1921.3000

Erläuterungen

zur

Geologischen Karte

von

Preußen

und

benachbarten Bundesstaaten.

Herausgegeben
von der
Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Lieferung 208.

Blatt Merenberg.

Gradabteilung 67 $\left(\frac{51^0}{50^0}\right.$ Breite, 25°/26° Länge), Blatt Nr. 30.

Geologisch aufgenommen und erläutert
von

Johannes Ahlburg.

Mit 4 Tafeln und 18 Figuren im Text.

BERLIN.
Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt.
Berlin N. 4, Invalidenstraße 44.
1918.

EX
BIBLIOTHECA
REGIA ACADEM.
GEORGIAE
AUG.

Blatt Merenberg.

Gradabteilung 67 ($\frac{51^0}{50^0}$ Breite, 25°/26° Länge), Blatt Nr. 30.

Geologisch aufgenommen und erläutert

von

Johannes Ahlburg.

Mit 4 Tafeln und 19 Figuren im Text.

I. Orographische und hydrographische Übersicht.

Das Blatt Merenberg gehört in seiner ganzen Ausdehnung dem Entwässerungsgebiete der Lahn an und wird in seinem südöstlichen Teile von der Lahn selbst durchschnitten. Die Lahn tritt von Osten her (Blatt Braunfels) bei Stockhausen in 139 m Meereshöhe in das Blatt ein und durchläuft den südöstlichen Teil desselben in bogenförmigem annähernd südwestlich gerichtetem Laufe; sie verläßt das Blattgebiet bei Ahausen in 135 m Meereshöhe, besitzt also in diesem Abschnitt — bei einer Flußlänge von über 9 km — nur etwa 4 m Gefälle. Dies geringe Gefälle des Flusses, das in auffälligem Gegensatze zum folgenden Lahnabschnitte (Blatt Weilburg) steht, erscheint im Zusammenhange mit einer beckenartigen Verbreiterung des Lahntales zwischen Stockhausen und Löhnberg; während oberhalb Stockhausen, und namentlich unterhalb Löhnberg der

SUB Göttingen 7
207 805 814

Fluß in enger, cañonartiger Talschlucht verläuft (vergl. Erläut. Blatt Weilburg, Taf. 1), begleitet ihn in dem Abschnitt zwischen Stockhausen und Löhnberg ein breiter Talboden, von dem aus die Talflanken, namentlich auf der Nordseite, in mehreren ausgedehnten, durch diluviale Flußterrassen gebildeten Stufen allmählich ansteigen. Über die mutmaßliche Entstehung dieser beckenartigen Erweiterung des diluvialen und alluvialen Lahntales wird weiter unten noch einiges zu sagen sein (vergl. S. 84 ff.).

Der kleinere, südöstlich der Lahn gelegene Teil des Blattgebietes steigt rasch über die bei etwa + 200 m gelegenen höchsten diluvialen Talböden der Lahn bis zu einer bei etwa + 300 m Höhe liegenden Hochfläche an, die freilich erst südöstlich des Blattes, auf den anschließenden Blättern Braunfels, Weilmünster und Weilburg deutlich erkennbar wird, da diese alte Hochfläche in der Nachbarschaft der Lahn durch die zahlreichen kleinen Wasserrisse, die teils der Lahn selbst, teils dem Grundbache (bei Drommershausen) zugewandt sind, bereits stark zerschlitzt und in einzelne Kuppen aufgelöst ist, von denen nur wenige Höhen von 300 m noch erreichen. Die weite Verbreitung von Tertiärschottern auf der alten, bei etwa + 300 m liegenden Hochfläche deutet darauf, daß sie tertiären Alters ist. Reste der Tertiärschotter am Rande der alten Hochfläche sind auch in dem besprochenen Teile des Blattes — so nordöstlich von Drommershausen und am Rande der Basaltkuppe + 310 m östlich des Steinköppels — noch erhalten geblieben.

Auch innerhalb des größeren, nordwestlich des Lahntales gelegenen Gebietes tritt dem Beschauer die eben erwähnte Tertiärhochfläche bei aufmerksamer Betrachtung wieder entgegen. Allerdings ist ihr Bild hier orographisch stärker verschleiert; denn einerseits wird dies Gebiet von den großen der Lahn von Nord und Nordwest zuströmenden Bächen — dem Stockhäuser Bach, dem Ulmbach, Kallenbach, Faulbach, Föhlerbach — in einzelne unregelmäßige Pfeiler aufgelöst, die infolge der Seitenerosion in diesen Tälern, namentlich in der Nähe des Lahntales, weiter zergegliedert sind, andererseits ruht hier über der alten Tertiärhochfläche noch ein mächtiges Schichtenglied,

das im Süden der Lahn fehlt, das basaltische Tertiär des Westerwaldes. Um so deutlicher tritt die alte Tertiärhochfläche hier geologisch hervor; sie erscheint an den Rändern der Westerwälder Basalthochfläche als die vorbasaltische Einebnungsfläche des alten Gebirges und ist mit den gleichen tertiären Quarzschottern (bezw. Sanden und Tonen) bedeckt, wie südlich der Lahn. Ihre Höhenlage wechselt und zwar steigt sie von Süden, von der Lahn, allmählich nach Norden an; so liegt sie unter der Basaltplatte der Höhburg, zwischen Merenberg und Löhnberg, zwischen + 280 und + 300 m, am Fuße des Rödern südlich von Probach und südlich Reichenborn bei + 300 m, nördlich des Faulbachtales am Fuße des Hansenberges und Kallenbergerkopfes zwischen 340 und 360 m, am Kreuzberg und Altenstein östlich und nordöstlich Obershausen bei 340 — 360 m, und endlich an der nördlichen Blattgrenze nordöstlich Rodenroth bei etwa 400 m. Östlich des Ulmtales steigt das Gebirge bis zu der 411,9 m hohen Basaltkuppe der Dianaburg (hart an der östlichen Blattgrenze) ohne eine Andeutung der alten Hochfläche an, ein Beweis, daß die Einebnungsfläche hier noch höher gelegen haben muß. Eine orographische Erscheinung läßt freilich auch im Vorlande der Westerwaldhochfläche das Bestehen der alten Hochfläche noch erraten, die auffällige Gleichheit der Gipfelhöhen an den über dies Gebiet verstreuten Basaltkuppen (Vorderster Kopf östlich Löhnberg + 325 m, Ruine Merenberg 340 m, Ziegenberg östlich Merenberg 333,5 m, Basaltkuppen östlich des Almerskopfes zwischen + 280 und 320 m, Stein östlich Probach + 322 m, Hermannsberg nördlich Probach + 350 m, Dunkel bei Dillhausen + 320 m, Rodenberg bei Niedershausen + 309,2 m). Der Umstand, daß die diese Berge durchsetzenden und krönenden Basaltstiele (die Durchbruchskanäle des basaltischen Magmas) selbst weitab vom eigentlichen Rande der Basaltplatte noch nahezu bis zu der mutmaßlichen alten Plateauhöhe ansteigen, deutet darauf, daß die alte Tertiärhochfläche zur Zeit der basaltischen Eruptionen gleichmäßig über das ganze Vorland des Westerwaldes bis zur Lahn bestanden haben muß und daß das Basaltplateau des Westerwaldes sich ursprünglich noch weit über die heutigen Grenzen nach O und SO, wahrscheinlich noch über

das heutige Lahntal hinweg (Basaltdecke östlich von Selters) ausgebreitet hat. Der heutige Rand der Westerwälder Basalttafel ist also ein Erosionsrand.

Entsprechend der nach der Lahn hin zunehmenden Erosionswirkung der Täler löst sich das Basaltplateau, das im nordwestlichen Blattgebiete noch nahezu ununterbrochen das alte Gebirge bedeckt, nach SO und O in den einzelnen zwischen den Haupttälern liegenden Gebirgspfeilern in zungenförmige, oft langgestreckte Vorsprünge auf (Rücken des Rasenbergs, Schweinskopfs und Altensteins zwischen dem oberen Kallenbach- und oberen Ulmtale), oder bildet einzelne durch Erosion von der Hauptmasse bereits losgelöste Tafeln (Basalthochfläche der Höhburg bei Merenberg, Platte des Rödern, Almerskopf, Kallenbergskopf, Kreuzberg). Überall bleibt aber der Charakter der Tafellandschaft gewahrt, da die ganze ursprüngliche Basalthochfläche bis an ihre äußersten Ränder einen einheitlichen Aufbau (aus mehreren flachen Deckenergüssen) aufweist und die Erosion infolge der Widerstandsfähigkeit der Basaltdecken wohl am Tafelrande steile Abbrüche schafft, auf der Hochfläche selbst aber nicht wesentlich zu wirken vermag.

Einen selten schönen Überblick über die eben geschilderten orographischen Verhältnisse am Rande des Westerwaldplateaus genießt man südlich Probach auf dem Bergsattel zwischen Rödern und Almerskopf (vergl. Taf. I); im Vordergrunde die tief ins alte Gebirge eingeschnittenen Täler (Faulbach — Dillhäuser Bach), dahinter die kegelförmigen von Basaltstielen gekrönten Kuppen des Steins, Hermannskopfes, der Maienburg, des Dunkels (rechts außerhalb des Bildes) als Zeugen der früheren Verbreitung der Westerwälder Basaltdecken, und im Hintergrunde die steil aufsteigende aber auf der Höhe nur flach gewellte Tafel der heutigen Basalthochfläche.

Die Erhebungen innerhalb der einzelnen Teile der Basaltplatte zeigen dementsprechend nur geringe Schwankungen; sie nehmen in nordwestlicher Richtung, nach dem Zentrum der Westerwaldhochfläche an Höhe zu; am Rande liegt die Hochfläche durchschnittlich bei 380—420 m (Höhburg bei Merenberg mit

den Höhen 397,6; 395,5; 391; 382,7 m; Rödern 397 m, Kallenbergskopf 401,6 m; Kreuzberg 411,1 m). Von diesen äußersten Zungen steigt die Hochfläche allmählich an, am stärksten in der nördlichen Basalttafel zwischen Kallenbach und oberem Ulmtal (Altenstein 443,2 m, Schweinskopf 475 m, Rasenberg 512 m, Nillkopf 538,3 m), im Forstbezirke Haarhausen in der äußersten NW-Ecke des Blattes sogar bis 580,2 m, dem höchsten Punkte innerhalb des Blattgebietes.

II. Grundzüge des geologischen Baues.

Etwa ein Drittel des ganzen Blattgebietes wird von den basaltischen Bildungen des Westerwaldes und den an ihrem Rande zum Vorschein kommenden tertiären fluviatilen bezw. limnischen Sedimenten eingenommen, die der alttertiären Rumpfebene aufgelagert sind. Das den Rumpf bildende alte Gebirge besteht überwiegend aus devonischen Gesteinen — nur im Norden bei Holzhausen ist auch Culm vertreten —; es bildet einen Teil der sogenannten Lahnmulde, die zusammen mit der Dillmulde in der Hauptsache aus jungdevonischen und culmischen Gesteinen aufgebaut ist und im ganzen ein stark spezial gefaltetes Muldengebiet zwischen dem Unterdevon des Taunus im Süden und dem Unterdevon des Siegerlandes im Norden darstellt. Entsprechend der allgemeinen, im Rheinischen Gebirge und damit auch in der Lahnmulde herrschenden Faltenrichtung zeigen die Gesteine des alten Gebirges auf Blatt Merenberg im allgemeinen ein SW—NO gerichtetes Streichen der Schichten und infolge der in diesem Teile des Gebirges herrschenden starken Isoklinalfaltung und Schuppenstruktur in der Hauptsache ein südöstliches Einfallen; gleichwohl gibt es wenige Blätter in den benachbarten Teilen des Gebirges, wo das Kartenbild auf den ersten Blick einen derartigen scheinbar regellosen Schichtenaufbau zeigt, wie auf der vorliegenden Karte. Dazu tragen verschiedene Umstände bei. Zunächst ist die Lagerung der Schichten an vielen Stellen auf große Erstreckung sehr flach, sodaß einzelne Schichten in unverhältnismäßig großer Breite erscheinen (unteres Mitteldevon nördlich und südlich des Föhlerbachtales; Oberdevon östlich des Ulmtales, Schalstein am Daberg zwischen Kallenbach- und Ulmtal); ferner spielen gang- und stockförmig die Sedi-

mente durchbrechende Eruptivgesteine namentlich im Oberdevon (körnige Diabase östlich des Ulmtales) eine große Rolle und stören, da sie entsprechend ihrer Intrusivnatur die Sedimente ursprünglich in unregelmäßig stock- und gangförmigen, selten lagerartigen Massen durchsetzten, das sonst zu erwartende regelmäßige geologische Bild gefalteter Schichten; in der Hauptsache aber ist die Regellosigkeit des Schichtenbaues erst lange nach der Ablagerung und Faltung des alten Gebirges entstanden, und zwar infolge der Zertrümmerung des alten Gebirges durch jüngere große Bruchsysteme, die, annähernd N—S bezw. O—W verlaufend, den Rumpf des alten Gebirges in zahlreiche einzelne Schollen aufgelöst haben, zwischen denen der ursprüngliche tektonische Zusammenhang kaum noch erkennbar ist.

Die regellose Zertrümmerung des alten Gebirges in einzelne Schollen erschwert naturgemäß auch die stratigraphische Gliederung der Schichten des alten Gebirges, da nur an wenigen Stellen normale Auflagerung der einander zeitlich folgenden Sedimente zu beobachten ist, und Profile, in denen etwa das ganze innerhalb des Blattes vertretene Schichtensystem oder auch nur ein Teil in normaler Übereinanderfolge zu beobachten wäre, ganz fehlen. Eine zweite große Schwierigkeit bereitet der Stratigraphie die starke fazielle Verschiedenheit der Schichten, wie sie vor allem im jüngeren Devon (vom Oberen Mitteldevon ab) hier wie in der ganzen Lahnmulde hervortritt; sie liefert uns freilich, einmal richtig in ihrer Bedeutung erkannt, auch wieder wichtige Hinweise auf die Entstehung der Lahnmulde und ihrer fast widersinnig erscheinenden stratigraphischen Verhältnisse, und gerade das Devon auf Blatt Merenberg hat in dieser Hinsicht wichtige Beobachtungen ermöglicht.

Es soll im folgenden zunächst ein kurzer Überblick über die am geologischen Bau des alten Gebirges beteiligten Gesteinszüge und ihre stratigraphischen Beziehungen zu einander gegeben werden, während die stratigraphischen, petrographischen und tektonischen Einzelheiten in den folgenden Abschnitten behandelt werden.

Die Untersuchung der geologischen Verhältnisse innerhalb der Lahnmulde (worunter hier wie im folgenden nur das alte,

paläozoische Gebirge zu verstehen ist) hat zu dem Ergebnis geführt, daß der Schichtenbau namentlich im jüngeren Devon (Mittel- und Oberdevon) nicht einheitlich ist, daß sich vielmehr am Südostrande der Mulde (gegen das Taunusunterdevon) und ganz besonders am Nordwestrande gegen die Dillmulde, große stratigraphische Lücken einstellen, die durch Transgressionen jüngerer devonischer Schichten über ältere Schichten an den Rändern der Mulde (hervorgerufen durch tektonische Bewegungen an den alten Muldenrändern) entstanden sind. Man hat hiernach, wie dies an anderer Stelle näher begründet wird, drei der Hauptaxe der Lahnmulde parallele, SW—NO verlaufende Zonen zu unterscheiden, das sogenannte Muldengebiet, das das Innere der heutigen Lahnmulde bildet, ein südöstliches (oder südliches) und ein nordwestliches (oder nördliches) Randgebiet. Nur im Muldengebiet scheint das Devon vom jüngeren Unterdevon — soweit dies zu Tage tritt — bis zum obersten Oberdevon bezw. zum Culm vorhanden zu sein, im nördlichen Randgebiet greift das Obere Mitteldevon transgredierend auf das Unterdevon über und weiterhin auch das höhere Oberdevon über Mitteldevon und vielleicht auch Kerne noch älterer Schichten (Silur). Ganz ähnlich erscheinen die Verhältnisse im südlichen Randgebiete.

Hand in Hand mit der stratigraphischen Verschiedenheit im Aufbau des Muldengebietes und der nördlichen und südlichen Randzone geht eine auffällige fazielle Verschiedenheit gleichaltriger Schichten in den 3 Zonen, deren Grund in den verschiedenen Ablagerungsbedingungen der Schichten innerhalb der einzelnen Zonen zu suchen ist.

In der Muldenzone folgt über normal entwickeltem Unterdevon (Obercoblenzschichten) und Unterem Mitteldevon das Obere Mitteldevon in Gestalt mächtiger Diabasergüsse und Diabastuff- (Schalstein-) ablagerungen, die eine Mächtigkeit von über 1000 m erreichen; als Einlagerungen darin erscheinen Riffkalke, die in langgestreckten Zügen die Muldenzone an beiden Seiten begleiten, nach dem Muldeninnern jedoch durch Verzahnung mit der Tufffazies sich allmählich in einzelne Bänke auflösen und verschwinden. Über den Tuffen und Diabasergüssen des Oberen Mitteldevons folgt als Abschluß dieser mitteldevonischen Eruptiv-

tätigkeit der Niederschlag von Eisenlösungen in Gestalt eines sedimentär gebildeten Roteisensteinlagers und darüber das Oberdevon in einer Fazies, die man — verglichen mit benachbarten Devongebieten — etwa als Normalfazies bezeichnen kann. Über dem Eisenerzlager lagern in der Regel zunächst rote und graue Plattenkalke mit der Fauna der Intumescenzstufe, örtlich im Innern der Lahnmulde (Umgebung von Weilburg) auch darüber der Kellwasserkalk, dann folgen meist rot und grün gefärbte Tonschiefer (Cypridinenschiefer), die durch Aufnahme von Kalk in Kalkknotenschiefer (Kramenzelschiefer) und Flaserkalke übergehen. In diesen höheren kalkigen Horizonten stellt sich örtlich (ebenfalls im Innern der Mulde in der Weilburger Gegend) die Fauna der Clymenienstufe ein. Im jüngsten Oberdevon setzte eine zweite Haupteruptionszeit ein; sie lieferte mächtige Ergüsse eines körnigen bis dichten Diabases (Deckdiabas des obersten Oberdevon) und stockförmige Massen von körnigen Diabasen, die das ganze Oberdevon der Muldenfazies schwarmförmig durchsetzen. Tuffe fehlen dieser jungoberdevonischen Eruptivzeit in der Lahnmulde fast ganz; auch in der Dillmulde bilden sie nur örtliche Anhäufungen, sogenannte Bombenschalsteine, und haben nichts mit dem eigentlichen Schalstein zu tun, der auf das Obere Mitteldevon beschränkt erscheint. Über dem Deckdiabas folgt als Abschluß der Ausbruchstätigkeit dieser jungoberdevonischen Zeit ein mehr oder weniger deutlich entwickelter Roteisensteinhorizont, der allerdings meist sehr kieselig ist und unmittelbar in Culmkieselschiefer übergeht (vergl. Taf. 2, Fig. 1).

In der südlichen und der hier besonders interessierenden nördlichen Randzone zeigt zunächst der Schalstein des Oberen Mitteldevon rasch abnehmende Mächtigkeit; zudem ruht er nicht mehr regelmäßig dem Unteren Mitteldevon auf, sondern transgrediert über das Unterdevon, dessen klippenartige Aufragungen (z. B. nordöstlich Niedershausen) er in Gestalt mächtiger Konglomeratzonen umkleidet. Ähnlich verhält sich der Massenkalk in dieser Zone (z. B. auf dem südlichen Nachbarblatt Weilburg); er ruht in Form mächtiger Riffkalke fast unmittelbar und in flacher Lagerung auf steil aufgerichtetem Unterdevon,

was zu der Annahme zwingt, daß der Transgression des Oberen Mitteldevons nicht nur tektonische Bewegungen an den Rändern der Mulde (grabenartige Einbrüche) sondern auch eine Faltung des älteren Devons (Unterdevon und Unteres Mitteldevon) vorausgegangen sein muß.

Das Oberdevon der nördlichen Randzone besteht aus dunklen Tonschiefern, festen plattigen Grauwacken und Einlagerungen von flaserigen und plattigen Kalken, Kieselschiefern und Quarziten, die nur ganz vereinzelt Versteinerungen führen und daher in ihrer Stellung lange zweifelhaft blieben. Zwischen dem Oberdevon dieser nördlichen Randzone und dem unterlagernden Schalstein des Oberen Mitteldevons findet sich, wie im Muldengebiet, auch das Roteisenlager (Grenzlager zwischen Mittel- und Oberdevon) noch entwickelt (Lagerzug von Grube Schiefer und Eppstein zwischen Dillhausen und Obershausen). Gelegentlich beobachtet man ein Eingreifen der oberdevonischen Muldenfazies (Cypridinenschiefer) in die nördliche Randfazies (nördlich von Obershausen zu beiden Seiten des Kallenbachtales), während umgekehrt die nördliche Randfazies des Oberdevons auf den südlich anschließenden Blättern (Weilburg, Hadamar, Limburg) mit ihren dunklen Tonschiefern, Kieselschiefern, Quarziten und Grauwacken weit in das normale Oberdevon des Muldengebietes als Einlagerung und Überlagerung eingreift. Diabase fehlen dem Oberdevon der nördlichen Randzone im Gegensatz zur Muldenzone und südlichen Randzone fast ganz (vergl. Taf. II, Fig. 2).

Nach dieser allgemeinen Übersicht lassen sich die einzelnen Gesteinszüge innerhalb des Blattgebietes folgendermaßen gliedern:

Im äußersten SO tritt bei Drommershausen zu beiden Seiten des Grundbachtales ein breiter Schalsteinzug mit Einlagerungen von Diabasdecken, Kalkschiefern, Plattenkalken und Riffkalken auf, der sowohl nach SW (Blatt Weilburg) wie nach NO (Blatt Braunfels) noch weit zu verfolgen ist und einen der bezeichnendsten Gesteinszüge der ganzen Lahnmulde darstellt; er bildet nach den Aufschlüssen auf den Nachbarblättern einen oft mehrere Kilometer breiten Sattel (sog. Schalstein-Hauptsattel) und trennt als solcher das Oberdevon der Muldenfazies von dem Oberdevon der südlichen Randzone. Nordwestlich des Grund-

bachtales ist in diesen Schalsteinzug eine — allerdings größtenteils von Diluvium verhüllte Oberdevonmulde eingefaltet. Der Südostflügel der Oberdevonmulde tritt zwischen Lahn und Grundbachtal südlich Ahausen in das Blattgebiet ein, der Nordwestflügel westlich der Lahn bei Waldhausen; ihr Ende erreicht die NO streichende Mulde an zwei Störungen, von denen die eine in West—Ost-Richtung von Löhnberg zum Steinköppel, die andere in N—S-Richtung von Biskirchen nach Drommershausen verläuft.

Diese Mulde stellt die nordöstliche Endigung einer großen Oberdevonmulde dar, die über den größten Teil des südlich angrenzenden Blattes Weilburg zu verfolgen ist und als Weilburger Oberdevonmulde bezeichnet wird. An beiden Muldenrändern sowie an Spezialaufbrüchen des Schalsteins im Innern der Mulde tritt auf der Grenze von Mittel- und Oberdevon der Eisenerzhorizont (Grenzlager) zu Tage, und zwar auf dem Südflügel in den Feldern Justine und Affengraben, auf dem Nordflügel in den Feldern Waldhausen bei Waldhausen und Buchwald östlich der Lahn. Das Innere der Mulde besteht aus Schiefern der Muldenfazies (Cypridinenschiefern) mit Einlagerungen von Diabasmandelstein und Diabastuffen, einer der Weilburger Oberdevonmulde eigentümlichen oberdevonischen Eruptivfolge (vergl. Fig. 6, S. 65).

Der Schalstein im Liegenden der Weilburger Oberdevonmulde verläuft von Waldhausen (Südrand des Blattes) über Löhnberg, Selters nach NO bis an die große N—S-Störung von Biskirchen, wo er an Schiefern des Unteren Mitteldevons abschneidet. Er wird unterlagert von einer mächtigen Zone untermitteldevonischer Schiefer, die, den Sockel der breiten Basaltplatte zwischen Merenberg und Löhnberg bildend, am Allendorfer Stock (Südgrenze des Blattes) im Süden und am ganzen Nord- und Nordostabhang der Platte beiderseits des Föhlerbaches zu Tage treten; nach NO, zwischen dem Schalstein-Gebiete des Hainbuchs und Bühls im N und dem Schalsteinvorkommen der Hardt östlich des Kallenbachtales, verschwindet der Schieferzug auf kurze Erstreckung, taucht aber beiderseits des Lahntales bei Selters wieder auf und verläuft, allerdings

größtenteils vom Alluvium der Lahn und dem Diluvium der Lahntalhänge verhüllt, über Biskirchen—Stockhausen einerseits, Selters—Hardt—Tiefenbach (östlich der Blattgrenze) andererseits auf das östliche Nachbarblatt. Östlich von Selters schneidet der südliche Teil des Zuges gegen das Oberdevon der Weilburger Mulde bezw. den die Mulde begleitenden Schalstein des Obermitteldevons an einer schon oben erwähnten O—W-Verwerfung ab, die von der Basaltplatte westlich Löhnberg über Löhnberg, Selters zum Steinkoppel und dann, von der Biskirchener N—S-Verwerfung nach N verworfen, weiter bis an den Ostrand der Karte und darüber hinaus über den größten Teil des Nachbarblattes Braunfels zu verfolgen ist.

Das Untere Mitteldevon des soeben verfolgten Gesteinszuges wird im Westen bei Merenberg normal von Oberem Unterdevon unterlagert; die Grenze verläuft südlich von Barig am Südhange des Föhlerbaches und unter diesem Tal hindurch bis etwa nach Selbenhausen; hier springt das Untere Mitteldevon an einer östlich Selbenhausen verlaufenden N—S-Störung weiter nach N vor und schneidet — nördlich des Almerskopfes — an einer O—W-Verwerfung gegen den Schalstein des Hainbuchs ab, ohne das in seinem Liegenden hier das Unterdevon zutage kommt. Westlich der Selbenhäuser N—S-Verwerfung scheint dagegen Unterdevon den Untergrund der Tertiärschichten des Rödern bis in die Gegend von Reichenborn zu bilden; denn am NO-Fuße des Rödern tritt das Unterdevon wieder zu Tage, um von hier über das Probachtal in einem mächtigen Sattelaufbruch bis in die Nähe des Ulmtales bei Holzhausen fortzusetzen.

Auch innerhalb des breiten Untermitteldevonzuges zwischen Merenberg und Stockhausen tritt Unterdevon (obere Obercoblenzschichten) an mehreren Stellen in Form schmaler Sattelaufbrüche zu Tage, so am Südrande des Föhlerbachtales und an der Hammersleh nordöstlich von Löhnberg, ferner zwischen Stockhausen und Biskirchen beiderseits der Lahn; an letztgenannter Stelle wird der Kern des Sattels vom Lahnalluvium verhüllt und nur der nordwestliche und südöstliche Flügel sind an den Lahnhängen noch erschlossen; daß das Unterdevon auch

noch weiter südwestlich von Biskirchen unter dem Lahnalluvium als Sattel in geringer Tiefe fortsetzt, beweisen die Ergebnisse der hier auf Kohlensäuerlinge niedergebrachten Bohrlöcher.

Das Unterdevon dieser schmalen Sattelaufbrüche innerhalb des Unteren Mitteldevons und ebenso die Grenzschichten zwischen Merenberg und Barig gehören den oberen Obercoblenzschichten (Sphärosideritschiefer) an; darunter folgen zwischen Barig und Reichenborn und zwischen Barig und der Föhlersmühle zunächst milde flaserige Grauwacken, weiterhin festere Grauwacken; weiter nordöstlich tritt zwischen dem Faulbach- und Kallenbachtal eine plötzliche Verbreiterung des Unterdevonzuges ein und hier erscheint im Liegenden der Obercoblenzschichten Coblenzquarzit in größerer Ausdehnung, vielleicht auch bereits die Untercoblenzstufe. Östlich des Kallenbachtales verschmälert sich der Unterdevonsattel wieder, verschwindet auf kurze Strecke unter der Basaltplatte des Kreuzberges und taucht östlich des Altensteins wieder aus der jüngeren Bedeckung auf, um nun, mehrfach von N—S und O—W-Verwerfungen gestört, bis über das Ulmtal zwischen Holzhausen und Ulm fortzusetzen.

Der große soeben verfolgte Unterdevonzug (Unterdevon-Hauptsattel) wird in seinem mittleren und nordöstlichen Teile beiderseits im wesentlichen von Oberem Mitteldevon (Schalstein) begleitet; doch ist die Anlagerung nicht normal. Im S bezw. SO schneidet der Schalstein des Hainbuchs, des Altenberges, der Hardt und des Rodenberges an O—W bezw. SO—NW verlaufenden Störungen gegen das Unterdevon ab; auf der NW-Seite des Zuges, auf der Linie Probach—Dillhausen—Obershausen und darüber hinaus nach NO ist das Unterdevon des Sattels auf den Schalstein an einer mächtigen, flachen Überschiebung überschoben. Das Untere Mitteldevon erscheint zwischen dem Unterdevon und dem Schalstein nur auf der Südseite des Sattels, und auch hier nur an einer beschränkten Stelle, der Ostseite des Kallenbaches zwischen Niedershausen und Obershausen. Im übrigen deutet der Umstand, daß das Unterdevon (Untercoblenz) in Klippen innerhalb des Schalsteins nördlich des Daberges erscheint, und daß hier wie überhaupt am Südrande des Unterdevonsattels der Schalstein eine von der nor-

malen Ausbildung abweichende, konglomeratische Natur besitzt, darauf, daß örtlich das Obere Mitteldevon bereits über Unterdevon transgrediert und das Untere Mitteldevon zum Teil fehlt bezw. bei der Transgression des Oberen Mitteldevons der Zerstörung anheimgefallen ist.

Der Südrand des großen das ganze Blatt durchziehenden Unterdevonsattels bildet also die ungefähre Grenze des Muldengebietes (im oben erläuterten Sinne) gegen das nördliche Randgebiet. Das zeigt auch die Entwicklung des Oberdevons beiderseits des Unterdevonzuges. Der Schalstein auf der Südostseite des Unterdevonzuges wird am Daberg, bei Allendorf und östlich des Ulmtales vom Oberdevon in der Muldenfazies überlagert; es besteht aus hellgrauen und roten Kalken der Intumescensstufe, roten und grünen Cypridinenschiefern und Kalkknotenschiefern; nur gelegentlich erscheinen Einlagerungen dunkler Schiefer und Arkosegrauwacken (südwestlich Allendorf); ferner ist das Oberdevon dieser Zone durch reichliche Durchbrüche körniger Diabase gekennzeichnet.

