eine epigenetische Entstehung durch Umsatz auf wässrigem Wege an der Oberfläche eines Muschelkalkkontinentes. Ehe die tertiären (pliocänen) bunten Tone und weißen Sande mit Quarzit-Knollensteinen sich über die Erzlager ausbreiteten, muß diese sekundäre Umlagerung der Erze vor sich gegangen sein, vermutlich unmittelbar vor der pliocänen Decke, und noch in der tertiären Zeit.

Im einzelnen ist es in der Regel schwer, die primären Erzlager als solche abzuscheiden von den sekundären: die ersteren führen nur die Schwefelerze; die zweiten sowohl die geschwefelten als die oxydierten Erze. Auch in den jüngeren sekundären Lagerstätten lagern die Schwefelerze unter den Galmei- und Brauneisen-Erzlagern¹⁾.

Es wird in der Regel angenommen, daß die Schwefelerze ursprünglich auf Spalten aus der Tiefe der Erde durch warme Wasser

mit 5 Tafeln, Karten und Profilen. Jahrb. d. preuß. Geolog. Landesanst. Bd. XII, Teil II, S. 37—98. Berlin 1893. — Vgl. auch G. Gürich, Das Mineralreich, S. 574 bis 586. Neudamm 1899. — Ich werde hier nur die Genesis der Erzlager besprechen.

¹⁾ Eugen Schulz (Geolog. Rundschau IV. Bd., S. 126—136. Leipzig 1913) hat die Altersfolge der ausgeschiedenen Mineralien aus den oberschlesischen Zink- und Bleierzlagerstätten festzustellen gesucht; er kommt zu dem Resultat, daß zuerst der Markasit, dann die kristalline Zinkblende, zuletzt der Bleiglanz aus den Lösungen ausgeschieden seien. Da er aus den von ihm untersuchten Erzstufen feststellte, daß die Schalenblende in dieser Reihenfolge nach dem Markasit und vor der kristallinen Zinkblende und dem Bleiglanz abgesetzt sei, hat er wohl nur Erzstufen der sekundären Erzbildung untersucht; denn die Schalenblende ist nicht syngenetisch im Muschelkalk, sondern erst epigenetisch in der tertiären Zeit entstanden. Aber trotzdem behält die Schulzsche Reihenfolge der ausgeschiedenen Erze ihre Geltung. Die Muschelkalkdolomite als Schichten halte ich für primäre Triassedimente; nur Dolomit in Erzgängen und Erzlagern ist sekundärer Entstehung.

bis an die Oberfläche der Erde heraufgebracht wurden. In Oberschlesien wurde als Beweis für diese Theorie angeführt, daß in den Steinkohlengruben unter der Trias gelegentlich Gänge mit Zinkblende, Bleiglanz und Markasit angeschlagen wurden.

Die Spalten, durch welche die Schwefelerze aus der Erdtiefe aufgestiegen sind, müßten aber während der Zeit der Ablagerung des oberen Muschelkalkes¹⁾ durch tektonische Bewegungen aufgerissen worden sein. Denn durch die ganzen Südalpen hindurch von der Ostseite des Comer Sees an bis nach Raibl in Kärnten finden sich in den Esinokalksteinen an vielen Orten dieselben Zink-, Eisen- und Bleierzlagerstätten, wie hier im Oberschlesischen Muschelkalk; oder im oberen Muschelkalk vom Wiesloch bei Heidelberg²⁾; ebenso in den gleichaltrigen Wettersteinkalken der Nordalpen³⁾.

Wir müssen daher voraussetzen, daß Erzlösungen durch Spalten in das deutsche und ebenso in das alpine Muschelkalkmeer ausflossen, und sich den Triassedimenten als Sulfide und als Karbonate beigemischt haben. Zur Jungtertiärzeit sind dann an geeigneten Stellen durch Zerstörung und Abtragung der erzhaltigen Muschelkalk- oder auch Keuperstufen sekundär und epigenetisch solche Lager von geschwefelten und von kiesel- und kohlen-sauren Erzen entstanden durch Austausch von Kalk gegen Metallösungen.

Ich bin nicht der Ansicht, daß der Dolomit der alpinen und oberschlesischen Muschelkalk- oder Triasstufen erst sekundär aus Kalksteinen durch irgendwelche Zufuhr von Magnesia erzeugt worden sei. Die gleichförmige Lagerung der Dolomite in dünnen Bänken und in mächtigen Stufen wechsellagernd mit anderen Sedimenten, der häufige Reichtum von Fossilien und die treffliche Erhaltung der feinsten Organe, so der Diploporen und der Mollusken, der allmähliche Übergang echter Dolomite in magnesiahaltige Kalksteine sprechen für einen ursprünglichen Absatz der Dolomitschichten und -stufen im Triasmeere.

Daher bringe ich auch nicht diese oberschlesischen oder alpinen Erzbildungen in irgendeine Verbindung mit einer Umwandlung von Triaskalken in Triasdolomite.

Mit der Zerstörung und Auflösung von großen Gesteinsmassen des oberen Muschelkalkes durch kontinentale Gewässer gingen die in den Kalksteinen und Dolomiten enthaltenen geschwefelten Zink-, Eisen- und Bleierze in Lösung und wurden in den Mulden und Senkungen an der Oberfläche der Muschelkalkstufen zur tertiären Zeit vom Wasser in schaligen und zonaren Lagern abgesetzt.

Wir müssen also zur Erklärung der eigenartigen Erzlagerstätten im deutschen und alpinen Muschelkalk zwei durch Art und Alter verschiedene Stadien der Erzablagerung annehmen: eine ursprüngliche, syngenetische im Triasmeere und eine sekundäre, epigenetische Umsetzung auf dem jungtertiären Kontinent.

¹⁾ Vielleicht nochmals zur Keuperzeit, da der deutsche Gipskeuper zuweilen dünne Bleiglanzbänken in konkordanter Lagerung einschließt.

²⁾ Adolf Schmidt, Die Zinkerz-lagerstätten vom Wiesloch in Baden; mit 3 Taf. Heidelberg 1881.

³⁾ Vergl. W. Gümbel, Bayerisches Alpengebirge S. 880. Gotha 1861.

Diese zweifache Entstehung der Erze auf Oberschlesien angewendet ergibt: während der Ablagerungszeit der erzführenden Kalke und Dolomite in den mittleren Horizonten des Muschelkalkes, nämlich zwischen dem »blauen Sohlenstein« als Liegenden und dem »Himmelwitzer Dolomit« als Hangenden (siehe oben das Schema S. 122) wurden syngenetisch und konkordant im Muschelkalkmeere größere Mengen von Zinkblende, Bleiglanz und Markasit abgelagert. Wahrscheinlich brachten heiße Wasser aus der Tiefe diese Schwefelerze herauf durch Spalten, welche durch tektonische Bewegungen in der Muschelkalkzeit im liegenden Gebirge aufgerissen wurden; denn man findet Primärtrümmer mit Markasit, Bleiglanz und Zinkblende in dem unter der Trias lagernden Steinkohlenegebirge. Die Erze dieser tieferen primären Lagerstätten sind körnig-kristallin, lager- und nesterförmig und führen nur Sulfide.

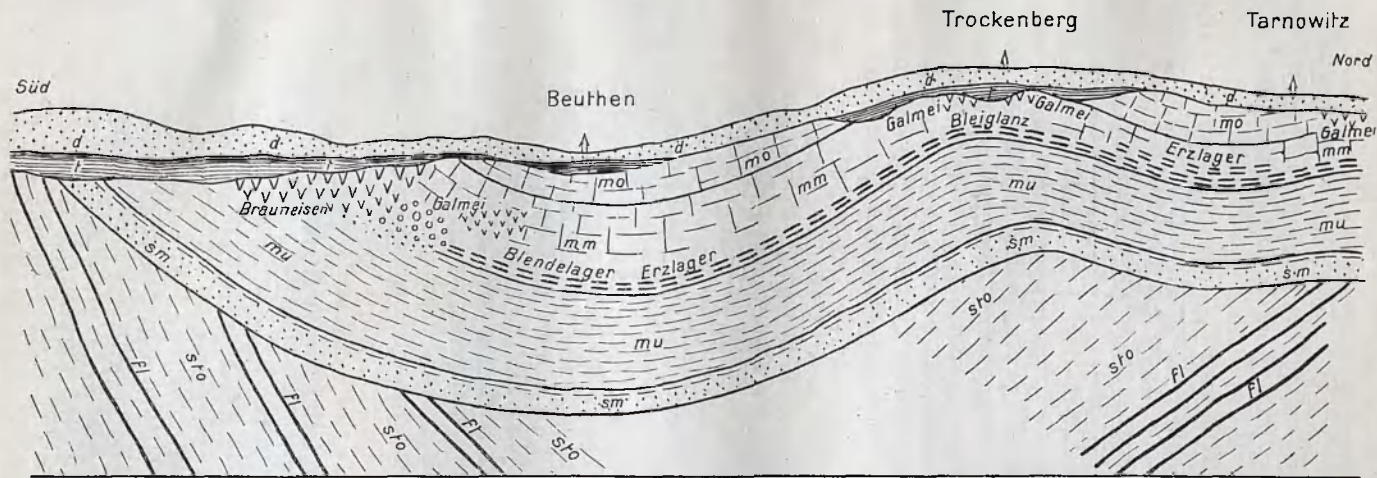
Viel später, vermutlich zur unterpliocänen Tertiärzeit, gelangte an vielen Stellen in Oberschlesien das Ausgehende der erzführenden Muschelkalkschichten durch Denudation der jüngeren Schichtgesteine an die Erdoberfläche eines Kontinentes; durch die Tageswasser wurden die Sulfide der Erzlager zum Teil als solche ungelagert, so daß wiederum Markasit, Schalenblende, Zinkblende und Bleiglanz entstanden; zum anderen Teil wurden sie oxydiert, so daß große Massen von Galmei (Kieselzink und Zinkkarbonate), Brauneisenstein und Weißbleierz in den Höhlungen, Mulden und Senken der Muschelkalkstufen zur Ablagerung kamen. Diese mehr oberflächlichen Erzlager sind infolge dieser sekundären und epigenetischen Entstehung viel unregelmäßiger und weniger aushaltend als die primären Lager, obwohl sie zuerst und in weit größerem Maße abgebaut worden sind als die älteren syngenetischen Lager. Durch die Decke der pliocänen Schichten blieben die sekundären Erzlager im Ausgehenden der erzführenden Muschelkalkschichten vor stärkerer Zerstörung und Denudation bewahrt.

Die epigenetischen Erzlager gehen in die syngenetischen über, da die ersteren aus den letzteren entstanden sind.

Die primären erzbringenden Schichten in Oberschlesien sind die Mikultschützer Kalke und Dolomite (Nr. 4 im obigen Schema S. 122), welche ich in den mittleren Muschelkalk gestellt habe. Da in den Süd- und Nordalpen, sowie bei Wiesloch und Baden der obere Muschelkalk die primären Erze führt, so dürften auch die oberschlesischen Erzbringer eher dem oberen als dem unteren Muschelkalk zuzurechnen sein.

Dagegen können die sekundären Erzlager auch auf dem Ausgehenden und in den Taschen, Klüften und Höhlungen des unteren Muschelkalkes (Gorasdzer Kalksteine bis zum »blauen Sohlenstein« der Bergleute hinunter) vom Wasser epigenetisch abgelagert worden sein.

Das umstehende Profil durch die Beuthener und Tarnowitzer Muschelkalkmulden gibt ein ungefähres Bild von den Erzlagerstätten in und über dem Muschelkalk.



Prof. 21 (Maßstab der Länge 1:100000; stark überhöht).

Schematisches Profil durch die Beuthener und Tarnowitzer Muschelkalkmulden, nach G. Gürich, Mineralreich, S. 577.

- sto = Produktives Steinkohlengebirge; fl = Kohlenflöze.
- sm = Buntsandstein und Rötdolomit.
- mu = Unterer Muschelkalk.
- mm = Mikulschützer Kalke und Dolomite; erzführende Schichten.
- mo = Himmelwitzer Dolomit.
- t = Tertiäre Tone und Sande.
- d = Diluvium.

Der Keuper in Oberschlesien.

Die Triasstufen in den nördlichen Gebieten von Oberschlesien fallen von der Sattellinie des Muschelkalkzuges Groß-Strehlitz, Tarnowitz, Bendzin flach nach NO ein, so daß eine niedrige Keuperwasser-scheide aus dem Diluvium auftaucht in der Parallelrichtung NW—SO von Landsberg i. Oberschlesien über Lublinitz, Woischnik nach Siewierz und Olkusz in Polen. Auf diesen Keuperzug lagern sich dann weiter nach Polen und Galizien hinein die Schichten des oberen Jura (oberer Dogger und Malm) in dem felsigen Höhenzuge von Tschenschtau bis Krakau.

Der Keuper in Oberschlesien ist in der typischen deutschen Facies ausgebildet¹⁾:

- a) Lettenkohlengruppe, bestehend aus grauen Letten mit dünnen Bänken von grünlichen, glimmerigen Sandsteinen und bräunlichen Dolomiten. Fossilien sind selten: Zähne und Schuppen von Haifischen und Ganoiden; einige Myophorien und Myaciten.
- b) Mittlerer Keuper: bunte Tone vorherrschend; eingelagert sind: dichte gelblichweiße Kalksteine; mürbe grüne Sandsteine; graue oder rötliche Kalkbreccien; einige 1—2 m mächtige Flöze unreiner Kohlen in der Gegend von Blanswice und Porembe, nordöstlich von Siewierz in Polen. Gips- und Steinsalz fehlen. 100—160 m mächtig.

Fossilien sind wie gewöhnlich im mittleren Keuper germanischer Facies sehr selten.

- c) Rhätische Stufe: rote und grünlichgraue Tone und Mergel, mit Lagen von grauen und braunen Knollen und Linsen von Toneisenstein; 40—50 m mächtig. Die Sphärosiderite, welche früher abgebaut wurden, enthalten häufig Reste von Pflanzen, und zwar Farne (*Asplenites Ottonis* Göpp., *Taeniopteris* u. a.), Calamiten und Cycadeen (*Pterophyllum Braunianum* Göpp.); auch Coniferenhölzer.

Estheria minuta Gldf. bedeckt mit ihren zahlreichen Schalen manche Bänke von Sandstein und Toneisenstein.

Wir erkennen aus dieser Ausbildung des Keupers, daß während dieser Zeit jede Verbindung mit dem alpinen Keupermeere aufgehoben war, und daß die Facies aller Schichten eine ganz ähnliche wie im mittleren Deutschland und wie in Franken und Schwaben gewesen ist.

6. Der Jura in Oberschlesien.

An der polnischen Grenze treten einige Jurahügel inselförmig aus dem Diluvium hervor bei Landsberg und Rosenberg in Oberschlesien; es sind die nordwestlichen Ausläufer des erwähnten jurassischen Höhen-

¹⁾ H. Eck, Vorläufige Notiz über die Auffindung der Lettenkohlenformation in Oberschlesien; Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges. S. 403—408, 1863. — Ferd. Roemer, Geologie von Oberschlesien S. 148—188. Breslau 1870.

zuges in Polen von Krakau bis Tschenschow. Ferdinand Roemer hat diese oberschlesisch-polnischen Juraablagerungen in seinem Werke (Breslau 1870) eingehend beschrieben. Ich will hier nur die Beziehungen dieser Juraschichten zu den deutschen und mährischen hervorheben.

Der oberschlesisch-polnische Jura beginnt über den Rhätischen Schichten sogleich mit dem oberen Dogger: der Lias und der untere Dogger fehlen. Wir stehen also hier in den Grenzgebieten gegen die russische Tafel, welche ich im II. Bande S. 468—471 für den Untergrund des norddeutschen Tieflandes angegeben habe. Ein jurassischer Horizont nach dem anderen verschwindet von Hannover her nach Osten, an den Küsten eines unterjurassischen, immer tiefer absinkenden, nordisch-russischen Kontinentes.

In Ostpreußen und an der mittleren Wolga beginnen die flachgelagerten Juraschichten mit dem Cornbrash und Kellaway, also mit dem oberen Dogger; alle tieferen Jurastufen und die gesamte Trias fehlen.

In Oberschlesien und Polen erreicht der Jura eine Mächtigkeit von jedenfalls über 160 m nach Ferd. Roemer. Er beginnt mit einer 15—20 m mächtigen Küstenfacies von lockeren gelben bis gelbbraunen Sanden und stark eisenschüssigen Sandsteinen, denen zuweilen Bänke von Kieselkonglomeraten und von Toneisensteinen einlagern. Fossilien sind selten; wegen der an einer Stelle (Gut Helenental nördlich von Woischnik) aufgefundenen Fossilien, unter welchen *Inoceramus plocus* Ferd. Roem. und *Pecten pumilus* Lam. sich befanden, stellte Ferd. Roemer diese Sandsteine in die Zone des *Harpoceras Murchisonae* Sow. Wir finden also hier vor den Küsten des russischen Kontinentes dieselben eisenschüssigen Sandsteine wie in Lothringen (Minette) vor dem französischen Kontinente; oder wie in Schwaben (Aalen und Wasseralfingen).

Darüber folgen in Polen und Galizien von Ferd. Roemer durch Leitfossilien nachgewiesen die höheren Doggerschichten:

2. Dunkelgraue Tone und sandig-tonige Schichten mit Toneisenstein; darin: *Parkinsonia Parkinsoni* Sow., *Belemnites giganteus* Schlth., *Oppelia fusca* Quenst., *Pholadomya Murchisoni* Sow., (oberes Bajocien).
3. Oolithische Kalksteine mit *Oppelia aspidoides* Opp., *Rhynchonella varians* Schlth. (Cornbrash, Bathonien).
4. Sandig-kalkige Schichten und braune Eisenoolithe mit *Makrocephalites makrocephalus* Schlth.
5. Glaukonitische Mergel mit *Cosmoceras Jason* Rein. und *Cardioceras Lamberti* Sow. (Ornatentone, Callovien).

Der Malm krönt die jurassischen Höhenzüge in Polen und Galizien mit ganz ähnlichen weißen Felspartien wie auf der schwäbisch-fränkischen Alp. Er beginnt zuunterst mit:

6. Weißen, mergeligen Kalken, enthaltend den Grenzhorizont des *Peltoceras transversarium* Quenst., sowie den nächsthöheren Horizont mit *Aspidoceras perarmatum* Sow. (Oxford).

7. Weiche Mergel mit *Peltoceras bimammatum* Quenst.
8. Weiße »Felsenkalke«, in denen die *Oppelia tenuilobata* Opp. und — im Norden — die *Exogyra virgula* Sow., sowie zahlreiche Spongien liegen (Kimmeridge).

Vom Portland hat A. Michalsky in einigen isolierten Partien bei Lodz in Polen und an der Weichsel oberhalb Thorn die Schichten der unteren Wolgastufe mit *Perisphinctes virgatus* Buch nachgewiesen. Daraus erkennen wir die vollkommen örtliche Trennung des russischen Meeres in der Portlandzeit von dem gleichzeitigen alpinen Tithonmeere, obwohl die Tithonkalke (*Diceras*-, *Nerineen*- und *Diphyakalke*) südlich von Oberschlesien unter dem nördlichen Fylschrande der Karpathen bekannt sind. Der Karpathenbogen ist eben weit nach Norden vorgeschoben.

Für die übrigen Malm- und Doggerzonen des polnischen Jura haben A. Michalsky und G. Bukowski¹⁾ nachgewiesen, daß der untere Dogger in Polen durch seine Fossilien eine so große Verwandtschaft zum hannoverschen Dogger hat, daß jedenfalls zunächst das Jurameer vom nordwestlichen Deutschland her gegen Polen vorgedrungen ist; erst mit dem Callovien sanken die osteuropäischen Tafelländer so weit unter den Meeresspiegel, daß das Jurameer nicht nur Rußland bis zur mittleren Wolga überflutete, sondern auch eine Verbindung südlich der böhmischen Masse mit dem schwäbischen Meere gewann.

In letzterer Beziehung sind die wenigen Jurareste in Mähren und am Südrande des bayrisch-böhmischen Waldgebirges von Bedeutung.

Die einzelnen Jurainseln östlich von Brünn auf Granit und die ausgedehnteren Jurareste oben auf dem Devonplateau südöstlich von Blansko, an der Zwittawa nördlich von Brünn gelegen, enthalten nach V. Uhlig und L. von Tausch²⁾ die folgenden Jurastufen von unten nach oben:

1. Unregelmäßig eingebettet in Taschen (Dollinen), Klüften und Senken des Devonkalkes lagern zunächst gelbe Letten, Tone und Sande mit Brauneisen- und Hornsteinlagern; nur in den Hornsteinkonkretionen finden sich Fossilien im Abdruck, und zwar vorherrschend Korallen und Spongien, daneben Bryozoen, Crinoiden, Brachiopoden, Conchiferen und Cephalopoden. Von den letzteren leiten: *Cardioceras Lamberti* Sow., *Peltoceras cf. athleta* Phill. Es ist oberster Dogger, Callovien, mit welcher Stufe, wie eben erwähnt, auch auf der russischen Tafel die Juraschichten beginnen. Die Verbindung des oberen Doggermeeres von Polen (Balin bei Krakau) über Brünn nach der

¹⁾ A. Michalsky, Der Jura in Polen. Bull. Com. géol. IV. Bd., S. 285—321. Petersburg 1885. — G. Bukowski, Über die Jurabildungen von Czenstochau in Polen. Beitr. z. Paläontologie Österr.-Ungarns V. Bd., S. 75—171; mit 6 Taf. Wien 1887. — Ders., Über das Bathonien, Callovien und Oxfordien in dem Jurarücken zwischen Krakau und Wielun. Verhandl. k. Geol. Reichsanst. Jahrg. 1887, S. 343—350. Wien.

²⁾ V. Uhlig, Die Juraablagerungen in der Umgebung von Brünn; in Beitr. z. Paläontologie Österr.-Ungarns. I. Bd., Hefte 2 und 3. Wien 1881. — L. von Tausch, Erläuterungen zu Blatt Boskowitz und Blansko. Spezialkarte der österr.-ungarischen Monarchie 1:75000. Wien 1898.

bayrischen Alb wird hergestellt durch die Juraschollen zwischen Regensburg und Passau¹⁾: dort enthalten die Zeitlarnner Schichten L. von Ammons dieselben Ammoniten des oberen Dogger, wie in Mähren und Polen.

2. Vom Malm sind die Zonen des *Cardioceras cordatum* Sow., des *Peltoceras transversarium* Quenst. und des *Peltoceras bimammatum* Quenst. erhalten geblieben.

Höhere Stufen, welche jedenfalls einst vorhanden waren, sind fortgewaschen; wie denn überhaupt diese Juravorkommen bei Brünn als die geringen Reste einer ursprünglich weit ausgedehnten Juradecke anzusehen sind, Ablagerungen im Dogger- und Malmmeere, welches sich südlich der böhmischen Masse von Bayern durch Mähren nach Polen und Rußland (Umgegend von Moskau und an der mittleren Wolga) erstreckte²⁾.

7. Kreide.

Im Elbsandsteingebirge (Bd. II S. 173—182) vollzieht sich der Übergang von der subhercynischen zur böhmischen Kreide. Das Löwenberger Kreidebecken besaß vermutlich eine Verbindung über die Zittauer Senke mit dem böhmischen Meere, und anderseits bildete es jedenfalls einen Teil des norddeutschen Kreidemeeres, um das Oberlausitzer Granitplateau herumziehend. Aus der Ober- und Niederlausitz kennen wir keine Kreidebildungen; dort lagern die oligocänen Braunkohlenbildungen direkt auf dem granitischen und paläozoischen Grundgebirge. Es würden doch Reste von Kreidestufen in der Lausitz, besonders an Verwerfungen und in einzelnen Gräben übrig geblieben sein, wenn das Kreidemeer ursprünglich die Lausitzer Granitplatte überflutet hätte. Auch das Iser-Riesengebirge wird als Insel über dem Meeresspiegel zur Kreidezeit emporgeragt haben.

Mag die Fortwaschung von Kreideschichten während der tertiären und diluvialen Festlandsperiode in den Sudeten auch sehr wirksam gewesen sein, so brauchen wir, abgesehen von der Rücksicht auf die jetzige wirkliche Verteilung der Kreidestufen, schon deswegen nahe Küsten von Granitmassen (Riesen-, Lausitzer-, Erzgebirgsgranite und Gneise), weil für die Kreide von Sachsen, Böhmen und Schlesien der ziemlich rasche örtliche Wechsel von Sand- und Geröllmassen im Verhältnis gegen die andere Facies der Kreide, gegen die Plänermergel, geradezu charakteristisch und maßgebend ist. Ich habe das Auskeilen der Quadersandsteine zwischen gleichalterigen Plänerschichten schon für das Elbsandsteingebirge hervorgehoben (Bd. II S. 181): die unge-

¹⁾ Vergl. Bd. II, S. 445. — J. F. Pompeckj, Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. Geognost. Jahreshfte, 14. Jahrg., S. 139—220. München 1901. — M. Neumayr, Die Cephalopodenfauna der Oolithe von Balin bei Krakau. Abhandl. d. k. Geol. Reichsanst. V. Band, Heft 2. Wien 1871.

²⁾ Hierher gehören auch die Bd. II, S. 185—187 angeführten Jurareste unter der Hohnsteiner Überschiebung im Elbsandsteingebirge von Hohnstein, Sternberg und Khaa, so daß von Mähren her das Malmmeer durch Böhmen ehemals geflutet sein muß.

heuren Anhäufungen von Sanden und Geröllen in den cenomanen und turonen Stufen zwischen Pirna, Berggießhübel, Tetschen und dem Südrande der Bautzener Granitmasse, sowie die Abschwächung der Mächtigkeiten dieser Quadersandsteine nach Westen und Süden lassen sich nur so erklären, daß die Sande und Gerölle von dem Lausitzer Granitstocke durch Bäche und Flüsse abgeschwemmt und in das nahe Kreidemeer hineingefloßt wurden¹⁾.

Auch in den schlesischen Kreideablagerungen zeigt sich dieser Wechsel von Sand- und Mergelablagerungen, welche naturgemäß auch in dem organischen Inhalte der Sedimente zum Ausdruck kommt.

Die Schichtenstufen in den schlesischen Kreidebecken erkennen wir aus den folgenden Angaben. Wir brauchen kaum nochmals darauf hinzuweisen, daß wie in Sachsen, im subhercynischen Hügellande und im Osten Europas, auch in Schlesien und Böhmen die untere Kreide vollständig fehlt — damals war Osteuropa ein Kontinent —, und nur die obere Kreide zum Absatz kam. Erst in den Karpathen finden wir die untere Kreide (Neocom und Gault) in der nordalpinen Ausbildung der Flyschgesteine.

a) Die Löwenberger Kreidemulde²⁾.

Diskordant über den zerbrochenen Tafeln der Trias, Buntsandstein und Muschelkalk, lagern die folgenden Schichtenreihen der Kreide, von unten nach oben³⁾:

I. Cenomane Stufe.

1. Cenomaner (unterer) Quadersandstein, grobkörnige Sandsteine und Konglomerate, etwa 30 m mächtig; Zone der *Exogyra columba* Sow., *Acanthoceras rhotomagense* Defr.

II. Turone Stufe.

2. Unterturone Pläner, etwa 20 m; Zone des *Inoceramus labiatus* Gein.; unten graue Mergel, oben dünnplattiger Plänersandstein.
3. Mittelturoner Quadersandstein (Mittel-Quader), 40—50 m mächtig; Zone des *Inoceramus Brongniarti* Sow. *Biradiolites cornu pastoris* d'Orb., ein Rudist, der sonst nur in der mediterranen Kreide vorkommt.
4. Oberturone Scaphitenmergel, 10—15 m mächtig. Wenig Rackwitz bei Löwenberg. *Scaphites Geinitzi* d'Orb.

¹⁾ Vergl. die Verteilung der Sandmassen in den jetzigen Meeren nahe den Küsten von Europa; leider besitzen wir hierüber keine neueren Karten als die von M. Delesse, *Lithologie du Fond des mers*. Atlas. Paris 1871.

²⁾ G. Williger, *Die Löwenberger Kreidemulde*; mit geolog. Karte und Profilen. *Jahrb. preuß. Geolog. Landesanst. für das Jahr 1881*, S. 55—124. Berlin 1882. — Vgl. auch Ernst Beyrich in *Justus Roth, Niederschlesisches Gebirge*, S. 280—294. Berlin 1867.

³⁾ Die Fossilien in den cenomanen und turonen Kreidestufen sind die gleichen, welche ich im II. Bd., S. 178 und 179 aus dem Elbsandsteingebirge angeführt habe.

5. Oberturone Mergel mit eingelagerten mergeligen grünlichen Sandsteinen; bei Warthau und Groß-Hartmannsdorf. Mit Pflanzenresten: *Credneria denticulata* Zenk., die älteste Dikotylengattung; *Geinitzia cretacea* Ung. (= *Sequoia Reichenbachi* Endl.), eine Taxodinee.

III. Emscher.

6. Oberer Quadersandstein; feinkörniger, heller Bausandstein. *Inoceramus Crispium* Mant., *Nerinea Buchi* Zek. Farnstämme von *Protopteris Singeri* Göpp. Baculiten, Hamiten, Sca-phiten.

IV. Senone Stufe.

7. »Überquader« Beyrich; plastische, kalkfreie Tone und mürbe, tonige Sandsteine; hierin schwache Kohlenflöze und Toneisensteinlagen. Tonindustrie (Bunzlauer Tonwaren und Waldenburger Porzellanfabrik). Gegend von Bunzlau, Sirgwitz und Naumburg a. Queis. In den Tonen und Toneisensteinen Pflanzenreste häufig; Farne, Coniferen (*Geinitzia*, *Cunninghamites*), Monokotylen und Dikotylen. Mit großen *Actaeonellen* und *Omphaliten*; *Cardium Ottoi* Gein., *Cyrena cretacea* Dresch., *Cytherea plana* Sow., *Mytilus Cottae* Ad. Roem.

Die größte Mehrzahl der Mollusken im Überquader sind rein marin, so daß die Gattungen *Cyrena*, *Cytherea*, *Mytilus* u. a. noch nicht eine brakische Aussüßung des Meeres bezeichnen können, weil die letzteren auch sonst in rein marinen Ablagerungen vorkommen. Für die Bildung von Kohlenflözen braucht man nicht wiederholte Senkungen und Hebungen anzunehmen, da die Pflanzen der Kohlen allochthon in das Kreidemeer eingeschwemmt wurden, wie die marinen Fossilien im Hangenden und Liegenden der Flöze anzeigen.