Der Schalstein nördlich des Unterdevon-Hauptsattels, zwischen Probach und Obershausen, wird vom Oberdevon der Randfazies (dunklen Tonschiefern, Grauwacken usw.) überlagert. Diese mächtige und nahezu versteinerungsleere Schichtenfolge, die auf Blatt Merenberg nordwestlich der Linie Probach—Dillhausen Obershausen—Holzhausen erscheint und nach Nordost noch weit in das Hessische Hinterland fortsetzt[1]), nimmt den nordwestlichen Teil der Karte ein, soweit er nicht von jüngeren Bildungen, insbesondere dem Westerwaldtertiär bedeckt ist. Die Stellung dieser Gesteinsgruppe ist, da bezeichnende Versteinerungen ihr fehlen, bis heute im Zweifel geblieben. Auf den älteren Karten (v. Dechen) ist sie als Culm aufgefaßt, E. Kayser stellte die zugehörigen Gesteine anfangs ins Unterdevon, später auf Grund von Vergleichen mit ähnlichen Gesteinen des Kellerwaldes ins Silur. Die stratigraphischen Verhältnisse auf Blatt Merenberg besonders zwischen Obershausen und Dillhausen zwingen jedoch zur Annahme, daß es sich in der Hauptsache um

[1]) Vergl. Blätter Herborn, Ballersbach, Oberscheld der Liefg. 101 der Geol. Spez.-K. von Preußen usw.

oberdevonische Gesteine handele, da auf der Grenze des Schalsteins gegen die Schiefer und Grauwacken von Dillhausen bis Obershausen das Roteisensteinlager in demselben stratigraphischen Verbande wie in der Muldenzone zwischen dem Schalstein und dem normalen Oberdevon erscheint.

Innerhalb der fraglichen Gesteinszone treten Einlagerungen roter und grüner Tonschiefer mit Gängen körniger Diabase auf (nördlich von Probach und beiderseits des Kallenbachtales oberhalb Obershausen); sie bilden, wenngleich sie etwas rauher und phyllitischer als die normalen Cypridinenschiefer aussehen, nach der hier vertretenen Ansicht Übergänge der normalen Oberdevonfazies (Muldenfazies) in die nördliche Randfazies. KAYSER hielt diese Gesteine, auf dem Siluralter der anschließenden Grauwacken und Schiefer fußend, anfangs für Cambrium, später für Gédinnien (ältestes Unterdevon)[1].

Sehr verwickelt sind die Lagerungsverhältnisse im östlichen Teile des Blattgebietes beiderseits des Ulmtales. Der breite oben verfolgte Zug vom Unteren Mitteldevon, der beiderseits des Lahntales nach Osten über Stockhausen verläuft, wird im Norden von mehreren O—W verlaufenden Störungen abgeschnitten; es folgt nach Norden beiderseits des Ulmtales und besonders östlich des Ulmtales eine über 6 km breite Zone oberdevonischer Gesteine (vorwiegend Cypridinenschiefer), die von zahlreichen Gängen und Stöcken körniger Diabase durchsetzt werden. Nur vereinzelt tritt in diesem Gebiete Schalstein und älteres Mitteldevon in Sätteln zu Tage. Der größte Sattel liegt zwischen Kallenbach- und Ulmtal südlich des Kreuzberges (Dabergsattel); er taucht nach NO, mehrfach spezialgefaltet unter das Oberdevon ein. An einer O—W-Störung tritt er südlich von Allendorf erneut zutage und bildet, von Diluvium stark verhüllt, die Westseite des Ulmtales bis Ulm, während die Ostseite des Tales, durch eine große N—S-Verwerfung (Ulmtalspalte) begrenzt, ganz aus Oberdevon besteht. Nur am Ruppertsberge tritt der Schalstein (mit Unterdevon im Sattelkern) ein kurzes Stück auf die Ostseite des Ulmtales über. Nördlich von Ulm

[1]) Vergl. unten S. 50.

erscheint dann der Schalstein in mehreren, stark verworfenen Spezialsätteln innerhalb des Oberdevons auch östlich des Ulmtales in größerer Verbreitung. Ausgezeichnet ist der Schalstein dieses Zuges (Daberg—Allendorf—Ulm usw.) durch konglomeratisches Gefüge und häufige Einlagerungen von kleinen Riffkalklinsen, die dem Schalstein weiter südlich fehlen.

Ein zweiter, weit kleinerer Schalsteinsattel tritt im unteren Ulmtal an der Pitzmühle zu Tage und setzt östlich des Tales bis zur Grube Viktor bei Bissenberg fort, wo er unter Oberdevon verschwindet. In der nordöstlichen Verlängerung dieses Sattels findet sich nochmals ein kleiner Schalsteinaufbruch an der Ostseite des Stockhäuser Tälchens. In Verbindung mit dem Schalstein erscheinen hier in der Umgebung von Bissenberg, Stockhausen und Heisterberg (Nachbarsektion Braunfels) eigenartige konglomeratische, tuffreiche Grauwacken, Tonschiefer, Kalkschiefer, Schiefer mit Kalkgeröllen, die als ein Zwischenglied zwischen dem Untermitteldevon und dem Schalstein aufzufassen sind und als eine örtliche Fazies des unteren, konglomeratischen Schalsteins an die Basis des Oberen Mitteldevons gehören.

Hart an der Nordostgrenze der Karte erscheint als jüngstes Glied des Oberdevons der Deckdiabas und über ihm der Culm (Culmkieselschiefer und Culmtonschiefer mit Grauwackeneinlagerungen). Durch den Unterdevon-Hauptsattel wird der Deckdiabas-Culmzug, der seine Hauptentwickelung weiter nordöstlich (Blatt Herborn, Ballersbach und Braunfels) besitzt, in zwei Äste zerteilt. Der nördliche Ast erscheint auch westlich des Ulmtales im Liegenden des Unterdevonsattels und des begleitenden Schalsteins südwestlich Holzhausen wieder (hier allerdings nur durch Culm vertreten) verschwindet dann unter der Basaltdecke des Schweinskopfes und Altensteins. Südwestlich der Basalttafel erscheint der Deckdiabas — hier bereits ohne Culmbedeckung — nochmals in einer breiten Scholle nordwestlich des Unterdevonsattels, durchschneidet das Kallenbachtal bei Obershausen und ist auch westlich des Tales durch Grubenaufschlüsse noch auf kurze Erstreckung nachgewiesen (Grube Eppstein).

Erwähnt sei zum Schluß noch das eigenartige Erscheinen von Porphyr (Lahnporphyr) hart am Westrande der Karte WNW von Merenberg; die Beobachtungen über Tage gestatten keine sichere Deutung dieses Vorkommens, da das alte Gebirge stark von jüngeren Bildungen verhüllt ist. Aus den Grubenaufschlüssen in der Umgebung des Steinbühls (SW-Ecke der Sektion und Nachbarblätter Weilburg, Hadamar, Mengerskirchen) ergibt sich, daß unter dem Steinbühl ein Zug von Massenkalk durchsetzt, dessen Liegendes von Schalstein und Porphyr bezw. Porphyrtuffen gebildet ist. Dieselbe Schichtenfolge erscheint auf dem südlich anschließenden Blatt Weilburg östlich des Allendorfer Tales, unmittelbar — und zwar transgredierend — auf Unterdevon aufruhend. Daraus folgt, daß der Porphyr westlich von Merenberg das unmittelbare Hangende des Unterdevons am Föhlerbach bildet; seine weit nach N vorgeschobene Lage erklärt sich daraus, daß durch das Allendorfer Tal und die nördliche Fortsetzung desselben, zwischen Ziegenberg und Steinbühl, eine große N—S-Verwerfung verläuft, an der der westliche Gebirgsteil abgesunken ist, sodaß hier der Kalk des Steinbühls mit dem unterlagernden Schalstein und Porphyr gegen das Unterdevon der Merenberger Hochfläche abschneidet.

Im übrigen erscheint der Porphyr innerhalb des Blattgebietes nur in vereinzelten kleinen Lagern (Decken) im Kerne des Schalsteinsattels am Daberge und bei Niedershausen, ferner als Porphyrbreccie südlich von Waldhausen; nach seinem stratigraphischen Verbande gehört er hier wie auch sonst innerhalb der Lahnmulde an die Basis des Oberen Mitteldevons.

III. Einzelbeschreibung.

A. Die Palaeozoischen Ablagerungen.

Unterdevon.

Vertreten ist innerhalb des Blattgebietes nur das jüngere Unterdevon (Untercoblenzschichten, Coblenzquarzit, Obercoblenzschichten).

Untercoblenzschichten (tug) wurden mit einiger Sicherheit nur in einem beschränkten Aufschluß nördlich des Daberges nachgewiesen; hier ragt aus dem unteren, konglomeratischen Schalstein eine kleine Klippe von plattigen, glimmerreichen Grauwackesandsteinen auf. Das gleiche Gestein findet sich in zahllosen bis über kopfgroßen Geröllen in dem konglomeratischen Schalstein in der Nachbarschaft der Klippe, namentlich an der Schneise zwischen Daberg und Rodenberg. Einzelne Gerölle sind erfüllt mit Versteinerungen, darunter vor allem *Homalonotus armatus* Burm., *Pleurotomaria daleidensis* F. Röm. var. *alta* Koken, *Bellerophon trilobatus* Sow., *Bell. tumidus*, und eine neue scharf gekielte Art; ferner *Tentaculites scalaris* Schloth., *Chonetes sarcinulata* Schloth., *Chon. plebeja* Schnur und einige andere. Von diesen häufig vertretenen Formen können *Hom. armatus* und die beobachtete Varietät der *Pleur. daleidensis* als bezeichnend für Untercoblenzschichten gelten. Auch petrographisch stimmt das Gestein völlig überein mit den Untercoblenzschichten, wie sie z. B. am Südostrand der Dillmulde zwischen Ballersbach und Endbach (Bl. Ballersbach, Oberscheld), ebenfalls vom Schalstein transgredierend überlagert, festgestellt sind. Ein weiterer Fundpunkt von Untercoblenzgesteinen in Form von Geröllen findet sich an der Schneise zwischen den Forstorten 8 und 9 südöstlich Allendorf, im Fort-

streichen des Unterdevonaufbruches am Ruppertsberg; die Gerölle entstammen offenbar der daselbst anstehenden Tuffgrauwacke (tmγ) und lieferten dieselben Fossilien wie am Daberge.

Erwähnt sei hierbei, daß unter den übrigen Geröllen, die in den konglomeratischen Schalsteinen am Daberg beobachtet werden, neben Porphyr und Kalk besonders ein glasiger, meist ganz kuglig abgerollter hellgrauer bis graugelber Quarzit auffällt, der petrographisch völlig dem sog. Klippenquarzit gleicht, wie er innerhalb des sog. Silurzuges der Hörre (Bl. Oberscheld) ferner am Wollenberge bei Marburg, im Kellerwald und im Bruchberg—Ackerzuge des Oberharzes auftritt. Der Klippenquarzit muß also irgendwo in der Nachbarschaft des Daberges im Untergrund der heutigen devonischen Gesteine vorhanden sein, vermutlich unter der Grauwacken- und Schieferzone nördlich Obershausen, die auf den Nachbarblättern mit dem Klippenquarzit als Silur vereinigt ist. Aus neueren, weiter östlich auf Bl. Rodheim gemachten Beobachtungen, auf die weiter unten bei Besprechung des Gesteinszuges nördlich Obershausen noch zurückzukommen sein wird, geht hervor, daß der Klippenquarzit gegenüber den übrigen Gesteinen des Hörrezuges (deren Fortsetzung die Schiefer- und Grauwackenzone nordwestlich Obershausen bildet) eine selbständige Stellung einnimmt; er erscheint auf Bl. Rodheim mehrfach im Kerne von Untercoblenzsätteln, ist also sicher älter als das älteste auf der Scheide zwischen Dill- und Lahnmulde bekannte Devon, während die übrigen Hörregesteine (Hörregrauwacken, Plattenschiefer, Plattenkalk usw.) erst im Hangenden des Unterdevons und des meist noch fossilführenden Mitteldevons erscheinen.

Diese Beobachtungen stehen mit dem auffälligen Erscheinen des Klippenquarzites als Geröll im Oberen Mitteldevon am Daberg völlig im Einklang. Der Klippenquarzit ist älter als der Schalstein und wahrscheinlich sogar vordevonischen Alters, wurde daher bei der Transgression des Oberen Mitteldevons zusammen mit den unterdevonischen Gesteinen abgetragen und in den groben Brandungskonglomeraten abgelagert. Die Hörregrauwacken und Kieselschiefer, die heute am Aufbaue des Hörrezuges in weit höherem Maße als der Klippenquarzit

beteiligt sind, fehlen dagegen in diesen Brandungskonglomeraten völlig, obwohl man sie bei ihrer hohen Widerstandsfähigkeit unbedingt erwarten sollte, wenn sie älter als Obermitteldevon (etwa silurisch) wären.

Die nächst jüngere Stufe des Unterdevons, der Coblenzquarzit (tuχ) nimmt einen wesentlichen Anteil am Aufbau des großen unterdevonischen Hauptsattels. Er besteht aus plattig abgesonderten dünn- bis dickbankigen, in frischem Zustande hellgrauen, sehr festen Quarziten, wie sie in ganz gleicher petrographischer Entwickelung am ganzen Südrande der Lahnmulde auf der Grenze zwischen der Untercoblenzstufe und der Obercoblenzstufe entwickelt sind; auf den Schichtflächen stellt sich namentlich in den dünnbankigen Partien reichlich Glimmer ein. Besonders bezeichnend ist für das Gestein die tiefgründige Verwitterung, unter deren Einfluß der im frischen Zustande sehr feste Quarzit infolge seines vorwiegend aus Ton und Eisenkarbonat bestehenden Bindemittels vielerorts zu weiß- bis rotbraungefärbten mürben Sandsteinen und sandigen lettigen Massen umgebildet ist.

Der Coblenzquarzit erscheint innerhalb des unterdevonischen Hauptsattels im SW zuerst hart am Südrande des Faulbachtales unterhalb Probach, den Kern des beiderseits von Obercoblenzschichten gebildeten Sattels bildend. Zwischen Faulbach- und Kallenbachtal erreicht er örtlich eine Breite von etwa 2 km quer zum Streichen; doch dürfte die wahre Mächtigkeit 300 bis 400 m nicht überschreiten; die Breite des Zuges nordwestlich Niedershausen ist jedenfalls durch Spezialfaltung bedingt, wie die Einmuldung von Obercoblenz und Unterem Mitteldevon östlich des Bezirks Mahnbach andeutet. Östlich des Kallenbachtales zieht der Quarzit in 500—700 m breitem Zuge bis an die Basaltplatte des Kreuzberges und tritt auch nordöstlich desselben noch in einzelnen stark verworfenen Schollen aus der jüngeren Bedeckung hervor. Versteinerungen haben sich innerhalb des Blattgebietes, abgesehen von einzelnen mit Crinoidenstielgliedern erfüllten Bänken, bisher nicht gefunden.

Die über dem Coblenzquarzit folgenden Obercoblenzschichten (tut) sind an der Basis durch allmähliche Übergänge

mit dem Quarzit durch mehr oder weniger plattige Grauwacken bezw. Grauwackensandsteine verbunden. Die Grauwacken wechseln nach oben mehr und mehr mit dünnbankigen flaserigen, glimmerreichen Grauwacken und mürben, oft grünlich gefärbten ebenfalls glimmerreichen Grauwackenschiefern. In den obersten Teilen der Stufe nimmt der übrigens innerhalb der ganzen Schichtenreihe mehr oder minder vorhandene Gehalt an Eisenkarbonat im frischen Gestein sehr zu und angereichert sich häufig in den reineren Tonschiefern zu kugeligen bis wulstförmigen Sphärosideritlinsen (tutφ) an, die an der Oberfläche rostbraun (bezw. gelegentlich rotbraun) verwittern. Die Grauwacken dieser Stufe, die gleichzeitig gewöhnlich durch höheren Kalkgehalt ausgezeichnet sind, erscheinen in verwittertem Zustande völlig rostbraun gefärbt.

Versteinerungen finden sich in den Obercoblenzschichten, namentlich in der oberen, sphärosideritreichen Zone, überall innerhalb des Blattgebietes. Eine besonders reiche Fauna bergen die rostbraunen verwitterten Grauwacken unmittelbar nördlich von Niedershausen an der Straße nach Obershausen; hier finden sich in einer etwa 25 cm starken Bank zahllose Steinkerne und Abdrücke vorwiegend von Brachiopoden, darunter besonders häufig *Spirifer cultrijugatus* F. Roemer (var. *auriculata* Sdberger.), *Spirifer curvatus* Schloth., letzterer in sehr großen und z. T. sehr gut erhaltenen Exemplaren, *Spirifer subcuspidatus* Schnur, *Orthis hysterita* Gmel., *O. striatula* Schloth., *O. circularis* Sow., *Athyris concentrica* L. v. B., *A. caeraesana* Stein., *Rhynchonella daleidensis* F. Roem., *R. hexatoma* Schnur, *Uncinulus eifliensis Drev.*, *U. antiquus* Schnur, *Meganteris Archiaci* A. u. V., *Strophomena piligera* Sandberger, *Chonetes sarcinulata* Schloth., *Ch. dilatata* F. Roem., und einige andere Formen, darunter von Lamellibranchiaten besonders *Gosseletia truncata* F. Roem. und von Gastropoden *Pleurotomaria* aff. *Kleini* Beush. Das anscheinende Fehlen von *Spirifer paradoxus* und vor allem die Häufigkeit des *Sp. cultrijugatus* (bezw. *auriculatus* Sdberger.) weist diese Fauna an die obere Grenze des Unterdevons (obere Obercoblenzschichten). Ganz ähnliche Faunen finden sich auch an den übrigen Stellen, wo der Sphärosiderit-Horizont der Obercoblenzschichten aufgeschlossen ist. An

der Straße von Merenberg nach Barig treten in Brüchen rechts vom Wege, ehe man das Föhlerbachtal kreuzt, dünnblättrige Grauwackeschiefer und feine Tonschiefer mit kalkreichen Bänken auf, die noch über der im Tal erschlossenen Sphärosiderit-Zone liegen. Hier lassen sich in den kalkigen Lagen, soweit sie ausgelaugt sind, erkennen *Orthis hysterita* GMEL., *Strophomena piligera* SDBERGER., *Str. explanata* SOW. (häufig), ferner *Spirifer cultrijugatus* F. RÖM., *Sp. arduennensis* SCHNUR und zahlreiche Zweischaler, darunter *Pterinea fasciculata* GOLDF., *Ctenodonta primaeva* SANDB., *Nucula cornuta* STEIN. u. a. Ein weiterer Fossilfundpunkt liegt weiter östlich an der Hammersleh.

Die Sphärosideritschichten finden sich innerhalb des Blattgebietes stets in nächster Nachbarschaft des Unteren Mitteldevons und werden bei normaler Schichtenfolge unmittelbar von den dunklen Tonschiefern desselben überlagert, so südöstlich und nördlich von Niedershausen, an der Palmrichsmühle beiderseits des Kallenbachtales, am Föhlerbach südlich von Barig; in Form schmaler Sättel erscheinen dieselben Schichten, rings vom Mitteldevon umgeben, weiter östlich auf der Südseite des Föhlerbachtales und an der Hammersleh. Auch der einzelne Unterdevonsattel beiderseits des Lahntales unterhalb Stockhausen besteht in der Hauptsache aus dem obersten Horizonte der Obercoblenzschichten. Besonders bezeichnend sind die Sphaerosideritschiefer östlich der Lahn und südlich der nach Tiefenbach führenden Erzbahn entwickelt.

Die tieferen Teile der Obercoblenzschichten sind innerhalb des Blattgebietes nirgends gut erschlossen und haben daher nur vereinzelt Versteinerungen geliefert. Erwähnung verdient noch das Vorkommen von Porphyrtuffen (tutπ) innerhalb dieser unteren Zone der Obercoblenzstufe südwestlich des Dunkel am Wege von Dillhausen nach Niedershausen; das Gestein ist ziemlich grobflaserig, gelb bis schmutzig-graugrün gefärbt, es besteht aus einem Gemenge von Schiefertrümmern, zersetzten Feldspatkörnern und seidenglänzender sericitischer Substanz; die rostbraunen das Gestein durchsetzenden Flecken deuten auf das ursprüngliche Vorhandensein von Erzkörnchen bezw. Eisensilikaten. Im ganzen Habitus ähneln diese Tuffe sehr den

Porphyroideinlagerungen der Untercoblenzstufe am Südrande der Lahnmulde (Blatt Weilmünster).

Mitteldevon.

Das Mitteldevon zerfällt innerhalb des Blattgebietes wie überhaupt innerhalb der benachbarten Lahnmulde in zwei Hauptgruppen, die im Alter ungefähr den beiden Unterstufen des Mitteldevons (Calceolastufe = Unteres Mitteldevon, Stringocephalusstufe = Oberes Mitteldevon) entsprechen.

Das Untere Mitteldevon schließt sich in seiner petrographischen Entwickelung noch eng an das obere Unterdevon an; es besteht in der Hauptsache aus mehr oder weniger rauhen, glimmerreichen und kalkigen, im frischen Zustande dunkel gefärbten Schiefern (**tmt**), in denen sich der Kalkgehalt örtlich zu reinen Kalknieren oder flaserigen Kalkbänken zusammenschließt (**tmtk**). Das Obere Mitteldevon, das zudem in der Randzone der Lahnmulde (vergl. oben) durch eine deutliche Diskordanz von den älteren Devonstufen getrennt ist, besteht dagegen in seiner überwiegenden Masse aus Ergüssen von Eruptivgesteinen und deren Tuffen (**tms**), denen mächtige Züge von Korallen- bezw. Stromatoporenkalken (Riffkalke, Massenkalke, **tmsk**, **tmk**) eingeschaltet sind.

Die Tonschiefer des Unteren Mitteldevons (**tmt**) zeigen trotz ihrer großen räumlichen Verbreitung innerhalb des Blattgebietes eine ziemlich einheitliche Ausbildung. Die dunklen, meist kalkigen und gelegentlich sandigen, glimmerreichen Schiefer nehmen bei der Verwitterung eine hellgelbe bis schmutziggelbe Farbe an, der fein verteilte Kalkgehalt wird bei der Verwitterung gelöst und bedingt dann eine mürbe, poröse Beschaffenheit; ganz besonders eigentümlich ist dieser Charakter den Schiefern in der Umgebung von Leun und Nieder- sowie Oberbiel (Nachbarblatt Braunfels), die wegen ihrer reichen und interessanten Fossilführung bereits seit längerer Zeit bekannt geworden sind[1]).

[1]) vergl. Holzapfel, das Obere Mitteldevon im Rhein. Schiefergebirge; Abh. Kgl. Pr. Geol. L. A. N. F. H. 16, Berlin 1895 S. 378 ff.

Burhenne, Beitrag zur Kenntnis der Fauna der Tentaculitenschiefer im Lahngebiet, m. bes. Berücks. des Schiefers von Leun. Abh. Kgl. Pr. Geol. L. A. N. F. H. 29, Berlin 1899.

In ganz gleicher petrographischer Ausbildung wie bei Leun trifft man die ockergelb verwitternden mürben Schiefer auf Blatt Merenberg nördlich und nordwestlich von Biskirchen und vor allem südwestlich der Palmrichsmühle an dem Feldwege, der vom Kallenbachtal zur Mahnbach hinaufführt.

Etwas rauher, glimmerreicher und sandiger sind die Schiefer, die den Untergrund der Merenberger Basaltplatte bilden und namentlich an den Hängen des Föhlerbaches gut aufgeschlossen sind; hier werden die Schiefer in der Nähe der schmalen Aufbrüche von Obercoblenzschichten durch zunehmenden Sandgehalt fast grauwackenartig und vermitteln so den Übergang zum Unterdevon. Kalkeinlagerungen, die in dem echten Leuner Schiefer selten sind, stellen sich hier häufiger ein und bestehen aus unreinen hellgrau bis dunkelbraun gefärbten flaserigen, von Schieferlagen durchsetzten Kalken.

Eine dritte Ausbildungsweise zeigen die Schiefer des Unteren Mitteldevons an der Straße von Niedershausen nach Obershausen, wo sie am Südabhange des Schölzenberges gut aufgeschlossen sind. Der Kalkgehalt ist hier in einzelnen Lagen in brotlaibartigen, scharf vom Schiefer sich abhebenden Nieren eines hellgrauen, dichten Kalkes angereichert, während die umhüllenden Schiefer so gut wie kalkfrei sind und sich in ihrem Gefüge wie in der Farbe den Dachschiefern nähern, die von Wissenbach und aus dem Ruppachtale bekannt sind.

Diese petrographischen Unterschiede sind deswegen bemerkenswert, weil auch die in den einzelnen Schiefervorkommen sich findenden Faunen einige Abweichungen von einander zeigen. Fast überall in einzelnen Lagen finden sich Tentaculiten und vor allem Styliolinen (*Styliolina laevis* RICHTER), die den Schiefern auch den Namen Tentaculiten-Schiefer (bezw. Styliolinenschiefer nach E. KAYSER) eingebracht haben. Im übrigen aber zeigen sich auffällige Unterschiede. In den Schiefern am Schölzenberge finden sich (ganz ähnlich wie bei Wissenbach und im Ruppachtal) fast ausschließlich verkieste Goniatiten und Orthoceras-Arten (*Aphyllites occultus* BARR., *Anarcestes subnautilinus* SDBGER., *A. lateseptatus ?* BEYR., *Orthoc. vertebratum* SDBGER. u. a.); die in den Schiefern liegenden brotlaibförmigen Kalkknollen, die sich in ganz

ähnlicher Form auch an gewissen Stellen im Ruppachtal finden, bergen eine ganz abweichende Fauna, deren Reste kalkig erhalten sind und in den ausgelaugten Kalknieren als Steinkerne bezw. Abdrücke erscheinen. Es finden sich in diesen Kalkknollen (vergl. auch BURHENNE a. a. O.) *Acidaspis pigra* BARR. *Bronteus scaber* GOLDF., *Phacops fecundus major* BARR. *Orthoceras vertebratum* SDBGER. (auch in den begleitenden Schiefern) *Hercoceras subtuberculatum* SDBGER. (? nach BURHENNE) und einige seltenere Formen (*Loxonema obliquiarcuatum* SDBGER., *Capulus compressus* A. RÖM., *Bellerophon lineatus* GOLDF., *Conocardium* sp. *Buchiola* sp., *Puella* spec., *Davidsonia Verneuili* BOUCH.), die in benachbarten Devongebieten z. T. erst aus höheren Horizonten des Mitteldevons bekannt sind und dafür sprechen, daß auch die Niedershäuser Fauna — im Gegensatz zur Leuner Fauna — eine höhere Stellung im Unteren Mitteldevon einnimmt. Mit der reichen von BURHENNE und HOLZAPFEL von Leun beschriebenen Fauna (59 Arten) hat Niedershausen nur 3 Arten gemein, vor allem fehlen der letzteren alle bei Leun so reichlich vertretenen Brachiopoden, was jedenfalls in der Hauptsache in der faziellen Verschiedenheit beider Fundorte seinen Grund hat, da viele der Leuner Brachiopoden noch weit über das Untere Mitteldevon hinaus bekannt sind.

Eine der Leuner ganz verwandte, wenn auch nicht so reichhaltige Fauna, bergen die den Leuner Schiefern auch petrographisch ganz ähnlichen Schiefer östlich der Mahnbach (*Phacops fecundus major* BARR., *Cyphaspis hydrocephala* A. RÖM., *Styliolina laevis* RICHT., *Rhynchonella Orbignyana* VERN., *Atrypa reticularis* LINN., *A.* cf. *philomela* BARR., *Athyris concentrica* v. B., *Cyrtina heteroclyta* DEFR., *Orthis eifliensis* VERN., *Strophomena rhomboidalis* WAHLBG., *Davidsonia Verneuli* BOUCH.); hier überwiegen also wie bei Leun die Trilobiten und Brachiopoden. In den rauheren sandigen Tonschiefern und unreinen Flaserkalken beiderseits des Föhlerbachtales, in denen die Tentaculiten und Styliolinen wie auch nördlich Biskirchen besonders massenhaft auftreten, finden sich neben Brachiopoden (*Atrypa Thetis* BARR., *Bifida lepida* SCHNUR, *Pentamerus linguifer* SOW. *Strophomena minor* A. RÖM. *Str. tenuissima* BARR. usw.) und Trilobiten (*Phacops fecundus*

major BARR., *Harpes* sp., *Proetus* sp., *Trimerocephalus micromma* A. RÖM.) auch Goniatiten (*Pinacites Jugleri* A. RÖM. verkiest; ferner *Anarcestes lateseptatus* BEYR., *Mimoceras gracile* MEYER u. a.) sowie Orthoceren. Eine gute Fundstelle liegt am Südabhange des Bühl oberhalb der Stelle, wo die Straße von Löhnberg nach Barig den Föhlerbach kreuzt, ebenso im Tälchen südlich der Grube Emma[1]).

Eine strenge Zweiteilung des Unteren Mitteldevons, wie sie an anderen Stellen der Nachbarschaft (vor allem in der Umgebung von Ballersbach, Bicken, Günterod)[2]) auf Grund der Cephalopodenführung möglich gewesen ist, läßt sich nach den bisherigen Funden auf Blatt Merenberg noch nicht durchführen; der einzige an mehreren Stellen gefundene Goniatit (*Pinacites Jugleri*) tritt auch im Dillgebiet und im Ruppachtal[3]) sowohl im unteren (Ballersbacher Kalk) wie im oberen Horizonte (Günteröder Kalk) auf. Dem unteren Horizonte gehört jedenfalls der Fundpunkt am Bühl an, da hier neben *Pinac. Jugleri* auch *Anarcestes lateseptatus* und *Mimoceras gracile* vorkommt. Die Kalkgeodenfauna von Niedershausen deutet auf eine höhere Stufe des Unteren Mitteldevons. Zur Abgrenzung der beiden Horizonte reichen diese Funde aber um so weniger aus, als die reicheren Faunen innerhalb der Tentaculitenschiefer stets an die nur vereinzelt auftretenden kalkreichen Zonen gebunden sind, die Hauptmasse der Schiefer aber völlig unwesentliche Formen, meist nur die genannten Pteropoden führt.

---

[1]) An letzterer Stelle findet sich *Goniatites circumflexifer* SDBGER. und besonders häufig *Trim. micromma* A. RÖM. in einer Varietät, die mit dem meist für ident gehaltenen *Phacops fugitivus* BARR. völlig übereinstimmt; richtiger wird diese Form als *var. fugitivus* B. zu bezeichnen sein.

Eine weitere kleine Fauna hat MAURER (N. Jahrb. f. Min. Bl. Bd. I, 1880, S. 76) aus den Schiefern am Bahnhof Stockhausen mitgeteilt: *Atrypa reticularis*, *Cyrtina heterochyta*, *Orthis eifliensis*, *Rhynchonella* sp., *Pentamerus* sp. u. a. Fraglich dürfte indessen die Bestimmung der von ihm erwähnten Formen wie *Phacops latifrons* und *Spirifer carinatus* sein.

[2]) Vergl. Geol. Spezialkarte von Preußen und Thür. Lief. 101. Erl. d. Blätter Ballersbach und Oberscheld.

[3]) Vergl. E. KAYSER. Die Fauna der Dachschiefer im Ruppachtal. Jahrb. d. Kgl. Pr. G. L. A. 1883.