Die im ganzen mehrere hundert Meter mächtigen Kreideablagerungen bilden das Innere der Löwenberger Mulde, deren synklinale Achse von SO nach NW, also parallel den Sudeten streicht; der Südflügel der Mulde fällt flach nach NO ein, der Nordflügel steht steiler an den z. T. steil aufgerichteten Muschelkalkschichten der Linie Seitendorf, Bunzlau, Wehrau. Bedeckt werden die Kreideschichten im Innersten der Löwenberger Mulde von mächtigen miocänen Braunkohlenablagerungen.

Am Queis bei Wehrau taucht die Kreidemulde mit der Trias unter das Diluvium und Tertiär allmählich tiefer und tiefer unter; aber noch jenseits der Görlitzer Neiße sind Zechstein-, Trias- und Kreideschichten angebohrt worden: bei Zodel Zechsteinkalk, bei Penzig Buntsandstein und bei Rothenburg an der Neiße, 20 km unterhalb Görlitz, Quadersandstein¹⁾.

¹⁾ Kurt Priemel, Die Braunkohlenformation des Hügellandes der preußischen Oberlausitz; mit geolog. Karte, Abbild. und Profilen. Zeitschr. für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuß. Staate; 55. Bd., S. 9. Berlin 1907.

b) Die Heuscheuer-Glatzer Kreidemulde.

Die größte Verbreitung in den Sudeten besitzen die Kreidestufen, wie man auf meiner geologischen Übersichtskarte, Blätter Görlitz und Breslau sehen kann, in dem etwa 112 km langen und bis 17 km breiten Zuge, der von Grüßau bei Landeshut in Niederschlesien beginnt und in dem südlichen Zipfel der Grafschaft Glatz bei Mittelwalde-Schildberg endigt; im Heuscheuergebirge erreichen die Quadersandsteine mit 900 m ihre größte Höhe über dem Meere. Der größere nördliche Teil dieser Kreidemulde südlich bis Levin und Glatz lagert diskordant auf den oben beschriebenen rotliegenden Stufen; im südlichen Teile greifen die Kreidestufen über auf das kristalline Grundgebirge, auf die Glimmerschiefer und Granitgneise des Adler- und Altvatergebirge, soweit sie nicht durch Verwerfungen am kristallinen Grundgebirge abschneiden, was zumeist der Fall ist.

Durch seinen Reichtum an Versteinerungen und durch ihre erste Beschreibung von H. Br. Geinitz¹⁾ ist der Sandstein von Kieslingswalde bei Habelschwerdt in der Grafschaft Glatz bekannt geworden; eine neuere Bearbeitung der Fossilien durch Fr. Sturm²⁾ ermöglicht, die Stratigraphie der ganzen Heuscheuer-Glatzer Mulde von Kieslingswalde aus aufzuklären. Siehe Profil 22 auf Seite 135.

Zunächst hat Fr. Sturm nachgewiesen, daß die leitenden Fossilien dem Sandsteine von Kieslingswalde und Umgegend der Kreidestufe zuweisen, welche als ein Zwischenglied zwischen Turon und Senon im westfälischen Kreidebecken von Clemens Schlüter als »Emscher« ausgeschieden wurde. Von diesem Horizonte aus hat dann Fr. Sturm die Kreide der Grafschaft Glatz von unten nach oben gegliedert in:

1. Cenomane Unterquader bei Habelschwerdt im Neißetal. Glaukonitische Sandsteine westlich und nordwestlich von Mittelwalde; mit *Exogyra columba* und *Inoceramus virgatus*.
2. Unterturone blaue Plänerkalke mit *Inoceramus labiatus*, bei Habelschwerdt.
3. Mitteluron, Zone des *Inoceramus Brongniarti*:
 - a) Blaue Plänerkalke mit *Inoceramus Brongniarti* bei Pohldorf und Alt-Lomnitz.
 - b) Untere Abteilung der unteren Kieslingswalder Tone, etwa 50 m mächtig, bei Wölfersdorf, Plomnitz.
4. Oberturon, Scaphitenpläner.
 - a) Obere Abteilung der unteren Kieslingswalder Tone, sandige Tone mit *Scaphites Geinitzi*, etwa 25 m mächtig.
 - b) Obere Kieslingswalder Tone; Stufe des *Inoceramus Cuvieri*, etwa 30 m mächtig; tonreiche Sandsteine mit Glimmer und mit Pflanzenresten.

¹⁾ H. Br. Geinitz, Charakteristik der Schichten und Petrofakten des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges, sowie der Versteinerungen von Kieslingswalde; mit 31 Taf. Neue Ausgabe. Leipzig 1850.

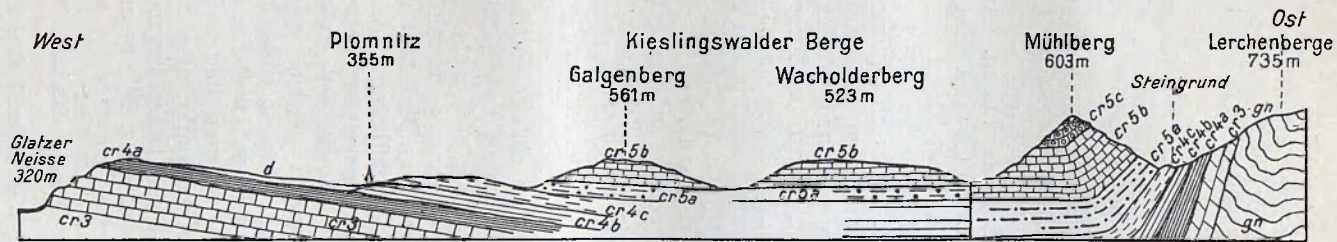
²⁾ Fr. Sturm, Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz und seine Fauna; mit geolog. Karte und 9 Taf.-Abbild. Jahrb. d. Preuß. Geolog. Landesanst. 21. Bd., S. 39—98. Berlin 1901.

5. Emscher; Kieslingwalder Sandsteine, etwa 75 m mächtig; sie gliedern sich:
- a) Toniger grauer Sandstein mit wenig Fossilien.
 - b) Blaugrauer, feinkörniger Sandstein mit Glimmer, mit Blattabdrücken, mit *Calianassa Faujasi* Desm. (Krebsscheren); mit Toneisensteinknollen, in denen sich die Fossilien besonders gut erhalten haben.
 - c) Geschichteter, tonreicher Sandstein mit Blattabdrücken; *Inoceramus latus*, *involutus*, *Cuvieri*.
 - d) Blaugrauer bis grauer, sehr glimmerreicher, undeutlich geschichteter, feinkörniger Sandstein mit Blattabdrücken. *Placenticeras Orbignyianum*, *Inoceramus involutus*; Toneisensteinknollen.
6. Von unteren Überquadern sind nur die harten, grobkörnigen Sandsteine und die groben Konglomerate auf den Hirtensteinen (603 m) und dem oberen Mühlberg (558 m) zwischen Kieslingwalde und Neu-Waltersdorf erhalten, in etwa 20 m Mächtigkeit.

Die Mittelurone Stufe ist bei Kieslingwalde und Wölfersdorf östlich vom Neißetal als Plänerkalk und -ton, dagegen westlich und nordwestlich von Habelschwerdt als Quadersandstein ausgebildet, — ein Beispiel für den oben erwähnten Wechsel der beiden Gesteinsfacies, gerade wie im sächsisch-böhmischen Kreidebecken.

Von den Fossilien aus dem Kieslingwalder Sandsteinen will ich aus der Liste von Fr. Sturm hier erwähnen:

Calianassa Faujasi Desm.
Placenticeras Orbignyianum Gein.
Peroniceras subtricarinatum d'Orb.
Scaphites Kieslingwaldensis Lang. et Gr.
Baculites incurvatus Duj.
Hamites trinodosus Gein.
Turrilites varians Schlüt.
Natica Klipsteini J. Müll.
Turritella nodosa Ad. Roem.
Aporrhais granulata Sow.
Hemifusus coronatus Ad. Roem.
Actaeonella Beyrichi Dresch.
Cucullaea subglabra d'Orb.
Pectunculus Geinitzi d'Orb.
Astarte (Eriphyla) lenticularis Gldf.
Protocardia Hillana Sow.
Cyprina van Reyi Bosqu.
Venus Goldfussi Gein.
Tapes faba Sow.
Cytherea ovalis Gldf.
Phyladomya elliptica Münstr.
Liopistha aequivalvis Gldf.
Pecten virgatus Nilss.



Profil 22 (Maßstab 1:50000 der Länge; $2\frac{1}{2}$ fach überhöht)
 durch die Glatzer Kreidemulde bei Kieslingswalde-Habelschwerdt. Nach K. Flegel, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 56. Bd., S. 302.
 Berlin 1904.

- gn = Gneisgranite des Glatzer Schneegebirges.
 - cr 3 = Cenomaner Quadersandstein.
 - cr 4 a = Labiatuspläner
 - cr 4 b = Brongniartipläner
 - cr 4 c = Scaphitenpläner
 - cr 5 a = Cuvieritone
 - cr 5 b = Sandsteine, Emscher
 - cr 5 c = Konglomerate, Untersenon
 - d = Diluvium.
- } Turone Stufe.
- } Kieslingswalder Schichten.

- Vola quadricostata* Sow.
Gervillia solenoides Defr.
Inoceramus involutus Sow.
 — *Cuvieri* Sow.
 — *latus* Mant.
Pinna cretacea Schlth.
 • *Cardiaster jugatus* Schlth.
 — *Cotteauanus* d'Orb.
Hemiaster cf. *lacunosus* Gldf.

Der Aufbau der Kreideschichten im Heuscheuergebirge ist im allgemeinen derselbe wie in der Umgegend von Habelschwerdt und Kieslingswalde, wenn wir den wiederholt erwähnten Facieswechsel von Plänerkalk- und Quadersandstein-Sedimenten berücksichtigen. Auch darf für die Parallelisierung der Schichten nicht zuviel Gewicht gelegt werden auf einzelne sog. Leitfossilien. So z. B. weist Kurt Flegel darauf hin, daß *Inoceramus labiatus*, nach welchem »Leitfossil« die unterturonen *Labiatuspläner* und *Labiatusquader* im sächsisch-böhmisch-schlesischen Kreidegebiete benannt wurden, gelegentlich durch den mittelturonen *Brongniartipläner* (*Wolfenbüttel*) bis in den oberturonen *Scaphitenpläner* (*Strehlen, Oppeln*) hinauf sich vorfindet¹⁾; ebenso daß *Exogyra columba* ihren Wert als Leitfossil für die cenomane Stufe eingebüßt hat, weil dieses Fossil ebenso häufig wie im Cenoman auch in der mittelturonen Stufe des *Inoceramus Brongniarti* auftritt (a. a. O. 1904. S. 156). Auch *Inoceramus Cuvieri* liegt an verschiedenen Orten in verschiedenen Horizonten der turonen Stufe, wie er gerade zufällig gefunden wird. Gerade für die deutschen Kreidestufen ist die Bedeutung einiger sog. Leitfossilien für die Parallelisierung der Schichten entfernter Gebiete häufig überschätzt worden. Horizontbestimmungen nach gewissen Leitfossilien tragen für alle Schichtensysteme noch immer den Zwiebel-schalen-Schematismus von Albert Oppel an sich, ohne daß der Fortschritt berücksichtigt wird, den wir seit Oppels Tode (1866) durch die wachsende regionale Kenntnis und durch die sich stets vermehrenden Aufsammlungen von Fossilien gewonnen haben; je weiter die genauen geologischen Kartenaufnahmen in dem größeren Maßstabe von 1:25 000 fortgeführt werden, um so eher werden die früheren Parallelisierungen von Schichtengruppen auf Grund örtlich weit auseinanderliegender Profilaufnahmen korrigiert werden dadurch, daß die Schichten Schritt für Schritt in ihrer Flächenausdehnung verfolgt werden, und daß dabei viel mehr Fossilien in den Schichten aufgefunden werden wie früher.

Inzwischen ist mit K. Flegel anzunehmen, daß die am höchsten gelegenen Quadersandsteine auf dem Heuscheuer (920 m) und Spiegelberg (915 m) den Sandsteinen von Kieslingswalde, also der Stufe des Emscher gleichzustellen sind, während die tiefer liegenden Quadersandsteine bei Adersbach und Weckelsdorf dem älteren mittelturonen *Brongniartipläner* zuzurechnen sein dürften²⁾.

¹⁾ K. Flegel, Böhmischeschlesische Grenzgebiete. Jahrb. k. Geol. Reichsanst. 55. Bd., S. 232. Wien 1905.

²⁾ K. Flegel, Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf. Eine Studie über die obere Kreide im böhmisch-schlesischen Gebirge; mit Profilen. In Festschrift d. Deutsch. Geol. Ges. dargebracht. Breslau 1904.

Der Wechsel von den spröden Quadersandsteinen und den weichen Plänermergeln greift tief ein in die Oberflächengestaltung des Adersbach-Heuscheuergebirges: zu pittoresken Felslabyrinthen sind die Quadersandsteine durch das Wasser zerschnitten¹⁾, während die gleichförmig in ihren flachen Gehängen denudierten Plänermergel die weichen Bergformen bilden.

Die Lagerung der Kreidestufen im Heuscheuer- und im Glatzergebirge ist flach muldenförmig (Profil 23); nur der Nordflügel des Beckens ist in manchen Strecken, besonders im hohen Kämme des Heuscheuer gegen die rotliegenden Stufen, und bei Habelschwerdt-Mittelwalde gegen die Gneis-Granitrücken des Altvaters, in neue steilere Schichtenstellung aufgerichtet worden. Außerdem ziehen zahlreiche streichende und Querverwerfungen durch das ganze Kreidebecken²⁾.

Auf die Stratigraphie und die Lagerung der Kreidestufen auf der böhmischen Seite gehe ich hier nicht näher ein, da uns dies zu weit führen würde. Im allgemeinen stimmen die böhmischen Kreidestufen so sehr mit den soeben geschilderten in den Sudeten überein, daß kein Zweifel darüber besteht, daß die beiden Gruppen in einem und demselben Kreidemeere zur Ablagerung gekommen sind.

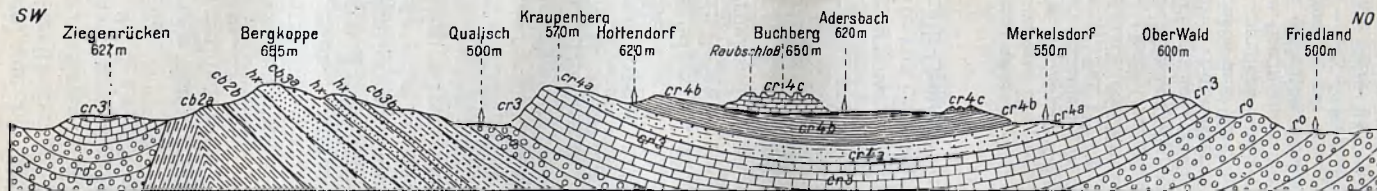
Dagegen weichen die oberschlesischen Kreidestufen etwas von den sudetischen ab. Die Reste bei Oppeln sind hauptsächlich in den großen Brüchen der Portlandzementfabriken auf der rechten Seite des Odertales aufgeschlossen: unter einer Decke von diluvialen Geschiebemergeln sind die von A. Andreae ausgebeuteten, obermiocänen Süßwassertone, besonders bei Königl. Neudorf, südöstlich von Oppeln bekannt geworden; darunter folgen Kreidemergel, welche zum Teil durch die später vorrückenden nordischen Gletscher stark verstaucht und mit den miocänen Tonen zusammen verknetet und eingewickelt wurden. Viele Kreidefossilien, auch Foraminiferen, wurden auf sekundärer Lagerstätte in den miocänen Tonen gesammelt.

In der weiteren Umgegend von Oppeln stehen die cenomanen, turonen und untersenonen Stufen auf primärer Lagerstätte an: auf der rechten Oderseite von Groschowitz oberhalb Oppeln bis Frauendorf und Doebern unterhalb Oppeln³⁾; auf der linken Oderseite von Dombrowka

¹⁾ Ich vermute, während hier auf dem Heuscheuer Gebirge lokale Gletscher während der diluvialen Haupteiszeit lagen, zerstörten die Schmelzwasserbäche die Sandsteine, wie ähnlich im Elbsandsteingebirge, vergl. Bd. II, S. 487 und 513.

²⁾ Vergl. die tektonische Skizze der Grafschaft Glatz und ihrer Umgebung von K. Flegel a. a. O. Taf. III. Breslau 1904. — W. Petrascheck, Das Bruchgebiet des böhmischen Anteils der Mittelsudeten westlich des Neißegrabens; mit 1 Taf. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 56. Bd., S. 110—222. Berlin 1904. — Soeben ist das Blatt Josefstadt-Nachod der österreichischen Spezialkarte in 1:75000, aufgenommen von W. Petrascheck, erschienen (Wien 1913). Daß die cenomanen Quadersandsteine zum Teil »Süßwasserschichten« (Erläuterungen S. 51) sein sollen, nur weil sie Pflanzenreste und Kohlenschmitzen führen, ist nur der einseitigen Auffassung von der angeblich nur terrestrischen Bildung der Kohlengesteine zu verdanken. Da diese Cretacien Sandsteine und -tone mit Sandsteinen, die zahlreiche marine Mollusken enthalten, wechsellagern, sind sie natürlich ebenso wie diese im cenomanen Kreidemeere zur Ablagerung gekommen, und die Pflanzenreste durch Bäche und Flüsse von Kontinenten oder von Inseln in das Meer eingefloßt worden.

³⁾ Vergl. Blatt Brieg der geognostischen Karte von Oberschlesien im Maßstabe 1:100000 von Ferd. Roemer. Berlin 1867—1868.



Profil 23 (Maßstab 1:100000 der Länge; dreimal überhöht)
 durch die Adersbacher Kreidemulde. Nach K. Flegel, a. a. O., Taf. I, Fig. 2. Breslau 1904.

- | | |
|--|-----------------|
| cb 2a = Schatzlarer (untere Saarbrücker) Schichten | } Oberkarbon. |
| cb 2b = Untere Schwadonitzer (obere Saarbrücker) Schichten | |
| cb 3a = Obere Schwadonitzer (untere Ottweiler) Schichten | |
| cb 3b = Radowenzer Flözzug (obere Ottweiler) Schichten | |
| hx = Hexenstein-Arcosen | |
| ro = Rotliegende Konglomerate. | |
| cr 3 = Cenomaner Quadersandstein. | |
| cr 4a = Plänersandstein | } Turone Stufe. |
| cr 4b = Pläner | |
| cr 4c = Quadersandstein | |

bis Halbendorf, hier überlagert von der subsudetischen Braunkohlenformation und einigen kleinen Basaltdecken.

Nach den zahlreich aufgesammelten Fossilien konnten die folgenden Kreidestufen bei Oppeln nachgewiesen werden¹⁾:

- I. Cenomane Stufe: lose Sande und glaukonitische Sandsteine; am Talrande der Oder bei Groschowitz anstehend; verkieselte Spongien und verkieselte Hölzer; *Acanthoceras rhotomagense* Defr., *Catopygus carinatus* Ag.
- II. Turone Stufe:
 - a) Blaue fossilleere Tone bei Groschowitz.
 - b) Kalkmergel mit *Inoceramus Brongniarti*, *Terebratulina gracilis*.
 - c) Scaphitenpläner mit *Sc. Geinitzi*, *Ananchytes ovata* Lam. *Holaster planus* Ag., *Micraaster Leskei* Desm., Hamiten und Turriliten.
 - d) Kalkmergel mit *Inoceramus Cuvieri*. Baculitenmergel.

Daß auch unterenone Mergel bei Oppeln vorhanden sind, zeigt der Fund von *Actinocamax* (*Belemnites*) *granulatus* Blainw. Jedoch sind die oberen Kreidemergel und ihre Fossilien so stark im Tertiärbecken bei Oppeln umgelagert, daß bestimmte Horizonte nicht mehr nachzuweisen sind.

Die Abweichung in der Ausbildung und dem Fossilgehalte der ober-schlesischen Kreideablagerungen bei Oppeln und Leobschütz von derjenigen der niederschlesisch-böhmischen Ausbildung der oberen Kreide ist nicht größer als der örtlichen Entfernung entspricht. Es ist also nicht angebracht, mit H. Scupin eine »ostsudetische Landmasse« zwischen dem ober-schlesischen und böhmisch-sächsisch-niederschlesischen Kreidemeer zu konstruieren²⁾. Nur die Granitmassen des Lausitzer und des Iser-Riesengebirges müssen über dem Meeresspiegel gelegen haben, wofür die lokale Verteilung der Sandmassen im Elbsandstein-gebirge und die obenerwähnten schwachen Kohlenflöze im niederschlesischen Becken der Bunzlauer Gegend sprechen. Die geflößten Holzstücke der senonen Kohlenflöze bei Klitschdorf und Wehrau am Queis und die zahlreichen Pflanzenreste in diesen Schichten wurden von den Lausitzer- und Riesengebirgs-Granitrücken hinabgeschwämmt in das Kreidemeer.

Aber rings um diesen kleinen Granitkontinent breitete sich weit aus das Meer der oberen Kreide durch Sachsen und Böhmen (bis nach Regensburg an der Donau) bis nach Oberschlesien und bis nach Polen und Ostpreußen.

Die mittleren Sudeten von Landeshut bis Mittelwalde lagen voll-

¹⁾ R. Wegner, Umgelagerte Kreide und Tertiär bei Oppeln. Diss. Breslau 1911. — Vergl. auch Ferd. Roemer, Geologie von Oberschlesien S. 287—328. Breslau 1870.

²⁾ H. Scupin, Über sudetische prätertiäre junge Krustenbewegungen und die Verteilung von Wasser und Land zur Kreidezeit in der Umgebung der Sudeten und des Erzgebirges. Kartenskizze S. 333. Zeitschr. für Naturwiss. 82. Bd., S. 321—344. Leipzig 1910.

ständig unter dem Kreidemeere; wohl auch das Altvatergebirge und das Mährische Gesenke, da bei Leobschütz die cenomane Stufe, sandiger Mergel mit *Acanthoceras rhotomagense* und Sandsteine mit *Exogyra columba*, den Culmgrauwacken auflagern.

D. Känozoische Schichtensysteme.

8. Tertiäre Ablagerungen.

In der Ebene vor dem Nordostfuße der Sudeten lagert eine Braunkohlenformation, welche nach Norden über Görlitz hinaus in die Lausitz zu verfolgen ist; sie stellt sich als ein Teil der norddeutschen Braunkohlenbildungen dar. Ihre Ablagerungen überschreiten nach Westen die Görlitz-Zittauer Senke und hängen dort mit dem nordböhmischen Braunkohlenbecken zusammen; andererseits unterteufen sie die diluviale Decke der schlesischen Tiefebene, aus der sie gelegentlich zutage treten, oder in der sie erbohrt wurden. Nördlich reichen sie bis in die Provinz Posen, östlich bis nach Polen hinein; südlich bis nach Friedland, Oppeln und Ratibor in Oberschlesien. Da die tertiären Ablagerungen stets am nordöstlichen Bruchrande der Sudeten mit Höhendifferenzen von durchschnittlich 300 m abstoßen, so dürfte dieser Bruchrand älter sein als jene; auch dürfte die Ursache der Aufhäufung dieser mächtigen tertiären Sedimente die Absenkung der schlesischen Ebene gegen die Sudeten gewesen sein. Zwischen den Inseln des abgesunkenen kristallinen Grundgebirges der Reichenstein-Strehleher Gegend haben sich einige kleinere Braunkohlenmulden erhalten.

Die obermiocäne Braunkohlenformation lagert in Niederschlesien auf den älteren Schichtensystemen (kristallines Grundgebirge bis Kreidenschichten), ohne daß ältere tertiäre Stufen im Liegenden derselben bis jetzt nachgewiesen wären. In Oberschlesien zwischen Ratibor und Gleiwitz (Kleinstädtel) bis Mährisch-Ostrau sind unter den Braunkohlentonen ältere tertiäre Ablagerungen bekannt, welche bereits der mediterranen Ausbildung des Wiener Beckens angehören (Badener Tegel, miocäne Meerestone).

Die jungvulkanischen Gesteine (Basalte, Basalttuffe, Phonolithe) sind im Zittau-Laubaner Becken, in den Vorbergen der Sudeten und bei Oppeln älter als die obermiocäne subsudetische Braunkohlenformation¹⁾; jedoch sind sie jünger als die älteren, oligocänen Braunkohlenablagerungen von Nordböhmen und Sachsen.

¹⁾ K. Priemel, Die Braunkohlenformation des Hügellandes der preußischen Oberlausitz; mit geolog. Karte und Abbild. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuß. Staate. 55. Bd. Berlin 1907. Pr. führt S. 10 zwei Orte an, wo jüngere Basalte die Braunkohlentone durchsetzen. Auch J. Roth (a. a. O., Niederschlesien 1867, S. 373) erwähnt, daß die Braunkohle bei Bremberg (NW Jauer) Basalttuff als Dach und Sohle hat, und daß sie durch Frittung ein wahrer Braunkohlenanthrazit geworden sei. Das geologische Alter dieser von Basalten durchbrochenen Braunkohlentone ist nicht bekannt; es sind vielleicht ältere, oligocäne Ablagerungen wie in Böhmen und Sachsen.

Die subsudetische Braunkohlenformation besteht vorherrschend aus grauen Tonen; sandige Letten, feine und grobe Sande, feste Sandsteine und Konglomerate treten lokal und untergeordnet zwischen den Ton-schichten auf. Die Braunkohlenflöze halten selten über größere Flächen hin aus; in der Regel schwellen sie ungleichförmig an und keilen bald wieder aus, so daß die Flözmächtigkeit von dünnen Lagen an zuweilen bis 15 und 17 m erreicht. In der Regel sind zwei bauwürdige Flöze vorhanden; nur im Zittauer Becken wurde mittels Bohrungen eine größere Anzahl von Flözen (30—40) durchsunken¹⁾.

Die Braunkohlen sind vorwiegend lignitisch, d. h. sie bestehen aus massenhaft zusammengeschwämmten Baumstämmen, die horizontal liegen und stark zusammengepreßt sind; das Holz wurde zumeist als Cypressenholz bestimmt. »Da die Stämme fast sämtlich abgebrochen und ohne Wurzeln, Äste und Rinde in horizontaler Lage abgelagert sind, so können sie nicht an Ort und Stelle gewachsen sein, sondern sind periodisch als Treibholz eingeschwämmt, allmählich zum Sinken gebracht und schließlich mit tonigem Schlamm bedeckt worden« (Th. Siegert S. 45). Dichte bis erdige Braunkohle, die aus Blättern und Kräutern entstand, wurde in geringerer Menge abgelagert. Flüsse und Bäche flöbten von dem damaligen Kontinente sowohl die Tone, Sande und Gerölle als die Pflanzen in die Seen, Lagunen und Meeresteile der miocänen Becken hinab. Die gesamte Mächtigkeit der subsudetischen Braunkohlenformation dürfte im Maximum 200 m erreichen.

Ob die Becken süßes, brackisches oder salziges Wasser enthielten, kann nicht genau festgestellt werden, da Mollusken oder andere tierische Reste fehlen. Auch die Bestimmung der Pflanzen liegt im argen. H. R. Göppert hat im Jahre 1855 eine reiche Flora (Blätter, Blüten und Früchte) aus einem weißlichen Ton von Schoßnitz (auf dem rechten Weißritzufer gegenüber Kanth, 20 km SW Breslau gelegen) beschrieben; sie enthält zahlreiche Arten von Eichen, Ahorn, Platanen, Ulmen, Weiden, auch Taxodien, aber keine tropischen oder subtropischen Pflanzen, keine Palmen; vielmehr nähert sich diese Flora so sehr der gegenwärtigen Vegetation der nördlichen gemäßigten Zone, daß H. R. Göppert die pflanzenreichen Tone von Schoßnitz in die pliocäne Stufe stellte²⁾. Diese Bestimmung erinnert daran, daß A. Jentzsch die in der Provinz Posen weit verbreiteten »Flammentone«, welche die obermiocäne Braunkohlenformation überlagern, neuerdings zum Pliocän rechnet³⁾. Eine jedenfalls ältere Flora als diejenige von

¹⁾ Th. Siegert, Sektion Zittau-Oybin-Lausche der geologischen Spezialkarte von Sachsen; mit Erläuterung. Leipzig 1897.

²⁾ H. R. Göppert, Die tertiäre Flora von Schoßnitz in Schlesien; mit 26 Taf. Görlitz und Leipzig 1855.

³⁾ A. Jentzsch, Über ostdeutsches Pliocän. Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. 65. Bd. Monatsberichte Nr. 1. Berlin 1913. Obwohl Fossilien in den »Posener Flammentonen« sehr selten sind, hat A. Jentzsch doch eine »Faunula« zusammengebracht: den Fußknochen eines Rhinoceros von Budy bei Schildberg, nahe der nordschlesischen Grenze; zwei verschiedene Mastodon-Arten von Thorn und Obornik; eine Paludina aff. Fuchsii von Lopatken. Und aus Glimmersanden von Rauschen an der Nordküste des Samlandes in Ostpreußen eine »Flora«: Zapfen von Pinus Laricio Thomasiana und von Pinus Hageni. Diese Funde sind allerdings noch zu gering und zu wenig charakteristisch, um ein pliocänes Alter der jüngsten Ablagerungen

Schoßnitz kannte H. R. Göppert aus den Tonen von Striese, 15 km N von Breslau; hier waren Palmen und Daphnogenen häufig. Neuere Untersuchungen über tertiäre Floren aus Schlesien sind meines Wissens nicht veröffentlicht worden.

Nachdem am Niederrhein und in der Mark Brandenburg erwiesen wurde, daß die dortige jüngere Braunkohlenformation in die miocänen Meeresschichten übergehen, dürfte die schlesische Braunkohlenformation ebenfalls im miocänen Meere abgelagert worden sein; die Flächenverbreitung derselben ist zu groß, als daß nur von Süßwasserseen die Rede sein könnte. Es handelt sich dabei um flachere Meeresteile der Küstennähe und um Lagunen, in welche die Sedimente von den Bächen und Flüssen hinabgefloßt wurden. Also eine analoge Bildung, wie diejenige der Oberkarbonablagerungen Schlesiens.

Es wäre erwünscht, daß die reiche Flora von Schoßnitz (Göppert hat nicht weniger als 130 Arten von dort beschrieben) nach den neueren Gesichtspunkten der Bestimmung fossiler Pflanzen revidiert würde. Allerdings machen wir ja immer wieder die Erfahrung, daß aus den fossilen Pflanzenresten der Tertiärzeit keine sichere Altersbestimmung der betreffenden Schichten gewonnen werden kann. Der Grund hierfür liegt meiner Ansicht nach darin, daß solche fossilen Pflanzenreste, z. B. hier die Pflanzen aus den Tonschichten von Schoßnitz, aus verschiedenen Vegetationszonen, sowohl aus den damaligen Hoch- und Tiefebenen als, und zwar vorwiegend, von den Höhen der damaligen Berge und Gebirge durch die Bäche und Flüsse in das miocäne Meer hinabgefloßt worden sind. Es wäre also dasselbe, als wenn wir die jetzige Flora vom Südfuße der Alpen mit der gesamten Pflanzenwelt der mittleren und der hohen Alpen vermischen und daraus für das adriatische Meer ein bestimmtes und einheitliches Klima herausrechnen wollten.

Für die Horizonte und Stufen der tertiären Ablagerungen sind weder die Pflanzenreste, noch die ebenfalls aus den Bergen der damaligen Kontinente in das Meer oder in Süßwasserseen hinab- und zusammengeschwämmten Landschnecken oder Landsäugetiere maßgebend, sondern nur die marinen Tiere (hauptsächlich die marinen Mollusken), welche in den tertiären Meeren selbst gelebt haben.

Für diese These ist ein recht einleuchtendes Beispiel die Landschnecken- und Landsäugetier-Fauna, welche A. Andreae aus den hellgrauen Tonmergeln der großen Brüche der Zementfabriken bei Oppeln im Laufe einiger Jahre sammeln ließ und beschrieben hat¹⁾. Wie oben (S. 137) bereits erwähnt, sind diese tertiären Mergel mit den ursprünglich unterlagernden Kreidemergeln stark verknetet, und zwar durch den Eisdruck der vorrückenden nordischen Gletscher während der diluvialen Eiszeit.

in den Provinzen Posen und Ostpreußen sicher zu beweisen; es ist nur ein Anfang zur näheren Beachtung derselben.

¹⁾ A. Andreae, Beiträge zur Binnen-Conchylien-Fauna des Miocäns von Oppeln in Schlesien; Mitteilungen aus dem Roemer-Museum in Hildesheims, 1902 bis 1904. — Vgl. auch ders., Kurzer Überblick über das Miocän von Oppeln in Schlesien und seine Fauna; Zeitschr. deutsch. Geolog. Ges. 56. Bd., S. 249—255. Berlin 1904.

Die Fauna enthält nach A. Andreae 55 Landschnecken, 3 Süßwasserschnecken und 12 Landsäugetiere; ich führe hier aus der Liste von A. Andreae an:

a) Landschnecken.

Archaeozonites subangulosus Benz.; am häufigsten.

Hyalina (*Vitrea*) *procrystallina* Andr. »Der Vorläufer unserer einheimischen rezenten *V. crystallina*.«

Strobilus costatus Sandbg. »Die Strobilen sind eine durchweg amerikanische Gattung und beide Arten (*Str. Böttgeri* Andr. kommt hinzu) bei Oppeln häufig.«

Pleurodonte (*Galactochilus*) *silesiaca* Andr. »Diese prächtige, große Helicide gehört zum westindischen Formenkreise der Pleurodonten.«

Leucochilus quadriplicatum Al. Braun; auch var. *lamellidens* Sandbg.; häufig.

Vertigo Kochi Böttg. häufig.

Carychium minimum M. var. *elongata* Villa. »Es ist von Interesse, daß diese im Mediterran- und Alpengebiet lebende Form sich schon im Miocän massenhaft fossil findet.«

Cyclostoma Schrammeni Andr. häufig.

Craspedopoma leptopomoides Reuß. »Hier häufig, bei Tucheritz (ein bekannter Fundort von miocänen Landschnecken bei Saaz in Nordböhmen) sehr selten. Die rezenten Arten finden sich nur noch auf den atlantischen Inseln: Azoren, Madeira, Canaren.«

Palaina (*Adelopoma*) *Martensi* Andr. »Die Adelopomen sind heute die Vertreter der Diplommatischen in Mittel- und Südamerika, sowie Trinidad.« Häufig.

b) Süßwasserschnecken.

Planorbis (*Gyrorbis*) *Gürichi* Andr.

Pseudamnicola helicella Al. Braun. Häufig.

Bythinella cyclothyra Böttg. var. *gracilis* Klika.

c) Reptilien.

Ocadia sp. A. von Reinach. Schildkrötenpanzer. Diese Gattung ist aus oligocänen und miocänen Schichten Europas bekannt. »Heute lebt nur noch eine *Ocadia*-Art in China.«

Wirbel von Lacertiliern.

d) Säugetiere (bestimmt von M. Schlosser in München).

Pliopithecus antiquus Gerv. Diese Art eines anthropoiden Affen ist aus dem Miocän von Sansan, Grive St. Alban, Elgg, Göriach u. a. O. bekannt. »Dieser Gibbonaffe ist ein ausgesprochen südasiatisch-sundanesisches Element der Fauna.«

Cordylodon Schlosseri Andr.; eine ausgestorbene Insectivorenform, den Igelrn nahestehend.

Talpa minuta Blainv.; eine kleine Maulwurfsart, die sich auch sonst im Miocän findet, so bei Sansan, Günzburg, Steinheim u. a. O.

Ursus (Ursavus) brevirhinus Hofm. »Diese kleine primitive Ahnenform der Bären scheint relativ häufig zu sein; sie fand sich auch bei Kieferstädtel (bei Gleiwitz in Oberschlesien), sowie in der Braunkohle von Voigtsburg und Steieregg in Steiermark.«

Mastodon angustidens Cuv. Der miocäne Mastodon von Sansan, Steinheim, Wiener Becken, Steiermark u. a. O.

Chalicotherium (Macrotherium) sansaniense Lart.

Acerotherium cf. *tetradactylum* Lart.

Palaeomeryx cf. *furcatus* Hens. Die bekannte Hirschart aus dem Miocän von Steinheim, Günzburg, Sansan u. a. O.; dem jetzt auf Java lebenden Muntjac verwandt.

Cricetodon medium Lart. »Eine kleine Hamsterform, die sich auch bei Sansan, Grive St. Alban, Steinheim und Nördlingen findet¹⁾.

Bei den Landschnecken habe ich einige Bemerkungen Andreaes beigefügt, welche auf die Verbreitung der jetzt noch lebenden oder verwandten Arten Bezug nehmen; dabei muß man sich aber daran erinnern, daß die Verbreitung der Landschnecken auf den jetzigen Kontinenten und Inseln keineswegs so genau oder so allgemein bekannt ist, daß weitgehende Schlüsse für die verwandten tertiären Arten daraus gezogen werden dürfen; ganz abgesehen davon, daß ja gerade die Bestimmung der Arten der Landschnecken (Heliciden!) wegen der außerordentlichen Variabilität der Schneckenschalen von den verschiedenen Autoren recht verschieden gehandhabt wird²⁾.

A. Andreae erklärte seine Landschneckenfauna von Oppeln für untermiocän, während »die kleine, aber wichtige Säugetierfauna ausgesprochen jünger sei; es handelt sich hier nicht um untermiocäne und zum Teil oberoligocäne Arten, sondern um ober- und mittelmiocäne« (a. a. O. 1904, S. 254).

In seiner Erörterung des Alters der ober-schlesischen Tertiärablagerungen kommt einer der besten Kenner des europäischen Tertiärs, Paul Oppenheim³⁾, zu dem Schlusse, daß die Stellung der Landschnecken-schichten von Oppeln noch recht dunkel sei: »Die Landschnecken selbst haben so zahlreiche Beziehungen zu dem Oberoligocän des

¹⁾ Der *Titanomys*, welchen A. Andreae aus den Tonen von Oppeln als »ein besonders junges Element der Fauna« anführt, dürfte wohl ein diluvialer Pfeifhase (*Lagomys*) sein, der zufällig aus den jüngeren Diluvialsanden an Ort und Stelle zwischen die miocänen Säugetierreste hineingelangte.

²⁾ Bekanntlich werden daher neuerdings die Kieferzähne und die Reibplatten der Zunge der lebenden Lungenschnecken für ihre Systematik eingehend berücksichtigt; eine solche Systematik ist aber für die fossilen Pulmonaten ausgeschlossen, da die Zähne und Platten aus Chitinsubstanz bestehen und sich daher fossil nicht erhalten.

³⁾ Paul Oppenheim, Über das Miocän in Oberschlesien; Zeitschr. deutsch. Geol. Ges. 59. Bd., S. 43—54. Berlin 1907.

Mainzer Beckens¹⁾ und zu dem Untermiocän Schwabens und Böhmens (Tuchoritz) ergeben, daß ein tiefmiocänes Alter des Horizontes von Oppeln auf Grund der Molluskenreste nicht zu bezweifeln sein würde; zu diesen hat sich aber eine Säugetierfauna gesellt, welche man nach dem Auftreten von Mastodon, Palaeomeryx, Pliopithecus u. a. keinesfalls für jünger als mittelmiocän ansehen kann.

Meiner Ansicht nach dürfte die subsudetische²⁾ Braunkohlenformation Schlesiens jünger sein als die Landschneckentone von Oppeln; denn die diluviale Verknetung dieser Tone mit den Kreidemergeln in den Zementgruben bei Oppeln beweist doch, daß diese Landschneckentone ursprünglich, d. h. vor der diluvialen Eiszeit, sicher direkt auf der Kreide lagen; also die subsudetische Braunkohlenformation, welche sich nördlich und westlich von Oppeln weit ausbreitet, nicht älter, sondern jünger als die Landschneckentone sind. Vorläufig ist es am wahrscheinlichsten, daß beide Ablagerungen der miocänen Stufe angehören, und zwar vermutlich die Braunkohlenbildung dem oberen Miocän, die Landschneckentone von Oppeln dem mittleren oder unteren Miocän³⁾.

Südlich des Muschelkalk-Höhenzuges Krappnitz-Tarnowitz lagern im oberschlesischen Kohlenbecken direkt über der Trias und dem Karbon ziemlich ausgedehnte Tertiärablagerungen, welche durch ihre Ausbildung und ihren Fossilgehalt bereits auf einen örtlichen Zusammenhang mit den Stufen des Wiener Beckens (im weiteren Sinne) hinweisen. Es sind graue Tone, auch Mergel- und Sandsteinbänke, Schichten, die dem Badener Tegel gleichen; lokal als Strandbildungen ausgebildete Kalksteine, aus Trümmern mariner Mollusken bestehend, Schichten, die dem Leithakalke gleichen; auch Schwefelabsätze, sowie Steinsalz- und Gipstone kommen vor, deren Soolen an einigen Orten zutage treten. Diese meist horizontal gelagerten Schichten dehnen sich über dem Kohlengebirge südlich des Muschelkalkzuges weit aus bis nach Österreichisch-Schlesien und nach Galizien hinein; sie sind aber von der diluvialen Decke so stark verhüllt, daß sie nur in den Flußtälern, in Steinbrüchen und anderen künstlichen Aufschlüssen zu-

1) P. Oppenheim meint hier den bekannten »Landschneckenkalk«, d. h. die Cerithienkalke vom Falkenberg zwischen Flörsheim und Hochheim a. Main. Ob die Cerithienkalke des Mainzer Beckens zur oberoligocänen oder zur untermiocänen Stufe zu rechnen sind, steht bis jetzt noch nicht fest. — Wenn P. O. sich auf Zittels Handbuch der Paläozoologie IV. Bd., S. 744 beruft, wo C. Zittel eine »beachtliche Verschiedenheit«, eine »Kluft« zwischen der mittelmiocänen und untermiocänen Säugetierfauna feststellt, so ist dagegen einzuwenden, daß man vor 20 Jahren, wo C. Zittel dies schrieb, sicherer zu sein glaubte in bezug auf die Altersbestimmung der tertiären Schichten, als wir es heute nach einer weit ausgedehnteren Kenntnis der Tertiärfossilien sind. Eine Neuordnung der tertiären Ablagerungen Europas auf Grund der allein maßgebenden marinen Horizonte wäre sehr erwünscht.

2) Ich brauche diese Bezeichnung für die jüngere miocäne Braunkohlenbildung in Schlesien; im Gegensatz zu der älteren subhercynischen, oligocänen Braunkohlenbildung in der Mark, Sachsen, Lausitz usw. im Sinne von G. Berendt.

3) Auf dem Blatte Breslau meiner geologischen Übersichtskarte des Deutschen Reiches, welches Blatt im Jahre 1895 erschienen ist, habe ich die subsudetische Braunkohlenformation als oligocän eingezeichnet, entsprechend der älteren Auffassung von E. Beyrich.

tage treten oder im Bergbau und in Bohrlöchern bekannt wurden; sie werden einige Hundert Meter mächtig.

Die fossile Fauna dieser Ablagerungen ist rein marin und entspricht der zweiten oder jüngeren Mediterranstufe des Wiener Beckens, welche in der Regel zum Mittelmiocän gerechnet wird. Ob noch ältere Schichten der ersten oder älteren Mediterranstufe (Horner Schichten des Wiener Beckens, etwa Untermiocän) an einigen Orten erbohrt worden seien, bleibt zweifelhaft.

G. Gürich (a. a. O. 1890, S. 155) führt aus diesen oberschlesischen Mediterranschichten an als die verbreitetsten Arten die *Terebratula grandis* Blumb. und *Ostrea cochlear* Poli; außerdem *Turritella subangulata* Bronn, *Pecten latissimus* Defr., *Venus multilamella* Lam., *Corbula gibba* Bouch., Crinoidenstielglieder, Cidaritenstachel, große Seeigel; Korallen und Bryozoen; 139 Arten von Foraminiferen, am häufigsten *Amphistegina Haueriana* d'Orb.; Nulliporen.

Am Nordrande dieses Miocänbeckens lieferten die jetzt aufgegebenen Toneisensteingruben bei Kieferstädtel (10 km SW von Gleiwitz) einige Reste von Landsäugetieren, und zwar nach G. Gürich: *Palaeomyx furcatus* Hens. und *Hyaenarctos minutus* Schloss., also obermiocäne Arten. Obwohl die Tonablagerungen bei Kieferstädtel keine Braunkohlenflöze enthalten, so beweisen doch nach R. Michaels Angaben¹⁾ zahlreiche Aufschlüsse und Bohrungen, daß die sog. Schichten von Kieferstädtel, die sich im Gleiwitzer Becken bis zum Odertale verbreiten, nur die flözfreien Äquivalente der subsudetischen Braunkohlenformation sind.

Eine Bohrung zwischen Oder und Neiße bei Friedland²⁾ hat ergeben, daß die dort angeblich 180 m mächtige³⁾ Braunkohlenformation über Schichten liegt, welche R. Michael als »typische Tegel des oberschlesischen marinen Mittelmiocäns« bezeichnet; aus der Tiefe von 374—396 m wurde »eine ungemein individuenreiche Fauna« von 40 Arten zutage gefördert, welche neben marinen Formen (Foraminiferen, *Pecten*, *Lucina*, *Echinus* u. a.) zahlreiche brackische Muscheln und Schnecken enthält. P. Oppenheim (a. a. O. S. 49, 1907) weist nach, daß diese Fauna am ehesten derjenigen der Grunderschichten in Niederösterreich entspricht, die ebenfalls brackische Arten enthält,

1) R. Michael, Über die Altersfrage der oberschlesischen Tertiärablagerungen; Zeitschr. deutsch. Geolog. Ges. 59. Bd., S. 25. Berlin 1907.

2) Vorwerk Lorenzdorf bei Kujau; A. Quaas, Jahrb. preuß. Geolog. Landesanstalt 27. Bd., S. 189—195. Berlin 1906. Vgl. P. Oppenheim, a. a. O. 1907, S. 43, und R. Michael, Über das Alter der subsudetischen Braunkohlenformation; Zeitschr. deutsch. Geolog. Ges. 57. Bd., S. 224. Berlin 1905.

3) Oft erscheinen in den Bohrregistern von Tiefbohrungen, speziell in Ton- oder Mergelablagerungen der Tertiärbecken Angaben über sehr große Mächtigkeiten von Schichtenstufen, deren weit geringere wirkliche Mächtigkeit man über Tag kennt. Auf Grund solcher Bohrregister gibt auch R. Michael für die oberschlesischen Tertiärablagerungen über 1000 m an; die wirkliche Mächtigkeit derselben dürfte meiner Ansicht nach nicht mehr als 300—400 m betragen. Nach meinen Erfahrungen bei Tiefbohrungen in weichen, tertiären Tonen und Mergeln erhöht sich die scheinbare Mächtigkeit dadurch, daß steilere Schichtenstellungen, Schleppungen, Verstauchungen und Überschiebungen an tektonischen Störungslinien bei den Bohrungen schwer erkannt oder nicht nachgewiesen werden können.

und also vermutlich der ersten oder älteren Mediterranstufe (= Horner Schichten) des Wiener Beckens entsprechen dürfte¹⁾; also etwa Unter-miocän.

Es reichen demnach die mediterranen Ablagerungen und Fossilien des Wiener Beckens bis weit nach Oberschlesien hinein; vielleicht setzte sich der Muschelkalkzug Tarnowitz-Krappitz zur damaligen mittel- und untermiocänen Zeit jenseits der Oder bis an den Rand der Sudeten fort und bildete so die nördliche Küste des mediterranen Meeres.

Wir sehen daher weiter nach Norden, und zwar schon bei Oppeln (unter den Landschneckenkalken lagert die Kreide), daß die mediterranen Stufen fehlen. Von der Muschelkalkküste an hätten wir demnach einen untermiocänen Kontinent anzunehmen, der sich bis in die norddeutsche Tiefebene erstreckte.

Bunte Tone, weiße Sande mit Knollensteinen, welche namentlich in den Tagebauten der Galmei- und Brauneisengruben über dem Muschelkalk aufgeschlossen werden, sind nach G. Gürich (a. a. O. 1890, S. 155) jünger als die angeführten mediterranen Schichten; sie gehören vielleicht der pliocänen Stufe an.

Wir hätten sonach in Oberschlesien von oben nach unten die folgende tertiäre Schichtenreihe als wahrscheinlich anzunehmen:

1. Pliocäne Tone und Sande.
2. Die subsudetische Braunkohlenformation und die Schichten von Kieferstädtel, etwa Obermiocän.
3. Landschneckentone bei Oppeln.
4. Marine Tegel und Leithakalke; zweite Mediterranstufe des Wiener Beckens; etwa Mittelmiocän.
5. Marine und brackische Tone mit reicher Fauna aus Bohrlöchern (Lorenzdorf u. a.); erste Mediterranstufe des Wiener Beckens; etwa Untermiocän.

Der Boden der subsudetischen und oberschlesischen Meere senkte sich während der neogenen Tertiärzeit immer tiefer ab, so daß in Schlesien tertiäre Schichten von 300—400 m Mächtigkeit zur Ablagerung kommen konnten. Ältere Schichten als untermiocäne sind nicht bekannt. Die Verbindung von Oberschlesien mit dem Wiener Becken reichte nach Norden bis zu einer Küste, welche in der Richtung Tarnowitz-Krappitz-Neiße während der unter- und mittelmiocänen Zeit bestand. Zur obermiocänen Zeit hörte diese Verbindung mit dem Wiener Becken auf; dagegen sank der vorher bestehende niederschlesische Kontinent unter das Meer, und die subsudetische Braunkohlenformation breitete sich über den größten Teil von Schlesien aus.

9. Tertiäre Eruptivgesteine.

Eine große Anzahl von Basalt- und Phonolithkuppen, sowie weit ausgedehnte Ströme und Tuffdecken derselben Gesteine liegen in den Senkungsgebieten zwischen der Lausitzer Granitplatte und dem Riesen-

¹⁾ Die Fauna aus dem Bohrloche von Lorenzdorf, welche A. Quaas als sarmatisch bestimmte, bedarf nach P. Oppenheim der Revision.

gebirge, also bei Oybin, Zittau, Friedland, Görlitz, Lauban und anderen Orten ihrer Umgegend; sie bilden die Fortsetzung der Eruptivmassen des böhmischen Mittelgebirges und beweisen, daß die bedeutenden Spalten, welche den Südabhang des Erzgebirges begleiten, hier nach Nordosten weiter hindurchziehen.

Die Basalte dieser Gegend besitzen in der Regel eine dichte, dunkelgraue bis fast schwarze Grundmasse, in der Kristalle von Augit, Hornblende und Olivin zu sehen sind; sie enthalten mikroskopisch in abwechselnden Mengen: Augit, Plagioklas, Nephelin, Olivin und Magnet- und Titaneisen; gelegentlich: Hornblende, Biotit, Apatit und Glas: die feinkristalline Grundmasse zeigt häufig eine deutliche Fluidalstruktur¹⁾. Der Gehalt an Kieselsäure beträgt bei einem frischen Basalt von Eckartsberg, Blatt Oderwitz, 44%. Die Absonderung der Basalte ist in der Regel eine säulenförmige, selten eine plattige oder kugelige; die Säulen stehen senkrecht in den Strömen, horizontal in den Hängen, konvergent in der Ausfüllung der stielartigen Trichter (z. B. eine kleine Basaltgruppe bei Groß-Hennersdorf). Die weite Ausdehnung der Basaltströme, besonders auf den Blättern Rumburg und Oderwitz, und die Taleinschnitte zwischen denselben beweisen, daß ursprünglich große Basaltdecken bestanden, welche erst im Laufe der Zeiten erodiert und denudiert worden sind. Die Mächtigkeit der Basaltströme erreicht 60, 80 bis 100 m.

Die Tuffe der Basalte bestehen aus feiner Asche; gelegentlich auch aus Lapilli und schaumig-schlackigen Bomben; eckige oder abgerundete, bis faustgroße Stücke von Granit liegen zahlreich in den größeren Agglomeraten. Die feinerdigen Tuffe verwittern leicht zu tonigen Massen von ziegelroter, auch gelber und brauner Farbe.

Diese oft recht ausgedehnten Tuffschichten lagern zumeist unter, gelegentlich auch zwischen den Basaltströmen; sie werden 20—40 m mächtig. Offenbar sind sie mit den tertiären Ablagerungen unter Wasser abgesetzt worden. Unter ihnen finden wir entweder oberoligocäne Braunkohlenschichten, so bei Warnsdorf-Seifhennersdorf: Sande, Arkosen mit dünnen Kohlenflözen, Polierschiefer (Diatomeen); auch mit einzelnen Basalttufflagen; Schichten, welche 40—60 m mächtig werden. Oder sie liegen direkt auf dem Granit. Die tertiären Tone und Sande über den Basaltdecken enthalten mehrere abbauwürdige Braunkohlenflöze und werden, wie wir oben erwähnt haben, für miocän gehalten.

Die Phonolithe sind etwas jünger als die Basalte, da sie die Basalte durchbrechen und überlagern. Die Mehrzahl derselben stellen wohl sog. Quellkuppen dar; es konnte aber keine lakkolithische Aufwölbung von Sedimenten nachgewiesen werden, wie dies aus dem böhmischen Mittelgebirge bekannt ist²⁾. Gänge von Phonolith durchsetzen die Basaltdecken, z. B. im Scheibenberg bei Hainewalde. Th. Siegert nimmt an, daß die jetzigen Kuppen und Kegel Reste von ehemaligen

¹⁾ Th. Siegert, Erläuterungen zu den Blättern Zittau-Oybin-Lausche und Zittau-Oderwitz der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895 und 1897. J. Hazard, Blatt Rumburg-Seifhennersdorf. Leipzig 1895.

²⁾ J. E. Hibsich, Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges. 61. Bd., Monatsberichte, S. 106. Berlin 1909.

Decken- und stromförmigen Phonolithergüssen gewesen und durch Erosion isoliert seien. Indessen ist es nach den böhmischen Gestalten der Phonolithberge doch wahrscheinlicher, daß auch hier im Zittauer Becken die Phonolithe lakkolithartig erumpierten; dafür spricht, daß sie keine Aschen und Schlackenagglomerate erzeugt haben. Auch erwähnt J. Hazard von Blatt Rumburg, daß die Phonolithe überall, wo sie auf größeren Strecken entblößt sind, gegen ihre Peripherie eine beträchtliche Verfeinerung der porphyrischen Ausscheidungen und des Kornes der Grundmasse zeigen; das spricht für Lakkolithe, in welcher Form ja die Phonolithe auch auf der Rhön und im Hegau lagern, wie im böhmischen Mittelgebirge, dessen nordöstliche Fortsetzung wir hier bei Zittau vor uns sehen. Die Absonderung der Phonolithe bei der Erkaltung geschah in Platten und in Säulen; die letzteren stehen senkrecht und neigen sich gegen die Peripherie, so daß kleinere Kuppen meilerartig aufgebaut erscheinen. Die radialstrahlige Anordnung der meist plumpen, vier- bis fünfseitigen Säulen spricht wiederum für eine lakkolithische Lagerung; auch läßt sie vermuten, daß diese »Quellkuppen« ehemals in tertiären Schichten eingehüllt lagen — sonst wären jetzt ihre Peripherien stärker durch Verwitterung und Erosion zerstört.

In der feinkörnigen grauen Grundmasse der Phonolithe liegen: Sanidin, Nephelin, Augit (auch faseriger Agirin), Magnet- und Titan-eisen, Apatit; gelegentlich Hornblende, sowie Hauyn, Nosean und Sodalith. In einem frischen Phonolith von Pethau (Blatt Oderwitz) beträgt der Gehalt an Kieselsäure 62,2%, an Tonerde 20,5%, an Natron 7,24%, an Kali 4,2%. Es sind also typische Phonolithe, die in zahlreichen Kuppen hier auf der Grenze von Sachsen und Böhmen in der Zeit zwischen den oligocänen und miocänen Braunkohlenablagerungen lakkolithisch entstanden waren.

In dem übrigen Teile des großen Senkungsgebietes zwischen der Oberlausitzer Granitplatte und Iser-Riesengebirge finden wir keine Phonolithe, sondern nur Basalte; ihre Kuppen und Stromreste sehen wir besonders zahlreich in der Gegend von Friedland und zwischen Görlitz und Lauban¹⁾; gegen Norden schwärmen die Basalte bis auf den Löbauer Berg²⁾ und die 429 m hohe Landeskrone bei Görlitz; südlich bis Reichenberg³⁾ in Böhmen. Sogar hoch oben im zerklüfteten Granit der kleinen Schneegrube am Riesenkamm sitzt ein Basaltgang auf, dessen Blöcke sich in den jungen Moränen unterhalb der Schnee-grube zeigen.

1) P. Krusch, Beitrag zur Kenntnis der Basalte zwischen der Lausitzer Neiße und dem Queis; mit geolog. Karte und 5 Taf. Jahrb. preuß. Geolog. Landesanst. 15. Bd., S. 279—324. Berlin 1895. — Auf Tafel XII das Bild eines in lange Säulen abgesonderten Basaltes am Steinberg im Stiftswald, 7 km SW von Lauban am Queis.

2) Oskar Schneider, Geognostische Beschreibung des Löbauer Berges; mit Karte. Abh. d. naturforsch. Ges. zu Görlitz. 13. Bd. 1867.

3) Jos. Gränzer, Gesteine aus der Umgebung Reichenbergs. 1. Nephelinbasalt von der Harzdorfer Talsperre. 2. Nephelinbasalt aus Reichenberg. 3. Basalt von Mafersdorf. Mitteil. d. Vereins der Naturfreunde in Reichenberg, Böhmen. 37. Jahrg. Mit 2 Abbild. Reichenberg 1906.

Eine größere Anzahl von Basaltkuppen und -strömen stehen zerstreut am nördlichen Teile des Katzbachgebirges in der Gegend von Schönau, Goldberg und Jauer. Sogar basaltische Tuffe, Bomben und Lapilli, in einer Kluft im cenomanen Quadersandstein, verbunden mit einem die Tuffe durchbrechenden Gang von kompaktem Basalt, hat H. Scupin¹⁾ an der Katzbach oberhalb Goldberg, da wo die Straße Hermsdorf-Seifenau das Tal kreuzt, aufgefunden; da hier die Basaltbomben im Tuffe Größen bis zu einem halben Meter erreichen, auch größere Blöcke von rotliegendem Konglomerat, wo Zechstein und Buntsandstein aus der Tiefe heraufgebracht wurden, so dürfte hier ein ursprünglicher Eruptionsschlot aus der Tertiärzeit (oberoligocän bis untermiocän) erschlossen sein.

Eine andere Gruppe von Basalten steht in den Granithügeln bei Reichenbach und Nimptsch an. Mehrere kleine Basaltdecken kennt man zwischen den tertiären Ablagerungen bei Falkenberg in Oberschlesien; es bleibt zweifelhaft, ob die tertiären Schichten, welche unter den Basaltströmen liegen, noch ein oligocänes Alter besitzen oder jünger sind, da sie keine Fossilien enthalten. Eine größere Ausdehnung gewinnen Basaltströme und -tuffe im niederen Gesenke: zwischen Freudenthal und Bärn in Mähren stehen sie in hohen Kuppen (der große Raudenberg 780 m hoch) auf den Culmflächen²⁾.

Die Tiefenspalten, auf denen diese verschiedenen Basalte Schlesiens aufgestiegen sind, können bis jetzt wegen mangelnder Aufschlüsse im allgemeinen nicht nachgewiesen werden. Nur die zahlreichen Eruptionen der Zittauer-Laubaner Senke lassen erkennen, daß sich die großen Senkungsspalten längs des Südrandes des Erzgebirges in Nordböhmen hier nach NO fortsetzen; im einzelnen ist aber auch in diesem ausgedehnten Gebiete der Zusammenhang zwischen vulkanischen Eruptionen und den tektonischen Brüchen nicht bekannt. Einen Anfang hierzu hat K. H. Scheumann auf der böhmischen Seite der Sudeten gemacht³⁾: er hat in der Kreideplatte des Polzengebietes zwischen dem Jeschkengebirge und dem Ostende des böhmischen Mittelgebirges einige Sprunglinien nachgewiesen, auf denen in SO-NW-Richtung eine große Anzahl von Eruptivschloten, gangförmig gefüllt mit Basalten, Tuffen und Phonolithen, aufsetzen. »Einige dieser Gangzüge sind auf 25—30 km weit zu verfolgen und reichen bis in die Gegend der Hirschberg-Drumer Teichtalsenkung (südlich Böhmisches-Leipa), die im zentralen Teil der Quaderplatte gelegen ist, und darüber hinaus« (S. 617; vgl. die Kärtchen S. 608 und S. 659).

Schließlich scheint es mir von Wichtigkeit, festzustellen, daß die

¹⁾ H. Scupin, Über vulkanische Bomben aus dem Katzbachgebirge. Zeitschr. f. Naturwiss. 73. Bd., S. 364; mit 2 photograph. Bildern des Aufschlusses. Stuttgart 1901.

²⁾ Alex. Makowsky, Die erloschenen Vulkane Nordmährens und Österreichisch-Schlesiens; mit 1 Abb. u. 1 Karte. Verhandl. des naturforsch. Vereins in Brünn. 21. Bd. Brünn 1883. — J. Jahn, Über die erloschenen Vulkane bei Freudental. Verh. k. Geolog. Reichsanstalt. Jahrg. 1906. S. 113—124. Wien.