Das Obere Mitteldevon. Petrographisch von den bisher beschriebenen Gliedern des Unteren Mitteldevons erheblich abweichend ist eine Schichtenfolge von Grauwacken, grauwackeartigen, gebänderten Tonschiefern und hellgrauen Plattenkalken (tmγ), die auf das Gebiet nördlich der Lahn zwischen Niedershausen im Westen, Allendorf im Norden und das Heisterbacher Tal im Osten (unmittelbar östlich der Blattgrenze nordöstlich Stockhausen) beschränkt ist. Die Tonschiefer, die mit den Grauwacken und Plattenkalken in buntem Wechsel verbunden sind, ähneln zwar noch den echten Tonschiefern des Unteren Mitteldevons, sind aber dichter, ebenschiefriger und kalkfrei, neigen vor allem zur Bänderung und zur Aufnahme des grobklastischen Materiales der Grauwacke, das den Schiefern oft in einzelnen feinsten Lagen eingeschaltet ist. Die Grauwacken erscheinen auf den ersten Blick als echte, grobkörnige Arkosegrauwacken, sind aber neben hohem Kalkgehalt dadurch ausgezeichnet, daß neben Quarz und zersetztem Feldspat auch viel Tuffmaterial beigemengt ist, das offenbar aus einer ähnlichen Quelle stammt, wie das Material der obermitteldevonischen Gesteine. Gelegentlich werden die Grauwacken konglomeratisch (Fahrweg von Bissenberg ins Heisterberger Tal hart an der Ostgrenze des Blattes, Forstort 8 südöstlich Allendorf) und führen dann kleine Gerölle von Kalk, Diabas und gelegentlich auch von dichtem grauen Porphyr. Diese konglomeratischen Lagen der Grauwacke stehen jedenfalls mit eigentümlichen, Kalkgerölle führenden Tonschiefern in Beziehung, wie sie auf dem Nachbarblatte Braunfels in der Umgebung des Heisterberger Hofes (oberes Helgenbachtal) erscheinen.

Versteinerungen haben sich bisher in diesen polygenen Sedimenten, abgesehen von abgerollten Korallen und Brachiopoden *(Orthis striatula)* in der Grauwacke und massenhaften Anhäufungen von Styliolinen in den dunklen Tonschiefern (am Steinberg südlich Bissenberg und südöstlich des Zinnberges), nicht gefunden. Die Styliolinen können nicht als beweisend für Unteres Mitteldevon gelten, da sie sich in gleicher Form auch in gewissen oberdevonischen Tonschiefern wiederfinden. Dagegen deutet die reichliche Beimengung von Eruptivmaterial in den

Grauwacken darauf, daß diese Schichten in Beziehung zu den konglomeratischen Schalsteinen in der Umgebung von Niedershausen stehen; es sind Sedimente, in denen das bei der örtlichen Transgression des Obermitteldevons gebildete bald grob-, bald feinklastische Material, vermischt mit den Umlagerungsgebilden der im Obermitteldevon erscheinenden Eruptivgesteine und Tuffe zur Ablagerung kam. Daraus erklärt sich die häufige Wechsellagerung grobklastischer Grauwacke, feiner, gebänderter Tonschiefer und dichter plattiger Kalke sowie das plötzliche Erscheinen von Tuffbeimengungen in diesen Schichten. Sie sind demnach an die Basis des Obermitteldevons zu setzen und bilden petrographisch einen örtlichen Übergang zwischen den Tentaculitenschiefern und der nun folgenden Tufffazies des Oberen Mitteldevons.

Das Obere Mitteldevon ist innerhalb des Blattgebietes abgesehen von den eben erwähnten klastischen Bildungen fast ausschließlich aus Deckenergüssen von Diabasen (Diabasmandelstein, Diabasporphyrit, örtlich auch dichten, hornblendeführenden Diabasen) und deren Tuffen, (Schalstein des nassauischen Bergmannes) aufgebaut. Die Hauptmasse dieser Eruptivbildungen nimmt der Schalstein ein, sodaß man geradezu von einer Tufffazies des Oberen Mitteldevons in der Lahnmulde sprechen kann. Riffkalke, die den Schalstein auf den benachbarten Blättern in großer Mächtigkeit begleiten (Braunfels, Weilmünster, Weilburg) finden sich auf Blatt Merenberg nur in beschränkter Ausdehnung in der Umgebung von Drommershausen im SO, ferner in dem Schalsteinzug, der am Daberge zutage tritt und östlich des Ulmtales nordöstlich von Ulm wieder erscheint.

Der Schalstein besteht, als eine Tuffbildung der Diabaseruptionen, in der Hauptsache aus ursprünglich lockerem Tuffmaterial mit Bomben und Lapilli von Diabas sowie Bruchstücken von fremden Gesteinen, Kalk, Schiefern, Grauwacke usw., die bei dem Durchbruche aus der Tiefe mit emporgerissen sind. Infolge der hohen Druckschieferung, die das anfänglich lockere Material in besonders starkem Maße angenommen hat, ist die ursprüngliche Schichtung, soweit sie überhaupt in dem ungleichmäßig zu submarinen Vulkanen aufgeschütteten Tuffen

angedeutet war, fast ganz verloren gegangen. Um so vollständiger ist die Schieferung entwickelt, nach der der Schalstein leicht in dicken, flaserigen Platten und Schalen spaltet. Die ursprüngliche Schichtung tritt nur dort deutlicher hervor, wo Lagen feinen und groben Tuffes häufiger miteinander wechseln und vor allem dort, wo die Tuffablagerungen (an den Übergängen der Schalsteinfazies in die Schiefer- bezw. Kalkfazies) mit Schiefern oder kalkigen Ablagerungen wechseln. Solche Schichtung läßt sich besonders schön und deutlich in dem Schalsteinzuge (tms1) südlich des Grundbachtales bei Drommershausen beobachten, wo grobe und feine Tuffbänke, Tuffbreccien, tuffreiche Tonschiefer, reine Tonschiefer, Kalkschiefer, Flaser- und Plattenkalke in häufiger Wiederholung miteinander wechsellagern.

Äußerlich kann der Schalstein unter den geschilderten Umständen in der verschiedensten Form erscheinen; das Hauptmaterial aller dieser Schalsteine, der Diabastuff, bleibt aber in allen Fällen gleichmäßig, wenngleich er infolge nachträglicher Veränderungen kaum mehr die ursprünglich petrographische Zusammensetzung erkennen läßt. Im frischen Zustande besitzt der Schalstein dunkelgraugrüne bis hellgraue Färbung und besteht im wesentlichen aus einem von später gebildetem Kalkspat innig durchtränkten Gemenge chloritischer Substanz, beide hervorgegangen aus den ursprünglichen Mineralbestandteilen des Tuffes, Kalknatron-Feldspat und Augit. Reste der ursprünglichen Mineralien, besonders Plagioklas und Magneteisen, sind meist noch vorhanden. In der Nähe der noch zu besprechenden Roteisensteinlager zeigt der Schalstein in der Regel grünviolette, blauviolette oder rotviolette Färbung und ist gleichzeitig — infolge der Feinheit und Gleichmäßigkeit des Tuffmateriales — feinschiefrig. Der Schalstein dieser Form diente dem nassauischen Bergmann von jeher als wichtiges Leitgestein bei der Aufsuchung von Eisenerzlagern und wird deswegen als „edler Schalstein“ bezeichnet; „edler Schalstein“ tritt aber nicht nur im Liegenden des Roteisensteins an der Grenze von Mittel- und Oberdevon, sondern auch in tieferen Horizonten überall dort auf, wo fremde Einlagerungen im Schalstein sich einstellen

(Roteisenstein im Schalstein, schiefrige Ablagerungen, Kalke), wo also die Tufffazies einer anderen Fazies Platz macht; an solchen Stellen, die eine Abnahme und ein vorübergehendes Ersterben der Tuffsedimentation voraussetzen, muß das Tuffmaterial stets feinkörnig gewesen sein, der Schalstein also „edel" werden. Stratigraphisch läßt sich indessen diese Eigenschaft nicht verwerten, wie es von früheren Beobachtern geschehen ist, die den „edlen Schalstein" als jüngeren Schalstein oder als Schalstein über dem Stringocephalenkalk, dem sog. älteren — unter dem Stringocephalenkalk — gegenüber stellten.[1]) Hinzu kommt, daß der Stringocephalenkalk innerhalb der Lahnmulde — je nach den für die Riffauna vorhandenen Lebensbedingungen — in den verschiedensten Niveaus der Schalsteinstufe erscheinen kann, und innerhalb derselben bald nur schmale, wenige Meter starke, rasch auskeilende Rifflinsen bildet (wie am Daberge), bald viele 100 m mächtige geschlossene und weit fort streichende Massen zusammensetzt, die vielerorts noch weit über die Tuffablagerungen des Oberen Mitteldevons bis in das Oberdevon hinein gewachsen sind, also gar keine Überdeckung mit Schalstein mehr erfahren haben. Diese großen Kalkzüge, die wegen ihrer Mächtigkeit und ihres grobbankigen, oft auch ganz richtungslosen Aufbaues als Massenkalke bezeichnet werden, sind, soweit sie dem Mitteldevon angehören, mit der ihr benachbarten und gleichaltrigen Tufffazies, durch Übergänge von Plattenkalken und Kalkschiefern verbunden, die eine Verzahnung der Kalksedimente mit den Tuffen andeuten (vergl. Taf. 2, Fig. 1)[2]).

Da die an verschiedenen Stellen der Lahnmulde in den Kalken des Obermitteldevons festgestellte Fauna[3]) eine eingehende Gliederung der Kalke nicht gestattet, die Verschiedenheiten

[1]) Vergl. Ahlburg: Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. Jahrb. d. K. Preuß. Geol L.-A. 1910, T. I. S 465 ff.

[2]) Diese Figur stellt einen Längsschnitt durch die devonischen Ablagerungen der östlichen Lahnmulde (vor ihrer Faltung) dar und gibt — schematisch — die faziellen Beziehungen des Massenkalkes zur Tuffazies des Oberen Mitteldevons und zu den Sedimenten des Oberdevons wieder (vergl. dem oben zitierten Aufsatz).

[3]) Vergl. Holzapfel: Das Obere Mitteldevon im rheinischen Schiefergebirge. Abh. der Pr. Geol. L.-A. N. F., Heft 16. 1895.

dieser immer nur auf einzelne Punkte beschränkten Faunen vielmehr auf die örtlichen Entwickelungsbedingungen für die damalige Tierwelt zurückzuführen sind, so wird man auch darauf verzichten müssen, den Schalstein des Oberen Mitteldevons in zwei stratigraphische Horizonte zu gliedern.

Für die Altersstellung des Schalsteins ist zu berücksichtigen, daß Tuffablagerungen innerhalb der durch ihre Fauna genügend bezeichnenden Schichten des Unteren Mitteldevons nirgends erscheinen und daß andererseits die Ablagerung des echten Schalsteins im Lahngebiete durchweg an der paläontologisch wohl bestimmten Grenze des Oberen Mitteldevons gegen das Oberdevon zum Abschluße kam. Der Schalsein nimmt also, soweit er nicht durch andere Sedimente örtlich vertreten ist, das ganze Obere Mitteldevon ein.

Übereinstimmend damit sind die die Schalsteinstufe des Oberen Mitteldevons in Form von Gängen, Stöcken und namentlich ausgedehnten Deckenergüssen begleitenden Diabase (Diabasmandelstein, Diabasporphyrit, dichte Diabase) in ihrer Gesamtheit auf das Obere Mitteldevon beschränkt. Nirgends finden sich diese Diabase mehr im Oberdevon; soweit sie innerhalb des Unteren Mitteldevons als Stöcke und scheinbare Lager (Lagergänge) erscheinen, haben sie stets deutliche, wenn auch auf den unmittelbaren beiderseitigen Kontakt beschränkte Kontakterscheinungen hervorgerufen, sind also jünger als die Schichten des Unteren Mitteldevons. Man wird daher in der Annahme nicht fehlgehen, daß die große Ausbruchszeit der Diabase und verwandter Gesteine mit dem Beginne des Oberen Mitteldevons begann, und da gleichzeitig eine Transgression des Oberen Mitteldevons über die älteren bereits vorgefalteten Sedimente begann, die tektonische Vorgänge (Einbrüche an den Rändern der Lahnmulde) zur Voraussetzung hatte, wird man weiterhin schließen dürfen, daß der Beginn der großen obermitteldevonischen Vulkanzeit mit der Bildung jener Einbrüche in ursächlichem Zusammenhang gestanden hat.

Die Fossilführung ist innerhalb des Schalsteins meist an die Kalksteineinlagerungen (**tmsk**) gebunden und ist je nach der Natur dieser Kalke verschieden. In den kleinen Riffkalklinsen,

die dem Schalstein am Daberg eingelagert sind, finden sich massenhaft Reste von Korallen, Stromatoporen und riffliebenden Brachiopoden. Der die kleinen Rifflinsen umgebende Schalstein ist erfüllt von zahllosen kleinen und großen Kalkgeröllen mit der gleichen Fauna, wie dies besonders schön am Südabhange des Daberges zwischen den beiden auf der Höhe sich kreuzenden Schneisen und dem in halber Höhe am Berghange laufenden Holzabfuhrwege zu beobachten ist. Außerdem finden sich aber im Schalstein selbst, wenn auch nur an einzelnen Stellen, Fossilien, so besonders an der eben genannten Stelle und weiter nördlich im Finsteren Grunde; der Kalk ist hier ausgelaugt und die Fossilien erscheinen daher als Hohldrücke und Steinkerne. Die Fauna ist in beiden Fällen ungefähr gleich; besonders häufig finden sich *Atrypa reticularis* LINN., *Orthis striatula* SCHLOTH., *Pentamerus globus* BR., *Spirifer* aff. *simplex*, *Eucalyptocrinus rosaceus* GOLDF., *Cyathophyllum* sp., *Pachypora cervicornis* NICH., *Stromatopora* sp. usw. Daneben tritt *Stringocephalus Burtini* an einzelnen Stellen im Kalke südlich des Daberges in wahren Lumachellen und unter Ausschluß fast aller übrigen Formen auf. Ähnlich wie am Daberge finden sich die kleinen Riffkalklinsen östlich des Ulmtales im Schalstein NO von Ulm wieder.

Der Schalstein dieser Zone ist, wie oben bereits mehrfach betont wurde, in seiner tieferen, von Riffkalklinsen begleiteten Zone ausgezeichnet konglomeratisch (**tmsc**); besonders schön sind die Konglomerate mit den kopfgroßen Geröllen von Silur (?) — Quarzit, Unterkoblenzquarzit, Massenkalk, Porphyr usw. an der Kuppe nördlich der Dabergspitze und an dem Holzabfuhrwege an der Westseite des Berges bis zum Finsterngrund sowie in diesem selbst aufgeschlossen. Nach oben wird der Schalstein geröllfrei, reiner und infolgedessen ebenschiefriger; das Hangende bildet am Daberge das im Osten den Schalsteinsattel umkleidende Roteisensteinlager der Grube Emma und der darüber folgende Kalk des Unteren Oberdevons. Die konglomeratische Entwicklung des Schalsteins, die auch noch in der weiteren Nachbarschaft, namentlich südlich von Niedershausen zu beiden Seiten des Kallenbachtales zu beobachten ist, beschränkt sich also auf den tieferen Teil der ganzen Stufe und tritt auch

nur in der Zone auf der SO-Seite des großen Unterdevonzuges auf. Bedingt ist die Geröllführung durch die Transgression des Schalsteins über das ältere Gebirge, das in einer Klippe bis zu Tage aufragt; die kleinen Riffkalklinsen in dieser Klippenzone stellen wahrscheinlich kleine Strandriffe in der Nähe des damaligen Uferrandes dar und haben dem Schalsteinkonglomerat selbst reichliches Geröllmaterial geliefert.

Der Schalstein auf der Nordwestseite des großen Unterdevonzuges (zwischen dem Rödern südlich Probach und dem Westhange des Kreuzberges bei Obershausen) zeigt die konglomeratische Zusammensetzung und Einlagerungen von Riffkalk nicht; der Grund hierfür ist offenbar darin zu suchen, daß der untere Teil der Schalsteinmasse infolge der flachen Überschiebung des Unterdevons auf das Obere Mitteldevon und Oberdevon nicht zutage tritt. Nur an der Stelle der größten Breite des Schalsteinzuges, südöstlich der Grube Eppstein bei Obershausen stellen sich nahe der Grenze des Unterdevons konglomeratische Bänke ein, ebenso am Stein bei Dillhausen.

An der letztgenannten Stelle erscheint ebenso wie am Daberg noch ein Gestein, das am Nordrande der Lahnmulde zwar nur vereinzelt beobachtet ist, im Innern der Mulde dagegen und in ihrem südwestlichen Teile große Verbreitung besitzt; es ist ein bald quarzreicher, bald quarzfreier Porphyr (Keratophyr), der gewöhnlich als Lahnporphyr bezeichnet wird. Er tritt in Form von meist nur gering mächtigen Decken an der Basis des Oberen Mitteldevons bezw. in den untersten Teilen der Schalsteinstufe auf und wird als echtes Effusivgestein gelegentlich auch von Tuffen ($K\tau$) begleitet. Diese Tuffe werden örtlich konglomeratisch (ganz ähnlich wie die Schalsteinkonglomerate), an anderer Stelle gehen sie — eine besondere Eigentümlichkeit dieser Effusivporphyre — in echte Breccien über, die Porphyrbruchstücke von kleinsten Dimensionen bis zu solchen von über Kubikmetergröße einschließen.

Die Farbe der Porphyrgesteine ist gewöhnlich braunrot bis fleischrot, seltener graugrün und im frischen Zustande gelegentlich fast schwarz. Die graugrünen Porphyrgesteine sind durch nachträgliche Zersetzung stärker verändert und sind dann oft von

den benachbarten ähnlich zersetzten Diabasen bezw. Schalsteinen schwer zu unterscheiden. Die Breccien bestehen aus dem gleichen Porphyrmaterial mit einem meist braunroten bezw. braunen Bindemittel, das in der Hauptsache aus Kalk und Brauneisen besteht und reichlich Schwefelkieseinsprengungen enthält, aus dem das Brauneisenbindemittel offenbar hervorgegangen ist. Die Tuffe zeigen in der Regel braunrote bis blutrote Farbe.

Innerhalb des Blattgebietes tritt der Lahnporphyr abgesehen von der erwähnten Stelle südöstlich Grube Eppstein und am Daberg, wo er meist nur noch in Geröllen des Schalsteins erscheint, also bereits kurz nach dem Erguß wieder zerstört wurde, noch in den untersten konglomeratischen Teilen der Schalsteinstufe an der Hardt südwestlich Niedershausen und an der Westgrenze des Blattes südlich des Föhlerbaches auf. Die oben geschilderte Porphyrbreccie erscheint hart an der Südgrenze des Blattes südwestlich von Waldhausen; sie gehört einem ausgedehnten Gesteinszuge an, der sich durch das ganze Nachbarblatt Weilburg bis in das Limburger Becken verfolgen läßt. Auf diesem Zuge fand sich an einer Stelle nordwestlich Wirbelau in feinschiefrigen roten Porphyrtuffen auch eine reiche Fauna, die neben zahlreichen Crinoiden *(Hexacrinus, Haplocrinus)*, vereinzelten Trilobiten *(Phacops breviceps, Proetus)* und Gastropoden *(Platyceras compressum, Pl. conoideum)* vor allem eine große Zahl von Brachiopoden enthält, darunter *Spirifer simplex, Spirifer inflatus, Cyrtina heteroclyta, Atrypa reticularis, aspera, longispina* (in großer Menge), *flabellata, desquamata,* cf. *arimapsus, Pentamerus globus, P. acutelobatus, Rhynchonella subcordiformis, crenulata, anisodonta, Orthis striatula, rhombica, Strophomena interstrialis, Productus subaculeatus, P. fragraria, Davidsonia Verneuli* und einige andere, z. T. noch nicht beschriebene Arten. Durch diese Fauna, die von bezeichnenden Resten fast ausschließlich obermitteldevonische Formen birgt, wird das obermitteldevonische Alter der Porphyrgesteinsstufe an der Basis der Schalsteine zur Genüge bewiesen.

Das Obere Mitteldevon im Süden des Blattgebietes weist noch einige Besonderheiten auf, die kurz erwähnt zu werden verdienen. Zunächst fehlen hier, in der Umgebung von Löhn-

berg und südlich der Lahn die konglomeratischen Schalsteine im unteren Teile der Stufe, vielmehr zeigen sich, wenn auch schwache Übergänge zu den liegenden Mitteldevonschiefern (beiderseits des Kallenbachtales zwischen Löhnberg und Niedershausen), die darauf deuten, daß nach dem Innern der Mulde keine stärkere Diskordanz zwischen Unter- und Obermitteldevon besteht. In der Umgebung von Löhnberg erscheint der dem Schalstein in Decken eingelagerte Diabas nicht wie gewöhnlich als Diabasmandelstein, sondern als ein oft recht grob porphyrischer Diabasporphyrit (Labradorporphyrit), und im Zusammenhang damit zeigen sich auch im benachbarten Schalstein größere Einsprenglinge von stark zersetztem Plagioklas, die dem Schalstein ein weißfleckiges Aussehen geben (Bruch am Wasserwerk Löhnberg und an der Hardt nördlich von Löhnberg).

Südlich der Lahn, besonders beiderseits des Grundbachtales bei Drommershausen, beobachtet man eine weitere Abänderung im Oberen Mitteldevon, die bereits oben kurz gestreift wurde. Hier tritt innerhalb der Schalsteinstufe — etwa 300 m unterhalb der Oberdevongrenze — ein auf große räumliche Erstreckung durchlaufendes Roteisensteinlager auf (Fe_1); im Liegenden dieses Roteisenhorizontes, der sich vom Lahntal bei Braunfels bis nach Odersbach unterhalb Weilburg verfolgen läßt und auf einer ganzen Reihe von Gruben abgebaut wird, zeigt der Schalstein normale Ausbildung, ist frei von fremden Sedimenten und besitzt in der Nähe des Erzlagers die petrographische Ausbildung des „edlen Schalsteins". Über dem Lager folgt eine etwa 300 m mächtige Serie von geschichteten und mannigfach mit Tonschiefern, Kalkschiefern und Plattenkalken wechsellagernden Schalsteinen (tms_1), die die violette Färbung des liegenden Schalsteins nicht zeigen, dagegen nahe der Oberfläche meist gelblich verwittert sind, weswegen sie auf den Gruben als gelber Schalstein — im Gegensatz zum liegenden, blauen Schalstein — bezeichnet werden. Von Belang sind vor allem die kalkigen Einlagerungen dieses geschichteten Schalsteins; aus kalkigen Schiefern bezw. schiefrigen Schalsteinbänken entwickeln sich zunächst graue dichte Knollen- und Flaserkalke, wie sie z. B. bei der Grünsmühle nördlich Drommershausen

anstehen; im weiteren Verlaufe werden die Flaserkalke zu reineren, dichten grauen Plattenkalken (Hainkopf-Birkenkopf nördlich Drommershausen), und diese gehen schließlich, die begleitenden Schiefer und geschichteten Schalsteine mehr und mehr verdrängend, in größere Massenkalkzüge über (Hassenköppel und östlich der Blattgrenze auf Blatt Braunfels), wie dies oben bereits bei der Schilderung der Beziehungen zwischen der Tuff- und Riffazies des Oberen Mitteldevons angedeutet wurde. Während die massigen Kalke zahlreiche allerdings nur selten bestimmbare Fossilien einschließen (meist Stromatoporen und Korallen wie am Daberg) sind die dichten Plattenkalke und Flaserkalke fast fossilleer. Nur in den zersetzten Kalkschiefern westlich Drommershausen fanden sich einige Formen, die allerdings bemerkenswert sind (*Phacops breviceps*, *Buchiola aquarum* sowie kleine glattschalige Brachiopoden), weil sie an die dem Obermitteldevon der Lahn sonst fremde Fauna der Odershäuser Kalke erinnern.

Das bezeichnendste Gesteinsglied innerhalb des Oberen Mitteldevons, zugleich auch das praktisch wichtigste innerhalb des ganzen Gebietes bilden die Roteisensteinlager. Sie sind stets eng mit der Schalsteinfazies des Oberen Mitteldevons verbunden und genetisch zweifellos als eine Folge der großen Diabasergüsse dieser Stufe zur Ablagerung gelangt. Über die Natur und Entstehung dieser Lager, über ihre Entwicklung im einzelnen und die Lagerungsverhältnisse in den wichtigsten auf ihnen bauenden Gruben wird weiter unten noch einiges zu sagen sein. Hier sei nur über ihren stratigraphischen Verband als Schichtenglieder des Oberen Mitteldevons einiges hervorgehoben.

Das Hauptlager tritt an der oberen Grenze der mächtigen Schalsteinstufe des Oberen Mitteldevons auf und wird unmittelbar von oberdevonischen — schalsteinfreien — Sedimenten überlagert; dieses Lager (Fe der Karte) ist als ein durchgängiger Horizont an der Grenze von Mittel- und Oberdevon in der ganzen Lahnmulde — und in ganz gleicher Weise in der benachbarten Dillmulde — in einer mittleren Mächtigkeit von 1—3 m zur Ablagerung gelangt, jedoch nur dort, wo die Tufffazies bis an

die Untergrenze des Oberdevons reicht, es fehlt dagegen dort, wo andere Bildungen den Schalstein an der Grenze gegen das Oberdevon vertreten, insbesondere also da, wo der Massenkalk des Mitteldevons ohne Unterbrechung bis in das Oberdevon hineingewachsen ist. Dieses Lager wird im folgenden kurz als Grenzlager bezeichnet.

Ein zweiter, älterer Roteisenhorizont tritt innerhalb des Oberen Mitteldevons auf (Fe1); auch er bildet ein durchgehendes, d. h. also niveaubeständiges Schichtenglied innerhalb des Schalsteins, ist indessen in seiner Verbreitung auf den inneren Teil der mittleren Lahnmulde, d. h. auf das Gebiet zwischen Braunfels im NO und Odersbach im SW beschränkt; nach den Rändern dieses Verbreitungsgebietes verliert er sich mehr und mehr durch Übergänge von eisenschüssigem Kalk und eisenschüssigem Schalstein in der einförmigen Schalsteinmasse. Besonders ausgeprägt ist dieser Lagerhorizont in dem Gebiete zwischen Hirschhausen (Bl. Weilmünster), Drommershausen, Weilburg, Windhof und Odersbach (Bl. Weilburg); hier tritt seine besondere Stellung auch dadurch noch hervor, daß er die Grenze zwischen dem normalen Schalstein (im Liegenden) und dem geschichteten Schalstein (im Hangenden) bildet. Außerhalb dieses Gebietes treten noch vereinzelt im Schalstein Roteisensteinlager auf, so am Südostabhang der Hardt nördlich von Löhnberg, auf der Spitze des Daberges und nördlich davon, ferner nordöstlich von Stockhausen; sie sind auf der Karte auch als Fe1 bezeichnet worden, obgleich sie mit dem weitverbreiteten Horizonte zwischen Drommershausen—Hirschhausen—Weilburg nicht in direktem Zusammenhang stehen und nicht von verschiedenartigen Schalsteinen umlagert werden, sodaß keineswegs feststeht, ob sie ein und demselben Horizonte angehören.

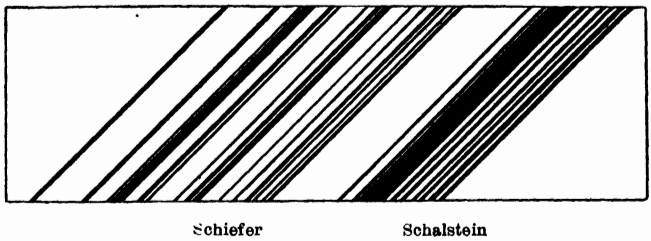
Wichtig erscheint für das Auftreten dieser Eisensteinlager als Schichtenglieder des Mitteldevons vor allem der Umstand, daß sie stets von normalen Schalsteinen unterlagert werden und daß in ihrem Hangenden unvermittelt eine andere Sedimentfolge Platz greift. Über dem Haupthorizont, dem Grenzlager fehlen Tuffbildungen ganz, über dem unteren Horizont folgen in dem Gebiete seiner durchlaufenden Verbreitung geschichtete, z. T.

umgelagerte Tuffe wechselnd mit Tonschiefern, Kalken usw. Daraus läßt sich der Schluß ziehen, daß die sedimentär gebildeten Eisensteinlager an der jeweiligen oberen Grenze der Eruptivphase im Oberen Mitteldevon zur Ablagerung gelangt sind, daß sie also die letzte, postvulkanische Ausscheidung dieser Vulkanzeit darstellen.

Eine besondere Eigentümlichkeit in der Ausbildung des „Grenzlagers" innerhalb des vorliegenden Blattgebietes mag gleich an dieser Stelle Erwähnung finden.

In der Oberdevonmulde nordöstlich Ahausen und in ähnlicher Weise in der Waldhausener Oberdevonmulde tritt das Roteisensteinlager nicht in geschlossener Masse zwischen Schalstein im Liegenden und Oberdevonschiefer im Hangenden auf, sondern löst sich in zahlreiche Bänke und Schnüre von z. T. nur wenige Zentimeter Stärke auf. Besonders auffällig zeigt dies Verhalten das nebenstehend in Fig. 1 wiedergegebene Profil

Fig. 1



Schiefer Schalstein

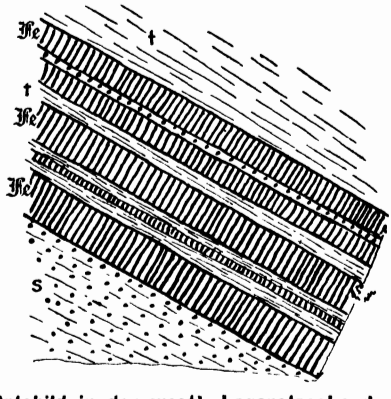
Aufschluß im Tagebaue von Grube Strütchen I. 1 : 100.

Schwarz: Roteisenbänke und -Schnüre, wechselnd mit Schalstein und Schiefer.

am Nordausgange des Tagebaues von Grube Strütchen I nördlich Ahausen; hier ruhen über dem eigentlichen Lager, das in der Figur fehlt, noch etwa 30 bis ins kleinste parallel geschichtete Schnüre von Roteisenstein, denen im Liegenden vorwiegend noch feines Schalsteinmaterial zwischengeschaltet ist, während nach dem Hangenden Schiefermaterial mehr und mehr überwiegt. Eine ähnliche, wenn auch nicht so weitgehende Auflösung in einzelne Bänke zeigt das Lager in der benachbarten Grube Buch-

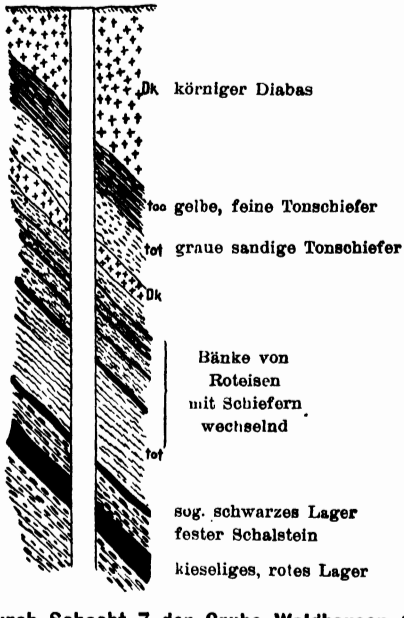
wald, von der in Fig. 2a das Bild eines Ortsstoßes wiedergegeben ist, ferner das Lager am Hauptsattel der Grube Waldhausen, westlich der Lahn (Fig. 2b).

Fig. 2a



Grube Buchwald, Ortsbild in der westl. Lagerstrecke des unteren Stollens. Wechsellagerung von Roteisenstein (Fe), Schalstein (s) und Tonschiefer (t).

Fig. 2b



Profil durch Schacht 7 der Grube Waldhausen 1 : 600.

Im Gebiete der Ahäuser und Waldhäuser Oberdevonmulde muß also die Bildung des Roteisensteins nicht ununterbrochen vor sich gegangen sein, wie es sonst, abgesehen von untergeordneten Einlagerungen, der Fall ist, vielmehr hat mehrfach Niederschlag des Erzes und Sedimentation von Schalstein- bezw. Tonschiefermaterial mit einander gewechselt. Die Entwicklung des Lagers in diesem Gebiet bietet zugleich einen wichtigen Hinweis für die Entstehung des Roteisensteins; das Erz ist ein echtes, den übrigen Schichten eingeschaltetes Sediment und kann nicht etwa nachträglich auf metasomatischem Wege durch Verdrängung von Kalkbänken in die Schichtenfolge eingewandert sein, zumal kalkige Schichten an der Grenze von Mittel- und Oberdevon auf dem Nordflügel der Ahäuser Mulde ganz fehlen.

Versteinerungen haben sich in den Eisensteinlagern innerhalb des Lahngebietes nur an vereinzelten Stellen gefunden; nach diesen Funden gehört auch das Grenzlager im Lahngebiete noch dem Oberen Mitteldevon an, während unmittelbar darüber durch ihre Fauna gekennzeichnete oberdevonische Ablagerungen folgen. Auf Blatt Merenberg sind abgesehen von vereinzelten Korallen (*Amplexus hercynicus* aus Grube Emma) und einzelnen Brachiopodenresten bisher keine Funde gemacht worden; in größerer Menge finden sich Versteinerungen in dem Grenzlager an einzelnen Stellen der Nachbarschaft.[1])

Oberdevon.

Das Oberdevon zeigt von allen Gliedern des Devons innerhalb der Lahnmulde die weitgehendste fazielle Verschiedenheit. In Zusammenhang offenbar mit dem Fortschreiten der Transgression an den Rändern der Mulde und der weiteren tektonischen Vertiefung des Muldeninnern, das von mächtigen, zur Wende der Mittel- und Oberdevonzeit stellenweise erheblich über die benachbarten Ablagerungen hinausragenden Riffkalkzügen begleitet wurde (vergl. Taf. 2, Fig. 2), bildeten sich große Unterschiede in der petrographischen Entwicklung sowie im organischen Leben der einzelnen Teile der Mulde aus.

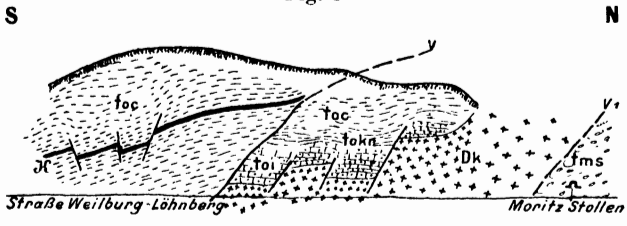
---

[1]) Vergl. Erl. Bl. Braunfels S. 34; desgl. Bl. Weilburg S. 38.

Die normale Entwicklung — verglichen mit den benachbarten Oberdevongebieten — zeigt das Oberdevon im inneren Teile der Mulde. Hier folgen in der Regel unmittelbar über dem noch zum Oberen Mitteldevon gehörigen Grenzlager hellgraue bezw. hell- bis fleischrote Plattenkalke in einer Mächtigkeit von 6—10 m (Bruch an der Straße Löhnberg—Weilburg, unmittelbar südlich des Südrandes der Karte; Hangendes des Emmalagers zwischen Daberg und Allendorf, sowie des Viktorlagers bei Bissenberg). Die roten Plattenkalke vom Typus der Adorfer Kalke (tol) gehen nach oben in Flaserkalke und dann in reine, meist kalkfreie, rot und grün gefärbte Cypridinenschiefer über, die die Hauptmasse des Oberdevons in diesem Teile der Mulde bilden. In der Weilburger Gegend liegt unmittelbar über dem Plattenkalk des Unteren Oberdevons bezw. bereits in den untersten Lagen der roten Schiefer eine etwa 10—30 cm mächtige schwarze Schicht, bestehend aus sehr kohligen, schwarzen, stark verruschelten Mergelschiefern mit Einlagerungen plattiger bis flaseriger, schwarzer, krystalliner Kalke, die meist reichlich mit Schwefelkies durchsetzt sind und neben massenhaften Tentakuliten (*T. tenuicinctus*) südlich von Weilburg an verschiedenen Stellen *Goniatites intumescens*, *G. complanatus*, *Cardiola (Buchiola) angulifera*, *C. retrostriata*, *C. Bickensis*, *Orthoceras* sp. und eine große *Entomis*-Art enthalten. Diese dem Kellwasserkalke des Harzes, des Kellerwaldes und des benachbarten Bickener Gebietes petrographisch wie faunistisch völlig entsprechende Zone ist freilich nur auf den inneren Teil der mittleren Lahnmulde beschränkt; der am weitesten nach NO gelegene Aufschluß liegt an der Straße Löhnberg—Weilburg unmittelbar südlich des Blattrandes in dem auf den Plattenkalkaufschluß folgenden Steinbruche. Die Schwarze Schicht, die hier freilich neben massenhaften Tentakuliten (*T. tenuicinctus*) nur wenige andere Fossilien birgt (*Gon. intumescens*, *Myalina tenuistriata*, *Atrypa reticularis*), liegt innerhalb der untersten Lagen des Cypridinenschiefers, während der am Nordrande des Bruches an der Straße in einem Felsen anstehende Plattenkalk, von körnigem Diabas unterlagert und am Kontakte in Kalksilikathornfels umgewandelt, gegen die Schiefermasse des Bruches

mit der Schwarzen Schicht an einer örtlichen Verwerfung abschneidet (vergl. Fig. 3).

Fig. 3



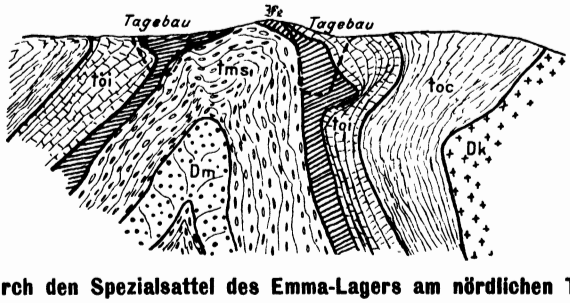
Bruch gegenüber Ahausen.

tms Schalstein, **Dk** körniger Diabas, **toi** graue Plattenkalke, durch Kontakt in Kalksilikathornfels umgewandelt; **tokn** graue Kalkschiefer, nach oben in **toc** übergehend; **toc** rote und graue Cypridinenschiefer; **K** kohlige Schiefer mit Kalkbänken (Kellwasserschicht), v_1 nördliche Randverwerfung der Oberdevonmulde, **v** Verwerfung im Bruch, spitzwinklig zum Profil.

Weiter nördlich und östlich ist die Kellwasserschicht nicht mehr bekannt, ebenso verschwindet sie südwestlich von Weilburg sehr bald wieder.

Aus der Lagerung des Kellwasserkalkes, der nach seiner Fauna noch der unteren Stufe des Oberdevons, der Intumescensstufe, angehört, innerhalb des unteren Teiles der Cypridinenschiefer und über dem Platten- bezw. Flaserkalk des untersten Oberdevons, geht unzweifelhaft hervor, das sowohl letzterer als auch noch ein Teil der Cypridinenschiefer der Intumescensstufe zugerechnet werden muß. Der Plattenkalk selbst hat, obwohl er auf Blatt Merenberg, namentlich in den alten Tagebauen des Emmalagers südwestlich von Allendorf (vergl. Fig. 4), recht gut

Fig. 4



Profil durch den Spezialsattel des Emma-Lagers am nördlichen Tagebaue.
Die Schichtenbezeichnungen entsprechen denen der Karte.

aufgeschlossen ist, nur sehr spärliche Reste geliefert (*Buchiola* cf. *retrostriata*, *Aviculopecten* sp. *Orthoceras* sp.). Häufiger finden sich Versteinerungen, namentlich die bezeichnenden Goniatiten dieser Stufe, *Goniatites intumescens*, *calculiformis*, *Beloceras multilobatum*, neben Orthoceren und Zweischalern in dem östlich anschließenden Gebiete (Grube Martha bei Albshausen, Bl. Braunfels; Gr. Philippswonne bei Wetzlar).

An anderen Stellen fehlt der Plattenkalk über dem Grenzlager; hier folgen über dem Roteisenstein unmittelbar Tonschiefer, die zunächst noch etwas kalkig sind und meist dunkelgraue Färbung zeigen, nach oben aber bald in die lebhaft gefärbten roten und grünen Schiefer übergehen. So liegen die Verhältnisse im Süden des Gebietes auf dem Lagerzug Waldhausen—Buchwald zwischen Waldhausen und Selters. Die bei Anlage von Schacht 7 auf Grube Waldhausen (vergl. Fig. 26, S. 39) zutage geförderten grauen Tonschiefer enthielten eine kleine Fauna, darunter *Trimerocephalus anophthalmus* Fr., *Phacops cryptophthalmus* Em., *Ph.* cf. *circumspectans* Päck., *Petraja decussata* Münst., *P. radiata* Münst., *Posidonia venusta* Münst. usw. Diese Schiefer entsprechen nach ihrer Lagerung den hellen Plattenkalken der Intumescensstufe.

Das höhere Oberdevon, das namentlich östlich des Ulmtales große Verbreitung besitzt, besteht aus einer eintönigen, mehrere 100 m mächtigen Schichtenfolge von vorwiegend roten, gelegentlich auch grüngefärbten Tonschiefern, die wegen des in einzelnen Lagen massenhaft auftretenden kleinen Schalenkrebses *Entomis (Cypridina) serrato striata* nach dem Vorgange Sandbergers als Cypridinenschiefer bezeichnet werden. Diese Reste, ebenso wie die übrigen in diesen Schichten verbreiteten Versteinerungen, von denen vor allem *Phacops cryptophthalmus*, *Trimerocephalus anophtalmus*, *Posidonia venusta* und einige andere meist schlecht erhaltene Zweischaler zu nennen sind, finden sich indessen keineswegs in der ganzen Schichtenfolge, sondern nur an wenigen Stellen, wo die aus feinstem Tonschlammaterial gebildeten Schiefer etwas kalkig werden und die Versteinerungen bei der Auslaugung des Kalkes an der Oberfläche dann deut-

licher hervortreten. Ein guter, bereits von F. SANDBERGER[1]) mitgeteilter Fundpunkt für die Fauna des Cypridinenschiefers ist der bereits erwähnte Schieferbruch an der Straße Löhnberg—Weilburg, ferner sind zu nennen der vor kurzem östlich des südlichen Emma-Tagebaues geschaffene Eisenbahneinschnitt westlich des Ulmtales, die Halde des Tiefen Stollens von Grube Emma, Felder unmittelbar südlich von Bissenberg u. a. Reichere Fossilbänke finden sich auffallenderweise stets in den roten Schiefern.

In der Hauptmasse bestehen die Cypridinenschiefer aus völlig kalkfreien feinstem Tonmaterial, sie verwittern infolgedessen an der Oberfläche sehr schwer, zerfallen und zerrieseln nur zu kleinsten Griffeln nach den Richtungen der Druckschieferung, der sie in hohem Maße unterlegen sind, und liefern infolgedessen, im Gegensatz zu den kalkigen Schiefern des Unteren Mitteldevons, einen sehr sterilen Boden. Rauhere, sandige Einlagerungen, wie sie namentlich in der Dillmulde sehr verbreitet sind, fehlen den Schiefern auf Bl. Merenberg. Nur an einer Stelle, westlich von Allendorf, dort wo das Oberdevon am nächsten an den großen Unterdevonzug herantritt, stellen sich größere Einlagerungen von arkoseartigen Grauwacken und dunklen, glimmerreichen, etwas rauheren Tonschiefern ein; diese Einlagerungen bilden aller Wahrscheinlichkeit nach einen Übergang zu der Oberdevonfazies, wie sie nördlich des Unterdevonsattels entwickelt ist.

Zu erwähnen sind noch örtlich in den reinen Cypridinenschiefern erscheinende kalkige Einlagerungen; sie setzen zunächst in Form von vereinzelten, grau oder hellrot gefärbten Kalkknötchen in einzelnen Schieferlagen auf, bei zunehmender Menge schließen sich die Knötchen zu größeren, von Schieferlamellen noch getrennten Kalkflasern zusammen und gehen schließlich gelegentlich in reine Flaserkalke von meist hellgrauer Färbung und dichtem Gefüge über. Bei der Verwitterung zeigen diese Kalkknotenschiefer infolge der Auslaugung der Kalkknötchen eine eigenartiges Maschengefüge; da sich in den kleinen Hohlräumen vielfach kleine Ameisen (Kramenzeln) aufhalten, werden die Schiefer auch als Kramenzelschiefer bezeichnet.

---

[1]) Über die geognostische Zusammensetzung der Umgebung von Weilburg Jahrb. d. Ver. f. Naturk. im Herzogt. Nassau 1852, Heft 8, 2. T. S. 8.

Ferner LEONH. und BRONNS N. Jahrb. f. Min. 1842, S. 226.

Solche Kalkknotenschiefer (tokn) und Flaserkalke der höheren Abteilung des Oberdevons sind an den Ostabhängen des Ulmtales mehrfach aufgeschlossen. Versteinerungen haben sich bisher in den Knollenkalken und Kalkknotenschiefern, die nach ihrer Lagerung bereits der Clymenienstufe entsprechen müssen, nicht gefunden.

Am Schlusse der Oberdevonzeit setzte eine zweite große Ausbruchszeit innerhalb der Lahnmulde ein; während dieser jungoberdevonischen Phase wurde indessen das Diabasmagma nicht in Form von mächtigen Tuffen abgelagert, wie im Oberen Mitteldevon, sondern es erstarrte fast ausschließlich in Form von mächtigen Stöcken, Gängen und Deckenergüssen. Auch im mineralogisch - petrographischen Bestande zeigen die Diabase dieser zweiten Ausbruchszeit wesentliche Abweichungen von den die Schalsteine begleitenden Decken und Stöcken des Mitteldevons. Es sind vorwiegend grobkörnige, z. T. olivinreiche Diabase (Dk) oder echte Olivindiabase (Dπ) mit deutlich entwickelten Kontakthöfen von oft ansehnlicher Breite, die die oberdevonischen Schichten in Form mächtiger Gänge und stockförmiger Massen durchsetzen. Große Verbreitung besitzen sie im Oberdevon östlich des Ulmtales und östlich der Blattgrenze auf Blatt Braunfels, fehlen aber auch weiter im Süden in dem Oberdevonzuge zwischen Waldhausen und Ahausen nicht.

Petrographisch verwandte, gelegentlich auch grobkörnig erstarrte Diabase, in der Hauptsache allerdings aus kugelig bis fladenförmig abgesonderten, reichlich Dampfporen aufweisenden, mehr oder weniger feinkörnigen bis dichten Gesteinen bestehend, treten an der Obergrenze des Oberdevons am ganzen Nordrande der Lahnmulde, ebenso wie in der Dillmulde, in ausgedehnten Decken auf, die zuweilen noch deutliche Ergußstrukturen erkennen lassen und demnach zweifellos Oberflächenergüsse darstellen. Bei der nahen petrographischen Verwandschaft und den mehrfach beobachteten Übergängen der gang- und stockförmig auftretenden Diabase mit den Ergußdiabasen darf man annehmen, daß die ersteren die gangförmigen Durchbrüche der Deckdiabase darstellen, zumal beide zweifellos altersgleich — jung oberdevonisch — sind, und die Gangdiabase in ihrer

Verbreitung ziemlich scharf an die Verbreitung des Ergußdiabases gebunden sind. Die Ergußdiabase, die von KAYSER sehr treffend als Deckdiabas (Dd) bezeichnet worden sind, weil sie das Oberdevon nach oben abschließen und ihrerseits unmittelbar vom Culm überlagert werden, treten in der Lahnmulde nur am Nordrande auf; ein nahezu geschlossener Zug erstreckt sich vom Dünsberg (Blatt Rodheim) über Hohensolms, den Südteil von Blatt Ballersbach und den nordwestlichen Teil von Blatt Braunfels bis auf das Blatt Merenberg. Östlich des Ulmtales noch in größerer Verbreitung erhalten, setzt der Zug westlich des Ulmtales nur noch in schmalem Bande bis an das Kallenbachtal bei Obershausen fort, um kurz westlich des Tales ganz zu verschwinden. Der südwestlichste Ausläufer wurde unter Tage in der Grube Eppstein erschlossen.

Neben den vermutlich gleichaltrigen, jungoberdevonischen körnigen Diabasen und Deckdiabasen treten im Oberdevon, und zwar besonders bezeichnend entwickelt in der Oberdevonmulde, die von Selters über Ahausen, Waldhausen, Weilburg, Odersbach-Gaudernbach, Schupbach nach Limburg verläuft, Diabasmandelsteine (Dom) auf, die gelegentlich fast basaltisches Aussehen zeigen und den Eindruck junger Laven erwecken. Sie sind begleitet — namentlich auf dem Nachbarblatt Weilburg — von bombenreichen groben Tuffen (tos), die abgesehen von der innigen Verknüpfung mit dem oberdevonischen Diabasmandelstein auch petrographisch leicht vom mitteldevonischen Schalstein zu trennen sind; am ehesten lassen sie sich mit den Bombenschalsteinen vergleichen, wie sie in dem höheren Oberdevon der Dillmulde gelegentlich erscheinen.

Der Diabasmandelstein ist in seiner Hauptmasse eine Ergußdecke, wie schon durch die begleitenden Tuffe bewiesen wird; auf dem südlichen Nachbarblatt Weilburg ist der Erguß z. T. über die Massenkalke des Unteren Oberdevons (Ibergerkalk) geflossen, die Oberfläche des Ergusses zeigt eine Roteisenkruste, ganz entsprechend der Eisenkruste des Deckdiabases an der Culmgrenze, und über der Eisenerzkruste des Diabasergusses folgt auf Blatt Weilburg das jüngere Oberdevon. Daraus ergibt sich, daß der Durchbruch dieses Diabases in das mittlere Oberdevon fällt, also

älter ist als der Ausbruch der körnigen Diabase und der Deckdiabase. Auf Blatt Merenberg erscheinen nur die letzten Ausläufer dieser südwestlich von Weilburg (Odersbach—Gaudernbach) besonders mächtig entwickelten Diabasdecke; sie bilden einen vielfach von Diluvium verhüllten Zug zwischen Ahausen und Grube Buchwald; an der Straße Selters-Drommertshausen wird der Diabas im Hangenden auch von geringmächtigen Tuffbänken, die mit oberdevonischen Schiefern wechsellagern, begleitet. Vermutlich gehören derselben Ergußzeit die Diabasmandelsteine (Dom) und Tuffbänke (tos) an, die innerhalb des Oberdevons östlich des Ulmtales, namentlich zwischen Ulm und Allendorf erscheinen.

Ganz abweichende Ausbildung besitzt das Oberdevon nordwestlich des großen Unterdevonsattels; unter der großen, flachen Überschiebung, an der dieser Sattel auf das nordwestlich vorgelagerte jüngere Devon überschoben ist, folgt zunächst obermitteldevonischer Schalstein, in sehr wechselnder Breite und unter dem Einfluße der großen Überschiebung stark gestört, und als wahres Hangendes — infolge der Überkippung der Schichten als Liegendes — das Roteisensteinlager an der Grenze von Mittel- und Oberdevon, das auf Grube Eppstein (südwestlich Obershausen) und z. T. auch auf Grube Schiefer bei Dillhausen abgebaut wird. Die Schichten im wahren Hangenden dieses Grenzlagers bestehen aus fast schwarzen, oft kohlenstoffreichen, eben spaltenden Tonschiefern (tot) und Zwischenlagerungen von bankiger, ziemlich fester Grauwacke (toγ); die Grauwackelagen erscheinen in den unteren Teilen der Schichten vereinzelt und in geringer Mächtigkeit, nach oben treten sie unter allmählicher Verdrängung der Tonschiefer mehr und mehr geschlossen auf. In den Tonschiefern der unteren Abteilung, die gelegentlich dachschieferartiges Gepräge annehmen, finden sich ferner linsenartige Einlagerungen von bald dunkeln, feinkrystallinen, bald hellgrauen, dichten Flaserkalken (totk) (nördlich Dillhausen und nördlich der Obershäuser Kirche). In der oberen Abteilung, der Zone der vorwiegenden Grauwacken treten ähnliche hellgraue dichte Kalke auf, die jedoch plattige Absonderung besitzen und im Fortstreichen auf größere Erstreckung zu verfolgen sind; Kalke dieser Art sind nördlich von Dillhausen am Forsthause und

nördlich des Kallenbachtales unweit der Oberförsterei Johannisburg aufgeschlossen, im Streichen nach NO erscheinen sie nordöstlich Rodenroth wieder und am östlichen Ulmtalrande bei Holzhausen.

Bemerkenswert sind ferner zähe, glimmerreiche, plattige bis klotzige hellgraue Quarzite (toq), die in einer etwa 50 m anschwellenden Linse innerhalb der Schiefer nordöstlich von Winkels erscheinen, und ausgedehntere Züge von kieseligen Schiefern und echten, schwarzen Lyditen (tokl), die namentlich in der oberen, grauwackereichen Abteilung entwickelt sind (zwischen Winkels- und Nenderoth). Endlich findet sich innerhalb dieser Gesteinsfolge ein sehr auffälliger Gesteinszug, bestehend aus vorwiegend rotvioletten bis roten und hellgrünen, etwas phyllitisch glänzenden Tonschiefern (tor), die zwar etwas rauher und scheinbar stärker umgewandelt sind als die echten Cypridinenschiefer, im übrigen aber letzteren völlig gleichen; erhöht wird die Ähnlichkeit dieses Gesteinszuges, der — mehrfach unterbrochen — von Hermannsköppel nördlich Probach über das Kallenbachtal bis an die Basalttafel südlich Rodenroth zu verfolgen ist, mit dem normalen Oberdevon weiter im Süden durch einige kleine Gänge körnigen Diabases vom Typus der jungoberdevonischen Diabase, die in den roten, z. T. entfärbten Schiefern südöstlich der Oberförsterei Johannisburg am Rande des Kallenbachtales auftreten, während im übrigen Diabase diesem Gesteinszuge nahezu ganz fehlen.

Versteinerungen gehören in den hier aufgeführten Gesteinen zur großen Seltenheit. Die Tonschiefer beim Orte Dillhausen schließen eine mit zahlreichen Crinoidenstielgliedern und Zweischalern (*Chaenocardiola* cf. *Koeneni* Beush., *Buchiola* sp. usw.) erfüllte kalkige Bank ein; ebenso fanden sich in den Kalken nördlich des Ortes Querschnitte von Orthoceren, Goniatiten, Bruchstücke von Trilobiten und feinrippige Tentaculiten (*T. tenuicinctus*). Leider war es bisher nicht möglich, aus dem zähen dichten Kalke die Organismenreste so zu gewinnen, daß eine genauere Bestimmung möglich wäre. Es sei aber erwähnt, daß die gleichen Schiefer, durch dieselben Grauwacken, Glimmerquarzite und plattigen Kalke wie bei Dillhausen und Obers-

hausen ausgezeichnet, auf den südlich anschließenden Blättern Weilburg und Hadamar eine etwas reichere Fauna einschließen, bestehend aus Tentaculiten, Styliolinen, verschiedenen Zweischalern, glatten Brachiopoden und Goniatiten (*Gephyroceras* sp.), die das oberdevonische Alter zum mindesten des Hauptteiles dieser Ablagerungen außer Frage stellen.[1])

Neben den erwähnten tierischen Resten trifft man nicht selten in den kohligen Schiefern zwischen Dillhausen und Obershausen Pflanzenreste, Spuren davon zeigen sich auch in den dünnbankigen Grauwacken. Sie erinnern an die wohlerhaltenen Pflanzenreste, die aus den gleichen Schiefern dieses Gesteinszuges bei Sinn im Dilltal (Bl. Ballersbach) bekannt geworden sind. Der Sinner Flora ist von Seiten der Palaeobotaniker bereits mehrfach oberdevonisches Alter zugesprochen worden; doch stand diese Altersauffassung bisher im Gegensatz zu den geologischen Forschungsergebnissen. E. Kayser hatte den fraglichen Gesteinszug, der zwischen Rodenroth und Holzhausen auf das nördliche Nachbarblatt Herborn, weiterhin über Blatt Ballersbach, Oberscheld, Gladenbach bis an den Rand der Hessischen Senke östlich Marburg fortsetzt, bei seinen Aufnahmen anfangs als Unterdevon (Untercoblenz) angesehen, das als ein langgestreckter Sattelaufbruch die jüngeren Gesteine der Lahn- und Dillmulde von einander scheiden sollte. Nachdem jedoch Denckmann im Kellerwalde zweifelloses Silur in enger Verbindung mit den fraglichen Gesteinen nachgewiesen hatte, wurde auch der Schichtenfolge zwischen Lahn- und Dillmulde silurisches Alter zugesprochen und den einzelnen Gesteinen besondere Ortsnamen gegeben (Grauwacke = Hörregrauwacke, Schieter = Plattenschiefer, helle Plattenkalke = Gladenbacher Kalke, Kieselschiefer und Quarzite = Schiffelborner Quarzite der geologischen Karten Herborn-Ballersbach usw.).

Oben (S. 19) wurde bereits darauf hingewiesen, daß nach den neueren Aufnahmen im Osten (Bl. Rodheim) nur ein Teil der fraglichen Gesteine (insbesondere der auf Bl. Merenberg nicht mehr anstehend bekannte, nur in Geröllen am Daberg erscheinende Klippenquarzit) älter als die Untercoblenzstufe und ver-

[1]) Vergl. Erl. Bl. Weilburg, S. 45, 46.

mutlich vordevonisch sein dürfte, während die anderen Gesteine dieses Zuges dort im Hangenden des Unterdevons und Mitteldevons erscheinen, also oberdevonisches Alter haben müssen. Dies Ergebnis deckt sich mit den stratigraphischen Beobachtungen auf Blatt Merenberg, insbesondere im Grubengebiete zwischen Obershausen und Dillhausen, es steht zugleich im Einklang mit der von palaeobotanischer Seite bis heute betonten Tatsache, daß die Flora der Plattenschiefer von Sinn (und Obershausen) oberdevonisches Gepräge trägt und ebenso mit der Feststellung, daß die fraglichen Schichten weiter südwestlich am Rande des Limburger Beckens, wo sie auf den älteren Karten als Unteres Mitteldevon bezeichnet wurden, oberdevonische Fauna bergen. Danach würden die Schichten des Grauwacke- und Schieferzuges zwischen Probach und Rodenroth-Holzhausen, ebenso wie die Hauptmasse der Hörreschichten weiter nordöstlich, eine besondere Randfazies der Lahnmulde bezw. Grenzfazies zwischen Lahn- und Dillmulde darstellen; sie lagern allem Anschein nach transgredierend über vordevonischen (silurischen) Gesteinen, die heute in einzelnen Klippen daraus hervorragen, und können in Anlehnung an den von E. Kayser eingeführten Namen (Hörreschichten) als jungdevonische Deckschichten der Hörre bezeichnet werden.

Die roten und grünen Tonschiefer (**tor**) mit Gängen körniger Diabase, die nördlich von Obershausen beiderseits des Kallenbachtales innerhalb dieser Hörre-Deckschichten erscheinen und auch weiter östlich verschiedentlich innerhalb der Hörregesteine — sowohl am Rande der Dillmulde, wie am Rande der Lahnmulde — beobachtet werden, deuten nach der hier vertretenen Auffassung ein Eingreifen der normalen Oberdevonfazies in die nördliche Randfazies an, wie umgekehrt auch südlich des Unterdevonsattels bei Allendorf bereits die nördlichen Randschichten im normalen Oberdevon erscheinen[1]). Im Übrigen

[1]) E. Kayser vermutete in den roten Schiefern von Obershausen, da er von dem silurischen Alter der begleitenden Schichten ausging, anfangs Cambrium, später Gedinnien, also tiefstes Unterdevon (vergl. Erl. Bl. Herborn); er erwähnt, daß nach langem Suchen sich in den roten Schiefern ein Phacopsschwänzchen und eine Cardiola gefunden haben. Beide Funde würden sehr wohl zu dem oberdevonischen Alter der Schichten passen; leider fehlt eine sichere Art-Bestimmung.

kann man auf Bl. Merenberg wie auch weiter im Osten den Übergang beider Faziesgebiete nicht beobachten, da sie sich nirgends berühren. Auf den südwestlichen Nachbarblättern Weilburg, Hadamar, Limburg, treten indessen beide in innige Wechselbeziehungen, dort, wo der sie auf Bl. Merenberg trennende Unterdevonsattel verschwindet.

Culm.

Die Schichten des Culm sind auf Bl. Merenberg nur in einer beschränkten Fläche, beiderseits des Ulmtales bei Holzhausen, erhalten. Sie schließen sich in diesem Teile der Lahnmulde eng an die Verbreitung des jungoberdevonischen Deckdiabases an. Über der Deckdiabasmasse folgt — in der Regel durch eine mehr oder weniger deutlich entwickelte Roteisen- bezw. Eisenkieselkruste getrennt — unmittelbar der Culmkieselschiefer (**cuki**), bestehend aus einer 6—20 m mächtigen Schichtenfolge von dunkeln, gelegentlich auch grünlich geflammten, an der Luft bleichenden Kieselschiefern, seltener echten Lyditen. Darüber folgen zunächst feste, dunkelgraue bis schwarze, dachschieferartige, etwas rauhe Tonschiefer und weiterhin milde, an der Luft bleichende und leicht zerfallende Tonschiefer und Grauwackeschiefer (Posidonienschiefer, Culmtonschiefer, **cut**); letztere schließen einzelne Bänke und größere Bankfolgen von mittelkörnigen Arkosegrauwacken ein (Culmgrauwacke **cu**$_\gamma$). Fossilien sind gewöhnlich auf die obersten Lagen der Kieselschiefer beschränkt (*Posidonomya Becheri, Goniatites crenistria, mixolobus* usw.). Innerhalb des Blattgebietes wurden sie bisher bei den mangelhaften Aufschlüssen nicht gefunden.