³⁾ K. H. Scheumann, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen des Polzengebietes in Nordböhmen. Abh. d. math.-phys. Kl. d. kgl. sächs. Ges. d. Wiss. 32. Bd., S. 607—776. Leipzig 1913; eine vortreffliche Abhandlung mit guten Zeichnungen und Profilen.

Basalte und Phonolithe bei Zittau, sowie die Basalte in der Umgegend von Falkenberg in Oberschlesien wahrscheinlich in der Zeit während der oligocänen und vor der obermiocänen Tertiärstufe erumpierten. Das wäre also dann dieselbe Zeit, in welcher die meisten vulkanischen Gesteine in Mitteleuropa hervorbrachen: im böhmischen Mittelgebirge, in der Rhön, im Habichtswald und im Vogelsberg. Dies wäre auch die Zeit, in welcher die allmähliche Erhebung und Auffaltung der Alpen geschah; ich vermute, daß die Spalten, aus denen die Basalte hervorbrachen, in Zusammenhang stehen mit der Heraufschiebung der Alpen und mit den dadurch bewirkten großen tektonischen Bewegungen in Deutschland (siehe das letzte Kapitel: Tektonik).

10. Diluvium.

Daß die nordischen Gletscher zur älteren Diluvialzeit die ganze schlesische Ebene bis auf die nördlichen Ränder der Sudeten und der Karpathen überflutet hatten, habe ich bereits im II. Bande, S. 487 bis 489, angegeben.

In der Lauban-Zittauer Mulde ist die Braunkohlenformation zum großen Teil überdeckt mit Geschiebelehm, mit fluvioglazialen Schottern und mit Löß; die ersten beiden Ablagerungen enthalten reichlich skandinavische Geschiebe: Feuersteine, Dalaquarzite, Silurkalke, Grauwacken (mit Schrammen), Granite, Diorite, Porphyre¹⁾; bis kopfgroße Gerölle und Geschiebe, gemischt mit vielen einheimischen bis metergroßen Blöcken von Basalten, Phonolithen, Graniten. Die nordischen Moränen erreichen ihre südliche Grenze nördlich von Zittau. Dagegen verbreiten sich die fluvioglazialen Schotter und Sande südlich von Zittau über die jetzige Wasserscheide fort bis jenseits der böhmischen Grenze: wir fanden²⁾ Feuersteingerölle in den Sanden der Umgegend von Pankratz bis zum Fuße des Jeschkengebirges — ein Beweis, daß die Schmelzwasser der in den Gebirgssenkungen der Gegend von Görlitz-Lauban-Zittau lagernden nordischen Gletscher damals nach S, nach Böhmen hin abgeflossen sind. Die Tore in den steilstehenden Quadersandsteinen auf der sächsisch-böhmischen Grenze sind sicher von diesen Gletscherflüssen eingeschnitten; jetzt bilden sie die Wasserscheide und sind trocken. Da nun weder die Gletscher, noch das Wasser bergauf fließen, so muß die Görlitz-Lauban-Zittauer Gegend seit der diluvialen

¹⁾ Th. Siebert, Blätter Zittau-Oderwitz und Zittau-Oybin-Lausche. Leipzig 1895 und 1897.

²⁾ Th. Siebert zeigte mir die skandinavischen Geschiebe in den Sand- und Kiesablagerungen bei Pankratz. Daß dieselben dort auf böhmischem Boden eine weite Verbreitung besitzen — in den alten Flußschottern des Polzengebietes sogar bis Niemes und Böhmisch-Leipa — hat A. Slavik mitgeteilt in: Die Ablagerungen der Glazialperiode und ihre Vorbereitung in Nordböhmen. Sitz.-Ber. der böhm. Ges. d. Wiss., S. 231—249. Prag 1891. — Es flossen also die Schmelzwasser der in der Zittau-Friedland-Laubaner Gegend stehenden skandinavischen Gletscher nach Böhmen ab, d. h. die Eisdecke der jetzigen Zittauer Senke stand mit ihrer Basis in einem so viel höheren absoluten Niveau, daß ihre Schmelzflüsse nach Süden über die jetzige Wasserscheide zwischen Zittau und Böhmisch-Gabel ablaufen konnten, wie ich dies bereits in Bd. II, S. 487 erwähnt habe.

Eiszeit absolut tiefer gesunken sein, und die jetzige Wasserscheide auf der sächsisch-böhmischen Grenze erst zur jüngeren Diluvialzeit entstanden sein. Die Pässe auf der Grenze liegen jetzt 500—570 m über dem Meere; nur der Pankratzer Paß ist niedriger (423 m). Dagegen liegen die Zittauer Neiße bei der Stadt Zittau in 230 m, bei Görlitz in 187 m, und der Queis bei Lauban in 210 über dem Meere¹⁾.

In der Hirschberger Mulde reichen die Grundmoränen und Geschiebe der skandinavischen Gletscher bis nach Hermsdorf und Arnsdorf in etwa 400 m Meereshöhe hinauf; bis in 440 m bei Ober-Buchwald nach einer allerdings nicht ganz sicheren Angabe²⁾. Im Bobertale hinauf ist die Grundmoräne der nordischen Gletscher bis nach Rudelstadt (in 408 m) nachgewiesen³⁾. Die Rotliegenden Gesteine der Bolkenhain-Schönauer Gegend wurden von den nordischen Gletschern 16 km weit bis nach Rudelstadt transportiert. Die tiefe Schlucht des Bober unterhalb Kupferberg ist erst nach der Eiszeit erodiert worden: auf der Hochfläche bei Jannowitz, 25 m über dem Fluß, lagern auf dem Granit fluvioglaziale Schotter, welche im Vereisungsgebiet über die Grundmoräne mit 1—2 m Mächtigkeit übergreifen; Flugsanddünen stehen bei Seiffersdorf über den Hochterrassenschottern. Natürlich wurden diese Schotter nicht »von den vom vorrückenden Eise gestauten

¹⁾ P. Krusch (Jahrb. preuß. Geolog. Landesanst., Berlin 1904, S. 322) mutet dem Gletscher zu, daß er seine erratischen Blöcke bergaufwärts transportiert: »Das Inlandeis war bei seinem Vordringen nach Süden gezwungen, die von den Basaltkuppen (in der Görlitz-Laubaner Senke) losgebrochenen Stücke infolge der Nähe des Gebirges bergauf zu transportieren.« Von dem leicht zu erkennenden Basalt der kleinen Kuppe bei Langenöls hatte Bergrat E. Althans den glazialen Streuengel festgestellt: die Blöcke dieser Basaltkuppe wurden vom Eise bis 5,5 km nach Süden und bis 85 m »in die Höhe transportiert«. Während P. Krusch bemerkt, daß der Olsebach die Blöcke nicht transportiert haben könne, da er von S nach N auf die Basaltkuppe zufließt, soll nach seiner Ansicht das plastische Eis die Blöcke 85 m hoch bergauf, aus der tertiären Ebene bei Langenöls (270 m Kurve) bis auf die Gneisberge am Friedhof von Vogelsdorf (355 m Kurve) geschoben haben! Ich habe in den Alpen niemals gesehen, daß Gletscher ihre Moränenblöcke bergaufwärts bewegt hätten — was ja auch physikalisch unmöglich ist, da das plastische Eis wie das fließende Wasser stets talabwärts fließt, nur langsamer als das Wasser; noch dazu würde es sich in diesem Falle (Langenöls-Vogelsdorf) darum handeln, daß ein Gletscher Blöcke aus dem Untergrunde unter dem Eise, also Grundmoränenblöcke hätte bergaufwärts und gleichzeitig 5,5 km weit transportieren sollen!

²⁾ O. Vorweg, Beiträge zur Diluvialforschung im Riesengebirge. Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges. 49. Bd., S. 829—864. Berlin 1897: ein Ziegeleibesitzer habe ihm gesagt, daß Feuersteine schon oft in der Grube vorgekommen seien.

³⁾ R. Schottky, Beiträge zur Kenntnis der Diluvialablagerungen des Hirschberger Tales; mit Übersichtskarte. Breslau 1885. — E. Althans, Über mutmaßliche Endmoränen eines Gletschers vom Rehornegebirge und Kolbenkamme bei Liebau i. Schl.; Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges. 48. Bd., S. 401—406. Berlin 1896. — G. Berg, Glaziale Bodenformen westlich von Kupferberg im Riesengebirge. Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges. Monatsberichte 1911, S. 139. Berlin. — G. Berg sagt: »eine Inlandeiszunge — der Name Gletscher wäre für einen talaufwärtsstrebenden Eisstrom nicht angebracht«. Also eine »Inlandeiszunge« darf im Katzbachtale von Schönau bis Rudelstadt 16 km weit 100 m bergaufwärts fließen, aber ein Gletscher nicht! Ich habe in den Alpen noch niemals einen Gletscher 16 km weit in einem Tale aufwärts fließen sehen; also werden wohl auch zur Diluvialzeit die Gletscher nicht talaufwärts, sondern stets talabwärts geflossen sein. D. h. die Niveaueverhältnisse müssen zur Eiszeit in Schlesien andere als jetzt gewesen sein.

Gebirgsbächen aufgeschüttet« — sondern es sind die Sandar, welche vor den Gletscherenden talabwärts aufgeschüttet wurden.

Die alte Annahme von dem bis »4000 m mächtigen Inlandeise« (siehe Bd. II, S. 475) wurde auch hier in Schlesien widerlegt. Die Rundhöcker und Gletscherschliffe auf den Graniten der Strehleener Berge sind schon längere Zeit bekannt¹⁾. Während die Landschaftsformen des subsudetischen Hügellandes durch ausgesprochene Rundung und Abgeschliffenheit gekennzeichnet werden, ragten, wie Fr. Frech nachwies²⁾, die beiden höchsten dieser Vorberge, der Rummelsberg 393 m bei Strehlen und der Zobten 718 m bei Schweidnitz als Inselberge (Nunataker) über die Oberfläche der nordischen Gletscher empor: denn ihre Gipelflächen zeigen nicht abgerundete, sondern schroffe Formen und steilere Gehänge; auch tragen sie keine nordischen Geschiebe. In 225—235 m Höhe auf der Ostseite vom Rummelsberge sind Steinbrüche in silurischen Quarzphylliten angelegt, welche auch einen großen Gletschertopf, gefüllt mit nordischen Geschieben und Blöcken (bis zu 1,50 m Größe) aufgeschlossen haben; dieser Gletscherkessel hatte, als er aufgefunden wurde, noch eine Tiefe von 4,50 m und oben einen Durchmesser von 12 m³⁾. Oberhalb von 330 m über dem Meere ist die Kuppe des Rummelsberges nicht vom Eise bearbeitet. Fr. Frech kommt zu dem Schlusse, daß die Mächtigkeit der nordischen Gletscher hier über dem niederschlesischen Hügellande nur eine geringe gewesen sein kann und etwa 200 m betrug. Zu demselben Schlusse einer Eisdicke von 200 m gelangte W. von Lozinski⁴⁾ bei seiner Untersuchung derselben Verhältnisse im polnischen Mittelgebirge: der zentrale unterdevonische Quarzitücken des Heiligkreuzberges, 612 m, bei Kielce ragte etwa 300 m hoch über die Gletscher auf; denn die höchsten Funde von nordischen Geschieben reichen nur ungefähr 300—340 m über Meereshöhe; er ist rings umgeben vom nordischen und gemischten Diluvium, über welche seine Gehänge rasch und steil ansteigen bis auf seinen flachen, breitschultrigen Rücken.

Wegen dieser geringen Mächtigkeit von 200 m des schlesisch-polnischen Eisfeldes ist es nun nicht mehr möglich, zu behaupten, die nordischen Gletscher hätten sich so gewaltig vor dem Nordrande der Sudeten angestaut, daß sie ihre »Inlandszungen« viele Kilometer aufwärts in die Sudetentäler hinaufgedrückt hätten. Wenn das Eis am Rummelsberg nur bis 330 m über dem Meere stand, so konnte es nicht gleichzeitig die skandinavischen Granit- und Gneisblöcke, welche auf dem Nordrande der Sudeten, z. B. auf dem Warthaer Gebirge zwischen

¹⁾ E. Althans, Über Gletscherschrammen und andere Gletschergebilde bei Strehlen i. Schl. 66. Jahresber. Schles. Ges. für vaterländ. Kultur, S. 116. Breslau 1889.

²⁾ Fr. Frech, Über die Mächtigkeit des europäischen Inlandeises und das Klima der Interglazialzeiten. XI. Internat. Geolog. Kongreß. Comptes rendu I. S. 333—357. Stockholm 1910.

³⁾ L. Behr, Über Glazialerscheinungen am Rummelsberg in Schlesien; mit 1 Tafel. Abbild. Jahrb. preuß. Geolog. Landesanst. 32. Bd., I. Teil, S. 301—305. Berlin 1911.

⁴⁾ W. von Lozinski, Der diluviale Nunatak des polnischen Mittelgebirges; Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges. 61. Bd., Monatsberichte S. 447—454. Mit 2 Abb. Berlin 1909.

Wiltsch und Niklasdorf, zahlreich in 560 m Meereshöhe liegen, bis in eine Entfernung von 38 km in der Luftlinie hinaufschieben; wenn am Zobten die Oberfläche des Eisfeldes bis in 330 m stand, so könnten diese Gletscher die skandinavischen Blöcke 40 km weit nach SW bis in die Umgegend von Waldenburg und Gottesberg in eine absolute Höhe von 550 m, in der noch erratische Blöcke liegen, doch nicht hinauf, sondern vielmehr nur hinab transportieren. Der Gletscher ist eine zähe Flüssigkeit, welche nicht aus der schlesischen Ebene 200 m hoch hinauffließen kann bis in den Glatzer Moränenkessel oder auf das fast 600 m hohe Warthaer Gebirge¹⁾. Hinter, d. h. südwestlich vom Warthaer Randgebirge, lagern bei Habersdorf noch in 400 m Grundmoränen mit zahlreichen skandinavischen Blöcken in einer Mächtigkeit von 10 m aufgeschlossen: die nordischen Gletscher hatten demnach das 587 m hohe Warthaer Gebirge überflossen und hatten in dem weiten Glatzer Kessel ausgedehnte Grundmoränen abgelagert. Neuerdings wurden skandinavische Geschiebe sogar bis in das Heuscheuergebirge hinein aufgefunden. (E. Dathe, Monatsberichte der Deutsch. Geolog. Ges. Berlin, 1912. S. 488.)

Auf dem Niederen Gesenke liegen Geschiebemergel und fluvioglaziale Schotter mit skandinavischen Graniten, Gneisen, untersilurischen Orthocerenkalksteinen, Porphyren und anderen Gesteinen in der weiteren Umgebung von Troppau in Österreichisch-Schlesien; bis hoch auf die Culmplateaus finden sich erratische Blöcke, bis in Höhen von 450 und 500 m über dem Meere²⁾. Auf der rechten Oderseite ist das nordische Diluvium stark verbreitet unter der Lößdecke in dem Hügellande von Freistadt und Teschen, wie überhaupt am Nordrande der Beskiden und bis hoch hinauf auf die Karpathensandsteine. G. Göttinger³⁾ betont, daß im Teschener Hügellande die fluvioglazialen Sande und Schotter mit nordischen Geschieben höher hinaufsteigen (bis über 320 m über dem Meere) als die fluviatilen Karpathenschotter; es gibt dort grobe Schotter, welche nur aus nordischem Material bestehen, und deren Aufschüttung »stark strömenden Flüssen« zuzuschreiben sind (S. 76). Aber G. Göttinger sagt nichts über die Richtung, welche die Schmelzwasserströme genommen hätten zu der

¹⁾ E. Dathe, Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges. 52. Bd., Verhandl. S. 70. Berlin 1900. — Siehe meine Geologie, Bd. II, S. 489.

²⁾ Ferd. Roemer, Oberschlesien, S. 432. Breslau 1870. — F. R. hatte als erster auf seiner geognostischen Karte von Oberschlesien die Grenze der nordischen Blöcke gegen Süden mittels einer punktierten Linie angegeben; allerdings damals (1867 bis 1868), wie es nicht anders sein konnte, ziemlich schematisch die Täler hinauf, während tatsächlich nicht in den Tälern, sondern gerade auf den Hochflächen die Geschiebemergel und fluvioglazialen Sande und Schotter, sowie die erratischen Blöcke sich besser erhalten haben als in den Tälern des Culmgebirges, aus denen sie vom fließenden Wasser ausgeräumt wurden. — E. Tietze hat auf seinem Blatte Freudenthal einige größere erratische Blöcke mit roter Farbe eingetragen; vgl. seine Erläuterungen zu diesem Blatte S. 55–62. Wien 1898. — F. Bartonec, Verhandl. k. Geolog. Reichsanst., S. 214, Wien 1910, erwähnt skandinavische Granitblöcke aus der Umgegend von Neu-Würben, auch etwa auf Höhen von 480–500 m.

³⁾ G. Göttinger, Weitere geologische Beobachtungen im Tertiär und Quartär des subbeskidischen Vorlandes in Ostschlesien (Österreich). Verhandl. k. Geolog. Reichsanst., S. 69–89, Wien 1910; vgl. die Übersichtskarte der Verbreitung der nordischen Erratica auf Blatt Freistadt, S. 75.

Zeit der größten Eisbedeckung, als der Südrand der nordischen Gletscher so nahe vor den Karpathen stand¹⁾, daß so grobe Schotter nordischer Geschiebe angehäuft werden konnten. »Mischschotter bilden Übergänge zu den Karpathenschottern«. Nach seiner Darstellung scheinen die nordischen fluvioglazialen Ablagerungen in diesem Gebiete älter zu sein als die einheimischen Schotter. Obgleich G. Götzing er angibt, daß die Grenzflächen zwischen dem tertiären Tegel und den aufgelagerten nordischen fluvioglazialen Sanden und Schottern gegen N einfallen, und in den Quellgebieten der Flüsse im Teschener Hügellande höher liegen als talabwärts, erklärt er dennoch diese Tatsache nicht wie ich durch postglaziale Senkungen der oberschlesischen Ebene, sondern durch Abrutschungen (S. 72), was in einem so großen Gebiete wie der Olsa- und Weichselquellzuflüsse ausgeschlossen ist. Für die Haupteisbedeckung nimmt auch G. Götzing er an, daß die Schmelzwasser unter die Eisdecke entwässerten (S. 89); er sagt dabei nicht, wohin denn diese Schmelzwasser geflossen sein sollen — doch nicht etwa als unterirdische Oder und Weichsel unter den großen Gletschern hindurch 500 km (in der Luftlinie gemessen!) weit bis in die Ostsee!

Wie ich bereits im II. Bande S. 514 bemerkt habe, waren Oder und Weichsel zur Zeit als die skandinavische Eisdecke bis an den Karpathenrand vorgerückt war, überhaupt nicht vorhanden; die Schmelzwasser der schlesischen Gletscher aber konnten nur den einen Ausweg über die jetzt 309 m hohe Wasserscheide zwischen Oder und March bei Neutitschein-Weißkirchen nach Süden hinüber nehmen. Wir sehen daher die skandinavischen erratischen Blöcke im Odertale weit bis auf diese Wasserscheide hinaufgehen. Es müßte untersucht werden, ob die fluviatilen Sande und Schotter südlich der Wasserscheide in dem sehr breiten unteren Bezirktale zwischen Weißkirchen und Prerau in Mähren auch noch nordische Geschiebe führen.

Ebenso nehme ich an, daß die schlesisch-polnischen Eisfelder mit ihren 20—30 km langen Gletschern in die Täler der westgalizischen Karpathen nach Süden abflossen. Die großen fluvioglazialen Schotterflächen des Teschener Hügellandes spitzen sich nach Norden aus, d. h. die Schmelzwasser brachten die Gerölle aus dem nördlich stehenden Eisrande heraus und verbreiteten sie auf den nach S abfallenden Deltahochflächen.

Die ganze große schlesisch-polnische Tiefebene des jetzigen Oder-Weichselfußgebietes muß also zur Haupteiszeit in einem absolut höheren Niveau gestanden haben — mindestens um 400 m — wegen der Hochlage der erratischen Blöcke und Grundmoränen auf den Sudeten und dem notwendigen Gefälle der Gebirgsgletscher; sie war damals vollständig von einer etwa 200 m mächtigen Eisdecke überflutet. Die von dieser Eisdecke abfließenden Gletscher und Schmelzwasser hatten das umgekehrte Gefälle in die Sudeten und in die Karpathen hinein als jetzt, nämlich nach S. Der Hauptabfluß der Schmelzwasser wird seinen Weg über die niedrige Wasserscheide zwischen Oder und March nach S genommen haben.

¹⁾ Vgl. für die galizischen Verhältnisse die Abhandlungen von W. von Lozinski, Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. Jahrb. k. Geol. Reichsanst. 57. Bd., S. 375—398. Wien 1907.

Die höchste Flut des nordischen Eisfeldes in Schlesien muß verhältnismäßig zu den großen Eismassen doch rasch wieder abgeschmolzen und nach N zurückgewichen sein; denn es sind keine Stirn- und Seitenmoränenwälle am Südrande des schlesisch-polnischen Eisfeldes vorhanden. Allerdings wäre es möglich, daß die Stirn- und Seitenmoränen der nordischen Gletscher in Schlesien und Galizien nicht in den Ebenen standen, sondern auf den Sudeten und auf den Karpathen; dafür würden die noch jetzt trotz der Zerstörung durch den Menschen für Bauwerke zahlreichen skandinavischen Blöcke auf den Nordrändern dieser Gebirge sprechen, Blöcke, welche zuweilen mehrere Kubikmeter Inhalt haben. Die auf den Gebirgsrändern liegenden Blockmoränen waren dann naturgemäß stärker der Erosion ausgesetzt gewesen, als diejenigen in der flachen norddeutschen Tiefebene. Daß der Eisrand eine Zeitlang auf den Gebirgsrändern gestanden hat, dafür möchte ich als Beweis die typischen Bändertone anführen, wie sie in Ziegeleigruben, z. B. zwischen Waldenburg und Altwasser oder bei Hirschberg an der Stonsdorfer Straße, ausgebeutet werden. Bänderton ist Gletscherschlamm, der in Stauseen neben Stirn- oder Seitenmoränen während der diluvialen Eiszeit zur Ablagerung gelangte.

Eine erste länger andauernde Stillstandslinie ist erst weit im Norden in der Provinz Posen und in Russisch-Polen durch ausgeprägte Endmoränenwälle gekennzeichnet: in der Umgebung von Lissa im Posenschen (NO Glogau gelegen) beginnen deutliche Moränenwälle und ziehen sich nach NO über Gostyn zu beiden Seiten des Obrabruches zum Warthetale nach Zerkow und Kolo bis zur Weichsel oberhalb Plozk in Polen¹⁾. Zahlreiche Seen auf der Nördseite der Moränenwälle charakterisieren diese südlichste Stillstandslinie, gerade wie die parallelen, viel weiter nördlich durch Pommern und Westpreußen durchziehenden Moränenlandschaften auf der baltischen Seenplatte, der letzten und größten Stillstandslinie der skandinavischen Gletscher. Diese Etappenlinie des rückwandernden Eisfeldes bei Lissa-Kolo entspricht etwa den südlichsten Endmoränen in der südlichen Mark Brandenburg.

Südlich der Endmoränenlinie von Lissa sind keine glazialen Stauseen mehr vorhanden: durch ganz Schlesien nicht, weil eben hier keine Endmoränen, sondern nur die Grundmoränen der Haupteiszeit liegen. Auch das Trebnitzer Katzengebirge nördlich von Breslau, niedrige Hügel, die immerhin 100 m über den umliegenden Ebenen aufragen, bestehen nicht aus Moränenwällen, vielmehr aus Geschiebemergeln, auch Bändertonen, und aus Geschiebesanden (Sandar) mit einem Satteln von tertiären Tonen und Sanden; seine stark welligen und hügeligen Oberflächenformen sind durch Erosion entstanden.

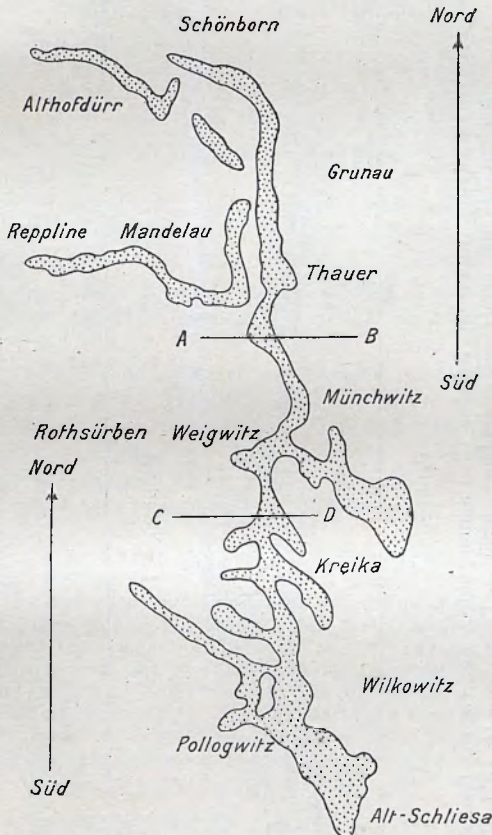
Die nordischen Gletscher der Haupteiszeit haben in der schlesischen Ebene eine Grundmoräne zurückgelassen, einen Geschiebelehm oder Geschiebemergel, der, wenn er an die Oberfläche tritt, einen schweren Lehmboden abgibt²⁾. In der Umgegend von Breslau sind

¹⁾ L. Behr und O. Tietze, Die Fortsetzung der Lissaer Endmoränen nach Russisch-Polen und die Endmoränen bei Mława; mit 2 Übersichtskarten Taf. 4 u. 5. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 33. Bd., Teil I, S. 98–113. Berlin 1912.

²⁾ Vgl. die kürzlich veröffentlichten Blätter Schmolz, Kattern, Groß-Nädlitz, Koberwitz, Rothsürben und Ohlau der preuß. geol. Karte in 1:25 000; sie liegen

allgemein unter der bis 30 m mächtigen Grundmoräne geflößte Sande mit nordischen Geschieben (oft große Blöcke) aufgeschlossen oder erbohrt, welche als Sandar der vorrückenden Gletscher entstanden sind.

Über der Grundmoräne lagern Sande und Schotter, von den Schmelzwassern der nach Norden zurückweichenden Gletscher abgesetzt. Einen typischen Os beschreibt O. Tietze¹⁾; er ist ein gegen



Profil 24 (Maßstab 1:100 000).

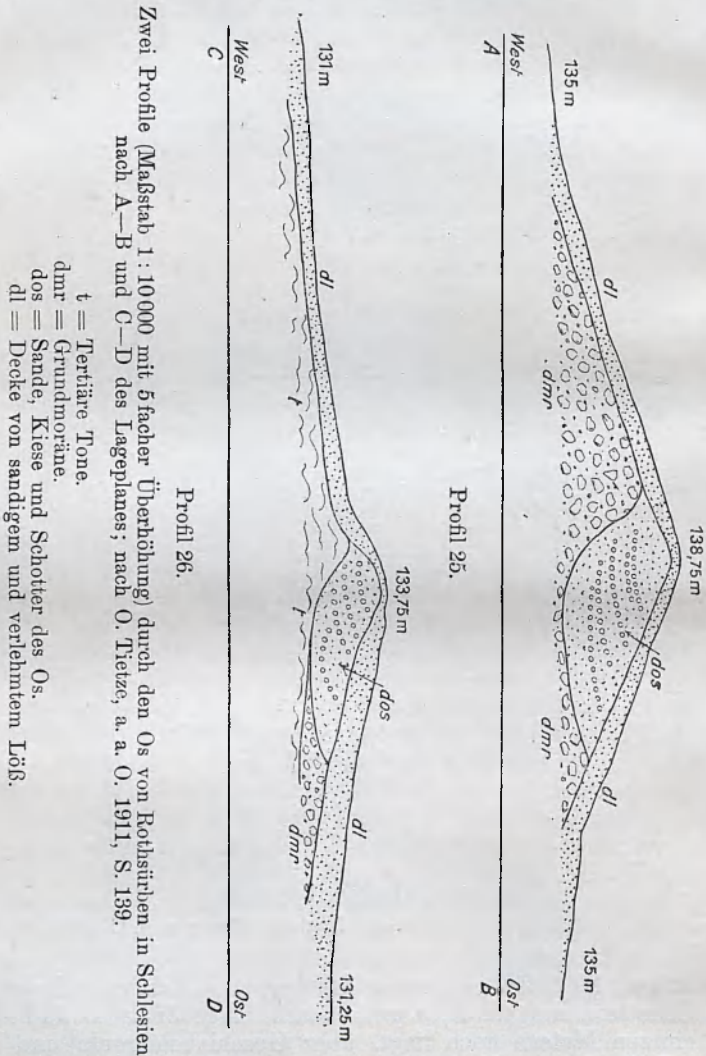
Der Os bei Rothsürben in Schlesien. Nach O. Tietze, a. a. O. 1911, S. 13.

12 km langer, 100—200 m breiter Rücken aus Sanden, Kies und groben Schottern aufgebaut; bereits stark eingeebnet, so daß er nur bis zu einigen Metern hoch liegt, über Geschiebemergeln und unter sandigem Löß. Dieser Sandrücken streckt sich im ganzen seiner Länge nach von N nach S; er schlängelt sich flußartig und nimmt mehrere

nabe südlich der Stadt Breslau. Mit Übersichtskarte der Lieferung 179. Berlin 1911.

¹⁾ O. Tietze, Über einen Os südlich von Breslau. Jahrb. Preuß. Geolog. Landesanst. 30. Bd., S. 135—144. Berlin 1909.

Seitenarme auf. Aus der Struktur und Richtung dieses Os und seiner Arme ist zu erkennen, daß die Schmelzwasser, welche nach allgemeiner Annahme solche Osrücken in Tunneln unter den Gletschern abgesetzt hatten, von Nord nach Süd flossen. Die preußischen Landesgeologen, welche die Blätter Kattern und Rothsürben aufnahmen, er-



wähnen ebensowenig wie O. Tietze in seiner zitierten Abhandlung, daß diese Abflußrichtung der Schmelzwasser nach Süden ganz auffälligerweise der Flußrichtung der Oder entgegengesetzt ist. Nach der Theorie der norddeutschen Flachlandsgeologen müßten ja die Schmelzwasser der schlesischen Ebene während der Haupteiszeit nach Norden unter

der Eisdecke durchgeflossen sein¹⁾. Ich habe wiederholt bemerkt, daß man nicht annehmen darf, die Flüsse seien in der diluvialen Eiszeit bergauf geflossen. Die schlesische Tiefebene mußte also damals die umgekehrte Abdachung als jetzt besessen haben: sie wendete ihr Gefälle nach Süden statt wie jetzt nach Norden. Hierauf gründe ich meine Ansicht (vgl. Bd. II das letzte Kapitel), daß Nordeuropa und damit auch die schlesische Ebene zur borealen Eiszeit in einer absolut und relativ (gegen die Sudeten) höheren Lage sich befanden, und sowohl die Gletscher als die Schmelzwasser und Gletscherflüsse nach Süden sich bewegt haben; die Abdachung des nordeuropäischen Kontinentes also nicht wie jetzt nach N, sondern nach S geneigt stand; jüngere regional-tektonische Bewegungen Europas bewirkten erst die Umkehr.