B. Paläovulkanische Ergußgesteine.

Die großen Ausbruchsfolgen des Paläozoikums und ihre Altersverhältnisse wurden bei der stratigraphischen Beschreibung bereits gestreift. Danach ist zunächst eine obermitteldevonische und eine oberdevonische Ergußzeit zu unterscheiden. Diabase von höherem als obermitteldevonischem Alter sind nicht bekannt und aller Wahrscheinlichkeit auch nicht vorhanden. Soweit Diabase innerhalb des Unteren Mitteldevons (besonders östlich

von Selters und nördlich von Stockhausen) oder Unterdevons (östlich von Niedershausen) erscheinen, zeigen sie stets deutliche Kontakthöfe, wenngleich diese Kontakterscheinungen auch nur bei den körnigen Diabasen des Oberdevons größere Ausdehnung besitzen; nirgends werden sie von Tuffen begleitet. Auch petrographisch gehören diese stock- und lagergangartig in den älteren Schichten auftretenden Diabase zu einer der im jüngeren Devon bekannten Gruppen; so schließen sich die Diabasmandelsteine im Unteren Mitteldevon östlich von Selters u. a. Orten eng an die Diabasmandelsteine des Oberen Mitteldevons an; wo sie größere Massen bilden, wie an der Hardt und östlich Selters, zeigen sie häufig dichte bezw. feinkrystallinische Struktur, im Gegensatz zu den Ergußdecken im Oberen Mitteldevon. Die körnigen Diabase nördlich von Stockhausen sind mit den körnigen Diabasen im benachbarten Oberdevon völlig gleich; ebenso gleichen die Hornblendediabase im Unterdevon östlich von Niedershausen bis auf etwas körnigeres Gefüge völlig den Hornblendediabasen im Schalstein westlich des Ortes.

Nach oben schließen die Eruptivgesteine mit dem jüngsten Oberdevon ab; im Culm treten in der Lahnmulde weder Ergußgesteine noch deren Tuffe auf.

Innerhalb des Oberen Mitteldevons sind zwei Ausbruchsfolgen zu trennen. Die eine, überwiegend an der Basis des Obermitteldevons erscheinende, lieferte die zur foyastisch-theralitischen Reihe gehörigen Keratophyre (bezw. Quarzkeratophyre), ferner die vermutlich derselben Reihe angehörenden hornblendeführenden Diabase (z. T. Augitporphyrite); die andere während des ganzen Oberen Mitteldevons anhaltende Folge lieferte Normaldiabase und zwar Diabasmandelstein, dichte Diabase und porphyrische Diabase (Labradorporphyrit).

Geologisch erscheinen die beiden Gesteine der ersten Gruppe, der saure Keratophyr und der basische Hornblendediabas, stets eng miteinander verknüpft und stehen — schon in ihrer Beschränkung auf gewisse Zonen der Lahnmulde — im Gegensatz zu den allgemein verbreiteten Normaldiabasen, die in ihrer Basizität eine Mittelstellung zwischen den beiden vorgenannten Gesteinen einnehmen.

Im Oberdevon wurden zwei zeitlich getrennte Ausbruchsfolgen unterschieden; die eine, im Mittleren Oberdevon erscheinende, lieferte Ergüsse von Diabasmandelsteinen, die andere, jungoberdevonische Stöcke und Gänge von körnigen Diabasen sowie mächtige das Oberdevon in der nördlichen Lahnmulde abschließende Decken teils körniger, teils blasiger Ergußdiabase (Deckdiabas). Die petrographische Zusammengehörigkeit der körnigen Gangdiabase und der Deckdiabase ergibt sich abgesehen von den häufig zu beobachtenden Übergängen zwischen beiden auch daraus, daß beide von ultrabasischen Olivindiabasen (Paläopikriten) ersetzt werden können, die offenbar basische Ausscheidungen innerhalb der jungoberdevonischen Diabase bilden. Auf Blatt Merenberg erscheint der Paläopikrit in Begleitung der körnigen Gangdiabase nordwestlich von Stockhausen, und das gleiche Gestein als eine Art Schliere im Deckdiabas nordöstlich von Obershausen.

Danach lassen sich die Eruptivgesteine auf Blatt Merenberg folgendermaßen gruppieren:

<table>
<tr><td rowspan="2">Oberdevon</td><td colspan="2">Ergußdiabase (Deckdiabas) Dd und zugehörige Gänge und Stöcke von körnigem Diabas (Dk); basische Ausscheidungen darin (Olivindiabas = Paläopikrit) Dπ</td></tr>
<tr><td colspan="2">Diabasmandelstein (Dom),
zum Teil von bombenreichen Tuffen (tos) begleitet</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Oberes Mitteldevon</td><td></td><td rowspan="3">Normale Diabase (Diabasmandelstein, dichter Diabas, zum Teil porphyrischer Diabas = Labradorporphyrit) in Gängen und vorwiegend in Decken mit mächtigen Tuffen (Schalstein) Dm, Dmp; tms.</td></tr>
<tr><td>Hornblendeführende meist dichte, basaltähnliche Diabase (zum Teil Augitporphyrit) in Gängen und Decken Dh</td></tr>
<tr><td>Keratophyre und Quarzkeratophyre (Lahnporphyr) in Gängen und Decken mit Breccien, Conglomeraten und Tuffen (K, Kτ)</td></tr>
</table>

Keratophyr, K (zum Teil Quarzkeratophyr), nach dem Vorgange C. Koch's gewöhnlich als Lahnporphyr bezeichnet, tritt auf Blatt Merenberg nur an wenigen Stellen in dem schon weiter oben näher gekennzeichneten stratigraphischen Verbande auf. Im frischen Zustande dunkel- bis fleischrot, gelegentlich auch fast schwarz gefärbt, besteht er aus einer meist dichten (kryptokrystallinen) Grundmasse mit porphyrischen Einsprenglingen von fleischrotem Orthoklas, gelegentlich auch Albit; die Orthoklaseinsprenglinge erreichen oft bis über 1 cm Größe und bestehen in der Regel aus tafelförmigen Krystallen; zuweilen erscheinen sie in sehr schönen Durchkreuzungszwillingen. Bei den Quarzkeratophyren tritt Quarz neben Orthoklas als Einsprengling in wasserhellen bis rauchgrauen kleinen Krystallen auf. Von dunkeln Gemengteilen (Hornblende) sind in der Regel nur noch Reste in Form chloritischer Einschlüsse erhalten. Als accessorische Gemengteile erscheinen Erze, namentlich Magneteisen und vor allem Schwefelkies. Letzterer tritt oft auch in größeren Massen, teils fein verteilt in der Grundmasse, teils in reinen Ausscheidungen im Porphyr auf. Die Art der Verwachsung und die Tatsache, daß sich an zahlreichen Stellen der Schwefelkies mit dem Lahnporphyr vergesellschaftet findet, deutet darauf, daß der Schwefelkies ein magmatisches Spaltprodukt des Lahnporphyrs bildet oder zum mindesten mit der Eruption desselben unmittelbar genetisch verbunden ist. Ebenso wie im Porphyr selbst, findet sich der Schwefelkies oft reichlich in den ihn begleitenden Breccien und Tuffen, deren Brauneisencäment in der Hauptsache aus der Zersetzung des Schwefelkieses hervorgegangen sein dürfte. In den Breccien westlich von Waldhausen ist der Schwefelkies im Bindemittel zum Teil noch erhalten.

Infolge späterer Zersetzung und Verwitterung, ist der Lahnporphyr an vielen Stellen zu grünlichgrauen bis weißen, von Brauneisenkrusten durchsetzten Massen umgewandelt worden (südöstlich Niedershausen und am Föhlerweiher). Solche zersetzten Porphyre finden sich namentlich dort, wo in der Nachbarschaft Kohlensäuerlinge aufgetreten sind oder noch Reste der alttertiären Verwitterungsrinde (Kaolinverwitterung) sich erhalten haben. Ein besonders quarzreicher Keratophyr findet sich

am Südabhange des Daberges in Geröllen im konglomeratischen Schalstein, auch der Porphyr an der westlichen Blattgrenze (Föhlerweiher) gehört zu den Quarzführenden Keratophyren[1]).

Hornblende führender Diabas Dh (Augitporphyrit z. T.). Die Diabase dieser Gruppe sind in der Regel ziemlich frische, dunkelblaugrün bis schwarz gefärbte und daher fast basaltähnliche Gesteine; erhöht wird die Ähnlichkeit durch die auffällige Erscheinung, daß sie oft sehr schön entwickelte säulenförmige Absonderung nach Art der Säulenbasalte zeigen, wie z. B. am Eisenbahntunnel bei Gräveneck (Bl. Weilburg) und in dem bekannten Bruche südlich des Dorfes Niederbiel (Bl. Braunfels). Auch die Hornblendediabase auf Blatt Merenberg, die auf eine schmale Zone beiderseits von Niedershausen beschränkt zu sein scheinen, zeigen in den Aufschlüssen am Faulbache Andeutungen dieser Säulenabsonderung. Bei porphyrischer Ausbildung, wie sie besonders schön am Diabas von Gräveneck (Bl. Weilburg) entwickelt ist, schwimmen in der Grundmasse bis über cm große Krystalle eines schwarzen basaltischen Augites, seltener kleine Säulen von Hornblende (z. T. faserig umgewandelt) und Erzkörner (Magnetit). Die Grundmasse besteht aus einem deutlich krystallinen Gemenge von Plagioklasleisten und Augit, denen reichlich Apatit und Erz (Magneteisen) beigemengt sind. Die ganze Grundmasse ist selbst bei diesen recht frisch erscheinenden Gesteinen von chloritischer Substanz, herrührend von der Zersetzung des Augites, durchsetzt. Als eine besondere Eigentümlichkeit dieser Gesteine im Gegensatz zu den Normaldiabasen, die ihnen bei dichtem Gefüge oft sehr ähnlich werden, verdient noch hervorgehoben zu werden, daß die Gesteinsmassen von zahlreichen haarfeinen bis über Dezimeter starken Adern durchsetzt sind, auf denen sich gelbgrüner Epidot und Quarz ausgeschieden haben. Die Epidot-Quarzadern sind aus einer eigentümlichen Zersetzung der Feldspat- und Augitsubstanz hervorgegangen, zu der die Hornblendediabase offenbar neigen; da sie sich fast überall wiederfinden, bilden sie ein gutes äußerliches Kennzeichen der Diabase dieser Gruppe.

[1]) Eine Analyse des letztgenannten Gesteines findet sich in den Erläuterungen zu Bl. Mengerskirchen; Lief. 41 der Geol. Spez. Karte v. Preußen u. Thür. 1891.

Die Hornblende-Diabase treten meistens gang- und stockförmig auf und zeigen in diesem Falle auch am deutlichsten die erwähnte säulenförmige Absonderung; so erscheinen sie im Unterdevon südöstlich von Niedershausen und in besonderer Ausdehnung auf dem Nachbarblatte Braunfels im Unteren Mitteldevon zwischen Leun und Niederbiel. An andern Stellen (Bl. Weilburg, Bahnprofil unterhalb Gräveneck) bilden sie jedoch auch echte Ergußdecken und sind dann von eigentümlichen lebhaft rotviolett gefärbten Tuffen begleitet.

Normale Diabase des oberen Mitteldevons (Dichter Diabas, Diabasmandelstein **Dm**, porphyrischer Diabas oder Labradorporphyrit **Dmp**). Die Diabase dieser Gruppe treten in Form ausgedehnter Decken von bald geringer, bald größerer Mächtigkeit innerhalb der zugehörigen Tuffablagerungen, dem Obermitteldevonischen Schalstein, auf, erscheinen aber auch als Gänge und Stöcke innerhalb der Untermitteldevonischen Gesteine (östlich von Selters, Umgebung von Stockhausen, nördlich Biskirchen usw.). Die Wechselfolge von Diabasdecken und Tuffen im Oberen Mitteldevon erinnert an den Aufbau der rezenten, aus wechselnden Tuffmassen und Ergußdecken von Laven bestehender Stratovulkane, wenn auch die submarinen Eruptionen der Oberen Mitteldevonzeit vermutlich keine hoch aufragenden submarinen Vulkanberge, sondern mehr oder weniger gleichmäßig ausgebreitete Schichtenmassen geliefert haben; ein deutlicher Mächtigkeitswechsel innerhalb der Eruptivmassen des Oberen Mitteldevons zeigt sich nur insofern, als sie im Innern der Mulde ihre größte Mächtigkeit erreichen (bis über 1000 m), während sie nach den Rändern der Mulde mehr und mehr abschwellen, sodaß der Schalstein in den äußersten Randgebieten oft nur noch als ein wenige Meter starkes Schichtband zwischen dem älteren Mitteldevon bezw. Unterdevon und dem Oberdevon erscheint.

Der Diabas der Ergußdecken ist in der Regel als Diabasmandelstein entwickelt, eine von zahlreichen bald großen, bald winzig kleinen Dampfporen durchsetzte, feinkrystalline bis dicht erscheinende Diabaslava, deren Dampfporen mit dem bei nachträglicher Zersetzung des Gesteines freigewordenen Kalkkarbonat erfüllt sind. Dichte Abarten bilden in der Regel den Kern

von mächtigen Deckenergüssen und erscheinen vor allem in den gang- bezw. stockförmigen Massen des Unteren Mitteldevons.

Die Absonderung dieser Diabase weist keine Besonderheiten auf; der Diabasmandelstein neigt namentlich dort, wo er sehr porenreich ist, zur Druckschieferung und ist dann oft vom umhüllenden, mit viel Mandelsteinbomben erfüllten Schalstein schwer zu trennen, so daß man früher oft von Übergängen des Mandelsteins in Schalstein (Schalsteinmandelstein) sprach. In größeren Massen neigt das Gestein zu kugeliger bis sphäroidischer Absonderung, wie sie besonders schön am Diabasmandelstein an der Hardt östlich Selters und in dem Bruch unmittelbar westlich Biskirchen zu beobachten ist. Diese Sphäroide sind durch den Gebirgsdruck örtlich mehr oder weniger zu Linsen zusammengepreßt (Ausgang des Lindenbachtales südlich Stockhausen); wo die kugelige Absonderung noch erhalten geblieben ist, zeigen die Dampfporen oft deutlich konzentrische Anordnung; Entgasung und Absonderung müssen also gleichzeitig entstanden sein.

Der Mineralbestand und das Mineralgefüge ist bei allen diesen Gesteinen ungefähr gleich. Die Grundmasse besteht aus einem innig verfilzten Gewebe kleiner deutlich zwillingsgestreifter Plagioklasleistchen und unregelmäßig begrenzten, die Hohlräume zwischen den mehr oder weniger idiomorphen Plagioklasen ausfüllenden Augitkörnern; letztere sind in der Regel weitgehend zu chloritischer Substanz umgewandelt, die das ganze Gestein, auch die Feldspäte z. T., durchtränkt und ihm die gleichmäßige hell bis dunkelgrüne Farbe verleiht[1]). An Nebengemengteilen ist der Diabas ärmer als der vorerwähnte; es finden sich Erzkörnchen (Magneteisen, selten Titaneisen) und gelegentlich etwas Apatit; neben chloritischer Substanz ist selbst im frischesten Gestein stets reichlich Kalkspat vorhanden, der in der Hauptsache aus der Zersetzung der Plagioklase hervorgegangen sein dürfte. Die Neubildung von chloritischer und Kalk-Substanz muß sehr früh, vielleicht sehr bald nach dem Erstarren der Gesteine vor sich gegangen sein, da sie allen Diabasen, selbst den ganz frischen Gesteinen, eigentümlich ist.

[1]) Dieser Grünfärbung verdankt der Diabas die alte, noch heute beim Lahnbergmann gebräuchliche Bezeichnung „Grünstein".

Die Kontakterscheinungen der Mitteldevonischen Diabase sind zwar schwach, aber überall deutlich wahrzunehmen, wo die Diabase ältere als obermitteldevonische Gesteine durchsetzen. Sie äußern sich in einer leichten Frittung und Verkieselung des umschließenden Gesteines, z. B. an den Kontakten der Untermitteldevonschiefer südlich der Lahn bei Stockhausen; da diese Contakthöfe unbedeutend sind, wurden sie auf der Karte nicht besonders angedeutet.

Eine besondere Ausbildung zeigt der mitteldevonische Diabas auf Bl. Merenberg in einer Zone, die von Löhnberg über den Südabfall der Hardt, den Zinnberg östlich Niedershausen bis in die Gegend von Allendorf und Ulm (westlich des Ulmtales) zu verfolgen ist; die Diabase dieser Zone besitzen mehr oder weniger deutlich ausgeprägte porphyrische Struktur (**Dmp**) durch Einsprenglinge von Plagioklaskrystallen von z. T. über Zentimeter Größe. Ein guter Aufschluß dieses besonders an der Hardt bezeichnend ausgebildeten Gesteins findet sich in den Brüchen östlich der Löhnberger Hütte an der Straße nach Niedershausen. Bemerkenswert ist, daß auch der Schalstein in Begleitung dieser Labradorporphyrite viele Einschlüsse von großen Plagioklasen führt, die ihm ein fleckiges Aussehen verleihen (Schalsteinbruch an dem Wasserbehälter von Löhnberg[1]).

Der Diabasmandelstein des Oberdevon (**Dom**) zeigt in seiner mineralogischen Zusammensetzung keine wesentlichen Abweichungen vom mitteldevonischen Diabase. Er ist in der Regel etwas dunkler gefärbt, enthält größere Mengen von Erzteilchen (Magnet und Titaneisen) beigemengt, daneben scheint auch Olivin vorhanden gewesen zu sein, wie sich aus gelegentlichen Einschlüssen von serpentinartiger Substanz schließen läßt. In der äußeren Form und Absonderung erinnert er an manchen Stellen — besonders auf dem südlichen Anschlußblatt Weilburg — an die Deckdiabase des jüngsten Oberdevons.

Ein besonders bezeichnendes Gestein, schon in seiner äußeren Erscheinungsform, bildet der körnige Diabas (**Dk**), der namentlich östlich des Ulmtales im jüngeren Oberdevon große

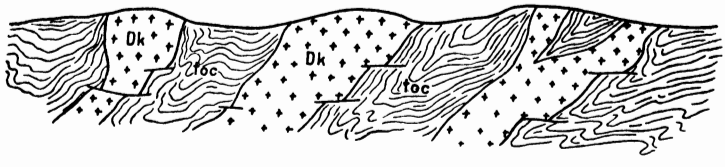
[1]) Vergl. C. Riemann, Über die Grünsteine des Kreises Wetzlar. Dissert. Bonn 1882, S. 24.

Verbreitung besitzt, aber auch der südlichen Oberdevonmulde zwischen Ahausen und Waldhausen nicht fehlt. Die wesentlichen Gemengteile sind auch bei ihm ein deutlich zwillingsgestreifter Plagioklas und Augit; die für die Diabase bezeichnende Leistenstruktur (ophitische Struktur) tritt namentlich bei den mittelkörnigen Varietäten schon makroskopisch deutlich hervor, die grobkörnigen (mit über cm großen Plagioklaskrystallen) neigen mehr zu granitisch-körniger Struktur. Der Augit erscheint in Körnern und Fetzen als Füllmasse zwischen den Plagioklasleisten; er ist auch bei diesen Gesteinen selbst im frischesten Zustande bereits weitgehend zu chloritischer Substanz zersetzt, die die benachbarten Feldspäte z. T. mit durchwebt und färbt. Olivin ist meist vorhanden und leitet zu den olivinreichen Abarten (Paläopikrit) über. An Nebengemengteilen erscheint viel Erz, und zwar Magneteisen und als besonders bezeichnend für diese Eruptionsfolge Titaneisen (z. T. in Leukoxen umgewandelt), ferner nickelhaltiger Magnetkies in feinverteilten Körnchen oder größeren Nestern, und endlich Apatit. Die Absonderung ist plattig bis grobpolyedrisch; der Verwitterung fällt das Gestein unter gewöhnlichen Verhältnissen nur sehr langsam anheim, weswegen es häufig in Klippen, namentlich an Taleinschnitten, aus der Umgebung herausragt (rechte Lahnseite unterhalb Ahausen, Ulmtal oberhalb Bissenberg, Heisterbachtal nordöstlich Stockhausen auf Bl. Braunfels). Bei der Verwitterung bildet sich ein für das Gestein sehr bezeichnender, an Granitgrus erinnernder dunkelbraun gefärbter Gesteinsgrus; der Zerfall beginnt an den Spalten und Absonderungsflächen des Gesteines, wodurch cubische bis wollsackähnliche Blöcke, ähnlich wie beim Granit, entstehen können.

Der körnige Diabas tritt stets gang- oder stockförmig innerhalb der umgebenden Gesteine auf; die früher häufig betonte Ansicht, daß er lagerförmige Massen bilde, ist in den meisten Fällen nur scheinbar zutreffend, da Schieferung mit Schichtung verwechselt ist. Die die klotzigen Gänge und Stöcke umhüllenden Schichten (meist die feinen nachgiebigen Cypridinenschiefer und Kalkknotenschiefer) sind bei der Faltung um die widerstandsfähigen Diabase so gequetscht worden, daß ihre Schichtung,

vor allen aber die Schieferung den Saalbändern des Diabases parallel verläuft; an guten Aufschlüssen kann man jedoch deutlich erkennen, daß die scheinbare Konkordanz der Lagerung erst die Folge der späteren Druckwirkung ist, wie dies in Fig. 5 angedeutet ist.

Fig. 5



Faltung der Cypridinenschiefer (toc) um Gänge von körnigem Diabas (Dk) östlich Allendorf.

Der körnige Diabas zeigt in der Regel deutliche Kontakthöfe, die örtlich recht beträchtliche Breite erreichen können; aus den Schiefern werden Adinole und Hornfelse, die fast das Aussehen von dunklen Lyditen annehmen können, aus Roteisenstein entsteht Magneteisenstein, aus Kalken Kalksilikathornfels, aus Grauwacken verkieselte Grauwacken. In der Regel hat also bei diesen Kontakterscheinungen der körnigen Diabase eine Zufuhr von Kieselsäure und z. T. auch wohl von Alkalien (Natron) in das Nebengestein stattgefunden, es fehlen dagegen spilositische und desmositische Kontakthöfe, wie sie bei gewissen körnigen Diabasen im Hessischen Hinterlande (Bl. Rodheim) die Regel bilden und namentlich im Unterharze weit verbreitet sind. Schieferhornfelse sind auf Bl. Merenberg namentlich östlich des Ulmtales an vielen Stellen zu beobachten; kontaktlich veränderte Mitteldevonschiefer und Grauwacken finden sich z. B. links der Straße Bissenberg—Ulm am Nordabhange der 302 m-Höhe; Kalkhornfels erscheint am Kontakte mit Plattenkalk des Unteren Oberdevons an der Straße Löhnberg—Weilburg (vergl. Fig. 3, S. 42), ferner in einer kleinen Scholle, die, ganz von Diabas umschlossen, am Osthange des Ulmtales, westlich der Grube Viktor, aufgeschlossen ist. In beiden Fällen ist der Kalksilikathornfels am Kontakt noch mit Erzen (kupfer- und nickelhaltiger Schwefel- und Magnetkies, Bleiglanz) durchsprengt; auch

ist er meist von chloritischer Substanz (hervorgegangen aus contaktlich gebildeten Eisensilikaten) und gelegentlich von kleinen Granaten durchschwärmt. Neben diesen exogenen Kontakterscheinungen zeigt der körnige Diabas in der Regel auch endogene Kontaktveränderungen; die kleineren Gänge und die Außenränder der größeren Stöcke und Gänge sind gewöhnlich feinkörniger und dunkler als die Hauptmasse; neben der fein- bis kryptokrystallinen randlichen Erstarrung tritt aber auch sphäroidische Entglasung und Erstarrung in Form der sog. Diabasvariolites auf. Ein solcher variolitischer Diabas ist z. B. aufgeschlossen in dem kleinen Bruch östlich des Weihers oberhalb von Stockhausen.

Der Deckdiabas (Dd) ist mit dem körnigen Diabas namentlich in den unteren Teilen durch Übergänge eng verbunden und stellt, wie schon oben erwähnt, wahrscheinlich eine Reihe einander unmittelbar folgender Deckenergüsse des in der Tiefe in Gängen und Stöcken körnig erstarrten Diabases dar. Daher erscheinen auch die unteren Teile des Deckdiabases oft noch körnig, nach oben geht er jedoch mehr und mehr in poröse, mandelsteinartige ja sogar schlackige Gesteine über, die durch die auffällige und für den Deckdiabas bezeichnende kugelige, walzenförmige bis fladenförmige Absonderung ihre Ergußnatur deutlich erkennen lassen. Im Dillgebiete, wo der Diabas besonders große Verbreitung und Mächtigkeit besitzt, hat man gelegentlich deutlich strickförmige Ergußoberflächen mit glasig erstarrter Rinde beobachtet.

Entsprechend der nahen Verwandtschaft mit dem körnigen Diabas besteht auch der Deckdiabas in seinem ursprünglichen Mineralbestande in der Hauptsache aus Plagioklas, Augit und Olivin, daneben Magnet- und reichlich Titaneisen. Doch ist die Zersetzung, namentlich in den porösen und mandelsteinartigen, vorwiegend feinkrystallinen Varietäten bereits weiter fortgeschritten; das ganze Gestein ist mit Kalkkarbonat und chloritischer Substanz durchsetzt, Olivin nur noch an den Umrissen zu erkennen und in Serpentinsubstanz umgewandelt, desgleichen der Augit, der das Material für die Chloritbildung lieferte. Dieser weitgehenden Umwandlung entsprechend geht

auch die Verwitterung an der Oberfläche anders als beim körnigen Diabas vor sich; durch die Auslaugung des das ganze Gestein durchsetzenden kohlensauren Kalkes entstehen feinerdige, durch beigemengtes Eisenoxyd rotviolett gefärbte Verwitterungsböden, die als ein gutes Kennzeichen des Gesteins in der Natur gegenüber den ähnlichen älteren Diabasen gelten können.

Gute Aufschlüsse im Deckdiabase finden sich nordöstlich von Obershausen und in der Nordostecke der Sektion nördlich der Dianaburg.

Als ein Zeichen der nahen Beziehungen zwischen körnigem Diabas und Deckdiabas wurde schon hervorgehoben, daß sich in beiden basische Ausscheidungen von sehr olivinreichen, feldspatarmen bis feldspatfreien Olivindiabasen (Paläopikrit $D\pi$) einstellen können. Diese offenbar aus magmatischer Differenzierung hervorgegangenen Ausscheidungen bilden gewissermaßen große Schlieren innerhalb der umgebenden saureren Deckdiabase bezw. körnigen Diabase. Es sind dunkelblaugrüne bis völlig schwarze Gesteine, die stets körnig struiert sind, nie blasig erscheinen. Mit der Abnahme des Feldspatgehaltes verlieren sie die dem Diabase eigentümliche ophitische Struktur und werden granitisch körnig, nähern sich also dem Gabbro. Die ursprünglichen wesentlichen Gemengteile des Pikrites sind Olivin, Augit, daneben basischer Kalknatronfeldspat in meist geringen Mengen; Magneteisen und Titaneisen, ebenso Apatit, sind ursprünglich beigemengt, Magneteisen z. T. auch bei der Serpentinisierung des Olivins neu gebildet, ebenso Biotit. Der Olivin ist fast vollständig der Serpentinisierung verfallen, auch der Feldspat, soweit vorhanden, meist stark zersetzt, während sich der dunkelbraun gefärbte Augit ziemlich frisch gehalten hat und im Bruche des Gesteins meist noch makroskopisch an seiner Farbe und Spaltbarkeit erkennbar ist.

Besonders bezeichnend ist die Verwitterung des Paläopikrites; das ganze Gestein besteht nahe der Oberfläche aus einer lockeren, aus verschiedenen Serpentinmineralien gebildeten dunkelgrünen schuppig-körnigen Masse, die von Adern von Asbest, Aragonit, Kalkspat, Salit usw. durchzogen wird. In der dunkelgrünen Serpentinmasse stecken noch die Reste des frischen

Gesteins in Knollen und Blöcken mit einer sehr bezeichnenden pockenartigen, durch die stärkere Auswitterung der Serpentine bedingten Oberfläche. Die Grenze zwischen Verwitterungsrinde und frischem Gesteine ist also im Gegensatze zu den übrigen Gesteinen überaus scharf, und die Folge davon, daß die Blöcke und Knollen des aus der Serpentinhülle herausfallenden frischen Gesteins oft die Oberfläche über dem anstehenden Paläopikrit übersäen.

Auf Blatt Merenberg tritt Paläopikrit an zwei Stellen in größerer Ausdehnung auf, nordwestlich von Stockhausen am Wege nach Bissenberg in Verbindung mit stockförmigem, körnigen Diabas und östlich von Obershausen in Verbindung mit Deckdiabas.

C. Tektonik

Der Aufbau der paläozoischen Schichten innerhalb der Lahnmulde ist durch drei Hauptabschnitte der Gebirgsbewegung bedingt, die im vorgehenden bereits mehrfach gestreift sind, 1. eine vormitteldevonische Faltung des älteren Devons, gefolgt von Einbrüchen zu Beginn der Oberen Mitteldevonzeit, 2. die postculmische Hauptfaltungsperiode des Rheinischen Schiefergebirges, 3. durch postpaläozoische, z. T. tertiäre Schollenbewegungen entlang großer Bruchspalten.

Der älteste dieser tektonischen Abschnitte ist, da die von ihm beeinflußten Schichten auch von den jüngeren Bewegungen mitbetroffen wurden und daher mehrfachen Störungen unterlagen, naturgemäß heute am wenigsten sicher zu beobachten. Er läßt sich schließen aus der Diskordanz, die am Nord- und Westrande der Lahnmulde zwischen dem älteren und jüngeren Devon (vom Oberen Mitteldevon aufwärts) besteht, und äußerte sich wahrscheinlich in einer bereits recht erheblichen Faltung des älteren Devons ungefähr in der Richtung der jüngeren Hauptfaltung[1]). Die

[1]) Eine noch ältere tektonische Phase ging ihr vermutlich im Unterdevon voraus, da das älteste am Nordrande der Lahnmulde und Südrande der Dillmulde bekannte Unterdevon (Untercoblenzschichten bezw. herzynisches Unterdevon an der Basis der Untercoblenzstufe) Transgressionskonglomerate führt und nach neueren Beobachtungen auf Bl. Rodheim um Kerne vordevonischer Gesteine (Silurischer Klippenquarzit) abgelagert ist.

Einbruchslinien, an denen entlang sich die Lahnmulde zum Beginne der Obermitteldevonzeit grabenartig vertiefte, sind infolge der späteren Verwickelung der Tektonik ebenfalls nicht mit Sicherheit mehr festzustellen. Die lineare Anordnung gewisser Eruptivgesteinstypen des Oberen Mitteldevons deutet vielleicht noch die Lage jener Bruchspalten an. Ebenso darf man annehmen, daß an diesen ungefähr im Streichen der postculmischen Faltung gelegenen Bruchspalten das Gebirge bei der späteren Faltung wieder in Bewegung geriet, daß sie die Gleitflächen bildeten, an denen die in der Lahnmulde zu großer Mächtigkeit aufgehäuften jungdevonischen Sedimente über das nördliche horstartige Vorland überschoben wurden. (Vergl. das Idealprofil der Karte und Taf. 2, Fig. 2). Vielleicht sind mit ihnen gewisse streichend verlaufende, echte Verwerfungen ident, die jedenfalls älter sind als die postculmischen Faltenströmungen. An solchen Verwerfungen sind z. B. die obermitteldevonischen Schichten westlich Allendorf und Ulm gegen den Südostflügel des Unterdevonsattels abgesunken.

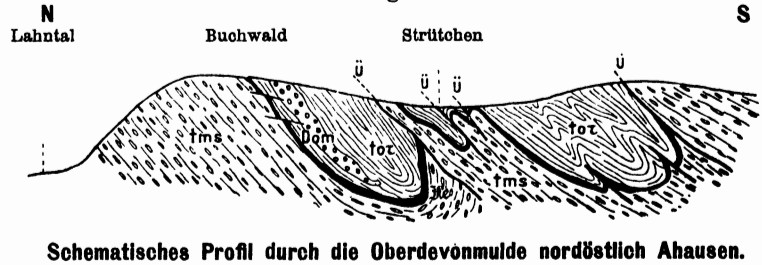
Am meisten wird das paläozoische Schichtensystem von der am Ende der Culmzeit eingetretenen Hauptfaltungsperiode des Rheinischen Gebirges beherrscht. Es entstand jener Faltenbau mit allgemein SW—NO streichenden Gesteinszügen, Sätteln und Mulden, die eingangs bereits aufgezählt sind. Ein durchgreifender Unterschied machte sich bei dieser Faltung zwischen den einzelnen Teilen der Mulde bemerkbar. Während die im Innern der Mulde namentlich während des jüngeren Devons (Obermitteldevon—Oberdevon) zu großer Mächtigkeit aufgehäuften Sedimente (nebst zwischengelagerten Eruptivgesteinen) in sehr starker Weise gefaltet, überkippt und an großen flachen Überschiebungen nach NW übereinander überschoben wurden, zeigen die jüngeren Ablagerungen in den Randgebieten, wo sie in geringerer Mächtigkeit unmittelbar auf bereits vorgefaltetem älteren Devon zur Ablagerung kamen, weit schwächere Faltungserscheinungen, sie sind also im Schutze ihrer bereits vorgefalteten Unterlage von der postculmischen Faltung mehr verschont geblieben.

Ein zweiter, der starken Faltung der Gesteine entgegenstehender Umstand sind offenbar die klotzigen Eruptivgesteins-

massen gewesen, wo sie in großer Zahl das Gebirge, wie östlich des Ulmtales, durchsetzen; das Oberdevon in diesem Gebiet ist nur örtlich stark gefaltet, liegt an andern Stellen verhältnismäßig flach, und daraus erklärt sich seine große räumliche Verbreitung.

Dort, wo die Faltung Gesteine von annähernd gleicher Widerstandsfähigkeit und ohne äußere entgegenstehende Hemmnisse betroffen hat, wie im Innern der Mulde, entstehen zunächst steile, nach SO einfallende und in der Regel isoklinal zusammengepreßte Falten, deren beide Schenkel mehr oder weniger isoklinal verlaufen; ein solches Faltenbild ist beispielsweise durch den Grubenbau auf der Eisenerzgrube Waldhausen bei Waldhausen (vergl. unten Fig. 15) aufgeschlossen. Setzt der Faltendruck weiter fort, so beginnt an der Stelle des stärksten Zuges, am Liegendflügel des Sattels bezw. Hangendflügel der Mulde, ein Zerreißen oder Auswalzen des Faltenschenkels, unter deren Einfluß Teile der Schichtenfolge ganz verschwinden können; diese Auswalzung des „Faltenmittelschenkels" geht bei weiterem Schube in richtige Überschiebung über und erzeugt dann einen sogenannten Schuppenbau. Schuppenbau zeigt z. B. der Schnitt durch die Oberdevonmulde nordöstlich von Ahausen, wo innerhalb des Oberdevons an zwei Spezialsätteln bezw. Überschiebungen der Schalstein mit dem Eisensteinlager zutage tritt (Fig. 6).

Fig. 6

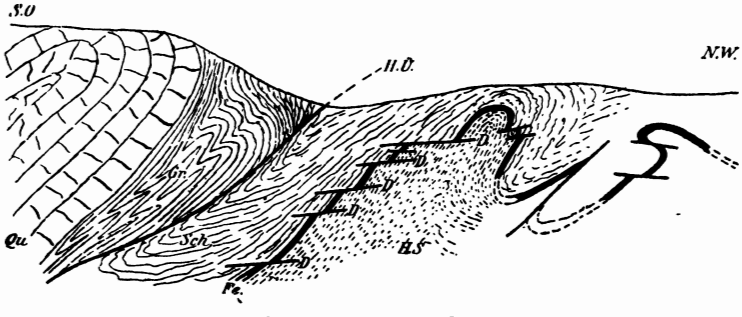


Schematisches Profil durch die Oberdevonmulde nordöstlich Ahausen.

Eine der wichtigsten Überschiebungen auf Bl. Merenberg bildet die Störung, an der der große Unterdevonsattel zwischen Probbach und Obershausen und weiterhin bis zum Ulmtal auf das nordwestlich vorgelagerte jüngere Devon (Schalstein und Oberdevon) überschoben ist; hier ist unter dem Einfluß der

Überschiebung eine völlige Überkippung der Schichten eingetreten und der ältere Schalstein mit dem Grenzlager weit über das Oberdevon nach Norden geschleppt worden, wie das schematische Profil (Fig. 7) durch die Grubenbaue zwischen Dillhausen und Obershausen erkennen läßt (vergl. auch unten Abschn. IV).

Fig 7.



Schematisches Profil durch das Lager der Gruben Schiefer und Eppstein (Revier Weilburg).

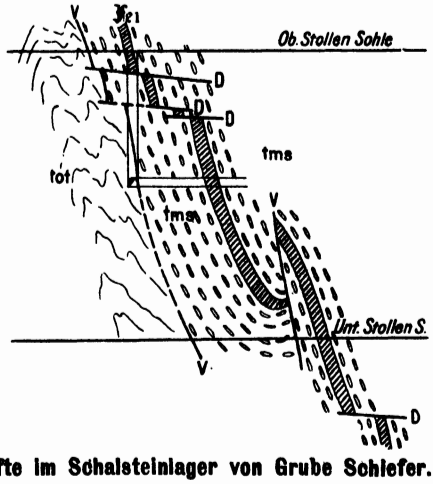
Qu	Quarzite	Oberkoblenz,	**H.S.**	Hangend Schiefer, Oberdevon,
Gr	Grauwackenschiefer		**D**	Deckelklüfte,
Sch	Schalstein	Obermittel-devon.	**H.Ü.**	Hauptüberschiebung des Unterdevons.
Fe	Roteisensteinlager			

Als Begleiterscheinung des Faltungsvorganges, ähnlich den im Streichen verlaufenden Überschiebungen, müssen auch die ungefähr quer zum Streichen (in der Richtung des Faltungsdruckes), d. h. SO—NW verlaufenden sog. Querverwerfungen (richtiger Querverschiebungen) bezeichnet werden; an ihnen haben sich die durch den SO wirkenden Faltungsdruck entstandenen verschiedenen Spannungen in der Weise abgelöst, daß eine seitliche Verschiebung der von den Querverwerfungen begrenzten Schollen entsprechend der auf sie verschieden wirkenden Schubkraft eintrat. Bei guten Aufschlüssen, namentlich in Gruben, kann man die Bewegungsrichtung an diesen Querverschiebungen in Gestalt mehr oder weniger horizontal verlaufender Rutschstreifen deutlich erkennen. Die Querverschiebungen haben meist steiles Einfallen und setzen selten auf größere Erstreckung fort; im Gegensatze zu den flachen Überschiebungen, deren Gleitflächen oft von mächtigen Ruschelzonen begleitet sind, sind sie in der Regel scharf ausgeprägt, treten aber gern in Schwärmen nebeneinander

auf und bilden so ein Spaltensystem. Auf diesen Querverschiebungen haben sich — in postculmischer Zeit — an verschiedenen Stellen im Lahngebiete Mineralien in Form von Erzgängen (Braunspat-Quarz-Kupferkies und Bleiglanz-Zinkblende-Fahlerz) ausgeschieden.

Als Störungserscheinungen der postculmischen Faltungsperiode im Kleinen sind noch die Deckelklüfte und die sog. Geschiebeklüfte zu erwähnen; beide Arten von Störungen verursachen eine Verschiebung der Schichten gegen einander meist nur um geringe Beträge von wenigen Dezimetern bis einigen Metern, sind daher bei der Kartierung nicht festzustellen, wohl aber haben sie für den Bergbau einige Bedeutung. Deckelklüfte sind nahezu horizontale oder flach nach SO bezw. S geneigte Schubflächen, die flacher als die durchschnittenen Schichten einfallen und in der Regel eine Verschiebung des oberen Gebirgsteiles gegen den unteren nach N bezw. NW, im Sinne des Faltungsdruckes bewirkt haben; sie treten gewöhnlich in der Nachbarschaft der großen flachen Überschiebungen auf und bilden offenbar eine Begleiterscheinung der letzteren. Sehr schön waren solche Deckelklüfte vor einigen Jahren im Schalsteinlager von Grube Schiefer aufgeschlossen (Fig. 8). Wirkt die Schubkraft ungefähr in der Richtung der

Fig. 8



Deckelklüfte im Schalsteinlager von Grube Schiefer. 1 : 1000.
D = Deckelklüfte, V = Verwerfungen.

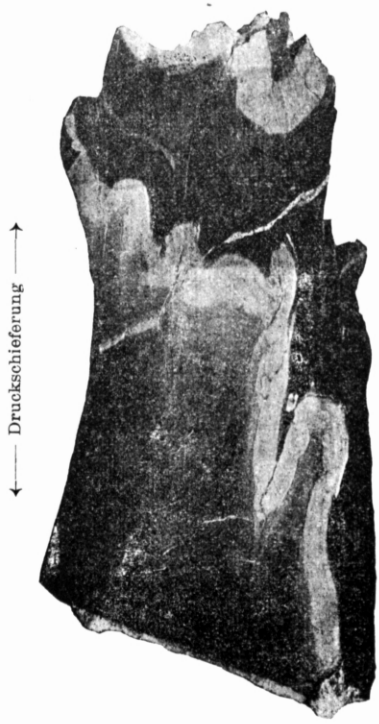
Schichten oder steiler, so entstehen kleine, sich oft wiederholende Überschiebungen; solche Störungen erscheinen namentlich auf den Hangendflügeln der Sättel, auf denen im Gegensatze zur Zerrung am Liegendflügel eine Stauchung der Schichten erfolgt; man kann die Schubstörungen dieser Art daher als Stauchungsklüfte bezeichnen (vergl. Profil durch den Sattel von Waldhausen, unten Fig. 15).

Wie die eben genannten Schubstörungen (die bei flachem Einfallen nach S bezw. SO mehr oder weniger streichend verlaufen) als Begleiterscheinungen der großen Überschiebungen erscheinen und als Überschiebungen kleinsten Ausmaßes gelten können, so erscheinen steil einfallende nahezu senkrecht zum Schichtenstreichen verlaufende kleine Störungen in Begleitung der Querverwerfungen. Sie stellen sich besonders dort ein, wo festere Gesteinsschichten, z. B. Eisensteinlager zwischen Schalstein und Schiefer, nicht senkrecht sondern spießwinklig vom SO—NW gerichteten Faltungsdruck getroffen sind; besonders in den Fällen, wo das Lager von der normalen Streichrichtung (SW—NO) nach S—N abweicht, treten solche Geschiebeklüfte in häufiger Folge auf und bewirken eine gesetzmäßige Verschiebung des südlichen Schollenteiles nach Westen derart, daß das aus der Zerstückelung oder Verschiebung der Lagerstücke sich ergebende Allgemeinstreichen sich annähernd in die normale Streichrichtung (senkrecht zur Druckrichtung) einstellt (vergl. Erl. Bl. Braunfels Fig. 3).

Während sich namentlich die starren Gesteinsschichten innerhalb des Schichtenverbandes an die Wirkung des Faltungsdruckes in der geschilderten Weise im kleinen anpassen, zeigen die homogenen und vermutlich auch bei dem Einsetzen der Faltung noch ziemlich plastischen Schiefer dieses Nachgeben unter der Wirkung des Druckes in Gestalt des Gleitens der kleinsten Teilchen, aus der die sog. Druckschieferung entsteht. Diese Druckschieferung, die in der Regel viel vollkommenere und glattere Ablösungsflächen schuf als die ursprüngliche Schichtung, ist in den Schiefern überall vorhanden, auch dort, wo letztere sehr flach oder fast söhlig lagern; in letzterem Falle durchkreuzt sie die ursprüngliche Schichtung mehr oder

weniger senkrecht (transversale Schieferung) und letztere ist dort, wo Lagenstruktur, Bänderung oder Einlagerungen den Schiefern fehlen, oft überhaupt nicht mehr zu erkennen. Ein schönes Beispiel lieferte ein Aufschluß im Cypridinenschiefer auf Grube Emma, wo in dem flachgelagerten Schiefer Kalkbänder eingelagert sind, die unter dem Einflusse der Druckschieferung, die der Schiefer ohne Spur seiner ursprünglichen Schichtung angenommen hat, gekröseartig zusammengepreßt sind, da im spröden, dichten Kalke ein Gleiten der kleinsten Teilchen senkrecht zur Druckrichtung nicht möglich war. Ein angeschliffenes Stück dieser Kalkbank mit dem umhüllenden Schiefer ist in Fig. 9 wiedergegeben. Ist die Schieferung sehr

Fig. 9



Ssnkrecht zur Druckschieferung und Schichtung angeschliffenes Stück von Cypridinenschiefer mit Kalkbänken.

vollkommen (bei möglichst gleichmäßig feinem Ursprungsmaterial) so entstehen Dachschiefer, deren leichte Spaltbarkeit eben auf ihrer vollkommenen Druckschieferung beruht. Dachschiefer sind daher überall dort vorhanden, wo in den einzelnen Schichtengliedern des Paläozoikums reine Tonschiefer in größerer Mächtigkeit entwickelt sind; so sind auf Bl. Merenberg früher als Dachschiefer gewonnen worden: Die Schiefer des Unteren Mitteldevons am Föhlerbach, Cypridinenschiefer östlich Allendorf, die dunklen Tonschiefer des Oberdevons südlich Arborn u. a. O., die roten Tonschiefer jenes Schichtenzuges nördlich von Obershausen.

Ein Zwischenglied zwischen der Druckschieferung des feinen Tonschiefers (Gleiten im kleinsten Teile) und den Gleitstörungen der klotzigen, massigen Gesteine (Deckel, Geschiebe usw.) bildet die Flaserung der nicht homogenen Gesteine. Die Kalkknotenschiefer des Oberdevons, die aus leicht gleitendem Schiefermaterial und Einlagerungen von festen Kalkknötchen bestehen, zeigen sie besonders deutlich dort, wo der Faltungsdruck die ursprünglichen Schichtflächen mehr oder weniger senkrecht betroffen hat. Flaserung zeigen ferner die Oberkoblenzschichten, wo sie aus wechselnden Lagen von — leicht gleitendem — Schiefer und festeren Grauwackebänken bestehen. Auch der Schalstein, dem ursprüngliche Schichtung so gut wie ganz fehlt, nimmt die Druckschieferung sehr vollkommen an, zumal er zurzeit der Faltung noch aus mehr oder weniger lockerem Tuffmaterial bestand; die Ungleichmäßigkeit des Materials bedingt auch hier die Flaserung, ebenso bei den kugelig und sphäroidisch abgesonderten Diabasmandelsteinen, bei denen die Füllmasse zwischen den Kugeln das zerquetschte Gleitmaterial abgegeben hat, während die Kugeln zu mehr oder weniger flachen Linsen zusammengequetscht sind.

Da im Schalstein, abgesehen von seltenen Fällen, die ursprüngliche Schichtung nie erscheint und die Schieferung daher vom Bergmann irrtümlicher Weise für Schichtung gehalten wurde, spricht man in manchen Fällen die im Schalstein liegenden Roteisensteinlager für Gänge an, weil sie gelegentlich mehr oder weniger quer zur angeblichen Schalsteinschichtung verlaufen (siehe Erl. Bl. Braunfels S. 65).

Am wenigsten deutlich tritt die Gesetzmäßigkeit der Faltenstörungen bei den klotzigen und spröden Eruptivgesteinen hervor, weil diese einerseits dem Drucke stärker Widerstand leisteten, andererseits im Gegensatze zu den geschichteten Gesteinen in meist sehr unregelmäßigen bald an-, bald abschwellenden Massen erscheinen. Hier äußerte sich der Faltungsdruck nur in großen Überschiebungen (Überschiebung der starren Deckdiabasmasse am Nordrande der Lahnmulde auf Bl. Ballersbach und Rodheim) und großen Querverschiebungen (östlich des Ulmtales), im kleinen namentlich bei den dichten spröden Hornblendediabasen und Lahnporphyren in einer unregelmäßigen Zertrümmerung des Gesteins bis in kleine und kleinste polyedrische Stücke.

Nach der postculmischen Hauptfaltung scheint das paläozoische Faltengebirge sehr bald wieder abgetragen und eingeebnet worden zu sein. Denn am Ostrande des Gebirges liegt auf große Erstreckung eine dem Unteren Obercarbon angehörende Grauwacke bereits transgredierend über dem culmischen Faltensystem und ist selbst nur von den Nachwirkungen dieses großen, im Norden des Gebirges bis ins jüngste Carbon anhaltenden Faltungsvorganges mit betroffen worden.

Über die weitere Entwicklung des Rheinischen Gebirges bis zur Tertiärzeit fehlen sichere Anhaltspunkte; wahrscheinlich hat das Innere des Gebirges während des ganzen Mesozoikums als Festland bestanden.

In dieser Zeit, bis zum Beginne der Basaltergüsse des Westerwaldes und der Ablagerung der sie begleitenden Sedimente der Braunkohlenstufe, muß sich in der Hauptsache die dritte tektonische Phase abgespielt haben, in deren Gefolge der alte Gebirgsrumpf sich entlang großen, z. T. weit aushaltenden Verwerfungen in einzelne Schollen auflöste, und Einbrüche bezw. Hebungen der einzelnen Schollen gegen einander von wechselnder Sprunghöhe entstanden. Die Verwerfungen dieser Art haben im Lahngebiet ungefähr N—S (bezw. NNO—SSW) und O—W (bezw. WNW—OSO) Richtung, bilden also ein sich nahezu rechtwinklig kreuzendes System, das ungefähr altersgleich sein

muß, da bald die O—W-Verwerfungen (wie am Steinköppel östlich Selters) von N—S-Verwerfungen, bald umgekehrt die N—S von O—W-Verwerfungen abgeschnitten werden. Verwerfungen dieser Art sind auf Bl. Merenberg in großer Zahl vertreten, besonders häufen sie sich in der Umgebung des Lahntales oberhalb Löhnberg (Löhnberger Becken), und reichen von hier einmal nach W bis an den Westerwaldrand, zum andern nach Norden beiderseits des Ulmtales.

Uber ihr Alter läßt sich nur soviel aussagen, daß das älteste im Gebirge und am Ostrande bekannte Tertiär (mittel- bis oberoligocäne Schotter, Sande und Tone der sog. Vallendarer Stufe) von den Verwerfungen z. T. noch mitbetroffen sind, nicht dagegen, oder doch nur in seltenen Fällen, das jüngere (miocäne) basaltische und Braunkohlentertiär. Daraus würde folgen, daß eine Hauptbewegung an den Störungen zwischen Oligocän und Miocän, also unmittelbar vor dem Beginne der Basalteruptionen des Westerwaldes stattgefunden hat. Die innigen Beziehungen zwischen den Verwerfungen und der Basalteruption zeigen sich innerhalb des Blattgebiets besonders deutlich, denn an vielen Stellen treten schmale Basaltgänge und Stöcke unmittelbar auf den Verwerfungen auf, ebenso sind die postvulkanischen Kohlensäuerlinge, die sich auf Bl. Merenberg, wie wohl an keiner Stelle des Gebirges wieder, häufen, an diese Bruchlinien gebunden. Wahrscheinlich hat indessen zu dieser Zeit neben der Bildung neuer Sprünge nur eine erneute Bewegung an den bereits früher entstandenen Verwerfungen eingesetzt, denn einerseits deuten manche Sprünge im alten Gebirge auf erheblich größere Sprunghöhe, als sie das verworfene Oligocän zeigt, andererseits sind am Ostrande des Gebirges Störungen des gleichen Systems bekannt (namentlich NS-Verwerfungen), an denen nachweislich schon in mesozoischer Zeit Bewegungen stattgefunden haben.

In einzelnen Fällen scheint eine Bewegung des Gebirges an diesen — kurzweg als Tertiärverwerfungen bezeichneten — Störungen auch noch nach dem Tertiär in diluvialer Zeit stattgefunden zu haben, wie sich aus der auffälligen Verbiegung der diluvialen Flußterrassen der Lahn schließen läßt. Derartige Verbiegungen erscheinen nämlich gerade an den Stellen, wo

sich die Tertiärverwerfungen besonders häufen (Ostrand des Gebirges bei Gießen, Löhnberger Becken auf dem vorliegenden Blatte, Limburger Becken)[1]. Aus diesen Terrassenverbiegungen ist zu schließen, daß sich an den Störungen in junger geologischer Vergangenheit eine Hebung der Masse des rheinischen Gebirges gegenüber seinem Vorlande und gegenüber den Beckenregionen in seinem Innern vollzogen hat, die vielleicht heute noch nicht zum Abschluß gekommen ist.

D. Neozoische Ablagerungen.

Tertiär.

Den Untergrund der ältesten Tertiärablagerungen innerhalb des Gebirges (der mittel- bis oberoligocänen Vallendarer Stufe) bildet eine in alttertiärer Zeit (vielleicht schon seit dem jüngeren Mesozoikum) entstandene Einebungsfläche des Alten Gebirges, die eingangs bei der morphologischen Betrachtung des Kartengebietes bereits erwähnt wurde. Der Einebnung sind alle Gesteine des Alten Gebirges unbeschadet ihrer größeren oder geringeren Härte nahezu gleichmäßig unterlegen, da ihr eine tiefgründige Oberflächenverwitterung (Kaolinverwitterung) unter dem Einflusse eines wahrscheinlich tropischen oder subtropischen feuchten Klimas vorausging. Die Reste dieser alttertiären Verwitterungskruste sind an vielen Stellen, namentlich im Schutze jüngerer Tertiärbedeckung noch erhalten. Die tiefgründig zu bunten Letten zersetzten Schalsteine auf den Höhen südlich Drommershausen, die z. T. völlig gebleichten und zersetzten Mitteldevonschiefer im Untergrunde der Basaltdecken der Höhburg, des Almerskopfes, die zu mürben Sandsteinen und lockeren Sanden zersetzten Koblenzquarzite an der Mahnbach und östlich des Altensteines und viele andere Zersetzungserscheinungen gehören hierher.

Oligocän (Vallendarer Stufe). Die Enderzeugnisse dieser alttertiären Kaolinverwitterung, reine, weiß bis leuchtend gefärbte Tone und reine Quarzsubstanz (Gangquarz, Sande der paläozoischen Quarzite, Grauwacken usw., ferner Kieselschiefer, Eisen-

[1]) Vergl. J. Ahlburg: Über das Tertiär und Diluvium im Flußgebiete der Lahn; J. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A. 1915, T. I, S. 269 und Taf. 17 daselbst.

kiesel) wurden in der dem Alttertiär folgenden Fluviatilperiode leicht erodiert und umgelagert und finden sich als fluviatile bezw. limnische Ablagerungen der sog. Vallendarer Stufe weithin über die tertiären Hochflächen des Gebirges abgelagert. Das Alter dieser Bildungen hat sich auf Grund der Beziehungen der fluviatilen Produkte mit den marinen Sedimenten am Rande des Gebirges und wegen der Überlagerung durch die altmiocäne Braunkohlenstufen als ungefähr mittel- bis oberoligocän feststellen lassen[1]).

Zur Vallendarer Stufe gehören die auch auf Bl. Merenberg (unter der Merenberger Basaltplatte, am Almerskopf, am Fuße des Schweinskopfes nordöstlich Obershausen) verbreiteten leuchtend weißen Quarzschotter und Sande (bs) sowie die mit den Sanden oft durch Übergänge (tonige Sande, Klebsande) verbundenen schneeweißen bis leuchtend gelb bezw. rot geflammten Tone (bt) (Westerwälder Flaschenton), die ebenfalls auf Bl. Merenberg in großer Mächtigkeit und z. T. vorzüglicher Reinheit entwickelt sind (Fuß der Höhburg östlich Merenberg, Faulbachtal beiderseits Winkels, Ostseite des Altensteins und Schweinskopfes zwischen Kallenbach und Ulmtal u. a. O.). Tone und Klebsande einerseits, Sande und Quarzschotter andererseits vertreten sich in der Regel gegenseitig, selten fehlen sie im Untergrunde der Basaltplatte ganz; in letzterem Falle ruht das basaltische Tertiär (Sohlbasalt) unmittelbar auf dem verwitterten paläozoischen Untergrunde, wie am Allendorfer Stock südöstlich Merenberg (vergl. Fig. 18).

Die Quarzschotter (bs) bestehen aus nuß- bis z. T. über kopfgroßen Geröllen, unter denen Gangquarz etwa 90—95 v. H. der ganzen Masse ausmacht; daneben finden sich gebleichte Kieselschiefer, Eisenkiesel und meist bereits stark zermürbte Quarzitgerölle. Die Schotter sind an zahlreichen Stellen zur Gewinnung von Wegebaumaterial aufgeschlossen (Kiesgruben am Joppsweg zwischen Löhnberg und Merenberg, an der Südseite des Almerskopfes, nordöstlich Obershausen); an der häufigen Wechsellagerung von Kies und Sand und der Kreuzschichtung

[1]) Vergl. Ahlburg, a. a. O. S. 289 ff.

des letzteren tritt die fluviatile Entstehung der Ablagerungen deutlich hervor.

Die Tone (bt) bestehen aus fast reinem Kaolin mit mehr oder weniger starken Beimengungen von Quarzsand. Natürliche Aufschlüsse fehlen in ihnen bei der starken Neigung des wasserdurchtränkten Materiales zur Gehängerutschung ganz, künstliche Aufschlüsse sind in der Umgebung von Winkels zur Gewinnung des Tones geschaffen.

Das höhere Alter der Vallendarer Schichten gegenüber dem Basalt ergibt sich ohne weiteres aus der überall deutlich hervortretenden Überlagerung der Quarzschotter und der Tone durch die Basaltdecken des Westerwaldes (Nordseite der Merenberger Basaltplatte). An einer Stelle, in den Kiesgruben südlich des Almerskopfes, bot sich vor einigen Jahren auch die seltene Gelegenheit, einen schmalen Basaltgang in den groben Quarzschottern zu beobachten; der stark zersetzte Basalt hatte am Salbande einzelne Gerölle regelrecht verbacken; im übrigen waren die Schotter unverändert geblieben.

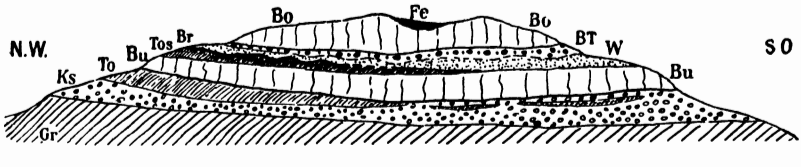
In manchen Aufschlüssen des Gebietes zeigen die Quarzschotter und Sande eine nachträgliche Verkittung durch Brauneisen, kieseliges Brauneisen und z. T. auch durch reine Kieselsäure. Diese Verkittung bildet eine Verwitterungserscheinung der jüngeren Miocänzeit und lieferte die über die Tertiärhochflächen weit verbreiteten Tertiärquarzite (bq) die sich als eluviale Reste bis heute auch dort noch erhalten haben, wo die Vallendarer Schotter als geschlossene Ablagerung bereits seit langem der Erosion anheim gefallen sind.

Miocän (Braunkohlenstufe). Die Braunkohlenstufe der Westerwaldhochfläche ruht an den Rändern des Westerwaldes, so auch auf Bl. Merenberg auf den Ablagerungen der Vallendarer Stufe. Sie besteht aus 2 Hauptabteilungen; die untere setzt sich vorwiegend aus Sanden, dunklen Tonen, Basalttuffen und einzelnen meist schwachen Basaltdecken von mehr oder weniger großer Ausdehnung (sog. Sohlbasalt) zusammen, die obere besteht aus einer geschlossenen Masse von Basaltlavaergüssen (sog. Dachbasalt), die nur gelegentlich durch Einlagerungen von Basalttuffen von einander getrennt werden. Die untere Abteilung scheint in

wesentlichen noch unter Wasser gebildet zu sein, während die Ergüsse der oberen Abteilung, nach ihren Verwitterungsoberflächen und dem Fehlen von Wasserabsätzen zu schließen, bereits auf trockenem Lande erfolgten. Nach ihrer Lagerung auf den oberoligocänen Vallendarer Schichten und den nahen Beziehungen ihrer Flora zu der niederrheinischen Braunkohlenformation fällt die Westerwälder Braunkohlenformation ins Untermiocän und fand wahrscheinlich auch mit dem Untermiocän ihren Abschluß, da die obere Abteilung derselben, der Dachbasalt Verwitterungserscheinungen zeigt, die sich im wesentlichen während des Obermiocäns abgespielt haben müssen. Zu der gleichen Altersbestimmung führen auch die gelegentlich innerhalb der Braunkohlenstufe, namentlich in den umgelagerten Basalttuffen unter dem Dachbasalt (der sog. Walkererde), gefundenen tierischen Reste wie *Anthracotherium magnum* Cuv., *Rhinoceros incisivus* Cuv., Zähne von *Ursus*, *Crocodilus* etc., ferner Gastropodenschalen in den Tonen von Breitscheid)[1]).

Ein ziemlich vollständiges Normalprofil durch die Westerwälder Braunkohlenformation zeigt die Basaltplatte zwischen Merenberg und Löhnberg, wenngleich auch die Braunkohlen hier, am Südostrande des Westerwaldes, nur untergeordnet entwickelt sind und nur in einzelnen wenig aushaltenden schwachen Flötzen erscheinen (vergl. Fig. 10). Unmittelbar über den Tonen

Fig. 10



Schematisches Profil durch die Weilburger Basaltplatte

Gr Devonisches Grundgebirge, an der Oberfläche stark zersetzt.
Ks Quarzkies und Sand der Vallendarer Stufe.
To Tone der Vallendarer Stufe.
Bu Sohlbasalt.
Tos Umgelagerte z. T. sandige und unreine Tone.
Br Braunkohlenflötz.
W Walkererde (zersetzter feiner Basalttuff).
Bt Grober Basalttuff.
Bfo Dachbasalt.
Fe Basalteisenstein in Nestern.

[1]) Vergl. Odernheimer, Berg- und Hüttenwesen in Nassau, T. II, Wiesbaden 1867, S. 63 ff.

und Sanden der Vallendarer Schichten folgt zunächst eine bis 20 m mächtige Decke von Sohlbasalt (Bfu), darüber liegen mit Basalttuff bereits reichlich vermengte Sande und dunkle Tone, Braunkohlentone (bm), die z. T. wohl noch aus der Umlagerung der älteren Vallendarer Schichten gebildet sind. In oder über den Braunkohlentonen liegt ein kleines Braunkohlenflöz (bmx), das früher auch abgebaut worden ist (Grube Prinz Adolf nördlich vom Allendorfer Stock). Es besteht aus einer sehr lignitischen Blätterkohle; kleinere Schmitzen dieser Blätterkohle treten auch noch in den höheren Lagen (Walkererde) auf. Über den Braunkohlentonen bezw. der Braunkohle folgt zunächst auf der ganzen Südseite der Basaltplatte (beiderseits des Allendorfer Stockes) eine mehrere Meter mächtige Lage von äußerst feinem, zersetzten und umgelagerten Basalttuff von dunkelgrauer oder gelbgrüner bis dunkelgrüner Farbe, der wegen seiner physikalischen Eigenschaften als Walkererde (W) gewonnen wird. Er geht nach den Profilen in einzelnen Walkerdegruben nach oben in gröbere, bombenreiche und weniger zersetzte Basalttuffe über, und über diesen folgt endlich die obere Abteilung der Braunkohlenformation, der sog. Dachbasalt (Bo).