Es ist bemerkenswert, daß in der schlesischen Ebene nur eine Grundmoräne vorhanden ist: d. h. daß hier nur einmal die skandinavischen Gletscher vorgerückt sind, zur Haupteiszeit, der Zeit, welche ich die »Boreale Periode« der Eiszeit genannt habe²⁾. Auch in der Zittauer Senke steht nur ein Geschiebelehm an³⁾ in einer Mächtigkeit bis zu 3 m. An der Oberfläche lehmig braun verwitternd und entkalkt, zeigt der Geschiebemergel, wenn er in einiger Tiefe erbohrt wird, so z. B. im Untergrund von Breslau, seine typische graue bis dunkelgraue Farbe; er ist stets ungeschichtet und fest gepackt.

Ich nenne diese eine Grundmoräne Schlesiens, weil sie während der borealen Periode der nordischen Eiszeit entstanden ist, die »boreale« Moräne; die Sande und Schotter unter derselben die »präborealen«, und diejenigen über dieser Moräne in der schlesischen Ebene die »postborealen« Sande und Schotter⁴⁾.

¹⁾ O. Tietze, a. a. O. 1911, S. 137, gibt die Höhenzahlen der Oberfläche über dem Meere an; aus denselben ist, wie O. Tietze hervorhebt, ein allgemeines Gefälle der ganzen Oslänge nicht zu entnehmen, weil diese Zahlen sich nur auf die Oberfläche des Os beziehen und eine unregelmäßige Abtragung des Os stattgefunden hat. Die Höhen bewegen sich von 131–140 m, durchschnittlich um 135 m über dem Meer. Die Wirkungen von regional-tektonischen Bewegungen der schlesischen Ebene können auf so kurze Entfernungen, wie die 12 km Länge des Os, nicht wahrgenommen werden, besonders da die Höhenzahlen der Unterlage des Os nicht bekannt sind, und lokale Aufpressungen der unter dem Os lagernden Geschiebemergel und Tertiärtonen stattgefunden haben, wie dies O. Tietze erwähnt; jedenfalls nimmt O. Tietze an, daß das ursprüngliche Gefälle des Os von Nord nach Süd verlaufen ist.

²⁾ R. Lepsius, Die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in Europa. Vortrag, gehalten auf dem XI. Internat. Geolog. Kongreß in Stockholm; Comptes rendus II. Bd., S. 1027–1033. Stockholm 1910. — Vgl. auch meine Abhandlung über die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in den Alpen, S. 135, Darmstadt 1910; sowie im II. Bd. dieser Geologie von Deutschland S. 530. Leipzig 1910.

³⁾ Th. Siegert, a. a. O. 1895, S. 33, und O. Herrmann, Blatt Hirschfelde-Reichenau, S. 28. Leipzig 1896.

⁴⁾ Wenn wir die alpinen Bezeichnungen vergleichen, so würden die »Deckenschotter« der Alpen, nachdem diese durch die treffliche Abhandlung von Roman Frei (Monographie des schweizerischen Deckenschotter, Bern 1912) und durch meine Bestimmung der Höttinger Breccie als pliocän erkannt sind, dem Alter nach den pliocänen Tonen und Sanden in Schlesien und Posen (»Posener Flammentone«, A. Jentzsch) entsprechen. Die schlesische Grundmoräne würde der borealen Hauptmoräne der Alpen, die Sande und Schotter unter und über derselben den Hochterrassenschottern der Schweiz äquivalent sein; vgl. meine Abhandlung über die Eiszeit in den Alpen. Darmstadt 1910.

Die Wirkung des Eisdruckes der in Schlesien nach S vorrückenden borealen Gletscher ist mehrfach in der schlesischen Ebene durch Verstauchungen und Faltungen der unter der Grundmoräne lagernden tertiären und Kreideschichten beobachtet worden. Die starken Verschiebungen und Zerreißen der Flöze in der Kottbus-Forst-Sorauer Braunkohlenmulde in der Niederlausitz reichen südlich bis über die schlesische Grenze bei Weißwasser und Muskau; steile Verdrückungen der Flözpartien, Sattel- und Muldenbiegungen der Flöze, Abrasion der Sättel, Klüfte, Erosionsfurchen und Kessel, erfüllt mit diluvialen Sanden und Kiesen, sind in den Tagebauen der Braunkohlengruben zu sehen. Auch die tertiären Tone und Sande im Untergrunde des Trebnitzer Katzengebirges nördlich von Breslau sind durch Eisdruck verstaucht¹⁾. Aus den Tongruben bei Ingramsdorf, 35 km südwestlich von Breslau gegen Schweidnitz zu gelegen, hat G. Gürich verstauchte pliocäne Tone und ineinander geknetete altdiluviale Bändertone, Grundmoräne und Sande abgebildet²⁾; die jungdiluvialen geschichteten Tone und Schneckenmergel (mit Rhinoceros-Unterkiefer) lagern flach muldenförmig und diskordant über den altdiluvialen verkneteten Schichten; also eine ähnliche Lagerung wie in den Diluvialprofilen auf der Insel Rügen (Bd. II, S. 480) und an der Ostküste der dänischen Insel Moen³⁾: Verknetung des Untergrundes beim Vorrücken der Gletscher während der borealen Periode; darüber diskordanter Absatz der jungdiluvialen Schichten beim Rückzug der Gletscher während der atlantischen Periode der Eiszeit.

Die Verknetungen von Kreidemergeln und miocänen Landschnecken-tonen in den Zementgruben bei Oppeln durch Eisdruck habe ich oben (S. 142) bereits erwähnt.

Autochthone Gletscher bedeckten zur borealen Eiszeit alle höheren Teile der Sudeten; das wissen wir aus der Mischung der einheimischen mit den skandinavischen Geschieben in allen alten Moränen, die wir aus den Tälern der Nordseite der Sudeten kennen; so in der Zittau-Laubaner Senke, in dem Friedeberger und im Hirschberger Kessel, in der Glatzer Mulde. Am Nordfuß des Riesen- und Isergebirges gingen beide Gletscher ineinander über, so daß oft nur einige Prozent skandinavischer Gesteine gegenüber der vorherrschenden Menge von einheimischen in den Moränen der Haupteiszeit liegen.

Wie die skandinavischen Gletscher sich etappenweise nach Norden zurückzogen, so die einheimischen auf die Hochflächen der Gebirge. Auf der horizontalen Fläche des Granits am Adlerfels bei Schreiberhau in 556 m Meereshöhe sieht man ebenso wie an anderen Orten im Bereiche des Großen Zacken zahlreiche Strudellöcher, welche

1) O. Tietze, Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau, S. 270 und Fig. 1 u. 2, S. 271. Jahrb. Preuß. Geolog. Landesanst. 31. Bd., I. Teil, S. 258 bis 298. Berlin 1910.

2) G. Gürich, Der Schneckenmergel von Ingramsdorf und andere Quartärfunde in Schlesien, mit 2 Profilen; Jahrb. Preuß. Geolog. Landesanst. 26. Bd., S. 43—57. Berlin 1905.

3) Chr. Puggaard, Geologie der Insel Moen; eine Untersuchung über die Umwälzungen der Kreide und der Glazialbildung, mit 13 Taf., guten Abb. und Profilen. Leipzig 1852. — Auch neuere Untersuchungen von N. V. Ussing und F. Wahnschaffe.

G. Berendt zuerst richtig als Gletschermühlen deutete¹⁾. Die Schneegruben, der Große und der Kleine Teich sind Kare aus der Eiszeit, deren Ausgänge zum Teil noch mit Moränen gesperrt sind. Die schroffen Karwände im zerklüfteten Granit sind nicht direkt von den Gletschern gebildet, sondern wurden durch Frost- und Eiswirkung aus den steilen Berggehängen herausgesprengt²⁾; sie stehen unter dem Riesenkamme in 1200—1400 m über dem Meere. Die gewaltigen Blockwälle an den unteren Ausgängen der genannten großen Kare sind Stirn- und Seitenmoränen der letzten kleinen Gletscher, die in diesen Gruben lagen. Obwohl sich mehrere Blockmoränenwälle von den Schneegruben etwa 1,5 km weit bis zu den Bärlöchern (in etwa 1000—950 m Meereshöhe), und von den Teichen im Tal der großen Lomnitz bis 2 km hinunter (bis 870 m Meereshöhe) verfolgen lassen, so gehören diese zwei bis drei voreinander stehenden Moränenwälle natürlich nicht der ersten, zweiten und dritten Eiszeit an, wie J. Partsch früher glaubte (siehe Bd. II meiner Geologie S. 488, Anm. 1); sondern sie sind letzte Rückzugsstadien der diluvialen Riesengebirgsgletscher. Wir können aber nicht bestimmen, ob sie vom Ende der borealen Eiszeit oder aus jüngeren Rückzugsstadien übrig geblieben sind³⁾.

Auf der Südseite der Schneekoppe sind im Riesengrund und in dem aus ihm hervorgehenden Tale der Großen Aupa Blockwälle zu sehen, aus Gesteinen des Riesenkammes bestehend, welche oberhalb Petzer bis 800 m Meereshöhe hinabreichen.

Auch auf dem Nordrande der Sudeten ist nur ein Geschiebemergel vorhanden; in der Hirschberger Senke sah ich in den Ziegeleigruben an der Stonsdorfer Straße Geschiebemergel mit nordischen (Feuersteine, Granite) und einheimischen (schwarze silurische Kiesel-schiefer aus dem Katzbachgebirge und Rotliegende Sandsteine aus der Löwenberger Gegend, sowie Granite, Augengneise u. a. vom Riesengebirge) Blöcken und Geschieben; unter dem 3 m mächtigen Geschiebemergel lagen die feinschlammigen Bändertone 5—6 m mächtig, unten auf zerfallenem Granit auflagernd. Ähnlich ist es in der Glatzer Mulde.

Die boreale Grundmoräne der schlesischen Ebene wird zumeist bedeckt in den südlichen Teilen von Schlesien von Löß und Lößlehm, die bekannte Fruchtbarkeit Schlesiens erzeugend; in den nördlichen Teilen von jüngeren Sanden, Flugsanden mit zahlreichen Dünen, mit ausgedehnten Kiefernwäldern bestanden. Die Lößflächen liegen zwischen dem Sudetenrande und dem Odertale; das subsudetische Hügel-land ist mit Löß überschüttet bis zu Höhen von über 330 m Meeres-

¹⁾ G. Berendt, Spuren einer Vergletscherung des Riesengebirges. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 12. Bd., S. 37—90; mit Fig. u. 3 Taf. Berlin 1893. — Ich habe diese Strudellöcher besucht; ihre Deutung als prähistorische »Opferkessel« ist ganz ausgeschlossen.

²⁾ R. Lepsius, Über Gletschererosion. I. Kare. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 62. Bd., S. 675—686. Berlin 1910.

³⁾ A. Penck hätte natürlich sogleich eine seiner spätglazialen alpinen Bezeichnungen für diese Moränen des Riesengebirges zur Hand: »Achenschwankung«, »Bühlstadium«, »Gschmitzstadium«, »Daunstadium« — was man will! Vgl. meine Abhandlung über: Die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in den Alpen. Darmstadt 1910.

höhe¹⁾; ebenso die Vorhöhen der Beskiden bis zur oberen Oder und obersten Weichsel. Auf den Südhängen des oberschlesischen Muschelkalkzuges bildet der Löß eine breite Zone, namentlich zwischen Leschnitz und Ujest; am Südabhange der Basaltkuppe des Annaberges (385 m) bei Leschnitz sieht man zahlreiche tiefe Lößhöhlen mit senkrechten Wänden wie bei uns am Rheine. Ebenso findet man im dortigen Löß überall dieselben Lößschnecken wie im Rheinlöß. Auch die über 300 m hoch aufsteigenden Höhen von Pschow und Loslau, südlich von Rybnik, sind mit Löß bedeckt²⁾.

Wo die Lößdecke auf diluvialen Sanden und Schottern in der Ebene und im subsudetischen Hügellande auflagert, finden sich stets Gerölle mit Windschliff, auch Dreikanter zum Beweise der äolischen Entstehung des Lößes. Auch sehen wir in der Umgegend von Breslau, daß der Flugsand allmählich in sandigen Löß und schließlich in echten Löß übergeht; so stehen auf der nördlichen Seite des Odertales die Flugsanddünen bei Großnädltitz und Meleschwitz; auf der südlichen Oderseite breiten sich die feinsandigen Flugsande flach aus; erst im Fortschreiten gegen das subsudetische Hügelland finden wir in den Gebieten bei Striegau, am Zobten, bei Strehlen und bei anderen Orten den richtigen Löß, anstehend in den bekannten Lößterrassen und in den Steilwänden der Lößhohlwege³⁾. Auch Schwarzerde, bis zu 1 m mächtig, hat sich auf der Oberfläche des Löß gebildet; er war während der Steppenzeit entstanden (vgl. Blatt Schmolz, S. 15, Berlin 1911).

In der Ebene ist der Löß kaum 2 m mächtig; am Gebirgsrande wird er mächtiger. Jedoch scheint nur ein Löß, der ältere Löß, vorhanden zu sein; wenigstens wird in der Literatur kein Lößprofil mit älterem und jüngerem Löß aus Schlesien angegeben. Lößkindchen liegen häufig im schlesischen Löß.

Auf das hohe Gebirge der Sudeten ist der Löß kaum hinaufgeflogen; nur in einigen tief liegenden Talgründen nahe dem Rande der Ebene scheint er noch in kleinen Flecken vorzukommen: so in Quolsdorf, westlich von Freiburg gelegen, von wo ein »winzig kleiner« Lößrest mit *Succinea oblonga*, *Pupa muscorum* und Lößkindeln erwähnt wird⁴⁾. Dieser Punkt liegt nicht höher als 330 m über dem Meere. In dem weiten Talgrunde von Hirschberg oder im Glatzer Kessel fehlt der Löß auf den dortigen Moränen, Sanden und Schottern, obwohl die erratischen Blöcke der Haupteiszeit dort bis 560 m hinaufsteigen.

Ich sehe diese Tatsache als einen Beweis von tektonischen Bewegungen nach der Haupteisverbreitung und vor der Steppenzeit

¹⁾ Siehe die beiden Bilder der Lößwände beim Dorfe Trebnig (Blatt Jordansmühl) in den Erläuterungen zu Blatt Koberwitz, Tafel, Berlin 1911; der Maßstab fehlt. Chemische Analysen von Lößböden, daselbst S. 16—33.

²⁾ Siehe Ferd. Roemer, Oberschlesien, a. a. O. 1870, S. 431. Daß Ferd. Roemer als nördliche Grenze der Lößbedeckung daselbst eine Linie angibt, welche die Städte Neiße, Oberglogau und Kosel verbindet, hat für Niederschlesien keine Geltung.

³⁾ Genauere Untersuchungen über den Löß und seine Übergänge in die Flugsande fehlen auch hier, vgl. Bd. II, S. 490, Anm. 1.

⁴⁾ Erläuterung zu Blatt Freiburg von E. Dathe und E. Zimmerman, S. 131. Berlin 1912.

des Löß an: die ungeheure Eisdecke hat sich aus Schlesien deswegen nach Norden zurückgezogen, weil die schlesische Ebene gleichzeitig mit der norddeutschen Tiefebene gegen die Randgebirge absank, und zwar in der ersten Etappe der diluvialen europäischen Absenkung zwischen der borealen und atlantischen Periode der Eiszeit (siehe Bd. II, S. 530).

Die schlesische Ebene war nach dem Abschmelzen der Gletscher zunächst lange Zeit ohne Waldvegetation; sie war eine sandige Steppe, aus deren Sandmassen die Winde den Flugsand und seine Dünen, sowie den feinen Lößstaub auswehten. Bis auf den hohen Sudetenrand (Eulengebirge bis 1000 m Höhe über dem Meere) konnten die Winde den Lößstaub nicht hinauftragen; außerdem waren die Sudeten während der diluvialen Eiszeit vermutlich mit dem lößfeindlichen Walde bedeckt. Nur die flacheren subsudetischen und subbeskidischen Hügellande wurden mit dem Löß der Grassteppen aus den nördlich und östlich liegenden Sandwüsten überschüttet.

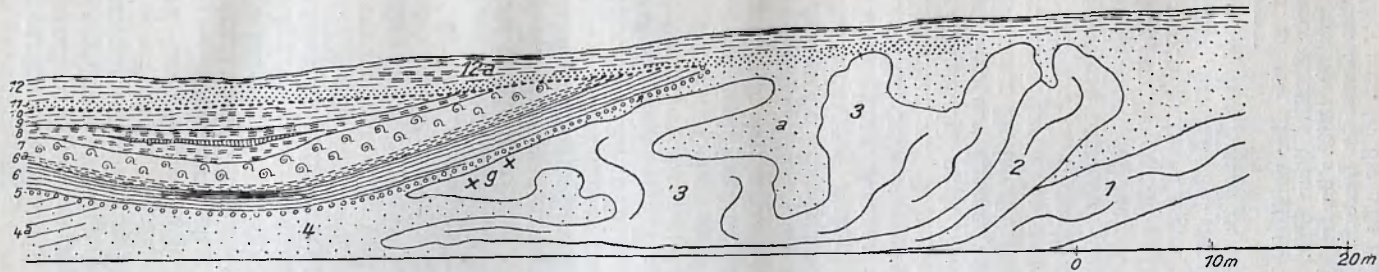
Auf der Südseite der Sudeten sehen wir dieselben Verhältnisse wie in der schlesischen Ebene herrschen: sehr große Flächen von diluvialen Sanden und Schottern in den weiten Talebenen der March gaben als Sandwüsten den Staub her, der sich als Löß in den Randgebieten der Gebirge in ausgedehnten Steppen absetzte. Im typischen Löß am Roten Berge bei Brünn in Mähren wurden unter anderen Tierresten auch charakteristische Steppentiere entdeckt¹⁾: nämlich mit dem *Meles taxus* dem Dachs, und *Putorius foetidus* dem Iltis, auch *Gulo borealis* Nils., der Vielfraß, der bekannte Feind der Lemminge in den sibirischen Steppen.

Ungeheure Flächen im Norden und Osten der schlesisch-polnischen Ebenen sind noch jetzt mit diluvialen Sanden und Kiesen, den Sandar der Eiszeit, bedeckt; in Schlesien werden sie von der genügsamen Kiefer in ausgedehnten Wäldern verhüllt; in dem benachbarten Polen sind noch sehr große »Sandwüsten vorhanden, in welchen der lose Sand ohne alle Bedeckung und ohne allen Pflanzenwuchs in trostloser Öde zutage liegt« (Ferd. Roemer a. a. O. 1870, S. 428). Diese weit ausgebreiteten Sandmassen wurden von den Schmelzwässern der nordischen Gletscher auf die schlesische Hauptmoräne aufgeworfen, als das boreale Eisfeld sich nach Norden aus der schlesischen Ebene zurückzog.

Nachdem der Eisrand die erste posesen-polnische Stillstandsetappe in den Lissaer Endmoränenwällen erreicht hatte, bildete sich südlich des Eisrandes durch die erste Absenkung von Nordeuropa das älteste Urstromtal, von G. Berendt zuerst erkannt und von ihm das Breslau-Hannoversche Urstromtal genannt; in diesem ältesten und südlichsten Urstromtale der norddeutschen Tiefebene²⁾ floß die nun erst entstandene Oder von Breslau über Liegnitz und Freiwaldau durch die Niederlausitz zur Elbe bei Torgau und dann weiter nach NW von Magdeburg durch das Allertal zur Unterweser, schließlich mit dem Niederrhein durch den Kanal in den Atlantischen Ozean.

¹⁾ A. Rzehak, Der nordische Vielfraß im Brüner Löß. Verhandl. k. Geolog. Reichsanstalt, S. 287. Wien 1910.

²⁾ Siehe die Blätter Breslau, Posen, Görlitz, Frankfurt a. Oder, Berlin meiner geologischen Karte des Deutschen Reiches in 27 Blättern, auf denen ich die alten Urstromtäler nach G. Berendts Angaben eingezeichnet habe.



Profil 27

durch die verkneteten altdiluvialen Schichten und jungdiluvialen Schneckenmergel in den Tongruven von Ingramsdorf in Schlesien; nach G. Gürich, Jahrb. Preuß. Geolog. Landesanst., S. 44. Berlin 1905.

- | | |
|--|-----------------|
| 1. Pliocäne Flammentone. | |
| 2. Bändertone | |
| 3. Geschiebemergel; darin bei g größere nordische Blöcke | } Altdiluvium. |
| 4. Sande und lehmige Sande | |
| 5. Lage haselnußgroßer Quarzgerölle | } Jungdiluvium. |
| 6. Mergeliger geschichteter Ton | |
| 6a. Humose Mergelschicht | |
| 7. Schneckenmergel mit Blättern und mit Rhinoceros | |
| 8. Torf mit tonigem Zwischenmittel | } Altalluvium. |
| 9. Sandiger Ton mit humosen Lagen | |
| 10. Gröberer Kies mit Kantengeschoben | |
| 11. Flußkies | |
| 12. Lehm mit Torflagen | |

An fossilen Resten aus den diluvialen Ablagerungen von Schlesien ist im ganzen nicht viel bekannt geworden. Eine wichtige Fundstätte sind die bereits erwähnten »Schneckenmergel« G. Gürichs von Ingramsdorf bis Schweidnitz (Profil 27).

Aus den Schichten 6 und 7 wurde von G. Gürich und F. Hartmann¹⁾ eine ziemlich reiche Flora aufgefunden, welche mit Unrecht in drei verschiedene Elemente von F. Hartmann zerlegt wurde:

a) Die bekannte *Betula nana*, die Zwergbirke, als »einzige echte Glazialpflanze«, soll ein kälteres Klima anzeigen. Dabei wächst *Betula nana*, wie Fr. Frech anführt²⁾, auf der Iserwiese und den Reinerzer Seefeldern; und wächst überall auf Torfmooren in den mitteleuropäischen Gebirgen, in denen von einem »glazialen« Klima keine Rede ist³⁾.

b) Pflanzen, die eine größere Wärme bedürfen, wie *Acer tataricum*, *Tilia platyphyllos*, *Najas marina*.

c) Wasserpflanzen, die bis zu einem gewissen Grade von der Wärme unabhängig sind: die *Potamogeton*-Arten, Laichkräuter, in Deutschland jetzt allgemein im süßen Wasser verbreitet, und andere Wasserpflanzen, wie die *Nymphaeaceen* (Seerosen).

Dryas octopetala fehlt, was ganz natürlich ist, da wir es hier nicht mit Pflanzen zu tun haben, welche in der Nähe von Gletschern wuchsen. Auch die Moose der Hochmoore (*Sphagnum*) fehlen. Wie aus der folgenden Liste hervorgeht, haben wir es hier mit einer Waldflora zu tun, welche an einem Teiche wuchs; in dem Teiche wuchsen die Wasserpflanzen und lebten die nachfolgend genannten Süßwasserschnecken.

Charakteristischer Weise fehlt die Buche, deren spätes Eindringen in Europa ich in der genannten Abhandlung (1910, S. 57) hervorgehoben habe.

Aus der Liste der Ingramsdorfer Pflanzen von F. Hartmann erwähne ich hier:

Picea excelsa, unsere gemeine Fichte.

Pinus silvestris, unsere gemeine Kiefer.

Potamogeton natans, schwimmendes Laichkraut, gemein in unseren Teichen und Flüssen.

Phragmites communis, unser gemeinsames Schilfrohr.

Carex caespitosa, ein Rietgras, auf feuchten Wiesen häufig.

Iris pseudacorus, Schwertlilie, auf feuchten Wiesen und am Ufer der Flüsse und Gräben häufig.

Salix alba, Silberweide, in feuchten Wäldern.

— *fragilis*, Bruchweide, ebenso.

¹⁾ G. Gürich, a. a. O. 1905, S. 52. — F. Hartmann, Die fossile Flora in Ingramsdorf. Diss. Breslau 1907.

²⁾ Fr. Frech, a. a. O. 1910. Stockholm S. 344.

³⁾ Vgl., was ich über *Betula nana* S. 61 ff. und die sog. »echten Glazialpflanzen« in meiner Abhandlung über die Eiszeit in den Alpen, Darmstadt 1910, geschrieben habe; ebenso die betreffenden Ausführungen von H. Brockmann-Jerosch, 1910.

- repens, Kriechweide, auf Moorbiesen nicht selten.
Corylus avellana, Haselstrauch, in unseren Wäldern überall verbreitet.
Carpinus betulus, Hainbuche, ebenso.
Betula verrucosa, unsere gemeine Birke.
 — *nana*, Zwergbirke, auf Torfmooren in den mitteldeutschen Gebirgen.
Alnus glutinosa, Schwarzerle, häufig in feuchten Wäldern.
Quercus robur, unsere Eiche.
Nymphaea alba, weiße Seerose, verbreitet auf stehenden und langsam fließenden Gewässern.
Prunus spinosa, Schwarzdorn, Schlehen, häufig an Waldrändern und in Hecken.
Tilia platyphyllos, Sommerlinde, in unseren Wäldern verbreitet.
Trapa natans, Wassernuß, in stehenden und langsam fließenden Gewässern selten; die Steinkerne subfossil in Torflagern der norddeutschen Tiefebene.
Cornus sanguinea, roter Hartriegel, verbreitet in unseren Wäldern.

Aus der Liste der Schnecken von G. Gürich aus den Mergeln bei Ingramsdorf führe ich hier an:

- Limnaea* (*Gulnaria*) *ovata* Drap.
 — (—) *peregra* Brüll.
 — (*Limnophysa*) *palustris* Brüll var. *corvus* Gmel.
 — (—) — var. *turricula* Held.
Planorbis albus Müll. häufig.
Ancylus (*Velletia*) *lacustris* L.
Bythinia tentaculata Gray. häufig.
Valvata piscinalis Müll. häufig.
Pisidium fontinale Pfeiff.
Unio sp. häufig mit geschlossenen Klappen.

Diese Fauna von Süßwasserschnecken und Muscheln »weist keine fremdartigen Züge auf; es sind Arten, die noch jetzt in derselben Gegend vorkommen« (G. Gürich, S. 52).

Von Wirbeltieren finden sich im Schneckenmergel:

- Knochen und Schuppen eines Fisches.
 Backzahn eines kleinen Nagers.
Rhinoceros sp. linker Unterkiefer mit 5 Backzähnen.

Die Flora und Fauna aus den Mergeln von Ingramsdorf ist weder »glazial«, noch »interglazial«; sie entspricht, wie die meisten quartären Floren und Faunen in Mitteleuropa, im ganzen den jetzt an Ort und Stelle lebenden Pflanzen und Tieren. Jedoch weist das Fehlen der Buche noch auf ein kontinentaleres Klima; der *Rhinoceros* rest, vermutlich *Rh. tichorhinus*, auf ein diluviales Alter.

Meiner Ansicht nach sind die Schneckenmergel von Ingramsdorf jünger als die Lößformation dieser subsudetischen Hügel: denn wir haben eine Vegetation feuchter Wälder und Teiche, sowie eine Süß-

wasserfauna, keine Steppenfauna. Älter als das auflagernde Altdiluvium, dürften also die Schichten 5—9 im Profile Gürichs ein jungdiluviales Alter besitzen. Das kältere Klima der Haupteiszeit ist vorüber; einige Pflanzen, wie *Betula nana*, und einige Tiere, wie *Rhinoceros*, haben sich an das wärmere Klima der jüngeren Diluvialzeit gewöhnt. Der Buchenwald ist vom atlantischen Ozean her noch nicht in Schlesien eingewandert. Ein Wald von Eichen, Ahorn, Linden bedeckte die ehemalige Steppe und bedingt ein feuchteres Klima als zur mitteldiluvialen Lößzeit. Auch in bezug auf die klimatischen Veränderungen, welche uns diese Änderungen der Vegetation im Verlaufe der ganzen Diluvialzeit angeben, kommen wir ohne regional-tektonische Bewegungen nicht aus: die schlesische Ebene sank seit der Haupteiszeit in ein absolut tieferes Niveau: es entstanden zunächst Steppen (Löß) und Wüsten (Sandar); nach fortgesetzter Senkung bedeckte sich die Ebene mit Wäldern und Teichen zur jungdiluvialen Zeit. *Betula nana* wich aus der wärmer gewordenen Ebene auf das kältere Gebirge in Höhen von 750 m auf den Reinerzer Seefeldern und von 800—900 m im Isergebirge zurück.

Auch aus Ablagerungen der älteren und kälteren Diluvialzeit sind einzelne Tierreste in Schlesien aufgefunden worden. So der in Deutschland selten vorkommende *Moschusochse*, *Ovibos moschatus*, ein Schädel in der Breslauer Universitätsammlung; der Fundort ist nicht genau festzustellen; vielleicht aus einem grobsandig grauen Lehm vom Kamnig bei Münsterberg in den Strehleher Bergen¹⁾. Ein vollständig erhaltener Schädel mit Unterkiefer vom *Rhinoceros tichorhinus* wurde in einer Sand- und Kiesgrube am rechten Talgehänge des Erlenbaches zu Gnadenfeld bei Kosel in Oberschlesien im Jahre 1877 ausgegraben²⁾. Wie gewöhnlich, sind auch im schlesischen Diluvium am häufigsten Reste von *Elephas primigenius*; auch *Bos primigenius* und *Bison priscus* wurden gefunden³⁾. Das genauere Alter der Ablagerungen, in denen die Reste dieser Landsäugetiere der Diluvialzeit lagen, ist nicht bekannt. Vermutlich stammen sie aus den Schichten über der Grundmoräne, also aus den Sanden und Kiesen oder aus den Flugsanden und dem Löß. Von menschlichen Resten aus den diluvialen Ablagerungen oder Höhlen scheint in Schlesien nichts gefunden worden zu sein; G. Gürich erwähnt (a. a. O. 1890, S. 163) bearbeitete Hirschgeweihe aus Diluvialkies vom Mondschütz bei Wohlau.