Das hier wiedergegebene Profil wiederholt sich mehr oder weniger gleichmäßig am ganzen Ostrande des Westerwaldes, wenn auch in der Regel nur die Basalte der beiden Abteilungen (Sohlbasalt und Dachbasalt) deutlicher hervortreten, während die zwischengelagerten Braunkohlentone, Tuffsande und Basalttuffe infolge ihrer geringen Widerstandsfähigkeit selten in natürlichen Aufschlüssen sichtbar werden. Außer in der Merenberger Hochfläche erscheint der Sohlbasalt als eine deutlich vom darüberliegenden Dachbasalt getrennte Stufe beiderseits des Faulbachtales bei Winkels, auf der Südseite der Basalthochfläche Nillkopf—Altenstein zwischen Arborn, Nenderoth und Obershausen, ebenso auf der Ostseite dieser Platte unterhalb des Schweinskopfes und Altensteines. Von den übrigen Schichten der Braunkohlenstufe tritt unter der jüngeren diluvialen Bedeckung nur an einer Stelle, südlich des Hausenberges zwischen Winkels und Arborn, Basalttuff zutage, der hier offenbar die unmittelbare Unterlage des Dachbasaltes (wie am Allendorfer

Stock) bildet. Nicht weit davon, an der Ostseite des Berges ist auch Braunkohle durch frühere Schürfungen nachgewiesen; ein weiteres Braunkohlenvorkommen ist ganz im Norden, nordwestlich von Odersberg bekannt.

Die Basalte des Westerwaldtertiärs erscheinen nach ihrer Erstarrungsform als Ergußbasalte (Basaltlava) oder als Basaltgänge bezw. Schlotausfüllungen, sog. Primärkuppen (**Bfg**). Zu der ersteren Gruppe gehören die Sohlbasalte (**Bfu**) und Dachbasalte (**Bfo**) der eigentlichen Westerwaldplatte, zur letzteren namentlich die zahlreichen Basaltkuppen im Vorlande des Westerwaldes, die oben bereits im einzelnen aufgezählt wurden; sie sind als die durch Abtragung freigelegten Magmakanäle der Ergußdecken in ihrer früheren, weiteren Verbreitung anzusehen. Diese Basaltstiele besitzen meist mehr oder weniger rundlichen oder ovalen Querschnitt und lassen dort, wo Steinbruchsbetrieb ihre Hülle freigelegt hat, gewöhnlich sehr schön die ausgeblasene und mit Tuff und Nebengesteinsbrocken (Schlotbreccie) an den Rändern erfüllte Schlotröhre erkennen (Rodenberg). Oft tritt ihre Abhängigkeit von Verwerfungen, namentlich von den großen Tertiärverwerfungen, deutlich hervor, wie z. B. an der Reihe nördlich des Steinköppels östlich von Selters. In anderen Fällen fehlt scheinbar ein solcher sichtbarer Zusammenhang. Stets aber ist ein solcher vorhanden bei den ganz kleinen, oft nur wenige Meter starken Basaltgängen, wie sie z. B. auf den O—W-Verwerfungen südlich von Selters und nördlich der Lahn, zwischen Biskirchen und Niedershausen festgestellt wurden. Diese schmalen, meist aus sehr stark zersetztem Basalt bestehenden Gänge, die vermutlich in noch erheblich größerer Zahl, als bisher festgestellt, vorhanden sein mögen, treten stets unmittelbar auf den Verwerfungen selbst auf. Die Tatsache, daß die kleinen Basaltdurchbrüche stets mehr oder weniger gangförmige Gestalt besitzen und auf Verwerfungen unmittelbar zutage treten, die größeren Durchbrüche dagegen häufig einen Zusammenhang mit Verwerfungen nicht unmittelbar erkennen lassen, keine gangförmige Gestalt haben, vielmehr meist in mehr oder weniger runden Schlotröhren aufsetzen, läßt vermuten, daß sich das Magma bei letzterem von einer gewissen Tiefe unter der Oberfläche selbständig durch

das ältere Gestein einen Weg zur Oberfläche zu bahnen vermochte.

Petrographisch bestehen zwischen den Gangbasalten und den verschiedenen Decken keine großen Unterschiede; sie gehören sämtlich zur Gruppe der feldspaltführenden Basalte mit niedrigem Kieselsäuregehalt, sind also echte Basalte. Hauptgemengteile sind Olivin, Augit und basischer Kalknatronfeldspat; Nebengemengteile vorwiegend Magneteisen, wenig Titaneisen und Apatit; neben diesen teils porphyrisch (Olivin, Augit), teils in der Grundmasse ausgeschiedenen Gemengteilen sind stets auch Reste von nicht entglaster Substanz vorhanden. Olivin in deutlich krystallinischen, porphyrischen Einsprenglingen, gelegentlich auch in großen kugeligen Krystallaggregaten, ist überall makroskopisch bereits erkennbar; besonders reich an ihm sind bei gleichzeitig zurücktretendem Gehalte an Feldspat manche Gang- und Stielbasalte (Eppsteinkopf bei Obershausen, Rodenberg östlich Niedershausen, Almerskopf); sie nähern sich dadurch den Limburgiten.

Während die meisten Basalte sich selbst in der Verwitterungszone und im Gehängeschutt noch völlig frisch erhalten und im frischen Bruch eine fast rein schwarze Farbe zeigen, nehmen einzelne Abarten an der Oberfläche bald eine helleres, eigentümlich fleckiges Aussehen an und zerfallen bei fortschreitender Verwitterung rasch zu Grus (Sonnenbrenner). Über die Ursache dieses Zerfalles, der die davon betroffenen Basalte für technische Zwecke unbrauchbar macht, herrscht noch keine Klarheit; man vermutet in den bei der Verwitterung hervortretenden Flecken nephelinreiche Sphärolithe bezw. Glasreste; die Sonnenbrennerbasalte würden demnach den Basaniten nahe stehen[1]).

Auf Bl. Merenberg finden sich Sonnenbrenner namentlich am Oberen Saalweidenkopf und an der Höhburg im Sohlbasalte.

Die Basalte sind in der Regel völlig dicht; stets ist dies der Fall bei den Stielbasalten und meist auch bei den unteren Deckenbasalten (Sohlbasalt); bei dem aus einzelnen Ergüssen bestehenden Dachbasalt stellt sich auch gelegentlich poröses (lavaartiges) Gefüge ein, die an den Unterflächen der Ergüsse und an

[1]) Vergl. Leppla, Zeitschr. f. Prakt. Geol. 1901. S. 170.

den Ergußoberflächen in schlackiges Gefüge übergeht (Heidenkopf zwischen Arborn und Winkels, Roterkopf östlich Merenberg und nördlich vom Allendorfer Stock). Die Absonderung ist bei den Decken- und Stielbasalten verschieden; letztere zeigen fast durchweg die bezeichnende Absonderung in 5—7 seitigen (meist sechsseitigen) Säulen von 0,20 bis zu 0,60 m Durchmesser mit glatten oder (seltener) unregelmäßig gewellten Seitenflächen (Merenberger Basaltkopf). Die Deckenbasalte, sowohl die Sohlbasalte wie auch die Dachbasalte, neigen dem gegenüber in der Regel zu deutlich plattiger Absonderung (Bruch im Sohlbasalt nördlich des Allendorfer Stockes); tritt gelegentlich auch deutlich säulenförmige Absonderung hervor (wie am Oberen Saalweidenkopf und östlich Waldhausen und besonders schön im Bruch südlich des Altensteins an der Straße Obershausen —Allendorf), so deutet doch die Form dieser säulenförmig abgesonderten Basaltmassen darauf, daß es sich dabei um einzelne die Decke durchdringende Stiele oder vielleicht auch um die noch mit ihrem Deckenergusse in Verbindung stehenden Stiele des Dachbasaltes handelt.

Kohlensäuerlinge(CO_2). Kohlensäure enthaltende Quellen mit mehr oder minder hohem Mineralgehalte sind auf Bl. Merenberg sehr verbreitet. Sie treten überall auf teils unmittelbar nachweisbaren, teils zu vermutenden jungen Verwerfungen (Tertiärverwerfungen) zutage und stehen schon dadurch in inniger Beziehung zu den Basalteruptionen, deren Gänge und Gangstiele ebenfalls zum großen Teil auf den genannten Verwerfungen aufsetzen.

So erscheinen auf der großen WNW—OSO verlaufenden Spalte, die von Probbach im Westen anfangs durch das Faulbachtal, dann über den Altenberg, Niedershausen bis in die Lahntalbucht westlich Biskirchen zu verfolgen ist, der Probbacher Mineralbrunnen, $^1/_2$ km unterhalb des Ortes im Faulbachtal, ein kleiner Eisensäuerling unterhalb der Lochmühle im Talgrunde desselben Baches, ein kleiner Kohlensäuerling im Kallenbachtale unterhalb von Niedershausen und ein reichlich Eisen abscheidender Säuerling in der Lahntalbucht, in unmittelbarer Nachbarschaft eines kleinen Basaltganges auf derselben großen Verwerfung; auf einer südlichen Parallelverwerfung liegen vermutlich die im

Lahntal erbohrten Sprudel (Selterser Mineral-Quelle, St. Georgs-Quelle, Karlssprudel); die von Drommershausen nach Biskirchen verlaufende und von drei Basaltgängen bezw. -stielen begleitete N—S-Verwerfung läuft auf den oberhalb Biskirchen gelegenen Gertrudisbrunnen zu; die nördlich von Löhnberg durchlaufende O—W-Verwerfung, die südlich von Selters ebenfalls von kleinen Basaltgängen begleitet wird, schneidet den unmittelbar nördlich des Ortes gelegenen Löhnberger Säuerling. Auf der großen vom Ulmtal südlich Allendorf über die Höhe zwischen Kreuzberg und Altenstein, die Försterei Wurmberg bis in das obere Kallenbachtal bei Nenderoth zu verfolgenden, OSO—WNW verlaufenden Verwerfung liegt die Prinz Heinrichquelle nördlich Obershausen neben einer ganzen Anzahl von Sauerquellen im oberen Kallenbachtal (z. B. an der Sauerbornsmühle).

Auch die Zusammensetzung des Mineralbestandes der Quellen deutet auf einen Zusammenhang mit den basaltischen Magmenherden der Tiefe, die stets im Gefolge vulkanischer Tätigkeit erscheinende Kohlensäure und der hohe Gehalt an Bicarbonaten von Natrium, Calcium, Magnesium, Eisen und Mangan, den Hauptelementen des basaltischen Magmas. Neben den aufgezählten Bicarbonaten treten auch Chloride auf, allerdings in der Regel in geringerer Menge. Nach dem Überwiegen des einen oder anderen Mineralbestandes kann man unterscheiden zwischen reinen Kohlensäurequellen (mit viel CO_2 und wenig festen Mineralstoffen), Eisensäuerlingen (mit viel Eisen bezw. Manganbicarbonat) und alkalischen Kohlensäuerlingen (mit überwiegendem Gehalt an Natrium, Magnesium und Calciumbicarbonat). Mineralquellen mit überwiegendem Chlornatriumgehalt treten auf Bl. Merenberg nicht auf.

Die in der Nachbarschaft der Quellspalten gelegenen Gesteine sind in der Regel in wechselnder Breite und bis zu unbekannter Tiefe unter dem Einfluß von Kohlensäure völlig zersetzt, ihre Tonerdesilikate in Kaolin umgewandelt; es entstehen also unter der Wirkung dieser Säuerlinge ähnliche Zersetzungsprodukte wie bei der — allerdings flächenhaft verbreiteten — alttertiären Kaolinverwitterung, was namentlich an den Hängen des Lahntales zwischen Biskirchen und Niedershausen und in manchen Gruben-

aufschlüssen deutlich zu beobachten ist. Neben der Zersetzung des Nebengesteines finden sich aber auch Neubildungen von Mineralien auf den Quellspalten, namentlich Eisen-Mangankarbonate, Schwerspat und Schwefelkies (Nordwesthang des Schletsberges westlich Löhnberg, O—W-Verwerfung östlich des Steinköppels nördlich Drommershausen, Grube Viktor bei Bissenberg u. a.). Diese Beispiele zeigen zugleich, daß CO_2-haltige Mineralquellen früher in großer Menge auch auf solchen Spalten aufgetreten sein müssen, wo sie heute bereits fehlen, mit anderen Worten, daß die heute noch auftretenden Kohlensäuerlinge nur die letzten schwachen Ausklänge einer früher viel kräftigeren postvulkanischen Entgasungszeit der tertiären Basalte darstellen.

Auf die Tätigkeit dieser postbasaltischen Mineralsäuerlinge dürfte auch die Entstehung der weit verbreiteten und gelegentlich sehr mächtigen Ablagerungen von Eisen-Manganerzen (FeMn) im Lahngebiete und seiner Nachbarschaft zurückzuführen sein. Diese Eisen-Manganerze, die in der Regel an die unregelmäßig zerschluchtete Oberfläche des devonischen Massenkalkes gebunden sind, treten uns zwar heute fast ausschließlich als krotzige (seltener krystallinische) bis mulmige Massen oxydischer Erze (Brauneisen, Göthit, Psilomelan, Pyrolusit, Wad) entgegen. An vielen Stellen ist indessen durch Bergbau in der Tiefe bereits festgestellt, daß das ursprüngliche Erz nicht Eisenhydroxyd bezw. Mangandioxyd gewesen ist, sondern ein dichtes Mangan-Eisenkarbonat von meist grauer bis gelbgrauer Farbe und splittrig-muschligem Bruch, dasselbe Erz, wie es auf den oben aufgezählten Quellspalten (Schletsberg, Grube Viktor usw.) ausgeschieden ist. Die Eisen-Manganerze auf dem Massenkalk, die auf Bl. Merenberg nur im äußersten SW, westlich von Merenberg und unter dem Basaltkopfe des Steinbühls auftreten, sind also ebenfalls als ein Erzeugnis der tertiären Ausbruchszeit, als eine Ausscheidung der postvulkanischen Mineral-Exhalationen des Basaltmagmas anzusehen; daher ist auch mit der Ablagerung dieser Erze auf dem Massenkalke meist eine Dolomitisierung des letzteren bis zu wechselnder Tiefe vor sich gegangen, die ihre Ursache offenbar in dem reichlichen Gehalt der Mineralquellen an Magnesiumbikarbonat hat.

Reste einer jungtertiären Verwitterung.

In der Jungtertiärzeit, zwischen dem Abschluß der Basaltergüsse des Untermiocäns und dem Pliocän, also vermutlich im Obermiocän, entstand unter Einfluß eines anscheinend subtropischen Trockenklimas bei stark versenktem Grundwasserspiegel eine lateritartige Verwitterung, bei der die Eisen-, Mangan- und Aluminiumsalze in Form von Brauneisen, Manganoxyd und Bauxit an der Oberfläche gebunden wurden, während die Kieselsäure namentlich aus den Silikaten in Lösung ging und in der Tiefe wieder als Hornstein usw. in Form von Gängen und Äderchen ausgeschieden wurde[1]). Besonders zeigt sich diese Verwitterung an den Basalten, wenngleich ihre Spuren auf dem Westerwalde infolge der starken späteren Abtragung bis auf spärliche Reste wieder verloren gegangen sind.

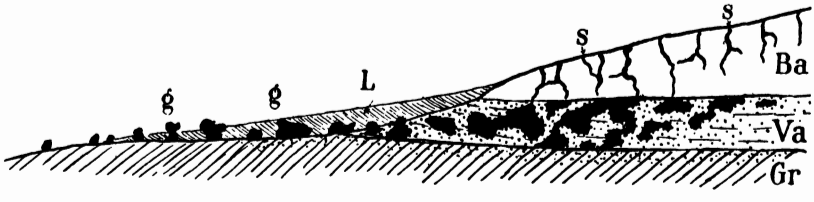
Als Reste der jungmiocänen Bauxit-Eisenerzrinde sind die bauxitischen Eisensteine anzusehen, die in Nestern auf zersetztem Basalt und Basalttuff an der SO-Seite der Merenberger Basaltplatte zwischen Höhburg und Saalweidenkopf noch erhalten sind (vergl. Fig. 10, S. 76, und unten Abschn. IV). Ähnliche, durch ihre rote Farbe auffallende bauxitische Verwitterungskrusten findet man auf dem Dachbasalte zwischen Winkels und Arborn u. a. O.

Die bei der Verwitterung freiwerdende Kieselsäure findet man in Basaltaufschlüssen noch häufig in Form kleiner Äderchen von weißlichem, von Trockenrissen durchsetztem (also gelartig erhärtetem) Hornstein. Wo die gelöste Kieselsäure durch die Basaltdecke bis in die unterlagernden und besonders dafür aufnahmefähigen Schotter und Sande der Braunkohlenstufe und der Vallendarer Stufe drang, verkieselte und verkittete sie die Sande und Schotter in unregelmäßiger Form zu den bekannten Braunkohlenquarziten, deren unregelmäßige löchrige Oberfläche (daher auch Lochsteine genannt) von der unregelmäßigen Kieselsäuredurchtränkung herrührt. Mit zunehmender Abtragung der verwitterten Basalte werden die oft über Kubikmeter großen

[1]) Vergl. Ahlburg, Das Tertiär und Diluvium usw., S. 315 ff.

Tertiärquarzite freigelegt und bleiben infolge ihrer Schwere und Widerstandsfähigkeit gegen die heutigen klimatischen Einflüsse in Form großer Felsenmeere in der Nähe ihrer ursprünglichen Bildung, am Fuße der Basaltplatte, als eluvialer Rückstand liegen (Fig. 11).

Fig. 11



Idealschnitt durch eine Lagerstätte von Tertiärquarziten im Westerwalde.

Gr Grundgebirge, an der Oberfläche zersetzt.
Va Vallendarer Schotter und Sande, z. T. durch Kieselsäure verkittet (ursprüngliche Lagerstätte der Braunkohlenquarzite).
Ba Basaltdecke.
s Hornsteingänge und Äderchen in **Ba**.
g Eluviale Braunkohlenquarzitlagerstätten (sog. Felsenmeer).
L Gehängelehm.

Neben der Bildung von bauxitischen Eisen-Manganerzkrusten und der Bildung der Tertiärquarzite gehört auch die gelegentliche Verkieselung von Massenkalk (Gerölle im Tertiär südwestlich Merenberg) und die Verkieselung des Ausbisses vieler in der Tiefe rein kalkiger Roteisenerzlager am Ausgehenden in diese Verwitterungsperiode, ebenso die tiefe Zerschrattung und Zerschluchtung des Massenkalkes unter dem Einfluß des stark versenkten Grundwasserspiegels, endlich auch die Umwandlung der Karbonate der Eisen-Manganerzlagerstätten auf dem Kalke in die mulmigen bis krotzigen Oxyde.

Diluvium.

Die Ablagerungen des Diluviums sind teils Fluß-, teils Windabsätze, teils Gebilde der subaërischen Abtragung und Verwitterung.

Unter den Flußablagerungen sind vor allem die verschiedenen Flußterrassen der Lahn zu nennen. Die älteste Terrassenstufe der Lahn liegt innerhalb des Blattgebietes bei

etwa 200 m, also im Mittel 100 m unter der alttertiären Fastebene, auf der die Vallendarer Schichten zur Ablagerung kamen. Zeugen einer dazwischenliegenden Fluviatilperiode (Unterpliocän), die in anderen Teilen des Gebirges festgestellt sind, haben sich bisher im vorliegenden Gebiete nicht nachweisen lassen; das stark gegliederte Flußnetz der Lahn und ihrer Nebenflüsse in der Umgebung von Weilburg, der eigentümliche Verlauf dieser Nebentäler, der dem heutigen Lahnlauf fast entgegen gerichtet ist (Föhlerbach, Faulbach, Kallenbach, ferner Weilbach, Weinbach auf Bl. Weilburg und Weilmünster) lassen jedoch eine ältere (pliocäne) Flußtätigkeit vermuten, bei der unterhalb Weilburg — etwa in der Gegend von Odersbach — eine Wasserscheide bestand, die eine obere nach O gerichtete Lahn von einer unteren, zum Limburger Becken gewandten trennte[1]). Erst mit dem Beginne des Diluviums verschwindet diese Wasserscheide; die älteste Diluvialterrasse läßt sich von der oberen Lahn bis zur Mündung bei Niederlahnstein verfolgen. Sie ist in Anlehnung an die ihr entsprechende mittelrheinische Hauptterrasse ebenfalls als Hauptterrasse (d_1) bezeichnet.

Der Verlauf dieser Terrasse ist aber nicht gleichmäßig, vielmehr stellen sich an mehreren Stellen, wo der Fluß die großen Beckenregionen durchfließt, Verbiegungen ein, die auf junge Gebirgsbewegungen an den Rändern dieser Becken deuten. Eine solche Verbiegung der Hauptterrasse zeigt sich auch auf Bl. Merenberg am Rande des Löhnberger Beckens; die Unterkante der Terrasse liegt am östlichen Blattrande (Gegend von Leun—Tiefenbach) bei + 203, westlich Stockhausen bei + 200, ebenso auch südöstlich Niedershausen, steigt dann aber am Ausgang des Beckens, an der Löhnberger Pforte, plötzlich auf 205 (östlich Ahausen und Schletsberg westlich Löhnberg), weiterhin sogar auf 210 (westlich Waldhausen) und 215 südwestlich Waldhausen (Bl. Weilburg), um von hier lahnabwärts langsam wieder zu fallen.

Ähnliche Verbiegungen sind in Andeutung auch noch bei den jüngeren Terrassenstufen vorhanden; letztere sind nach ihrer

---

[1]) Vergl. Ahlburg, Das Tertiär und Diluvium usw. S. 271 u. 338.

Höhenlage (bezogen auf die Unterkante) und ihrer Bedeutung in der Nachbarschaft in 3 weitere Stufen gegliedert; die erste, als Unterstufe der Hauptterrasse bezeichnet (d2), liegt bei 175—180 m, die zweite, als Obere Mittelterrasse bezeichnet (d3), bei 155—160 m, die letzte, als Untere Mittelterrasse bezeichnet (d4), bei 140—142 m, d. h. nur noch 5—6 m über dem ebenen Talboden der Lahn, der etwa der mittelrheinischen Niederterrasse entspricht. Alle Terrassen von der Hauptterrasse bis zur Unteren Mittelterrasse sind ursprünglich vom Löß bedeckt, also älter als dieser und gehören danach ins Diluvium, während die Aufschüttung des ebenen Talbodens, der keinen echten Löß mehr trägt, bereits in das Alluvium fällt[1]).

Die Ablagerungen der Terrassen bestehen aus Schottern, Kiesen und Sanden; gröbere Schotter und Kiese sind namentlich den höheren Terrassen eigen, während reinere Sandablagerungen namentlich auf der Unteren Mittelterrasse nördlich Selters, im Schatten der großen Stoßkurve der Lahn daselbst, zur Ablagerung gekommen sind. Das Material der Kiese und Schotter besteht aus aufgearbeiteten Tertiärquarzschottern (in abnehmender Menge von der ältesten bis zur jüngsten Terrasse), aus Buntsandstein (von der hessischen Senke), verschiedenen Quarziten, Grauwacken, Eisenkieseln und Kieselschiefern (vom hessischen Hinterlande) und in zurücktretender Menge aus devonischen Eruptivgesteinen (Diabas) und Massenkalk. Örtlich stellt sich auch Basalt in größerer Menge an der Einmündung der vom Westerwalde kommenden Nebentäler ein (Mittelterrasse westlich Biskirchen).

Die große Verbreitung der diluvialen Terrassenflächen der Lahn zwischen Stockhausen und Löhnberg, die auch der ebene Talboden der Lahn in diesem Abschnitte noch zeigt, hängt jedenfalls mit der seit dem ältesten Diluvium sich allmählich hebenden Gebirgsschwelle bei Löhnberg zusammen; diese Schwelle zwang den Fluß oberhalb der Schwelle zu stärkerer Seitenerosion, die in diesem Teile noch besonders durch die starke Zersetzung des alten Gebirges in der Nachbarschaft der großen tertiären Verwerfungen begünstigt wurde.

[1]) Vergl. Ahlburg, a. a. O., S. 332 ff.

Als eine zweifellos äolische Bildung erscheint innerhalb des rheinischen Gebirges der Löß (dl). Wo er noch am ursprünglichen Orte der Ablagerung ruht, d. h. nicht verschwemmt ist, besteht er aus einer richtungslosen Masse feinsten kalkreichen tonigen Sandes von hellgelber Farbe, nur gelegentlich unterbrochen von unregelmäßigen Bänkchen gröberen oder feineren Gehängeschuttes. Der primäre Löß neigt in tieferen Einschnitten (Wasserrissen, künstlichen Aufschlüssen) zur Bildung senkrechter Wände. In guten Aufschlüssen finden sich in ihm vielerorts die bekannten Lößschnecken (*Helix hispida, Pupa muscorum, Succinea oblonga*). Wie die petrographische Ausbildung, so deutet auch die Verbreitung des Lösses auf seine äolische Entstehung; stets findet er sich auf den östlichen bezw. südöstlichen Abhängen der Bergrücken gegen die Täler (im Windschatten) und steigt — wenigsten in den kleineren Tälern — meist bis in die Talsohle hinab, er fehlt dagegen auf der östlichen Talflanke, also an den Westabhängen der Bergrücken, die auf der Stoßseite des Lößwindes lagen.

Der Umstand, daß ursprünglicher Löß bis auf die Sohlen der kleinen Nebentäler hinabreicht, hier also noch nicht durch die Erosion beseitigt ist, daß er ferner im Lahntal bis herab zur Unteren Mittelterrasse sich findet, deutet auf seine sehr jugendliche Bildung. Wahrscheinlich stellt er ein Äquivalent der letzten Eiszeit dar und ist also jungdiluvial. Infolge der subaërischen Verwitterung (Entkalkung) entsteht aus dem Löß an der Oberfläche — namentlich auf den großen Hochflächen — ein mehr oder weniger kalkfreier Lößlehm. Ähnliche, allerdings meist durch Sand usw. verunreinigte Lößlehme, bilden sich durch Flußumlagerung, der der feine und lockere Löß naturgemäß in hohem Maße unterliegt; so entsteht der die Talböden meist in 0,2—1 m Mächtigkeit bedeckende Tallehm.

Ein noch jüngeres, vielleicht sogar altalluviales Alter scheint eine andere äolische Bildung zu besitzen, die über das ganze Mittelrheinische Gebirge östlich des Neuwieder Beckens bis an die Westhänge des Vogelsberges verbreitet ist, der Bimssteinsand (βT). Der Bimssteinsand, ein weißgrauer schaumig-poröser Trachyttuff, der wahrscheinlich aus dem Laacher Seegebiet stammt,

ist freilich im östlichen Teile des Gebirges nur noch vereinzelt erhalten und besitzt nicht mehr die Reinheit und Korngröße, wie weiter westlich im Neuwieder Becken und an der Westseite des Westerwaldes; gewöhnlich besteht er aus feinsten runden, mit Lößmaterial untermengten Körnchen, die nur dort der Beobachtung sich nicht entziehen, wo er nesterartige Anhäufungen von größerer Mächtigkeit bildet, in denen dann mit Vorliebe Füchse und Dachse ihre Baue anlegen; er wird daher im Volksmunde als Fuchssand bezeichnet. Solche nesterartigen Anhäufungen finden sich meist unmittelbar unter den höchsten Spitzen des Gebirges (im Windschatten des die Tuffwolken nach Osten tragenden Windes). Auf Bl. Merenberg erscheint eine größere Bimssteinanhäufung an der O- und NO-Seite des Rübels und Pfaffenberges zwischen Reichenborn und Winkels, kleinere Nester am Köppelche östlich Dillhausen, südöstlich des Altensteins westlich Allendorf und am Zinnberge nordöstlich Niedershausen.

Unter dem Einflusse der Abtragung des Gebirges entstehen — je nach der Natur des der Denudation unterliegenden Gesteines — Gehängeschuttbildungen verschiedener Art. Die Bildung dieser Gehängeschuttmassen reicht an den alten Plateaurändern z. T. wohl bis in das jüngste Tertiär zurück und setzt sich andererseits bis heute fort. Bei der großen Verbreitung des Lösses und Lößlehms an den Berghängen tritt auch eine Vermischung der Lehme mit den Gehängeschuttmassen (ds) ein. Besonders ausgeprägt sind solche Gehängeschuttmassen dort, wo schwer verwitternde Gesteine dem Zerfalle unterliegen, namentlich Kieselschiefer (Kontaktschiefer nordöstlich Bissenberg), Quarzite und die auf Bl. Merenberg weitverbreiteten Quarzschotter des Tertiärs (Hänge des Föhlerbachtales bei Selbenhausen u. a. O.). Von den Basaltbergen zeigen nur die Basaltdeckenberge breite Zonen von Basaltgehängeschutt (dB) an ihrem Fuße, während die Primärkuppen nur schwache Basaltgeröllbestreuung auf ihren Hängen aufweisen; man kann nach dieser Erscheinung, die in der folgenden Figur 12 schematisch erläutert ist, in zweifelhaften Fällen oft ohne weiteres erkennen,

ob eine Basaltkuppe den Erosionsrest einer Basaltdecke oder einen Basaltstiel darstellt (Fig. 12).

Fig. 12a

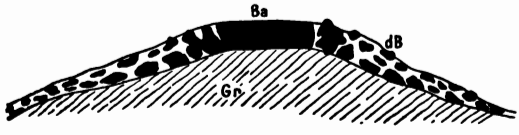
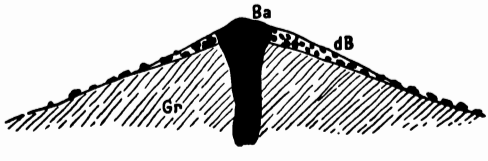


Fig. 12b



Eine weitere Gehängeschuttbildung, die gelegentlich auch praktische Bedeutung erlangen kann und daher besonders ausgeschieden wurde, stellen die Gehängeschuttbildungen von Ausbissen des Eisensteinlagers dar (d Fe); diese Roteisen- (gelegentlich auch Brauneisen-)geröllmassen (sog. Rollager) treten am Abhange von großen Lagerausbissen (Ostseite des Emmalagers südlich Allendorf, Ostseite des Viktorlagers nördlich Bissenberg) oft in größerer Mächtigkeit — infolge eluvialer Anreicherung des schweren und der Verwitterung nur wenig unterliegenden Erzes — auf und liefern einen meist völlig kalkfreien, daher oft recht hochprozentigen Eisenstein.

Alluvium.