¹⁾ Ferd. Roemer, Über das Vorkommen des Moschusochsen im Diluvium Schlesiens. Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges. 24. Bd., S. 600—604. Berlin 1874. — *Ovibos moschatus* lebt jetzt in Grönland und dem nördlichen Kanada südlich bis zum 60. Breitengrad in Herden überall verbreitet, auf den Tundren nördlich der Waldgrenze.

²⁾ Ferd. Roemer, Über einen Schädel von *Rhinoceros tichorhinus* aus dem Diluvium von Gnadenfeld bei Cosel. Schles. Ges. für vaterländ. Kultur, Sitzung vom 26. Juni 1878. Breslau.

³⁾ Ferd. Roemer, Geologie von Oberschlesien, S. 435. Breslau 1870.

III. Stratigraphie.

Die ältesten Sedimente, welche in den Sudeten Fossilien enthalten, sind die Silurschichten: in der Umgegend von Görlitz sind untersilurische Quarzite und Grauwacken mit *Lingula Rouaulti* (Armorianischer Sandstein) bekannt; sie gehören zu der thüringisch-sächsischen Küstenfacies, deren Sandsteine und Konglomerate nach Süden über das obercambrische Festland transgradierten. Die obersilurischen Alaunschiefer und Kieselschiefer mit Graptolithen stehen in einzelnen Resten an sowohl in den Oberlausitzer Hügeln, der Umgegend von Görlitz als im Katzbach- und im Glatzer Gebirge; einige Kalksteinbänke enthalten unbestimmbare Orthoceratiden. Auf der Südseite der Sudeten wurden nur einige zweifelhafte Silurfossilien (*Bellerophon?*, ein Trilobit, Crinoiden) im Kalkstein des Jeschkengebirges gefunden.

Die thüringisch-sächsische Silurfacies, zu der diese wenigen Silurreste in den Sudeten ihrer Ausbildung nach zu rechnen sind, weicht immerhin genügend sowohl von der böhmischen, als von der nordischen Silurfacies ab, um in einem selbständigen Meere zur Ablagerung gekommen zu sein; hierzu würden auch die Silurreste im Harze und im Kellerwalde zu rechnen sein.

Unter dem Silur lagert in den Katzbach-, Jeschken-, Eisenbroder- und Glatzer Gebirgen eine mächtige Serie von grauen und grünen Tonschiefern, welche feinkörnige Grauwacken, sowie Bänke und Linsen von grauen Kalksteinen und Dolomiten enthalten; ausgedehnte Decken von Diabasen mit Tuffen (Schalsteinen) liegen in diesen »Urschiefern«, besonders zahlreich im Eisenbroder Gebirge. Entsprechend den ostthüringischen und sächsischen Gebieten, zu denen die Verbindung über die Elbe bei Tetschen und bei Berggießhübel-Tharandt herzustellen wären, können wir diese schlesisch-böhmischen vorsilurischen Schiefer nur dem Cambrium zuweisen. Die jedenfalls vorhandene Diskordanz zwischen Cambrium und Silur ist in den Sudeten nicht festzustellen; dazu reichen die Aufschlüsse bis jetzt nicht aus.

Gehen wir noch tiefer in den Schichtenkomplexen, so finden wir Phyllite, in großer Ausdehnung vor allem auf der Südseite des Riesengebirges, sowie im Nachod-Reichenauer und im Glatzer Gebirge; Chloritschiefer (»Grünschiefer«), Biotitphyllite, Quarzite, Graphitschiefer und ähnliche Gesteine, auch Kalksteine wechsellagern mit dem gewöhnlichen Sericit-Phylliten oder Tonschiefer-ähnlichen Phylliten.

Unter dieser mächtigen Phyllitformation folgt die ebenso mächtige Serie echter Glimmerschiefer¹⁾ über den konkordanten Gneisgranitgewölben im Kemnitzgebirge, in den südlichen und östlichen Gebieten

¹⁾ Für eine richtige genetische Deutung der kristallinen Schiefer müssen wir unbedingt unterscheiden die »echten« Glimmerschiefer, d. h. ganz kristalline Gesteine einer mächtigen »Glimmerschiefer-Formation«, welche über den konkordanten Gneisgraniten in allen kristallinen Grundgebirgen lagert, und davon abtrennen die glimmerschiefer-ähnlichen Gesteine, wie sie in den Andalusit-Glimmerschiefern oder Hornfelsen der Kontakthöfe der diskordant durchgreifenden Granitstöcke in ganz anderen Lagerungsformen und nur akzessorisch vorkommen. Dies hat G. Berg nicht beachtet in seinem Aufsatz über Granitstöcke und Gneismassive, Geolog. Rundschau, IV. Bd., S. 225. Leipzig 1913.

des Riesengebirges von Hohenelbe über die Aupa-Thäler bis nach Kupferberg. Am weitesten verbreitet sich aber die Glimmerschieferformation in den Mulden des kristallinen Grundgebirges vom Hohen Gesenke (Altvater) bis zum Gabelschwerdter und Adlergebirge und südlich bis zum rotliegenden Boskowitzter Graben in Mähren. Eine mannigfaltige Folge von metamorphen Sedimentgesteinen setzt diese Glimmerschieferformation zusammen: Marmore und Kalksilicate (Granat-, Tremolit-, Pyroxengesteine), Granulite, Chlorit-, Hornblendeschiefer, Amphibolite (umgewandelte Diabastuffe), Uralitdiabase und Gabbros — kurz die ganze Reihe der Schieferhülle der Gneisgranitkuppeln.

Charakteristisch für diese Glimmerschieferformation ist es, daß ihre Schichten konkordant eintauchen in die Gneisgranitgewölbe, und je tiefer nach unten, um so stärker wechsellagern mit echten Gneisen, bis diese schließlich allein herrschen. Charakteristisch ist auch vor allem, daß diese Schieferhülle der Gneise von zahlreichen Apophysen von Apliten und Pegmatiten, den Nachschüben der Gneisgranitlakkolithe, durchsetzt werden.

Welches geologische Alter dieser in die Gneise allmählich übergehenden Serie der Glimmerschiefer zukommt, wissen wir nicht, weil sie bei ihrer metamorphen Kristallinität naturgemäß keine Fossilien enthalten können; die Glimmerschiefer bilden kein selbständiges Schichtensystem, sondern sind nur stark kristallin durch die Gneisgranite umgewandelte Phyllite oder »Urtonschiefer«; wenn wir diese als Cambrium ansehen, würden auch die Glimmerschiefer zum Cambrium gehören. Die Gneisgranitlakkolithe aber würden jünger als Cambrium sein, da sie die cambrischen Schiefer eingeschmolzen und umkristallisiert haben.

Eine zweite, meiner Ansicht nach jüngere Serie vom Gneisgraniten setzt das Eulengebirge zusammen; hier fehlt eine eigentliche Glimmerschieferformation vollständig; dagegen finden wir zwischen die Gneise eingelagert: Granulite, Amphibolithe, Serpentinabbros, seltener Graphitgneise und Marmore. Diese Gesteinsserien des Eulengebirges und die Struktur derselben läßt sich am ehesten vergleichen mit dem sächsischen Granulitgebirge und der Münchberger Gneisplatte; auch in der Tektonik der Sudeten dürfte sich das Eulengebirge in einem großen äußeren Bogen an jene beiden Gebirge angliedern lassen. Da nun der Granulitgneis des sächsischen Mittelgebirges erweislich (durch die Kontaktmetamorphose) jünger ist als Devon, so möchte ich auch den Gneislakkolith des Eulengebirges für jünger als Devon halten, obwohl die Eulengebirgsgneise nicht sichtbar in direkte Berührung mit devonischen oder silurischen Schichten treten. Jedenfalls sind die Gneisgranite des Eulengebirges älter als Culm, da in den Culmkonglomeraten bereits zahlreiche Gerölle der Eulengneise eingebettet liegen.

Den Gabbro-Diabaszug von Neurode halte ich für veränderte oberdevonische Diabase, kontaktmetamorph verändert durch die unterlagernden Gneisgranite des Eulengebirges. Daß diese Gabbros jünger sind als die oberdevonischen Kalke, beweist der im Ebersdorfer Kalkberge (Glatzer Gebirge) eingeklemmte Gabbrokeil über dem oberdevonischen Sattel; daß sie älter sind als Culm, beweisen die massen-

haften Gerölle der Neuroder Gabbrodiabase in den dortigen Culm-konglomeraten.

Der jüngste der Granite ist der gewaltige Granitlakkolith des Riesen-Iserkammes; keine Gerölle desselben finden sich in den Culm-konglomeraten; er greift diskordant durch die ringsum lagernden Gebirge; er hat keine echte Glimmerschiefer-Formation, sondern Hornfelskontakt-höfe in den durchbrochenen Phylliten erzeugt. Vermutlich besitzt der Riesen-Iserkammgranit ein postculmisches und ein präkarbonisches Alter, wie die Kirchberg-Eibenstock-Neudeker Granitstöcke im säch-sischen Erzgebirge oder diejenigen des Fichtelgebirges.

Wir haben also in den altpaläozoischen Schieferserien der Sudeten drei verschieden altrige Granitlakkolithe:

1. Die Gneisgranite des »kristallinen Grundgebirges« im Kemnitz-Greifenberg-Kratzauer Gneisgebirge, und in den Reichenstein-Alt-vater-Adler-Schönberger Gneisgebirgen: postcambrisches Alter.

2. Die Gneisgranite des Eulengebirges: postdevonisches Alter.

3. Die massigen Granite des Iser-Riesenkammes; die Granite von Striegau, vom Zobten und von Friedeberg in Österreichisch-Schlesien: postculmisches Alter.

Ferner haben wir gesehen, daß das Brüner Granitmassiv älter ist als die auf seinem Rücken auflagernden Devonstufen: denn die unterdevonischen Konglomerate enthalten dort bereits Gerölle des Brüner Granit-Dioritstockes.

Metamorph durch Granite umgewandeltes Devon haben wir nur am Ostrande des Hohen Gesenkes und in den Devoninseln von Bennisch-Bärn-Sternberg im Niederen Gesenke kennen gelernt, jedoch ohne daß es bisher klargestellt wäre, welche Granite diese Metamorphose der Devongesteine, z. B. der Umwandlung der Bennischer Devoneisensteine in Magneteisen erzeugt hätten.

Vom devonischen Schichtensysteme kennen wir in den Sudeten das Oberdevon von Oberkuzendorf bei Freiburg: die älteren oberdevonischen Korallenkalke (= Iberger Kalke im Harz) mit *Spirifer Verneuili* und *Rhynchonella cuboides* und die jüngeren oberdevonischen Mergelschiefer mit *Cardiola retrostriata*.

Die oberdevonischen Clymenienkalke und Cypridinenschiefer bei Ebersdorf im Glatzer Gebirge enthalten Clymenien, Goniatiten, Orthoceratiten und Trilobiten der niederrheinischen Facies. Noch merkwürdiger ist es aber, daß auch die petrographische Beschaffenheit dieser schlesischen oberdevonischen Knollen- und Mergelkalke so außerordentlich ähnlich den Nassauisch-Westfälischen »Kramenzelkalken« ist. Und diese eigenartigen Knollenkalke sind bis in das polnische Mittelgebirge zu verfolgen; also ein gleichartiges Sedimentgestein ist von Westfalen und Nassau durch Ostthüringen, durch den Harz, durch Sachsen und Schlesien bis in die Lysa Gora verbreitet, stets mit demselben faunistischen Inhalte.

Vollständiger finden wir die Devonstufen im Mährischen Gesenke und in der Umgegend von Brünn: Quarzite mit *Spirifer Hercyniae*, *Rensselaeria strigiceps* und *Homalonotus Roemeri* — leitende Fossilien der unteren Coblenzschichten des Niederrheinischen Schiefer-

gebirges stehen an im Dürberge bei Würbenthal. Die ältesten Devonstufen fehlen hier wie im Harze (vgl. Bd. II S. 329). Wir müssen daher auch für die Sudeten, wie für ganz Nord- und Osteuropa (vgl. Bd. II S. 220), eine kontinentale Lücke zwischen Obersilur und dem Devon, sowie eine Transgression des Devons über alle älteren Sedimente voraussetzen. Dafür spricht die direkte Auflagerung der Coblenz-Quarzite auf dem kristallinen Grundgebirge hier am Ostrande des Hohen Gesenkes: Cambrium und Silur fehlen vollständig; entweder wurden diese Sedimente hier überhaupt nicht abgelagert — es stand ein Kontinent über den Silurmeeren, oder sie waren forterodiert, ehe das Devon zur Ablagerung kam. Ebenso liegen auf dem Granitplateau von Brünn direkt ohne Einschaltung älterer Sedimente die devonischen Quarzite und Konglomerate.

Im Mährischen Gesenke tauchen im Culm als Inseln die mitteldevonischen Tentaculitenschiefer und Knollenkalke bei Bennisch auf; die zu ihnen gehörigen Diabase, und die z. T. in Eisenstein umgewandelten Schalsteine lassen die Ähnlichkeit mit den gleichen Schichten und Gesteinen in Nassau, Westfalen, in Ostthüringen und im Harze noch stärker hervortreten. Bei Brünn bauen sich dann über den Grundkonglomeraten noch die Stringocephalenkalke mächtig auf, sowie die oberdevonischen Mergel und Knollenkalke mit Goniatiten und Clymenien.

Ist sonach die sudetisch-mährische Devonfacies ganz die gleiche wie im Niederrheinischen Schiefergebirge, in Ostthüringen, in Sachsen und im Harze, so treten auch merkwürdige Ähnlichkeiten in den äußeren Formen hervor: die schroffen Felskuppen des Tresinberges und des Holivrech bei Littau an der March in Mähren stecken im Culm wie die Iberger Klippen im Harze. Ausgedehnte Höhlen und Dolinen durchziehen die devonischen Kalksteine bei Brünn wie in Westfalen.

Nach der Ablagerung der Oberdevonischen Schichten macht sich die erste starke Diskordanz in den Sudeten geltend. Wahrscheinlich existieren, wie wir erwähnt haben, auch Diskordanzen zwischen dem Cambrium und dem Silur und zwischen Silur und Devon; aber sie sind hier nur indirekt nachzuweisen. Dagegen erscheint nun zwischen Devon und Culm in den Sudeten eine große Lücke, überall sichtbar und scharf ausgeprägt durch diskordante Lagerung, durch die Transgressionen der marinen Culmschichten über alle älteren Sedimente und Gesteine, und durch die gewaltigen Massen von Geröllen und Blöcken dieser älteren Gesteine in den mächtigen Culmkonglomeraten.

Der außerordentlich reiche Gehalt an sedimentären Kaliglimmern in allen Culmschichten unterscheidet diese wesentlich von den cambrischen, silurischen und devonischen Sedimenten; berücksichtigen wir dazu die massenhafte Anhäufung von Gneisgranitgeröllen in den Culmkonglomeraten, sowie die Transgressionen der Culmschichten, z. B. über die Gneise des Eulengebirges, so müssen wir annehmen, daß erst zur Culmzeit größere Granitgebiete an der Oberfläche auf den Kontinenten der Erosion preisgegeben waren, während die Gneisgranit-Lakkolithe vorher unter den cambrischen, silurischen und devonischen Schichtensystemen tief begraben lagen.

Wir haben gesehen, daß die großen Geröllmassen der Culm-

konglomerate in der Umgegend von Salzbrunn zum Teil ganz aus der Nähe aus den »Urschiefern« und aus den Gneisen des Eulengebirges her stammen; zum anderen Teil weiter her von Osten, aus dem kristallinen Gebirge, das jetzt in den subsudetischen Vorbergen (Gabbrogerölle vom Zobten) ansteht oder unter der schlesischen Ebene versunken liegt. Die Brocken-Ramberggranite sind jünger als die Culm-grauwacken. Je weiter nach Westen von Salzbrunn um so kleiner werden die Gerölle; schließlich bleiben nur die harten Quarzgerölle in den Culmsedimenten übrig: d. h. wir entfernen uns immer mehr von dem im Osten liegenden Kontinente.

Dagegen finden wir keine Gerölle im Waldenburger Becken aus den Riesengebirgs-Graniten; diese sind jünger als Culm, gerade so wie im Harz (Bd. II S. 361).

Bevor das Culmmeer hereinbrach, waren die Sudeten eine längere Zeit Kontinent, dessen Oberfläche stark erodiert wurde: daher die vereinzelt Silur- und Devoninseln im Culm, auf welche ich mehrfach hingewiesen habe im langen Zuge der Sudeten von der Oberlausitz bis in das Mährische Gesenke. Dieselben Inseln, Reste von erodierten Silur- und Devonsedimenten, finden wir zwischen und unter den Culmschichten an der Lahn: Greifensteiner Kalke und Quarzite; Bicken bei Herborn; Kiesel- und Graptolithenschiefer bei Marburg und im Kellerwalde; im Harze: silurische Kieselschiefer, devonische Kalke wie der Iberg; in Sachsen: die Silurklippen im Culm bei Chemnitz und Hainichen.

Durch diese Silur- und Devoninseln im Culm wird die Erkenntnis der Lagerung in den alten Gebirgskernen dadurch außerordentlich erschwert, daß die postculmische Faltung in den nördlichen Gebieten des Niederrheinischen Schiefergebirges und im Harze sehr kräftig wirkte und die ältesten Schichtensysteme bis zum Unterkarbon, dieses eingeschlossen ungemein stark zusammenpreßte, verstauchte und überschob.

In den südlichen Gebieten, in Ostthüringen, in Sachsen und in den Sudeten fehlt jene starke postculmische Faltung: wir sehen daher die Culmsedimente flacher liegen und deutlich die Silur- und Devoninseln umlagern und überlagern.

Die Diskordanz zwischen Culm und Oberkarbon ist in den Sudeten schwächer als diejenigen zwischen Devon und Culm; die intrakarbonische Faltung ist daher für die Sudeten von geringerer Bedeutung.

Der mittelsudetische Culm ist durch zahlreiche marine Fossilien als eine Meeresablagerung nachgewiesen; es ist die belgische Zone des *Productus giganteus*; die untere Zone des *Productus tornacensis* fehlt, wodurch sich zum Teil die große Lücke im Schichtenaufbaue der Sudeten zwischen dem Oberdevon und dem Culm erklären läßt.

Während den alten cambrisch-silurischen Gebirgen und dem Devon der Sudeten zahlreiche Eruptivdecken und Tuffe (Schalsteine) der Diabase einlagern, fehlen Diabase vollständig im Culm, nicht nur hier in den Sudeten, sondern in allen deutschen Gebirgen. Diese Tatsache kann verwendet werden, um in Ostthüringen, im Harze und in den östlichen Gebieten des Niederrheinischen Schiefergebirges (Nassau, Kellerwald) die Trennung von Culmgrauwacken und Culmschiefern

von devonischen und silurischen Sedimenten vorzunehmen. Eruptivgesteine fehlen in Deutschland zwischen dem Oberdevon und dem mittleren Rotliegenden, zwischen den devonischen Diabasen und den rotliegenden Melaphyren, Porphyriten und Quarzporphyren.

Durch Vergleichung der reichen fossilen Floren wurde erkannt, daß die Liegendflözpartien im Oberkarbon des Waldenburger Beckens und das »Große Mittel« über denselben älter sind als die bis jetzt im Saarbecken abgebauten tiefsten Flöze; sie enthalten eine Flora, die an die Culmflora anklingt und daher einen Übergang zu dieser darstellt. Erst die Hangendflözpartien im Waldenburger und die im böhmischen Muldenflügel tiefsten Flözpartien, die Schatzlarer Schichten, entsprechen der Unteren Saarbrücker Stufe.

Im Waldenburger Flügel endigen die Oberkarbonablagerungen mit den Schatzlarer Schichten, über welchen sich diskordant die mächtigen rotliegenden Sandsteine, Konglomerate, Porphyr- und Melaphyrdecken aufbauen. Im böhmischen Muldenflügel entwickeln sich über den Schatzlarer Schichten noch die unteren Schwadonitzer Schichten (= obere Saarbrücker Stufe), die oberen Schwadonitzer (= untere Ottweiler) und die Radowenzer Schichten (= obere Ottweiler Stufe). In konkordanter Lagerung und ohne scharfe Grenze folgen hier die unteren rotliegenden Tonschiefer (= Cuseler Stufe).

In Oberschlesien entsprechen die liegenden Flözpartien (Ostrauer oder Rybniker Schichten genannt = unteres Oberkarbon) den Waldenburger Schichten durch eine gleichartige Flora, eine Flora, welche Übergänge zeigt vom Culm zu den Saarbrücker Schichten. Die Sattelflözgruppe und die hangenden Flözpartien (Orzescher, Rudaer, Karwiner Schichten) enthalten die Flora der Saarbrücker Schichten (= mittleres Oberkarbon). Die jüngsten Binnenmulden (Sohrauer Schichten) gehören vielleicht in die Ottweiler Stufe (= oberes Oberkarbon). Der Übergang der Floren vom Culm durch dieses mächtige Oberkarbon vollzieht sich ganz allmählich, so daß für ihre Bildung ein langer Zeitraum vorausgesetzt werden muß.

In der Liegendflözgruppe sind marine Mollusken nicht selten: Brachiopoden, Bivalven, Gastropoden, Cephalopoden; auch der letzte der Trilobiten, die *Phillipsia*, fehlt nicht. Zuweilen liegen diese marinen Tiere unmittelbar über den Kohlenflözen in den Schiefer- und Tonschieferknollen. Durch alle Schichten des ober-schlesischen Oberkarbons gehen die Anthracosien hindurch, welche in süßen oder brackischen Gewässern lebten. In den ausgedehnten Deltas der Flüsse bildeten sich leicht wechselnde Lagunen, in denen Anthracosien lebten, während das offene Meer von marinen Mollusken bevölkert war. Aber überallhin, sowohl in die Lagunen, wie in das weite Nordmeer flößten die Flüsse die ungeheuren Sand- und Schlammassen, sowie die gewaltigen Mengen der Pflanzen von dem westlich gelegenen Kontinente herab. —

Die ober-schlesische Oberkarbon-Ablagerungen stellen die Außenteile des niederschlesischen Oberkarbons dar: diese wurden nahe der Küste des Kontinentes sedimentiert: daher die groben Konglomerate und die rasch wechselnden Schichten. Jene weiter draußen im Meere abgesetzt: daher gleichmäßigere Flöze und feinkörnigere Sedimente.

Daß die Küste dieses schlesischen Oberkarbonmeeres im Westen lag,

wird auch durch die Tatsache bewiesen, daß die Mächtigkeit der Schichten in Oberschlesien von W nach O abnimmt: der Liegendflözzug schwillt allmählich ab von 4100 m bei Rybnik auf 500 m bei Dombrowa in Polen, also auf 50 km Entfernung; gleichzeitig verringert sich die Kohlenmächtigkeit von 63 m auf 7 m Kohle.

Demnach befand sich zur Culmzeit der Kontinent für das Waldenburger Gebiet im O, dagegen zur Oberkarbonzeit im W. Für Oberschlesien jedoch lag auch zur Unterkarbonzeit der Kontinent im allgemeinen im W: denn westlich des oberschlesischen Steinkohlenbeckens verbreiten sich die Culmgrauwacken, eine Flachseebildung, östlich aber in Polen und Galizien die Bergkalke, ein Absatz in tieferem Meere, oder wenigstens in größerer Entfernung von den Küsten.

So ausgedehnt die schlesischen Kohlenreviere an sich sind, so bilden sie doch nur einen kleinen Teil von dem großen Oberkarbonischen Nordmeere, dessen Süd-Südwest- oder Westküsten sich im N von Schottland her durch England, Belgien, Westfalen, Sachsen und Schlesien bis nach Südrußland (Donetz) erstreckten; in allen diesen Kohlenmeeren finden sich die gleichen marinen Mollusken zwischen den Kohlenflözen. Die einzelnen Reviere werden auch nicht in voneinander getrennten Meeresbuchten abgesetzt worden sein; sondern sie sind nur die zufällig übrig gebliebenen Reste der ursprünglich fortlaufenden Sedimente und Kohlenflöze der etwa 3500 km langen Ablagerungen nahe den Küsten des Oberkarbonmeeres. Sehr große Gebiete der Oberkarbonischen Sedimente sind in der langen Zeit denudiert worden; tektonische Senken und Mulden retteten die noch vorhandenen Gebiete des Oberkarbons.

Wo die vollständige Reihe der Oberkarbonstufen erhalten ist, wie auf dem Schatzlarer Muldenflügel, gehen die jüngsten Oberkarbonschichten (Radowenzer Stufe) ohne Grenze in die Unterrotliegenden Sedimente über, gerade wie im Saarbecken. Wo dagegen eine Lücke im Schichtenabsatz vorliegt, wie im Waldenburger Muldenflügel, lagern sich die rotliegenden Schichten mit transgredierender Diskordanz auf das Oberkarbon. An manchen Stellen haben die starken rotliegenden Flüsse den Untergrund kräftig erodiert und dann grobe Konglomerate, Deltaschotter, in den Erosionsrinnen aufgehäuft. Aber auch in solchen Strecken ist die Diskordanz gegen das Oberkarbon nicht bedeutend, weil keine neuen großen Gebirge entstanden, sondern nur Grabensenkungen und weitgehende Transgressionen erzeugt wurden. Aus tiefgreifenden Sprüngen und weit aufreißenden Spalten brachen gewaltige Eruptivmassen, Porphyre und Melaphyre hervor, ergossen ihre Ströme weithin und häuften ihre Aschen submarin an im rotliegenden Meere.

Das Unterrotliegende, die Cuseler Schichten, bestehen aus dunklen Tonschiefern mit einem Kohlenflöz (Walchien). Das Mittelrotliegende, die Lebacher Schichten, enthalten die groben Konglomerate und die Eruptivströme; zwei Kalksteinhorizonte (Brandschiefer und Knollenkalke), Bänke von geringer Mächtigkeit, sind wichtig, weil sie nicht nur die gegen das Oberkarbon verarmte Flora von Farnen, Schachtelhalm und Walchien, sondern auch die bekannten permischen Fische (Amblypterus, Xenacanthus) und Stegocephalen enthalten. Oberrot-

liegende Sandsteine, Kreuznacher und Tholeyer Schichten liegen im Steinethale und in der Trautenauer Gegend auf böhmischer Seite.

Echte Zechsteindolomite sind im Bereiche der Sudeten nur in geringen Resten im Görlitz-Laubaner Triasbecken erhalten geblieben; ob die dolomitischen Kalksandsteine im Friedland-Braunauer Becken (oberes Steinethal) zum Zechstein oder zum Oberrotliegenden zu rechnen sind, bleibt noch zweifelhaft.

Im allgemeinen gleichen die rotliegenden Stufen, ihre Sedimente und ihre Eruptivgesteine, sowie ihre Flora und Fauna auffallend denjenigen in Sachsen, im Thüringer Walde und im Saar-Nahegebiete; ich sehe daher das Rotliegende in den mittleren Sudeten als die östliche Fortsetzung des Saar-Saale-Elbegrabens an, getrennt von diesem durch jüngere Gebirgserhebungen und Denudationen.

Von der Trias sind in Niederschlesien nur in der Löwenberg-Goldberger Mulde vom Queis bis zur Katzbach Reste von Buntsandstein und Wellenkalk erhalten, und zwar in der typischen norddeutschen Entwicklung; nur ist der bunte Sandstein wenig mächtig entwickelt, weil wir hier am östlichen Ende des deutschen Buntsandsteinmeeres angelangt sind: Kontinent und Küste dieses Meeres lagen in Lothringen. Die marinen Mollusken des niederschlesischen Röt und Wellenkalkes sind die gleichen wie in Norddeutschland (Thüringen, Hannover, Rüdersdorf). Eine direkte Verbindung dieses Wellenkalkes mit dem alpinen wird durch einen echten Ammoniten der Gattung *Acrochordiceras* bewiesen.

Noch deutlicher tritt die Verbindung der Meere in dem ober-schlesischen Muschelkalk hervor durch die zahlreichen alpinen Molluskenarten und die alpinen Kalkalgen (Diploporen). In großen Flächen lagert sich hier die Trias diskordant über die älteren Schichtensysteme: über Devon und Karbon, sowie über die kleinen rotliegenden Reste (Trzebinia bei Krakau). Der Buntsandstein ist auf kaum 80 m Mächtigkeit reduziert. Desto kräftiger baut sich der Muschelkalk über 200 m mächtig auf. Mit den charakteristischen Zellendolomiten beginnt der untere Muschelkalk in Oberschlesien wie in den Ost- und Südalpen. Eine allerdings nicht weit verbreitete Zone von Kalkkonglomeraten im oberen Wellenkalk beweist eine zeitweise lokale Trockenlegung der tieferen Schichten.

H. Eck hatte den größeren Teil des ober-schlesischen Muschelkalkes zum Wellenkalk gerechnet. Die ober-schlesische Fauna mit *Dadocrinus gracilis* entspricht ohne Zweifel dem unteren alpinen Muschelkalk, den Guttensteiner und Recoarokalken. Dagegen stelle ich die ober-schlesischen Diploporendolomite (Himmelwitzer Dolomite) nicht mehr wie H. Eck zum oberen Wellenkalk, sondern wegen der gleichartigen Gastropodenfauna zu den Marmolatakalken, also zum oberen Muschelkalk, in den Alpen als Esinokalk und Schlerndolomit, Zonen des *Trachyceras Reitzi* bezeichnet. Die grauen Hornstein führenden Dolomite und die Mikulschützer Kalke würden dann den mittleren Muschelkalk, in dem ja auch im übrigen Deutschland die Hornsteinknollen liegen, die Himmelwitzer Diploporen- z. T. mergeligen Dolomite den deutschen Trochitenkalk und die Rybnaer Kalke mit *Ceratites nodosus* den deutschen *Nodosuskalk* repräsentieren.

Der Keuper lagert in den östlichen Teilen von Oberschlesien, im südlichen Polen und Galizien über den Muschelkalkplateaus in derselben Ausbildung wie in Deutschland; die Verbindung mit dem alpinen Triasmeere war durch tektonische Bewegungen in den zwischenliegenden Gebieten völlig aufgehoben.

Auf der West- und Südseite der Sudeten fehlt jede Spur von der Trias. Vermutlich war ganz Böhmen und Mähren während der Triaszeit ein Kontinent. Erst jenseits des böhmisch-bayrischen Grenzgebirges finden wir in der Umgegend von Regensburg von der Trias eine Küstenbildung des Keupers (siehe Bd. II, S. 448); hier wie bis gegen das Ries bei Nördlingen ist die untere Trias über dem Rotliegenden und kristallinen Grundgebirge überhaupt nicht zur Ablagerung gekommen. Erst in Franken und Schwaben beginnt die vollständige Ausbildung der germanischen Triasfacies, deren gleichförmige Stufen sich dann durch ganz Mittel- und Norddeutschland bis nach Oberschlesien verbreiten.

Jurassische Schichten finden wir nur in Oberschlesien, in Polen und Mähren. Der untere Jura fehlt, weil zur Liaszeit hier ein Kontinent lag, der sich über ganz Rußland ausdehnte. Mit eisenschüssigen Sandsteinen der Murchisonaezone beginnen in Oberschlesien die Ablagerungen nahe den Küstenlinien, welche sich zur Malmzeit weiter nach Osten zurückziehen. Die Schichtenreihe des oberen Dogger und des Malms sind im südlichen Polen vollständig entwickelt; sie reichen dort bis zur Portlandstufe hinauf (untere Wolgastufe mit *Perisphinctes virgatus*). Die völlige Übereinstimmung mit dem hannoverschen Dogger beweist, daß das norddeutsche Jurameer allmählich bis nach Oberschlesien und Polen vorgedrungen war. Zur Zeit des oberen Doggers (Callovien) sank die russische Tafel bis zur mittleren Wolga unter den Meeresspiegel. Diese große europäische Senkung erzeugte auch eine Meeresverbindung von Polen durch Mähren südlich um die böhmische Masse herum über Passau nach Südbayern und Schwaben hinüber.

In der Gegend von Brünn lagert die Küstenfacies des Callovien, eisenschüssige Sande und Tone mit *Cardioceras Lamberti* in den Klüften und Dollinen der mitteldevonischen Korallenkalk.

Dagegen weicht die deutsch-russische Facies des Jura sowohl petrographisch wie faunistisch so weit von der alpinen Ausbildung ab, daß wir eine Trennung der beiden Meere durch Landmassen annehmen müssen. Die alpine Facies erscheint schon in dem jurassischen Klippenzuge der Karpathen; so weit ist der Karpathenbogen gegen Polen und Oberschlesien nach Norden vorgeschoben und überschoben worden; aber erst in der Tertiärzeit.

Am Ende der jurassischen Periode hob sich der mitteleuropäische Kontinent zum großen Teil aus dem Meere heraus; das erkennen wir schon an der weit verbreiteten Schwamm- und Korallenfacies des oberen Malms. Erst mit dem Beginn der cenomanen Stufe tauchten große Flächen von Osteuropa wieder unter den Meeresspiegel. In der Lausitz, in Niederschlesien, in den mittleren Sudeten (Heuscheuer, Glatzer Gebirge) und in Oberschlesien (Oppeln) verbreiten sich die Quadersandsteine und Pläner der cenomanen und turonen Stufen über große Flächen; und doch sind dies nur die geringen Reste der einst über

ganz Schlesien und Nordböhmen abgelagerten Sedimente des oberen Kreidemeeres. Die cenomanen Küstenkonglomerate greifen diskordant über alle älteren Formationen.

Die Absenkung der böhmischen Masse in ihren nördlichen Gebieten zur oberen Kreidezeit erzeugte einen Meeresarm über das bayerisch-böhmische Grenzgebirge bis nach Regensburg, Amberg und Bayreuth in Franken hinüber. Die Verbindung zwischen beiden jetzt getrennten Kreidegebieten hatte sich vermutlich über Karlsbad und Eger, vielleicht auch, wie zur Zeit des Jurameeres, südlich durch Mähren und über Passau hergestellt. Wir müssen annehmen, daß sehr große Flächen dieser leichtzerstörbaren Sedimente des mitteleuropäischen Kreidemeeres, Quadersandsteine und Pläner, während der kontinentalen tertiären und diluvialen Zeiten gänzlich fortgewaschen wurden.

Mit der alpinen Facies der oberen Kreide in den Alpen oder in den Karpathen besaß das mitteleuropäische Meer zur oberen Kreidezeit keine Verbindung; hier stoßen vor dem Nordrande der Karpathen zwei ganz verschiedene Facies zusammen: südlich die weit nach Norden vorgeschobenen Flyschbildungen; nördlich die Quadersandstein- und Plänersedimente mit eigener Fauna.

Von der eocänen Tertiärstufe kennen wir keine Reste aus Schlesien und den Sudeten; diese Gebiete gehörten wie Böhmen und Süddeutschland damals zum mitteleuropäischen Kontinente, der sich zwischen dem nördlichen belgisch-französisch-englischen und dem südlichen alpinen Meere erstreckte. Auch eocäne Süßwasserablagerungen (Bohnerze auf dem schweizer und schwäbischen Jura) sind in Schlesien oder Mähren bisher nicht angetroffen worden.

Auch ob oligocäne Schichten in Schlesien vorhanden sind, bleibt zweifelhaft. Die subsudetische Braunkohlenformation dürfte zur obermiocänen Stufe zu rechnen sein, abgelagert in den Senkungen an den Nordabbrüchen der Sudeten, nahe den Küsten in Lagunen und weiter draußen im offenen miocänen Meere. Die Schichten über den Braunkohlentonen gehören vielleicht zu den Posener »Flammentonen« von A. Jentsch; es sind Tone und Sande vermutlich von pliocänem Alter, ebenso wie die Sande und Tone über den Galmeilagern auf dem Muschelkalk von Beuthen und Tarnowitz.

Die Landschneckentone bei Oppeln sind wahrscheinlich älter als die obermiocäne Braunkohlenformation, jedoch noch miocän, besonders wegen der in ihnen gefundenen Säugetierreste (*Mastodon angustidens*).

Südlich des Muschelkalk-Höhenzuges Tarnowitz-Krappitz und aus Bohrlöchern in der Umgegend vom Friedland in Oberschlesien wurde eine marine und brakische Fauna aus Tonen, Mergeln, Sandsteinen, dem Badener Tegel gleichend, sowie lokal aus Kalksteinen, den Leithakalken ähnlich, aufgefunden, welche bereits der Fauna des Wiener Beckens angehört. Bis zu dieser Nordgrenze in Oberschlesien verbreitete sich also das südliche Meer der beiden miocänen Mediteranstufen.

Die Basalte und Phonolithe der Umgegend von Zittau, sowie die Basalte in der Umgegend von Falkenberg in Oberschlesien sind wahr-

scheinlich während der oligocänen und vor der obermiocänen Stufe erumpiert; das ist also dieselbe Zeit, in welcher die Mehrzahl der Basalte in Nordböhmen und in Mitteldeutschland herausbrachen. Die großen tektonischen Bewegungen der Alpenauffaltung bewirkten, daß in Mitteleuropa tiefe Spalten aufrissen, auf denen die Basaltmagmen aus der Tiefe aufsteigen konnten.

Die diluvialen Ablagerungen Schlesiens stammen vorwiegend aus der Eiszeit: eine weit ausgedehnte Grundmoräne mit skandinavischen Geschieben verrät uns die Überflutung der ganzen schlesischen Ebene bis auf den Nordrand der Sudeten und der Karpathen. Unter und über dieser Moräne der borealen Eiszeit lagen Sande und Kiese, Sandar, ausgebreitet von den Schmelzwassern der nach Süden vorrückenden und der sich nach Norden wieder zurückziehenden nordischen Gletscher. Die Sudeten selbst und die Karpathen ebenso waren bedeckt mit autochthonen Gletschern, so daß sich die Blöcke dieser lokalen Gletscher am Nordrande der Gebirge in den Moränen mit den skandinavischen vermischen. Nach dem Rückzuge des Eises entstanden in der Ebene Sandwüsten und Dünen; im Hügellande wurde der Staub dieser Wüsten als Löß abgesetzt. Aus dieser mittleren Diluvialzeit stammen vermutlich die häufiger aufgefundenen Reste von Mammut, sowie von Rhinoceros und ein vollständig erhaltener Schädel vom Moschusochsen.

Auf den Gebirgen siedelten sich allmählich Wälder an, die zur jungdiluvialen Zeit in die Ebene hinabgewandert waren: Eichen, Linden, Birken, Weiden. Die Buchen fehlen noch, da der Buchenwald ein feuchteres, ozeanisches Klima verlangt. Mit dieser Flora findet sich in den jungdiluvialen Süßwassermergeln von Ingramsdorf bei Schweidnitz eine kleine Fauna von Schnecken und Muscheln, wie sie noch jetzt in den Teichen Schlesiens leben; dazu ein Rhinoceros-Unterkiefer.

Zu der folgenden Übersicht der schlesischen Sedimente und ihrer Diskordanzen bemerke ich, daß mit jeder Diskordanz eine Lücke im Schichtenabsatz, eine Denudation auf dem dieser Lücke entsprechenden Kontinente und eine darauf folgende Transgression des nächst jüngeren Schichtensystemes verbunden gewesen sind.

Diluvium: boreale Eiszeit; Löß.

X. Diskordanz.

Tertiär: miocäne Braunkohlenformation; im Süden mediterrane Schichten; Basalte, Phonolithe.

IX. Diskordanz.

Obere Kreide: Quadersandsteine und Pläner der deutschen Facies.

VIII. Diskordanz.

Oberer Jura: Dogger z. T. und Malm.

VII. Diskordanz.

Trias: Buntsandstein reduziert; Muschelkalk in deutscher, z. T. in alpinen Facies; Keuper nur in deutscher Facies.

VI. Diskordanz.

Zechstein nur in Niederschlesien; rotliegende Sandsteine und Konglomerate, mit Porphyren und Melaphyren.

V. Diskordanz im Waldenburger und im oberschlesischen Kohlenbecken.

Oberkarbon: nordeuropäische marine Facies.

IV. Diskordanz. Eruptionszeit der diskordanten Granite des Riesenerkammes.

Culm: Konglomerate und Grauwacken.

III. Diskordanz. Eruptionszeit der konkordanten Gneisgranite des Eulengebirges.

Devon: Grauwacken, Schiefer, Kalksteine, Diabase in der niederrheinisch-sächsischen Facies.

II. Diskordanz. Granit von Brünn.

Silur: Quarzite und Graptolithenschiefer.

I. Diskordanz. Konkordante Gneisgranit-Lakkolithe im Kemnitzgebirge, im Hohen Gesenke, im Adlergebirge.

Cambrium: Schiefer und Diabase. Phyllite. Glimmerschiefer.

IV. Die Tektonik der Sudeten¹⁾.

(Mit einer tektonischen Karte.)

Einleitung.

Von vornherein müssen wir uns klar darüber sein, daß das Sudetengebirge in seiner jetzigen Gestalt und Begrenzung zwischen Böhmen und Schlesien erst zur Tertiärzeit geformt worden ist; das beweisen unter anderen die hoch auf dem Heuscheuergebirge lagernden jungcretacischen Sedimente, oder die steilgestellten Quadersandsteine längs des Südrandes der Sudeten, oder der Abbruch ihres Nordrandes gegen die subsudetischen Hügel und gegen die schlesische Tiefebene.

Vor der Tertiärzeit unterscheiden wir für die Tektonik der Sudeten zwei große Abschnitte: die Verschiebungen und Aufwölbungen im kristallinen Grundgebirge bis zum Devon; und zweitens die lange Periode der Absenkungen und Schollenbrüche vom Culm an bis zum Kreidesystem, dieses eingeschlossen.

Es ist natürlich, daß ein je höheres Alter die tektonischen Bewegungen besitzen, um so schwieriger sind sie zu erkennen und aus-

¹⁾ Dieses Kapitel ist nur verständlich an der Hand der beiden Blätter Görlitz und Breslau meiner geologischen Karte des Deutschen Reiches im Maßstabe 1: 500 000. Gotha, Justus Perthes.

einanderzuhalten. Daher ist es besonders schwer, die Bewegungen im kristallinen Grundgebirge zu deuten; wir stehen hierfür erst im Anfange der Erkenntnis.

Für die Mechanik und Richtung der Bewegungen ist es gleichgültig, welche Schichtensysteme oder Schichtenstufen bewegt werden. Nur untergeordnet spielen dabei die Gesteinsarten eine Rolle: Schiefer und Mergel werden stärker gefaltet als Sandsteine oder Kalksteine, leichter fortbewegt als massige Eruptivstöcke. Die Zeit der Bewegungen aber wird bestimmt durch die Schichtensysteme, welche mitbewegt, oder welche nicht mitbewegt wurden. Das Alter der Granitlakkolithe kann nur sicher bestimmt werden durch diejenigen Schichtenstufen, welche von ihnen in ihren Kontakthöfen metamorph umgewandelt wurden.

Die jüngeren Gebirgsbewegungen haben nicht nur die jüngeren Schichtensysteme bewegt, sondern gleichzeitig mit diesen auch die unterlagernden älteren Schichtensysteme; daher verdecken sie häufig die älteren Bewegungen und erschweren eine scharfe Trennung der verschiedenalterigen Gebirgsbewegungen. Dies ist ganz besonders der Fall für die Sudeten, in denen die starken tertiären Bewegungen alle älteren Gebirgsformen verhüllen.

a) Vorculmische Bewegungen.

In den Sudeten können wir zwar keine cambrischen Schichten durch Fossilien nachweisen; aber da bei Görlitz, im Katzbachgebirge und in der Grafschaft Glatz gerade wie in Sachsen und in Ostthüringen das Silur mit charakteristischen Fossilien über mächtigen »Urtonschiefen« lagert, so habe ich diese auf meiner geologischen Karte als Cambrium bezeichnet; um so mehr, als in diesen vorsilurischen Ablagerungen im Pilsener Becken, im Berauntale in Nordwestböhmen, eine cambrische Fauna seit J. Barrandes klassischen Studien bekannt ist¹⁾.

Dagegen konnte eine vorcambrische Schichtenserie (»algonkische« in Nordamerika genannt) in Deutschland bisher durch Fossilien oder durch die Lagerung nicht belegt werden²⁾. Infolgedessen haben wir es bis jetzt als älteste Sedimente nur mit dem Cambrium zu tun; und auch für die Glimmerschiefer, Marmore, Amphibolite und Phyllite im sog. kristallinen Grundgebirge können wir keine andere Altersbezeichnung als cambrisch anwenden. Da nun diese metamorphen cambrischen Schichten annähernd konkordant auf den Gneisgranitlakkolithen lagern, so müssen die Bewegungen, welche die beiden Gesteinsserien, die Gneise und das Cambrium erlitten haben, jünger als cambrisch und,

¹⁾ J. F. Pompecky, Die Fauna des Cambriums von Teirovitz und Skrey in Böhmen. Jahrb. k. Geolog. Reichsanst. 45. Bd., S. 495—614; mit 5 Taf. Wien 1896. — J. J. Jahn, Über die geologischen Verhältnisse des Cambriums von Teirovitz und Skrey. Daselbst S. 641—790. Kartenskizze S. 761; Profile S. 758 und 759.

²⁾ Auch im Pilsener Becken bleibt ein »Algonkium« zweifelhaft; vergl. J. Walter, Das Präcambrium in Mittelböhmen. Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges. 61. Bd., S. 297—305. Berlin 1909.

fügen wir gleich hinzu, auch jünger als silurisch sein. Erst das Devon greift mit Grundkonglomeraten am Südostrande des Altvatergebirges, auch über den Brünner Granit kräftig über.

Es ist aber nun schwer zu sagen, welche Lagerung das kristalline Gebirge nebst Cambrium und Silur ursprünglich besessen habe, und welche Grundlinien des jetzt vorliegenden Baues dieser ältesten Gesteinsgruppen den jüngeren bis tertiären Bewegungen zuzuschreiben sind.

Die eigenartige fächer- oder fingerförmige Ausbreitung der Gneisgewölbe vom Adler- bis zum Altvatergebirge dürfte erst durch die tertiären Schiebungen von Süden her erzeugt worden sein: denn ihre Gestaltung ist nicht abzutrennen vom Einbruch der Kreidestufen des Habelschwerdt-Mittelwalder Grabens oder der anderen cretacischen Grabenbrüche von Reinerz bis Landskron.

Die Gneisgranite im Kemnitz- und Aupagebirge, sowie in dem Hohen Gesenke (Altvater), im Reichensteiner-, Habelschwerdter- und Adlergebirge lagern als konkordante Granitlakkolithen am tiefsten unter allen anderen Gesteinen und Formationen; sie sind aber trotzdem ihrer Eruption nach jünger als die konkordant auflagernden cambrischen und silurischen Schichten, da diese durch Kontaktmetamorphose von den Gneisgraniten in Glimmerschiefer und Phyllite umgewandelt wurden.

Diese ältesten Gesteinsgruppen lagerten ursprünglich vermutlich in ebenso flachen Kuppeln, wie sie noch jetzt im Erzgebirge zu sehen sind; daher stammen offenbar noch die flachen Kontakte, wie sie auf den Kuppeln der Gneisgranite im Hohen Gesenke zum Teil erhalten sind.

Jedenfalls existierte damals noch keine NW-streichende sudetische Richtung. Vielmehr breitete sich zum Schluß der Devonablagerungen ein weitgedehnter Kontinent über ganz Böhmen, Mähren und Schlesien aus, dessen Oberfläche während der langen kontinentalen Pause bis zur Culmzeit stark denudiert wurde.

Wir kennen in den Westsudeten die Gesteine und Sedimente dieses Kontinentes: die Gneisgranite und Glimmerschiefer des Kemnitzgebirges; die cambrischen und silurischen Phyllite und Schiefer mit ihren Diabas- und Schalsteinlagern des Katzbachgebirges; dieselben Gesteinszonen am Ostrande¹⁾ des damals noch nicht erumpierten Riesenkammgranites, die Blauquarzgneise, die Glimmerschiefer, die Phyllite und Amphibolite (umgewandelte Diabase und Diabastuffe), stärker verändert als in dem weiter entfernten und durch Verwerfungen abgetrennten Katzbachgebirge; endlich die sich weiter ausbreitenden Gebiete südlich des Iser-Riesengranites: die Gneise, Glimmerschiefer, Marmore im Aupagebirge und die Phyllite, Schiefer und Diabase im Eisenbroder bis zum Jeschkengebirge.

Wir erkennen in diesen geologisch ältesten Gebirgstteilen rings um den Riesen-Iserkamm eine regelmäßige Folge von zwei Sedimentserien:

¹⁾ G. Berg, Die kristallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges; mit geologischer Karte. Abhandl. Preuß. Geolog. Landesanstalt. N. Folge Heft 68. Berlin 1912. — Profile fehlen wieder fast gänzlich.

a) Glimmerschiefer, die ältesten, vielleicht vorcambrischen Schiefer, umgewandelt durch die liegenden, aber jüngeren, konkordanten Gneisgranite; Marmorlager eingeschaltet.

b) Phyllite und Amphibolite; entsprechend den in größerer Entfernung von den Granitlakkolithen liegenden cambrischen und silurischen Schiefen, Diabasen und Diabastuffen, auch Kalksteinen (Jeschkegebirge).

Diese beiden übereinander lagernden Gesteinsserien finden wir in allen Teilen der Sudeten wieder, in denen dieses älteste Sedimentgrundgebirge zutage tritt: im Switschinberge bei Köningin视角 (oben S. 50); im nördlichen Teile des Adlergebirges¹⁾, von Nachod und Reinerz bis auf die hohen Gneiskuppeln der Adler- und Habelschwerdter Gebirge. Endlich im Hohen Gesenke; auch hier können wir die beiden genannten sedimentären Serien unterscheiden: als älteste (kontaktmetamorphe) Sedimente zunächst auf den konkordanten Gneiskuppeln die Glimmerschieferformation; darüber eine mannigfaltiger sich aufbauende Serie von Glimmerschiefen, Phylliten, Amphiboliten (mit Gabbrokernen und Serpentina) und Marmoren²⁾.

Abgesehen von dem Stärkegrade des Regional- (= Kontakt-) Metamorphismus, welcher von der direkten Entfernung der Sedimente von den unterlagernden Gneisgranitlakkolithen abhängt, ist für die obere, jüngere Serie der reiche Gehalt an Amphiboliten charakteristisch.

Fr. Sueß wollte neuerdings für das kristalline Grundgebirge im niederösterreichischen Waldviertel, Südböhmen und Mähren, eine scharfe Trennung vornehmen zwischen einer »moldanubischen« und einer »moravischen« Region; Gneise und Glimmerschiefer spielen in beiderlei Regionen die Hauptrolle; jedoch enthält das westliche, moldanubische Grundgebirge weit durchstreichende Amphibolite und Granulite, welche den östlichen, moravischen Gebieten vollständig fehlen. Fr. Sueß glaubt, eine Überschiebung der moldanubischen über die moravische Scholle nachweisen zu können³⁾.

Ich habe schon oben (S. 39) bemerkt, daß mir die Durchziehung dieser Sueßschen Überschiebung aus dem Waldviertel durch Mähren bis in das Hohe Gesenke unwahrscheinlich erscheint, weil jenseits des

¹⁾ W. Petrascheck, Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges; mit geologischer Übersichtskarte. Jahrb. k. Geolog. Reichsanstalt. 59. Bd., S. 427 bis 524. Wien 1909.

²⁾ Auf meiner Übersichtskarte, Blatt Breslau, fehlen die Phyllite und Marmore, welche durch das Hohe Gesenke in besonders breiter Zone vom Friedberger Granit über den Ramsauer Sattel und über Goldenstein und Altstadt bis Mährisch-Schönberg hindurchziehen; siehe oben: Das Hohe Gesenke S. 35—47 und die Profile 2 bis 7. — Vgl. J. Jahn, Die geologische Übersichtskarte von Mähren, Wien 1911, sowie die beiden Blätter Landskron-Mährisch-Trübau und Mährisch-Neustadt-Schönberg der österreichischen geologischen Karte im Maßstabe 1:75 000. Wien 1904 und 1905.

³⁾ Ich habe kürzlich unter der trefflichen Führung von Fr. Becke und Fr. Sueß das kristalline Grundgebirge im niederösterreichischen Waldviertel und die dortigen Grenzgebiete zwischen den beiden Sueßschen Regionen kennengelernt; siehe Fr. Becke, A. Himmelbauer, F. Reinhold und R. Görgey, Das niederösterreichische Waldviertel; herausgeg. von der Wiener mineralogischen Gesellschaft zur 85. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte; mit einer geologisch-petrographischen Karte, einem Titelbild und 6 Figuren im Text. Wien 1913.

Boskowitz Grabens das Adlergebirge quer vorliegt. Die Lagerung und Reihenfolge der Gesteinsserien in den Adler-, Habelschwerdter und Altvatergebirgen stimmt überein sowohl miteinander, als mit der Umrandung des Riesenkammgrenites.

Dagegen scheint mir der Gföhler Gneis Beckes im Waldviertel mit seinen Granulitzoneen mehr den Eulengebirgsgneisen, dem sächsischen Granulitgebirge und der Münchberger Gneisplatte zu gleichen. Ganz besonders aber möchte ich darauf hinweisen, daß die schwebende und beckenförmige Lagerung der Gföhler Gneise und Granulite über den beiderseits unter diese Gneise einfallenden Glimmerschiefern und Amphiboliten im Kern der Sudeten nicht vorkommt; diese merkwürdige Lagerung findet sich nur wieder in der Münchberger Gneisplatte (siehe Bd. II, S. 126—143), und zwar auch unter ähnlichen Gesteinsverhältnissen. Allerdings ist die Lagerung der Gneise über jüngeren Sedimenten weder in dem einen, noch in dem andern Gebirge aufgeklärt¹⁾.

Das jetzige NW-Streichen des kristallinen Grundgebirges wurde durch jüngere Bewegungen erzeugt. Vermutlich hatte die ursprüngliche Lagerung desselben ein W—O gerichtetes Streichen; von diesem sehen wir Reste im Jeschken- und Eisenbroder Gebirge, sowie im Zentrum der böhmischen Masse (Prager Silurbecken). In den Ostsudeten streichen die kristallinen Schiefer im Hohen Gesenke (Altvater) nach NO; die Culmschiefer im Niederen Gesenke in NNO und N, was bereits eine Resultante der ältesten mit den jüngeren Verschiebungen des Gebirges sein dürfte.

Die Gneise des Eulengebirges sind petrographisch und tektonisch gänzlich verschieden von dem kristallinen Grundgebirge der zentralen Sudeten. Sie zeigen eine wirre Struktur mit steil aufgestellten, zum Teil saigeren und stark zusammengefalteten Schichten: im oberen Weistritzthal bei Bärsdorf und Tannhausen und nördlich dieses Tales WO bis ONO und schließlich NO streichend, ist der größere südliche Teil der Gneise durch jüngere Bewegungen in die sudetische NW-Richtung herumgedreht; die Absenkung der östlich vorlagernden Reichenbacher Gneisgebirge und der östliche Steilrand des Eulengebirges sind erst in der tertiären Zeit entstanden.

Nach Gesteinszusammensetzung und Bau vergleiche ich die Gneismasse des Eulengebirges mit dem sächsischen Granulitgebirge und mit der Münchberger Gneisplatte: diese drei konkordanten Gneisgranulit-Lakkolithen bilden jetzt einen Außenbogen um die Kerne der Sudeten, des Erz- und des Fichtelgebirges; ursprünglich lagen sie vermutlich weiter entfernt von den älteren Gneisgranitkuppeln der inneren Gebirgskerne und besaßen wie diese ein westöstliches Streichen. Auf der Innenseite des Sudetenbogens liegt als Gegenflügel die

¹⁾ Franz E. Sueß, Vorläufige Mitteilung über die Münchberger Deckscholle. Sitz.-Ber. math.-naturwiss. Kl. d. k. Akademie der Wiss. in Wien vom 12. Juni 1913. — Die Annahme von Fr. Sueß, daß die Münchberger Gneisplatte als völlig fremde Masse von Süden her über die autochthonen Granite des Fichtelgebirges bewegt worden seien, ist eine der Hypothesen, um die anormale Lagerung dieser Gneise zu erklären. Ich halte allerdings die diskordanten Granite des Fichtelgebirges für jünger als die konkordanten Gneisgranite der Münchberger Platte.

Granulitplatte der Gföhler Gneise im niederösterreichischen Waldviertel.

Die Zeit, in welcher diese Granulitlakkolithe in der Tiefe erumpierten, konnte bisher für das sächsische Granulitgebirge unzweifelhaft festgestellt werden: in den metamorphen Kontakthof dieses Lakkolithen ziehen die cambrischen, silurischen, sowie die unter- und mitteldevonischen Schichten hinein; in den Grundkonglomeraten des Culms finden sich bereits massenhaft die »bis meterlangen Fragmente von mittelgebirgischen Kontaktgesteinen«¹⁾. Die Eruption erfolgte also in der jüngsten Devonzeit oder in der, wie ich oben S. 65 auseinandergesetzt habe, lange Zeit andauernden Pause zwischen dem deutschen Oberdevon und Culm.

Zu gleicher Zeit wird auch der Granulitlakkolith des Eulengebirges entstanden sein, obwohl hier keine unmittelbar anstoßenden Kontakthöfe übrig geblieben sind; aber die Amphibolite und Gabbroreste innerhalb der Eulengebirgsgneise und die nahe gelegenen, vermutlich mitteldevonischen Gabbrodiabase des Volpersdorf-Leppelter Bergzuges zeugen für ein jungdevonisches Alter. Jedenfalls fand das sudetische Culmmeer, wie das sächsische, bereits die Gneise des Eulengebirges denudiert vor, und konnte daher die Eulengneise und die Neuroder Gabbros in massenhaften Geröllen in seinen Grundkonglomeraten auf den mittleren Sudeten anhäufen²⁾.

b) Bewegungen während der Culm-, Oberkarbon- und Rotliegenden Zeiten.

Während dieser in sich zusammenhängenden Periode steigerten sich fortdauernd die tektonischen Bewegungen in den Sudeten, bis sie im Rotliegenden ihr Maximum erreichten.

Bisher wurde angenommen, daß die Hauptfaltung der alten Kerngebirge in Deutschland, und speziell in dem Bogen, welcher von den Ardennen bis zum Altvatergebirge durchgezogen wurde³⁾, in der Zeit zwischen dem Unterkarbon (Culm) und dem Oberkarbon geschehen sei; man bezeichnete sie daher als eine prä- oder intrakarbonische⁴⁾. Ich glaube jetzt, daß diese Periode starker Bewegungen länger und durch die ganzen Culm-, Karbon- und rotliegenden Zeiten im gleichen Sinne angedauert habe: die tiefen Senkungen in großen Meeresbecken und Gräben waren die direkte Folge der großen Gebirgsaufstauungen. Der Schiebungsdruck kam von Süden her und fand seinen Gegendruck in

¹⁾ Siehe Bd. II, S. 442. Leipzig 1903; und H. Credner, Zentralblatt für Min. Jahrg. 1907, S. 523. Stuttgart.

²⁾ Neuestens wollen in der Erläuterung zu Blatt Freiburg der preußischen geologischen Karte im Maßstabe 1 : 25 000 (Berlin 1912) E. Dathe und E. Zimmermann bisher zum Culm gerechnet und noch auf der Karte als Culm bezeichnete Konglomerate der Freiburg-Fürstensteiner Gegend wegen neuer Fossilfunde und wegen der Lagerung auf dem noch nicht veröffentlichten östlich anstoßenden Blatt Schweidnitz zum Oberdevon stellen (S. 23); auch andere Partien von Schiefen derselben Gegend sind ihnen »devonverdächtig« (S. 53). Dadurch würde ein neues Licht auf die Grenzverhältnisse und die Zeitpause zwischen Devon und Culm geworfen werden.

³⁾ Vgl. Bd. II, S. 364, Anm. 1.

⁴⁾ Siehe Bd. II, S. 437.

der skandinavischen und russischen Tafel. Gleichzeitig erumpierten in die entstehenden Spalten, Klüfte und Hohlräume als Tiefengesteine die diskordanten jüngeren Granite (Brocken, Fichtel- und Erzgebirge, Riesen-Iserkamm) und als Ergußgesteine die Quarzporphyre, Porphyrite und Melaphyre.

In den Sudeten wurden während der sehr langen Karbonzeit (Culm und Oberkarbon) einerseits die älteren Schichtensysteme (kristallines Grundgebirge, Cambrium, Silur und Devon) allmählich aufgefaltet und verschoben; andererseits sanken die Außenteile der Faltengebirge immer tiefer unter den Meeresspiegel ein.

Culmablagerungen fehlen durchaus im böhmischen Massiv: im Pilsener Becken lagern auf dem Cambrium, resp. auf Silur, nach langer kontinentaler Lücke direkt die oberkarbonischen und rotliegenden Sedimente. Das Prager Silur-Devonbecken wurde zur Karbonzeit zu einem hohen Gebirge zusammengeschoben und in östlich streichende Falten gelegt.

In den Sudeten wurden im gleichen Sinne nach der Devonzeit alle älteren Schichtensysteme von Süd nach Nord in westöstliche Falten gelegt, wobei wir zu berücksichtigen haben, daß die Zusammenfaltung der Schieferserien (Glimmerschiefer und Phyllite) vermöge ihrer Plastizität eine kräftigere war, mit steilerer Schichtenstellung, als diejenige der spröden Gneisgranitkuppeln.

Der gefaltete böhmisch-schlesische Kontinent sank von Osten her allmählich unter das Culmmeer: die Culmablagerungen, zuerst Grundkonglomerate, breiteten sich horizontal und auf alle älteren Gesteinsserien diskordant übergreifend auf die versunkenen Gebiete des devonischen Kontinentes aus. Die weiteste Ausdehnung besitzen jetzt die Culmschichten im mährischen Gesenke; sie lagern hier ziemlich flach in SO bis O geneigt und umlagern diskordant die devonischen Inseln von Bennisch, Bärn und Sternberg.

Die Bewegungen nach dem Culm und vor dem Oberkarbon wurden bisher für die stärksten in Mitteleuropa gehalten. Ich habe oben (S. 63—66) auseinandergesetzt, daß die Gebirgsfaltungen und Diskordanzen im niederrheinischen Schiefergebirge, im Harze, in Ostthüringen und Sachsen viel stärker vor dem Culm, als zwischen Culm und Oberkarbon gewesen seien. Diese Erkenntnis folgte notwendigerweise aus der neuen Deutung des Harzbaues (Bd. II, S. 363—377), nachdem K. Lossens älteste Schichten (Tanner Grauwacken) die jüngsten Deckschichten im Mittelharze wurden; ebenso am Ostrande des nieder-rheinischen Schiefergebirges, wo die Culmgrauwacken (Hörre) die Silur- und Devoninseln diskordant überlagern.

Die Culmablagerungen in den Sudeten liegen schwach geneigt unter dem Oberkarbon. Allerdings greift das letztere diskordant über die Culmschichten über; aber nur deswegen, weil die tektonischen Absenkungen während der langen Oberkarbonzeiten in den Sudeten immer stärker wurden und das oberkarbonische Meer den alten vor-culmischen Kontinent immer weiter nach Westen hin überflutete. Sedimente von mehr als 7000 m Mächtigkeit, wie sie das Oberkarbon im oberschlesischen Kohlenbecken erreichen, setzen fortdauernde und bedeutende Absenkungen voraus.

Hier nun setzt die schwierige Frage ein: zu welcher Zeit erumpierten die diskordanten Granitlakkolithen, welche in den Sudeten den Iser-Riesenkamm und andere jüngere Granite, Striegau, Dobrosow bei Nachod, sowie im Reichensteiner und Altvatergebirge die Phyllite durchbrachen und kontaktmetamorph veränderten.

Meiner Ansicht nach sind mit dem Riesen-Isergranit die diskordanten Granitlakkolithen in der Lausitzer Granitplatte, im westlichen Erzgebirge, im Fichtelgebirge, im Harze gleichalterig. Die Culmgrauwacken des Harzkörpers ziehen, Schritt für Schritt zu verfolgen, bis in die metamorphen Kontakthöfe der beiden Brocken- und Ramberggranitstöcke hinein. Der Lausitzer Granitlakkolith hat die Culmgrauwacken durchbrochen und verändert (Bd. II, S. 204). Die Culmschichten im Harze und im Lausitzer Gebirge waren bereits aufgefaltet, als die Granite erumpierten; die letzteren besitzen daher alle Eigenschaften eines diskordanten Granitstockes.

Weder die genannten, noch die sudetischen Granitlakkolithe treten irgendwo in eine direkte Berührung mit oberkarbonischen oder rotliegenden Schichten. Die Diskordanzen zwischen Culm, Oberkarbon und Rotliegendem sind in den Sudeten weit geringfügiger als die starke Diskordanz zwischen Devon und Culm.

Die gewaltigen Granitmassen des Riesen-Iserkammes sind nur von cambrischen Phylliten und von der noch älteren Glimmerschiefer-Gneisformation umlagert; offenbar sind sie in einer solchen Erdtiefe stecken geblieben, daß sie jüngere als cambrische Schichten nicht durchbrochen haben. Das Alter ihrer Eruption kann trotzdem dasjenige des Karbons oder des Rotliegenden gewesen sein¹⁾. Es ist daher nicht ausgeschlossen, daß die großen Quarzporphyrdecken im Rotliegenden der mittleren Sudeten (bei Liebau, Waldenburg, Braunau) oberirdische Ergüsse von den in der Erdtiefe erumpierten Riesengebirgsgraniten gewesen sind²⁾.

Die jüngeren, diskordanten Granite in den Reichensteiner und Altvatergebirgen stecken isoliert im kristallinen Grundgebirge, so daß über ihr genaueres Alter nichts ausgesagt werden kann. Vermutlich sind die metamorphen Devonstufen am Westrande des mährischen Gesenkes durch tiefer liegende Granite umgewandelt; diese Granite

¹⁾ Vgl. Bd. II, S. 48 und 103. Auf dem Erzgebirge sind die jüngsten Granite, diejenigen von Altenberg und Zinnwald, jünger als Oberkarbon und jünger als die Tepplitzer Quarzporphyre. Gerölle der jüngeren Granitlakkolithe von Eibenstock-Kirchberg erscheinen erst in den Konglomeraten des mittleren Rotliegenden.

²⁾ In den jüngst erschienenen Erläuterungen zu den geologischen Blättern Waldenburg und Schömburg wird leider nicht genau angegeben, ob die Gerölle vom Riesenkammgranit in den rotliegenden Konglomeraten vorkommen. In der Erläuterung zu Blatt Waldenburg S. 72 werden unter den Geröllen der Konglomerate aus der mittleren (E. Dathe; unteren) rotliegenden Stufe nur Gneise, aber keine Granite angegeben; in der Erläuterung zu Blatt Schömburg wird unter den Geröllen der unteren (S. 18) und oberen (S. 36) Konglomerate der rotliegenden Stufen der »Riesengebirgsgranit« genannt. Aber es wird nicht gesagt, ob es ein Riesenkammgranit oder ein Granit des umrandenden, älteren kristallinen Grundgebirges ist; auch sind keine Gerölle von metamorphen Gesteinen aus dem Kontakthöfe des Iser-Riesengranites angeführt. Die genaue Untersuchung der Gerölle aus Konglomeraten und ihrer Herkunft ist stets von besonderem Werte für die Tektonik eines Gebirges.

wären dann aber älter als die Decke der Culmgrauwacken. Die kleineren Granitstöcke bei Nachod (Dobrosow) und Levin im nördlichen Adlergebirge sitzen diskordant in den cambrischen Phylliten auf. Der Granitstock von Brünn ist älter als die Devonstufen, welche mit Grundkonglomeraten über seinen Rücken übergreifen.

Zu Beginn der rotliegenden Zeit sank der damalige böhmisch-schlesische Kontinent noch tiefer ein, und zwar in demselben Sinne, wie seit dem Beginn der Culmzeit. Die rotliegenden Schichten lagern daher diskordant, jedoch mit nicht sehr bedeutenden Neigungsdifferenzen auf den Karbonablagerungen; sie enthalten ausgedehnte und zum Teil mächtige Konglomerate von Geröllen, die aus den nahe über dem rotliegenden Meer stehenden Gebirgen von den Flüssen rasch zusammengeflößt wurden.

Von Sachsen her durch die Elbsenke (Döhlener Becken südlich von Dresden) lassen sich die rotliegenden Ablagerungen am Südrande der Jeschken- und der Eisenbroder Gebirge verfolgen bis in die Mittelsudeten, wo sie über dem niederschlesisch-böhmischen Oberkarbon eine große Verbreitung und Mächtigkeit gewinnen. Weiter im Süden sehen wir die rotliegenden Sandsteine im Boskowitz Graben erhalten. Dieser etwa 120 km lange, nach Osten gebogene Graben ist von Bedeutung für die jüngeren, tertiären sudetischen Bewegungen; ich habe daher hier beistehend (Profil 28) ein Querprofil durch diesen Graben in der Gegend von Rossitz, südwestlich von Brünn, abgebildet. Dieser rotliegende Graben zieht von Norden her aus dem Tal der wilden Adler in Böhmen über Mährisch-Trübau nach Boskowitz; er streicht westlich des Brüner Granitmassives vorbei und endigt erst am Rokitnatale bei Mährisch-Kromau¹⁾. In seinem ganzen Verlaufe lagert dieser rotliegende Graben zwischen streichenden Verwerfungen, nördlich in die böhmische Kreide, südlich in das kristalline Grundgebirge eingesunken²⁾.

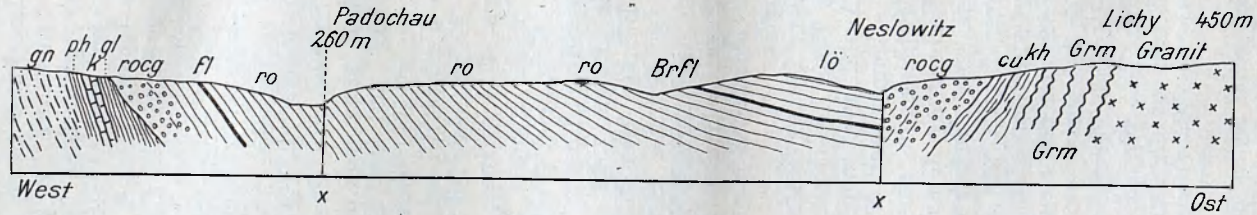
In Oberschlesien hatten wir die Reste von rotliegenden Schichten unter der Trias bei Dombrowa und Trzebinia erwähnt (oben S. 113) in einer Ausbildung, welche sich an die niederschlesische anschließt.

Wir erkennen aus dieser Übersicht, daß die rotliegenden Sedimente in Schlesien in einer Weise verbreitet sind, daß wir eine viel größere Verbreitung derselben als in den jetzigen Resten annehmen müssen; die stets ziemlich locker angehäuften Konglomerate und Sandsteine waren bereits vor der oberen Kreide stark denudiert; im Bereiche der widerstandsfähigen Porphy- und Melaphyrdecken der mittleren Sudeten blieben sie in einem größeren Zusammenhange vor der Denudation bewahrt.

Brüche und Verwerfungen infolge der tiefen Absenkungen zur rotliegenden Zeit können wir nur wenige direkt nachweisen. Ein solcher Bruch ist derjenige, welcher am Ostrande des sächsischen Erzgebirges das W—O streichende kristalline Grundgebirge bei Pirna

¹⁾ Noch weiter südlich in demselben Bruchzuge über Znaim liegt noch ein Rest von rotliegenden Sandsteinen und Konglomeraten auf dem kristallinen Grundgebirge südlich des Manhartsberges im Strasser Tale, nördlich der Donau bei Krems.

²⁾ Siehe die geologische Karte von Mähren von J. Jahn. Wien 1911.



Profil 28 (Maßstab 1 : 50 000)

durch den Boskowitzer rotliegenden Graben von Padochau nach Neslowitz bei Rossitz, südwestlich von Brünn;
nach Franz F. Sueß, im Führer für den Internat. Geolog. Kongreß Nr. II, Exkursion nach Segen Gottes bei Brünn. S. 7.
Wien 1903.

- gn = Gneis.
 Gr = Brünner Granit.
 Grm = Verquetschte Randzone des Brünner Granitmassiv.
 ph = Phyllite.
 gl = Glimmerschiefer; darin k = Marmorlager.
 kh = Kalksilicathornfels, verquetscht am Brünner Granit.
 cu = Grauwacken des Culm?
 roc = Grundkonglomerate
 ro = Sandsteine und Schiefer }
 fl = Kohlenflöz } des Rotliegenden.
 Brfl = Brandschieferflöz
 lö = Löß.
 xx = Verwerfungen.

und Berggießhübel in die NW-SO-Richtung umgedreht hat (siehe Bd. II, S. 95—97 und Profil 20). Dieser Bruch ist älter als der Absatz der Schichten des mittleren Rotliegenden, da diese Schichten im Döhlener Becken diskordant über die alten Bruchzonen übergreifen.

Dagegen ist am Ostrande des Elbsandsteingrabens die Hohnsteiner Überschiebung viel später durch die tertiären Bewegungen entstanden; dieser Ostrand findet seine Fortsetzung nach Südosten unmittelbar am Südrande der Sudeten bis zum Boskowitzter Graben.

c) Tertiäre Bewegungen.

Während der Trias-, Jura- und Kreidezeit finden wir zwar durch die Diskordanzen, durch die übergreifende Lagerung und durch die Lücken im Absatz der Sedimente einen wiederholten Wechsel von Kontinent und Meer betätigt, also von auf- und abbewegten Tafeln im Gebiete der jetzigen Sudeten; Brüche und Verwerfungen zwischen den bewegten Schollen waren die Folge. Aber es entstanden in diesen langen Zeitläufen keine Faltengebirge. Die Zeiten starker Gebirgsbildungen sind charakterisiert durch starke Eruptionen von Eruptivgesteinen: so die Zeit vom Culm bis zum Rotliegenden und die tertiäre Zeit. Diese Regel gilt für ganz Deutschland (außerhalb der Alpen) und ebenso für Schlesien und Böhmen. Nur durch bedeutende Gebirgsbewegungen werden die Erdspalten so tief aufgerissen, daß das tief innenliegende Magma bis in die oberen Regionen der Erdkruste heraufkochen kann und dort erstarrt sowohl in Lakkolithen (Graniten) als in den Ergußgesteinen (Porphyre, Melaphyre, Basalte).

So wie der gefaltete Harzkern bis zur Tertiärzeit tief begraben lag unter den Tafeln der Zechstein-, Trias-, Jura- und Kreidesysteme, so lag das alte Culm-, Oberkarbon- und Rotliegende Gebirge der Sudeten tief begraben unter den mächtigen Trias-, Jura- und Kreidestufen bis zur Tertiärzeit. Erst die großen tertiären Gebirgsbewegungen in Europa formten allmählich das Gebirge heraus, welches wir jetzt Sudeten nennen. Vor allem ist die NW-Richtung der Sudeten erst während der tertiären Zeit entstanden.

In der Hohnsteiner Überschiebung sehen wir Jura- und Kreideschichten überkippt unter dem überschobenen Rande des Lausitzer Granites lagern. Auf den Pässen der böhmischen Grenze bei Zittau stehen die Quadersandsteine wie Mauern steil heraus vor den Verwerfungen gegen die Gneise und Granite der Sudeten. Weiter nach SO fallen die Kreideschichten meistens flacher vom Sudetenrande gegen das böhmische Tiefland ab, zum Teil in den Formen der niederliegenden Flexuren.

Die Mitte der Sudeten wird im Heuscheuergebirge gekrönt von den Sedimenten der oberen Kreide bis zum Senon; und auch dieser lange Zug der mächtigen Kreidestufen von Größau bis Mittelwalde und Schildberg streicht in der neuen tertiären NW-Richtung, welche speziell als die sudetische bezeichnet wird.

Wie erkennen aus dem geologischen Bau der Sudeten aber außerdem, daß der Nordrand des Gebirges durchgehends höher heraufgestaut ist als der Südrand: die Schneekoppe liegt am Ostrande des Iser-

Riesenkammes; die hohe Eule nahe am nordöstlichen Gebirgsrande; die Wasserscheiden zwischen Neiße und March im Reichensteiner und im Altvatergebirge oder zwischen Neiße und Oppa im Mährischen Gesenke ziehen nahe den nördlichen Abbrüchen hindurch. Das ganze Gebirge verflacht sich von NO nach SW, von dem hohen Bergrande über der schlesischen Tiefebene nach Böhmen und Mähren hinüber.

Diese beiden tertiären Hauptbewegungen, einerseits das nordwestliche Streichen und andererseits die Abdachung nach SW, also die Aufbäumung des Gebirges an seinem Nordrande, veranlassen mich, zu glauben, daß die Sudeten entstanden sind durch einen Druck und Schub von Süden vom Alpensysteme her und andererseits durch einen Gegendruck von NO von der großen russischen Tafel her.

Die russische Tafel beginnt erst jenseits der Weichsel mit einer Linie, welche den Südwestrand des Granitmassives am Bug in Südrußland in nordwestlicher Richtung verbindet mit dem Südwestrande der Granite auf der Insel Bornholm und in Südschweden. Zwischen diesem Westrande der russischen Tafel und dem Ostrande der Sudeten sehen wir eingeklemmt und in nordweststreichende Falten gelegt die Trias-, Jura- und Kreidestufen in Südpolen (Tschenstochau-Krakau) bis zur Lysa Gora. Die nordwestliche Fortsetzung dieser südpolnischen Faltenzüge finden wir unter dem Diluvium der norddeutschen Tiefebene bis zur Odermündung, bis zur Insel Rügen und bis Bornholm und Schonen.

Vor dem konvex nach NO ausgebogenen Ostrande der Sudeten liegt in der schlesischen Tiefebene zunächst ein von NW nach SO langgezogener Graben mit der miocänen Braunkohlenformation ausgefüllt (Glogau-Breslau-Oppeln-Ratibor); jenseits desselben treten erst die Trias- und Jurafaltenzüge zutage.

Das Verhältnis der gegen NO heraufgeschobenen und aufgebäumten Sudeten zu diesem tertiären Graben und den jenseitigen Jurazügen erinnert an die gleichartigen und auch gleichalterigen Verhältnisse in den Voralpen: der Molassegraben der Tiefschweiz von Genf bis zum Bodensee und durch die oberbayerische Ebene umzieht den nach Norden konvex ausgebogenen Alpenrand, und erst jenseits des miocänen Grabens erheben sich die Faltenzüge des Schweizer Jura und der schwäbischen Alp, im Streichen parallel dem Alpenrande und abhängig von der tertiären Heraufschiebung des Alpengebirges.

Einen analogen Gebirgsbau erkennen wir auf der Südwestseite der Sudeten. Ich sehe die böhmische Masse als eine nach Norden vorgeschobene große Scholle an; das Silur des Prager Beckens zeigt eine mediterrane Facies, während das Silur der Sudeten sich eng anschließt an die mitteldeutsche, thüringisch-sächsische Facies. Tektonisch biegen sich die in NO streichenden Falten des Pilsen-Prager Beckens an der Elbe in einem nach NO konvexen Bogen nach SO in das Eisengebirge (Elbeteinitz-Chrudim) herum.

Längs dem Nordrande der böhmischen Masse zieht der tertiäre Karlsbader Graben, mit oligocänen und miocänen Sedimenten erfüllt, von der Stadt Eger in NO-Richtung bis zur Elbe; die gewaltigen Ausbrüche jungvulkanischer Gesteine im Duppauer und im böhmischen Mittelgebirge zeugen für die Tiefe der Erdspalten und für die Größe

der Verschiebungen im nordböhmischen Graben. Jenseits dieser Grabenversenkungen erhebt sich der hohe Südrand des sächsischen Erzgebirges.

Es besteht in bezug auf die Mechanik der Bewegungen innerhalb der spröden Erdkruste ein Zusammenhang zwischen der Heraufschiebung der Faltengebirge und der gleichzeitigen Entstehung von bedeutenden Grabenversenkungen vor dem Außenrande der heraufgeschobenen Erdschollen.

Die Gräben auf der Druckseite der Gebirge sind tiefer als auf der Gegendruckseite: die Sudeten sind von NO her aufgerichtet durch Druck der russischen Tafel; vor ihrem aufgebäumten Nordrande liegt der tiefe Graben der schlesischen Tiefebene; die Gegenseite in Böhmen ist relativ und absolut weniger tief eingesunken als der schlesische Graben.

Entsprechend ist der nordwestböhmische Graben vor dem am höchsten erhobenen Südrande des Erzgebirges tiefer abgesunken als das sächsische Vorland des Erzgebirges.

Dieselbe Erscheinung im Bau der Gebirge wurde durch die karbonrotliegenden Bewegungen erzeugt: der Saar-Nahegraben liegt vor dem Südrande der am höchsten aufgestauten Kämme des Niederrheinischen Schiefergebirges, nämlich vor dem Südrande vom Hunsrück und Taunus.

Betrachten wir endlich noch die tektonischen Beziehungen der Sudeten gegen den Karpathenbogen.

Der Boskowitzter Graben, der vom Tale der wilden Adler in Böhmen über Brünn und Znaim bis Krems an der Donau über 200 km weit zwischen bedeutenden Verwerfungen durchzieht, bildet die Grenze zwischen der böhmischen Masse und den Südsudeten; er ist konvex nach NO und O ausgebogen, parallel den Südsudeten, und ist daher durch dieselben tektonischen Bewegungen während der Tertiärzeit erzeugt worden, wie der Sudetenbogen selbst.

Der Nordrand des Karpathenbogens ist in den westlichen Beskiden über den Südrand der Sudeten im mährischen Gesenke und über das oberschlesische Steinkohlenegebirge überschoben; dieser Schub von Süden her war so bedeutend, daß im Teschener Hügellande durch Tiefbohrungen eine Überschiebung der Karpathenkreide über die oberschlesischen Tertiär- und Karbonstufen in einer Breite von mindestens 18 km bisher nachgewiesen wurde¹⁾.

Ich habe oben S. 108 bemerkt, daß die Flözpartien im österreichischen Ostrau-Karwiner Becken viel stärker gestört und verworfen liegen als in den nördlichen preußischen Oberkarbonmulden; auch daß die Orlsruer Störung ist am kräftigsten ausgebildet im Karwiner Becken (vgl. Profil 19, S. 106). Die Ursache dieser Störungen ist darin zu suchen, daß in dem spitzen Winkel zwischen der Südostecke der

¹⁾ W. Petrascheck, Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes; mit Übersichtskarte S. 77 und mit Profil S. 93. Verhandl. k. Geolog. Reichsanstalt, Jahrg. 1912. Heft 2. S. 75—95. Wien. — Eine Folge der Überschiebung ist wie gewöhnlich die außerordentlich stark anschwellende Mächtigkeit der tertiären Tone (Wiener Tegel) von 200—900 m; der Schub bewirkte die starke mechanische Zusammenstauung dieser weichen Sedimente.

Sudeten bei Hultschin und dem Teschener Hügellande der westlichen Beskiden das Steinkohlengebirge auf den engsten Raum zusammengepreßt wurde, und zwar erst zur Tertiärzeit.

Auch die Culmgrauwacken des mährischen Gesenkes tauchen mit ihrem Südrande unter die überschobene Flyschdecke der Beskiden unter: südlich des diluvialen Erosionstales treten sie noch einmal zutage auf der linken Beczwaseite bei Mährisch-Weißkirchen.

Die gesamte sudetische und hercynische Hauptbewegung in der SO-NW-Richtung ist nach meiner Auffassung erst zur tertiären (oligocänen und miocänen) Zeit entstanden, und zwar im Zusammenhang der Schiebung des Karpathenbogens nach NW. Wir sehen daher innerhalb des großen Erdkrustendreieckes, dessen Basis die westlichen Karpathen von der Weichsel bis zur Donau und dessen Spitze das NW-Ende des Teutoburger Waldes sind, zwei Streichrichtungen sich senkrecht kreuzen: in der nordwestlichen Hauptrichtung die Sudeten, die subhercynischen Berge, der Harzkern und das jurassische Wesergebirge auf der Ostseite — die böhmisch-bayerischen, Thüringer und Teutoburger Waldgebirge auf der Westseite; dagegen in der nordöstlichen Querrichtung das Pilsen-Prager Becken, das Fichtel- und Erzgebirge, die Münchberger Gneisplatte, das Vogtland und das sächsische Granulitgebirge.

Der äußerlich scheinbare Bogen des Erzgebirges und der Sudeten besteht innerlich aus zwei tektonisch getrennten Gebieten: das Erzgebirge ist von Süden her aufgestaut, die Sudeten von Nordosten her. Die Grenze zwischen beiden Gebirgen ist verdeutlicht in der Hohnsteiner Überschiebung des Lausitzer Granitmassives über die unterlagernden Jura- und Kreideschichten.

Es existiert kein »variskisches« Gebirge in Deutschland, d. h. kein einheitliches, in der Karbonzeit zusammengefaltetes Gebirgssystem zwischen dem nördlichen Alpenrande, der norddeutschen Tiefebene und der russischen Tafel, wie es sich Eduard Sueß gedacht hat (vgl. Bd. II meiner Geologie, S. 437, Anm. 2).

Deutschland teilt sich vielmehr tektonisch in sechs verschiedene und verschiedenalterige Gebirgssysteme, wie ich in dieser meiner Geologie nachgewiesen habe:

1. Das niederrheinische Gebirgssystem, umfassend die Ardennen, das Niederrheinische Schiefergebirge, den Harzkern, von Süd her zusammengefaltet zur Karbonzeit. Dasselbe setzt sich nach Westen unter dem Pariser Becken fort und tritt in der Normandie und Bretagne wieder zutage.

2. Das oberrheinische Gebirgssystem, eine von Süden durch den Alpenschub her zur Tertiärzeit nach Norden bewegte Scholle. Sein Nordrand, in der Pfalz und im Odenwalde, wurde über die Grabensenkung am Südfuße vom Hundsrück und Taunus überschoben.

3. Das hercynische Gebirgssystem ist ein nach Nordwesten geschobener Keil, dessen Basis im Südrande des sächsischen Erzgebirges, dessen Spitze im Teutoburger Walde liegen.

4. Die böhmische Masse ist eine Scholle, welche von Südosten her nach Nordwesten vorgeschoben, in ihrem Nordrande über den tertiären

Karlsbader Graben überschoben wurde. Hierzu gehört das bayerische Grenzgebirge.

5. Die Sudeten sind von Nordosten her durch den Gegendruck der russischen Tafel aufgestaut; ihre Abdachung neigt sich nach Südwesten unter das böhmische Kreidebecken. Der Widerstand im umgebogenen Ostrande des Erzgebirges erzeugte die Überschiebung der Lausitzer Granitplatte und des Riesengebirges über den Jura- und Kreiderand des Elbsandsteingrabens.

Diese drei Schollengebirge, das hercynische, böhmische und sude-tische System, wurden zur Tertiärzeit durch den Westkarpathenbogen nach Nordwesten geschoben und erhielten dadurch ihr nordwestliches Hauptstreichen.

6. Das alpine Gebirgssystem, durch dessen Erhebung und Herauf-schiebung von Süden her zur Tertiärzeit ein gewaltiger Druck nach Norden auf die ober- und niederrheinischen Gebirgssysteme ausgeübt wurde.

d) Diluviale Bewegungen.

Das nördliche Europa besaß als Gesamtkörper seine höchste Erhebung über dem Ozean zur pliocänen und zur älteren Diluvialzeit. Daher wuchsen die Gletscher von Skandinavien, dessen Schild etwa doppelt so hoch als jetzt über dem Meeresspiegel lag, und überfluteten Norddeutschland und Rußland. Ebenso stiegen die Gletscher von den höher als jetzt erhobenen Zentralalpen durch die Täler der nördlichen und südlichen Kalkalpen hinab und übergossen mit ihren Eisströmen die Vorlande der Alpen. Diejenigen Gebiete der Zentralalpen, welche in dem am stärksten gekrümmten Bogen der schweizer Alpen am höchsten aufgestaut waren, also in relativ kältere Luftregionen aufragten, entsandten auch die größten Gletscher; dies geschah in der mittleren Diluvialzeit, in der Haupteiszeit.

Die Sudeten waren in ihren höchsten Teilen mit lokalen Gletschern bedeckt; das schlesische Tiefland wurde zur Haupteiszeit von den skandinavischen Gletschern überflutet; das Tiefland lag damals im Verhältnis zum Gebirge noch so hoch, daß die nordischen Gletscher den Nordrand der Sudeten bedeckten. Die Abdachung des nördlichen Europas neigte sich zur diluvialen Haupteiszeit von Skandinavien bis nach Südrußland nach Süden, so daß die nordischen Gletscher und ihre Schmelzwasser nach Süden abfließen mußten. Eine solche Schmelzwasserrinne aus der Haupteiszeit ist das Erosionstal von der Oder zur March, von Oderberg über Weißkirchen nach Prerau an der Beczwa.

Auch die Elbe floß damals nach Süden ab: von den Gletscherenden des nordischen Eisfeldes im Elbsandsteingebirge und in der Zittauer Senke, sowie von den Südabhängen des Iser-Riesengebirges strömten alle Zuflüsse der Elbe durch das südöstliche Böhmen nach Mähren hinüber, der March und der Donau zu.

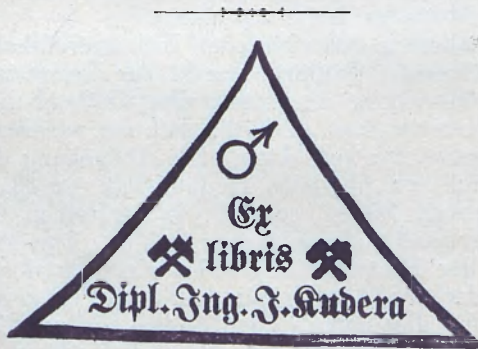
Die zweite Bewegung des nördlichen Europas geschah zur jüngeren Diluvialzeit im entgegengesetzten Sinne: der Kontinent sank ab mit allen seinen Gebirgen, er kam in eine tiefere Lage im Verhältnis zum Meeresspiegel; seine Westküsten sanken unter den atlantischen Ozean;

die Nord- und die Ostsee brachen ein und überfluteten große Teile des Kontinentes. Diese Ertränkung des nördlichen Europas erstreckte ihre Wirkungen bis in alle Flußtäler der norddeutschen Tiefebene und der deutschen Gebirge. Die alten tiefen und breiten Täler der Eiszeit füllten sich selbst, bei geringerem Gefälle als vorher, mit Schottern, mit Sanden, mit Schlick und mit Lehm auf. Die Ströme selbst änderten die Richtung ihres Laufes, weil die Abdachung Europas nunmehr sich von Süden nach Norden umwendete.

Die allgemeine und wesentliche Wirkung dieser kontinentalen Absenkung war, daß sich Nordeuropa erwärmte, weil seine Oberfläche in tiefere Luftschichten gelangte, so daß die Gletscher aus den Tiefebenen wegschmolzen und sich bis auf die höchsten Teile der Alpen und der skandinavischen Gebirge zurückzogen.

Die tieferen Ursachen solcher großen kontinentalen Bewegungen kennen wir noch nicht. Vergleichbar einem langsamen Atmen des gesamten Erdballes, hat sich die Verteilung von Land und Meer, haben sich die Umrisse und die Höhen der Kontinente in ihrem Verhältnis zum Ozean im langen Laufe der geologischen Perioden fortdauernd geändert.

Seit der jungdiluvialen Zeit sinken die Kontinente, die den Nordpol umlagern: Canada, Grönland, Skandinavien, Sibirien. Vielleicht werden sich die Südpolarländer wieder zu der Höhe, welche sie früher besaßen, aus dem Ozean erheben und dadurch den Schwerpunkt der kontinentalen Massen, der jetzt in der nördlichen Hemisphäre liegt, mal wieder in die südliche Hemisphäre verlegen.







Biblioteka Śląska w Katowicach

Id: 0030000696096



II 897

Pracownia Śląska