Das Alluvium beschränkt sich — abgesehen von den noch heute sich fortbildenden Gehängeschuttmassen — auf die Ablagerungen im Grunde der Täler. Diese Aufschüttungen im Grunde der Täler (ebener Talboden, a) bestehen namentlich an der Lahn und den größeren Nebentälern aus ähnlichen Schottern, Kiesen und Sanden wie die diluvialen Terrassen. Den Abschluß nach oben bildet ein im Lahntale etwa 1—1,5 m mächtiger, durch Sandeinlagerungen verunreinigter Tallehm, das Gebilde der noch heute bei starken Hochwässern eintretenden Über-

schwemmungen des Talbodens. Wo größere Lößmassen die Talflanken überdecken, findet eine stärkere, oft deltaartige Überschwemmung des ebenen Talbodens mit Gehängelehm statt (Auelehm). An der Einmündung kleiner Seitentäler mit steilem Gefälle in das Haupttal bilden sich deltaartige Schuttkegel (as). Endlich zeigen sich dort, wo stärkere Quellen im Talgrunde, namentlich in den kleineren Verwerfungen folgenden Tälern, aufsteigen, Ansätze von Wiesenmoor (at).

IV. Lagerstätten nutzbarer Mineralien, Gesteins- und Bodenarten.

A. Eisen- und Manganerze.

Unter den Erzlagerstätten, die innerhalb des Blattgebietes bekannt sind, nehmen nach Verbreitung und wirtschaftlicher Bedeutung die Roteisenerze und die Brauneisen-Manganerze (Manganeisenstein) die erste Stelle ein.

I. Roteisenstein.

Roteisensteinlagerstätten treten, wie bereits oben hervorgehoben wurde, in verschiedenen stratigraphischen Verbänden auf; zu unterscheiden sind im wesentlichen:

a) Roteisensteinlager auf der Grenze von Oberem Mitteldevon und Oberdevon (sog. Grenzlager),
b) Roteisenstein im obermitteldevonischen Schalstein,
c) Roteisenstein bezw. Eisenkiesel auf der Stromoberfläche des Oberdevonischen Deckdiabases.

Die Natur und Bildungsweise dieser Roteisenerzlagerstätten ist lange umstritten gewesen. Wohl erkannte man bereits früh den lagerartigen Charakter der Erze und hielt sie nur in seltenen Fällen infolge falscher Deutung der Schichtung des Nebengesteins für Gänge (siehe oben S. 65), auch wurde das Auftreten des Roteisensteins innerhalb der Eruptivfazies des Devons der Lahn- und Dillmulde bereits frühzeitig mit den Eruptivgesteinen bezw. deren hohem Eisengehalt in Beziehung gebracht. Im allgemeinen war man indessen der Ansicht, daß die Erze sich auf metasomatischem Wege aus der Umsetzung von Eisenlösungen gegen Kalk gebildet haben; der Eisengehalt der Eruptivgesteine sollte von zirkulierenden Wässern ausgelaugt und bei

dem Zusammentreffen der Lösungen mit Kalklagern wieder ausgeschieden sein. Bestärkt wurde diese Anschauung noch dadurch, daß sich in vielen Fällen eine Verkalkung, d. h. eine Zunahme des Kalkgehaltes nach der Tiefe bemerkbar machte. Die Folge hiervon war, daß man sich auch ohne vorherige Untersuchung des Lagerverhaltens nach der Tiefe sehr häufig scheute, das Lager unterhalb des Grundwasserspiegels, bezw. unterhalb der Sohle der heutigen Täler überhaupt aufzuschließen.

Nachdem indessen einmal durch die paläontologische Untersuchung der Fauna des Roteisensteins im Dillgebiet und ferner durch die Spezialaufnahmen in der Dillmulde und später in der Lahnmulde nachgewiesen war, daß die Roteisensteinlagerstätten, und namentlich die wichtigsten unter ihnen, über weite Gebiete horizontbeständige Lager, d. h. Schichten innerhalb des gesamten devonischen Schichtenverbandes darstellen, mußte die frühere Theorie ihrer metasomatischen Entstehung als unhaltbar erscheinen, zumal sich insbesondere in der Lahnmulde herausstellte, daß gerade im stratigraphischen Niveau der Eisenerzlager kalkige Bildungen fast ganz fehlen, während die die ganze Lahnmulde in kilometerbreiten Zügen durchsetzenden Massenkalke nahezu nirgends eine Umwandlung in Roteisenstein erkennen lassen.

Bezüglich der Einzelheiten sei auf eine kürzlich erschienene, diesen Gegenstand behandelnde Arbeit verwiesen[1]). Es sei nur kurz erwähnt, daß nach den neueren Untersuchungen die Erzbildung vermutlich als Niederschlag postvulkanischer Emanationen von Eisenlösungen auf dem Grunde des devonischen Meeres vor sich gegangen ist. Hiermit steht im Zusammenhange, daß die Roteisensteinlager, wie oben bereits erwähnt, im wesentlichen an die jeweilig obere Grenze der großen Eruptivgesteinsfolgen innerhalb des Devons gebunden sind. Die Erzlösung wurde auf dem Grunde des Meeres als gelartiger Niederschlag abgesetzt; dort, wo gleichzeitig eine Sedimentation von Kalk-, Ton- oder Kieselmaterial erfolgte, zeigt sich das Erzlager in seiner ursprünglichen Form als ein kalkiger, bezw. tonreicher kieselsäurereicher Rot-

[1]) Joh. Ahlburg: Die Eisenerze und Eisenmanganerze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. Zeitschr. für prakt. Geol., 1917, Heft 2 und 3.

eisenstein entwickelt. Die zuweilen aber durchaus nicht überall vorhandene Zunahme des Kalkgehaltes nach der Tiefe erklärt sich nunmehr dadurch, daß aus dem urprünglich kalkreichen Roteisenstein unter dem Einflusse der Oberflächenverwitterung (namentlich der jüngeren Tertiärzeit) der Kalkgehalt bis zu einer gewissen Tiefe ausgelaugt worden ist. Dort, wo also reiche, in diesem Falle zumeist mulmige bezw. poröse Roteisensteine (sog. hehrer Roteisenstein) nach der Tiefe in kalkreiche Roteisensteine (Flußstein) übergehen, ist der kalkreiche Roteisenstein in der Tiefe als das primäre Erz anzusehen, während der reine Roteisenstein der oberen Teufen erst aus späterer Umwandlung (Entkalkung) hervorgegangen ist.

Da die Roteisensteinlager als Schichtenglieder des Devons mit den übrigen Sedimenten der Lahnmulde gefaltet sind, so werden die Ausbisse der Lager überall dort zu finden sein, wo der betr. stratigraphische Horizont, insbesondere also die Grenze von Mittel- und Oberdevon, an den Sätteln des Mitteldevons bezw. an den Muldenrändern des Oberdevons zu Tage ausstreicht. Bei dem überaus verwickelten tektonischen Aufbau der Schichten innerhalb des Blattgebietes sind indessen auch die ursprünglich zusammenhängenden Roteisensteinlager, insbesondere das Grenzlager, in einzelne Schollen aufgelöst, sie erscheinen nicht in fortlaufenden, lang anhaltenden Zügen, sondern in unregelmäßigen und durch die zahlreichen Störungen zerrissenen Lappen, zwischen denen im einzelnen selten mit Sicherheit ein Zusammenhang aufzustellen ist.

Im großen und ganzen lassen sich innerhalb des vorliegenden Blattes die Lagerzüge des Grenzlagers in folgender Weise gruppieren:

1. Lagerzug nordwestlich der Überschiebung des Unterdevonsattels zwischen Probbach, Dillhausen und Obershausen (Gruben Eppstein, Schiefer: Felder Proteus, Koben, Thusnelda usw.).
2. Lagerzug am Daberger Schalsteinsattel (Grube Emma usw.) und an den Schalsteinsätteln südlich Allendorf und östlich Ulm (Felder Else 3, Wilhelminenwonne, Else 5, Hektor, Dietze usw.)

3. Lagerzüge an den Schalsteinsätteln westlich und östlich Bissenberg (Viktor usw.)
4. Lagerzüge an der Waldhäuser und Ahäuser Oberdevonmulde (Grube Waldhausen, Buchwald, Strütchen I und II, Rothenstein, Justine usw.).

Noch unregelmäßiger gestaltet sich das Bild der Roteisensteinlagerzüge, die innerhalb des obermitteldevonischen Schalsteins auftreten. Ein zusammenhängender Lagerzug dieser Art läßt sich nur in dem Verbreitungsgebiet des geschichteten Schalsteins (tms_1) zwischen Weilburg und Drommershausen verfolgen; seine Verbreitung entfällt nur zum kleinen Teile auf den südöstlichen Abschnitt des vorliegenden Blattgebietes (Felder Buderus, Gutehoffnung, Kohlhaag, Anna usw. bei Drommershausen, Justine bei Ahausen). Im übrigen erscheinen solche Eisensteinlager an den verschiedensten Stellen im Schalstein, ohne einen erkennbaren Zusammenhang mit einander. Größere Lagerausbisse erscheinen an der Hardt nördlich Löhnberg (Feld Moritz), nördlich Stockhausen (Feld Prinz Bernhard), am Daberg nördlich Niedershausen (Feld Daberg usw.) und endlich innerhalb des Schalsteinzuges zwischen Dillhausen und Obershausen (Felder Eppstein und Schiefer).

Es würde zu weit führen, die zahlreichen, auf Eisenerze innerhalb des Blattgebietes erteilten Verleihungen aufzuführen. Nur ein Teil aller verliehenen Felder ist durch bergbauliche Arbeiten näher untersucht, und die wenigsten sind längere Zeit in Abbau gewesen bezw. bis heute noch in Betrieb; lediglich die letzteren sollen hinsichtlich ihrer Lagerungsverhältnisse und ihrer wirtschaftlichen Bedeutung kurz geschildert werden.

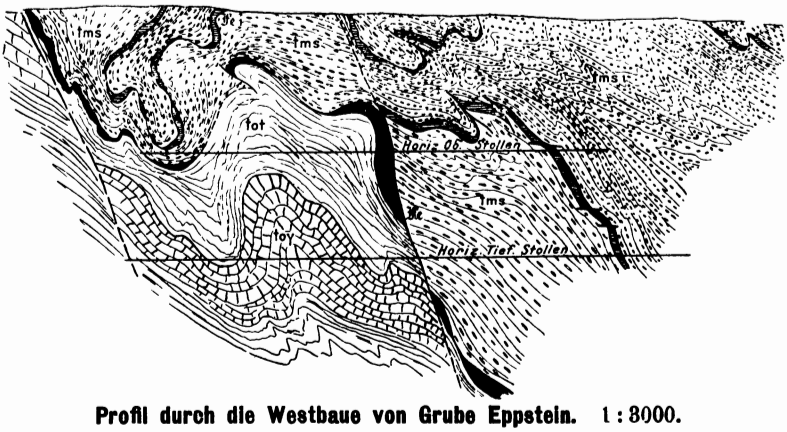
1. Lagerzug Eppstein — Schiefer.

Die Hauptlinien des geologischen Baues auf diesem zwischen Dillhausen und Obershausen gelegenen Lagerzuge wurden bereits oben geschildert. Entlang einer großen flachen Überschiebung ist der Unterdevonsattel der Mahnbach über die nordwestlich vorgelagerten mittel- und oberdevonischen Gesteine überschoben worden, wobei auch diese völlig überkippt wurden. Der dem Unterdevon angelagerte Schalstein ist namentlich im Osten, im

Felde Eppstein, weit nach Norden über die oberdevonischen Gesteine hinweggeschleppt und das Grenzlager ist infolgedessen in einzelne große Lappen zerrissen, die zum größten Teil nicht bis an die Oberfläche kommen.

Der älteste Abbau im Felde Eppstein ging auf einigen Lagerfetzen südöstlich des Eppsteinkopfes um. Aus den alten Rissen und Aufzeichnungen läßt sich kein sicheres Bild der Lagerungsverhältnisse mehr gewinnen, nur soviel ist daraus zu entnehmen, daß die einzelnen Lagerstücke teils zwischen Schalstein und Schiefer, teils ganz im Schalstein auftreten. Der

Fig. 13



Profil durch die Westbaue von Grube Eppstein. 1 : 3000.

Schalstein liegt nach den alten Rissen und nach den durch die Querschläge der neuen Stollensohle geschaffenen Aufschlüssen auf dem Schiefer (vergl. Profil Figur 13, das nach den alten Rißaufzeichnungen und eigenen Aufnahmen der neuen Stollensohle zusammengestellt ist). Die im alten Feldesteile abgebauten Lagerfetzen gehören danach zwei verschiedenen Lagern an, dem Grenzlager zwischen Schalstein und Schiefer und einem Schalsteinlager, das in Wirklichkeit älter ist, aber infolge der Überfaltung über dem Grenzlager erscheint.

Zur besseren Lösung wurden die alten Baue am Eppsteinskopf von Osten her mittels des sog. Neuen Stollens (Ansitz nördlich der Straße Dillhausen—Obershausen bei 253,1) unterfahren.

Dieser Stollen durchfuhr anfangs Schalstein, dann hinter einer streichenden, flach NW fallenden Störung Deckdiabas mit Resten von Cypridinenschiefern; das Oberdevon schneidet weiterhin an einer NW—SO streichenden Querstörung im Westen gegen Schalstein ab. Nach Durchörterung des Schalsteins stieß man auf ein neues und, wie sich weiterhin herausstellte, sehr mächtiges Lager, das auf der neuen Stollensohle etwa 120 m südlich der alten Baue am Eppsteinkopf erscheint, steil nach SO einfällt und Schalstein zum Hangenden, Schiefer zum Liegenden hat. Infolge der Überfaltung des Schalsteins über Oberdevon tritt dieses „Neue Lager" nicht zu Tage (vergl. Fig. 13) und war dadurch solange der Beobachtung entgangen.

Das neue Lager wurde auf der neuen Stollensohle auf nahezu 200 m Länge, bis hart an die Markscheide der Grube Schiefer überfahren. Die Mächtigkeit betrug — abzüglich eines intrusiven, 5—15 m mächtigen Diabasganges, der das Lager im Osten in zwei Bänke teilt und den Roteisenstein auf größere Erstreckung in Magneteisenstein umgewandelt hat, 6—20 m; nach SO nimmt die Mächtigkeit ständig ab und schließlich keilt das Lager an einer langaushaltenden streichenden Verwerfung (vergl. Fig. 13) an der Markscheide von Schiefer ganz aus. Zur tieferen Lösung des neuen Lagers wurde von SO her der sog. tiefe Stollen (vergl. die Karte), etwa 43 m unter der neuen Stollensohle gelegen, vorgetrieben. Dieser Stollen überfuhr das neue Lager, das an der oben erwähnten, flach nach SW einfallenden Querstörung in NO abschneidet, nur noch auf rd. 110 m Länge. Unter der tiefen Stollensohle keilt das Lager an der streichenden Hauptkluft, wie Gesenkbaue gezeigt haben, sehr bald zwischen Schalstein und Schiefer ganz aus.

Im Felde Schiefer war ursprünglich ein Lagerstück nahe der Markscheide von Eppstein durch einen südöstlich der Straßenkreuzung am Eppsteinkopf bei 297,6 m angesetzten Stollen erschlossen worden. Dieses Lager keilte indessen beim Verfolgen nach SW sehr bald zwischen Schalstein und Schiefer an der oben erwähnten Hauptkluft aus. Man stieß jedoch hinter einer großen Querstörung im Schalstein auf ein neues Lager (Schalsteinlager), das nach SO auf über 200 m verfolgt wurde und sich

wegen seines hohen Eisengehaltes und mulmiger Beschaffenheit als sehr brauchbar erwies. Zur tieferen Lösung dieses Schalsteinlagers wurde von Dillhausen in SO-Richtung ein tiefer Stollen vorgetrieben, der anfangs Oberdevonschiefer mit Grauwackeneinlagerungen durchfuhr und bei rd. 300 m den Schalstein ohne das Grenzlager erreichte. Den Wechsel bildet, wie sich auch bei weiterem Verfolgen der Grenze nach NO zeigte, die bereits mehrfach erwähnte streichende Hauptkluft. Im Schalstein selbst wurde das von der oberen Stollensohle her bekannte Schalsteinlager angefahren, erwies sich jedoch auf der tiefen Stollensohle wegen zu hohen Kalkgehaltes nicht mehr durchweg als bauwürdig. Abgesehen von mehreren großen Querstörungen und der streichenden Hauptkluft parallellaufenden Längsstörungen zeigte sich das Lager zwischen oberer und tiefer Stollensohle durch zahlreiche kleine Deckelklüfte verworfen (vergl. oben Fig. 8, S. 67).

Im Verlauf des Schalsteinschieferwechsels (Streichende Hauptkluft) nach NO stellten sich an zwei Stellen größere Fetzen der gesuchten und an der Hauptkluft in die Tiefe gesunkenen Grenzlager ein, die bis zu 6 m Mächtigkeit erreichten und einen vorzüglichen Roteisenstein von der Beschaffenheit des Eppsteiner neuen Lagers enthielten. Ein nahe nördlich der Markscheide noch vor einigen Jahren abgeteufter Maschinenschacht brachte unter dem tiefen Stollen noch 30 m Teufe ein, doch wurde auch auf dieser tiefsten Sohle das verworfene Lager im Hangenden der Hauptkluft noch nicht erreicht, sondern lediglich die schon auf der tiefen Stollensohle angetroffenen Lagerfetzen in der streichenden Hauptkluft auf etwas größere streichende Länge überfahren.

Auf dem Lagerzuge Eppstein—Schiefer sind demnach zwei verschiedene Lager zu unterscheiden:

1. Das Grenzlager zwischen Schalstein und Schiefer, auf Grube Eppstein in 6—20 m Mächtigkeit angetroffen, führt einen durchweg hochprozentigen kalkarmen Eisenstein, der nur in der Nähe größerer Störungen höheren Kieseleisengehalt besitzt und selbst in der Tiefe nahezu kalkfrei ist. Das geförderte Erz hat im Durchschnitt 50 v. H. Fe; in den Magnet-

eisenpartien auf der neuen Stollensohle steigt der Eisengehalt sogar auf 62 v. H.

Im Felde Schiefer ist dieses Grenzlager von der gleichen Beschaffenheit, aber nur in einzelnen Fetzen an der Streichenden Hauptkluft aufgeschlossen; seine Fortsetzung ist, ebenso wie im Felde Eppstein unter der tiefen Stollensohle, in der Tiefe im Hangenden der Hauptkluft zu suchen.

2. Das Flußlager im Schalstein, bisher namentlich auf Grube Schiefer zwischen oberer und tiefer Stollensohle abgebaut, aber auch auf Grube Eppstein im Hangenden des neuen Lagers und in den alten Bauen bekannt, ist im Gegensatz zum Grenzlager nur 1—3 m, im Mittel 2 m mächtig. In der Verwitterungszone ist dieses primär kalkreiche „Flußlager" völlig entkalkt und hat daher, namentlich auf der oberen Stollensohle von Schiefer und zum Teil bis auf die neue Stollensohle von Eppstein hinab einen sehr hochprozentigen, z. T. mulmigen (sog. „hehren") Roteisenstein geliefert mit 48—50 v. H. Fe. Auf den unteren Grubensohlen erwies sich der nicht entkalkte primäre Flußstein vielfach nicht mehr als bauwürdig. Teile dieses Flußlagers, das offenbar unter dem Einflusse der Unterdevonüberschiebung besonders stark zerrissen ist, sind innerhalb des Schalsteinzuges zwischen Dillhausen und Obershausen an zahlreichen Stellen bekannt und früher durch kleine Schächte abgebaut worden, so in dem zum tiefen Stollen von Eppstein hinabführenden Wiesentälchen, und an der Straße nach Obershausen, östlich des neuen Stollens.

Über die wirtschaftliche Bedeutung der genannten Gruben mögen die folgenden Zahlen Aufschluß geben.

Grube Schiefer, früher im Besitz der Buderusschen Eisenwerke, seit 1912 stillgelegt und inzwischen in den Besitz der Firma Krupp übergegangen, förderte in den letzten Betriebsjahren:

	Förderung in t		Durchschnittsgehalt in % Fe	Kalk	Rückstand
1909 . . .	2370	I	49,97	—	23,10
		II	41,32	14,23	17,18
1910 . . .	5930	II	41,61	19,15	17,22

	Förderung in t	Durchschnittsgehalt in % Fe	Kalk	Rückstand
1911 . . .	6771	II 44,86	14,41	20,17
1913 . . .	5346	I 48,22	10,70	15,47
1914 . . .	4152	I 47,40	10,48	17,45

I Roteisenstein (in der Hauptsache aus dem Grenzlager).
II Flußeisenstein (Schalsteinlager).

Grube Eppstein:

	Förderung in t	Durchschnittsgehalt in % Fe	Kalk	Rückstand
1913 . . .	28 019	50,60	—	—
1914 . . .	25 819	50,10	4,55	20,95?
1915 . . .	35 855	47,50	5,78	23,64
1916 . . .	38 379	47,24	5,78	23,64

Der Lagerzug Eppstein—Schiefer ist auch über Dillhausen hinaus nach SW (Felder Proteus, Thusnelda, Koben, Walbers bei Probbach) und über Obershausen nach NO hin (Erbzeche, Hartrain) nachgewiesen. Näheres über die Lagerführung in diesen Feldern ist indessen nicht bekannt.

2. Lagerzüge am Dabergsattel und zwischen Allendorf und Ulm.

Der große Schalsteinsattel des Daberges zwischen Ulmtal und Kallenbachtal taucht südlich Allendorf unter das Oberdevon ein und wird auf seinen Sattelflügeln auf eine Länge von annähernd 3 km von einem Roteisensteinlager (Grenzlager) begleitet, das in der Hauptsache auf das Feld Emma entfällt. Der nordsüdlich (parallel dem Ulmtal) verlaufende Ast dieses Lagerzuges, früher nach den Distrikten als Klingelkauter und Arnsburger Lager bezeichnet, wird von mehreren großen Querstörungen durchsetzt und jeweils nach links verworfen. Er fällt flach mit 25—30° nach O ein (vergl. Profil Fig. 14) und endigt im Süden an einer streichenden Störung, an der das Untere Mitteldevon auf die das Hangende des Lagers bildenden Oberdevonschiefer überschoben ist. Das Klingelkauter Lager wurde anfangs durch zahlreiche Tagebaue und später durch drei in verschiedener Richtung angesetzte Stollen, von denen der tiefste am westlichen Ulmtalrande gegenüber dem Galgenberge seinen Ansitz hat, von Osten

her erschlossen und abgebaut. Die Mächtigkeit schwankte stark (zwischen 1 und 8 m), im Mittel etwa war es 1½—2 m mächtig. Der das Lager überdeckende Plattenkalk des Unteren Oberdevon zeigt in den Tagebauen eine Mächtigkeit von 4—8 m.

Fig. 14a

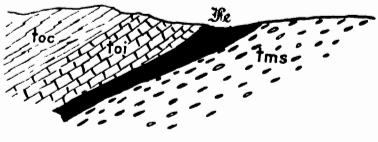
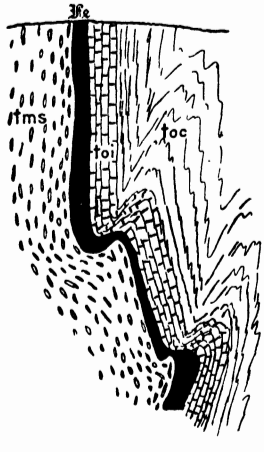


Fig. 14 b



Zwei Profile durch das Lager des Emmasattels. 1 : 5000.

a) Südostflügel (südlicher Tagebau)
b) Nordwestflügel

Dort, wo der nordsüdlich gerichtete Lagerflügel scharf nach Westen umbiegt, ist das Lager durch Spezialfaltung mehrfach gestört. Der westöstlich streichende Flügel (Distrikt Bornwieserseite) fällt im Gegensatz zum N—S-Flügel steil nach Süden, ja stellenweise ganz saiger ein. Dieser Lagerflügel ist früher ebenfalls durch einen Stollen erschlossen und das Erzlager auf rd. 350 m Länge erschlossen worden.

Das Lager von Emma führte in den oberen Teufen, offenbar infolge Entkalkung, einen sehr hochprozentigen Stein (im Distrikt Arnsburg bis 58 %); nach der Tiefe nahm der Kalkgehalt indessen mehr und mehr zu, sodaß das Erz auf den tieferen Sohlen nur noch als armer Flußstein gelten kann. Die Zusammensetzung des Lagers in den letzten Jahren (Förderung von der tiefen Stollensohle auf Grube Emma) war etwa folgende:

30—35 % Fe. 15—30 % $CaCO_3$ 10—15 % R.

Besondere Erwähnung verdient noch, daß innerhalb des kalkigen Lagers sich häufig größere linsenartige Nester von leuchtend roten Eisenkieseln finden, die offenbar primärer

Entstehung sind. Ebenso primärer Natur sind Bänke eisenschüssigen Kalkes, die gelegentlich Teile des Lagers ersetzen und im Streichen allmählich wieder in normales Lager übergehen. In der Nähe der großen Störungen haben sich auf Klüften im Erze Anflüge von Kupfererz ausgeschieden, die von den Verwerfungen aus eingewandert sind.

Hart am Ostrande der Basalttafel des Kreuzberges wendet das Bornwieserseite-Lager nach NW und bildet den Gegenflügel einer Oberdevonmulde, die sich am Kreuzberg aushebt. Dieser Lagerteil liegt im Felde Mathilde III und ist früher bereits durch einen Stollen untersucht worden. Abbau in größerem Umfange ist hier noch nicht umgegangen.

Südlich Allendorf hebt sich an einer größeren ungefähr W—O verlaufenden Verwerfung der Schalstein des Emmasattels wieder zu Tage aus. Im Osten von einer dem Ulmtal folgenden großen Störung begrenzt, wird er im NW von Oberdevon begleitet und führt auf dem Wechsel das Grenzlager. Kleine Versuche sind auf diesem Lager umgegangen in den Feldern Else V und Rupertus bei Allendorf.

Auf der linken Ulmtalseite östlich Ulm löst sich die Fortsetzung des Schalsteinsattels in mehrere Spezialsättel innerhalb des Oberdevons auf. Besonders gut entwickelt ist die Lagerführung hier auf dem Südflügel des südlichsten Sattels in den Feldern Hektor, Richard, Amsel, Levinus. Ein zweiter Lagerzug verläuft durch das Feld Dietz östlich Ulm, ein dritter durch das Feld Wehrbach. Über die Lagerungsverhältnisse und Beschaffenheit des Erzes in allen diesen Vorkommen ist nichts Näheres bekannt, da Untersuchungsarbeiten bisher nur in bescheidenem Umfange ausgeführt sind. Feld Hektor führt einen Flußstein ähnlich dem des Emmalagers.

Anhangsweise seien hier kurz die Lagervorkommen im Schalstein des Dabergsattels erwähnt. Auf der Höhe des Dabergs, hart an der Grenze der Felder Taberg und Spichern, tritt ein 4—6 m mächtiges Roteisensteinlager im konglomeratischen Schalstein zu Tage; da das Erz jedoch infolge oberflächlicher Verkieselung unbrauchbar ist, sind keine nennenswerten Arbeiten darauf umgegangen. Günstigere Beschaffenheit weist ein etwas

weiter nordwestlich gelegenes Lagermittel auf, das auf der Grenze von Schalstein und Diabasmandelstein auftritt. Gleicher Art ist ein Lagervorkommen nördlich des finsteren Grundes im Felde Gerechtigkeit. Im Felde Baldus am Südrande der Basalttafel des Kreuzberges endlich tritt zwischen Kalk und Schalstein ein reiner Roteisenstein als Kluftausfüllung des Kalkes auf (metasomatisches Roteisensteinlager); bei der beschränkten Ausdehnung hat der Fund indessen keine große praktische Bedeutung.

3. Das Lager von Grube Viktor und Pappelbaum bei Bissenberg.

Auf der Grube Viktor bei Bissenberg sind strenggenommen drei verschiedene Lager bekannt und in Abbau gewesen. Das südliche Lager (vergl. Tafel 3), vom oberen Stollen aus gelöst, bildet einen schmalen nach N einschiebenden Sattel und liegt auf der Grenze von Schalstein und Oberdevon. Das Oberdevon besteht unmittelbar über dem Lager aus dunklen Schiefern mit Kalkeinlagerungen, darüber folgen rote und grüne Cypridinenschiefer mit Diabasgängen, wie sie der obere Stollen bis zum Lager durchfahren hat. Das Lager fällt auf dem Ostflügel flach (mit rd. 30°) nach O ein, im Norden dagegen saiger und ist stellenweise sogar überkippt. Nach dem Ulmtal zu schneidet es hart an der Markscheide des Feldes Else II gegen Untermitteldevon ab. Das Lager, im Mittel 1,5 m mächtig, besteht in der Hauptsache aus Roteisenstein, stellenweise aber, besonders an der nördl. Sattelwende, geht es allmählich in z. T. recht kieseligen Brauneisenstein über; an diesen Stellen ist der Schiefer stark zersetzt.

Etwa 100 m nördlich dieses Lagers war ein weiteres Lager im Felde Viktor bekannt und z. T. schon im Tagebau abgebaut. Zur Unterfahrung dieses Lagers wurde vom Südlager ein Querschlag nach N getrieben, der zunächst Oberdevonschiefer durchfuhr, die zunehmend sich stärker zersetzt zeigten und nach etwa 60 m von einer O—W-Verwerfung abgeschnitten wurden. Hinter der Verwerfung fand man zwei Lager mit annähernd N—S-Streichen und beide mit rd. 30° nach O einfallend.

Das liegende dieser beiden Lager hat Schalstein zum

Liegenden und wird im Norden noch von oberdevonischem Plattenkalk und Cypridinenschiefer überlagert, im Süden legt sich unmittelbar auf das Lager körniger Diabas auf, der sich als Lagergang von 25—40 m Breite zwischen Liegendes und Hangendes Lager einschiebt.

Das liegende Lager ist auf 80 m Länge nach N verfolgt und schneidet hier an einer zweiten O—W-Verwerfung gegen Oberdevonschiefer ab. Es ist rd. 1,5—3 m mächtig und besteht ähnlich wie das südliche Lager aus einem noch z. T. roten, vorwiegend aber braunen, kieseligen Eisenstein, der dort, wo Diabas das unmittelbare Nebengestein bildet, in Magneteisenstein umgewandelt ist. In der Nähe der beiden Verwerfungen geht das Lager mehr und mehr in einen dichten hellgrauen, z. T. mit Schwefelkies durchsprengten Siderit über.

Das hangende Lager, unmittelbar über dem Diabas liegend, ist ebenfalls bisher auf rd. 80 m verfolgt, setzt aber im Norden über die nördliche O—W-Verwerfung fort, im Süden wendet es sich an der südlichen O—W-Verwerfung scharf nach Osten. Hangendes bildet im Süden körniger Diabas, im Norden Oberdevonkalk und Cypridinenschiefer. In diesem Lager fehlt Roteisen ganz; es besteht lediglich aus einem dichten, im frischen Zustand hellgrauen, mit Schwefelkies durchsetzten Siderit, der bis zu wechselnder Tiefe in Brauneisenstein umgewandelt ist.

Besonders hervorzuheben ist, daß sämtliche Gesteine zwischen den beiden Verwerfungen und in deren nördlicher bezw. südlicher Nachbarschaft aufs stärkste zersetzt sind; besonders auffällig ist dies beim körnigen Diabas, der, in frischem Zustande ein äußerst widerstandsfähiges Gestein, hier in allen Übergängen bis zum schneeweißen kaolinähnlichen Ton zersetzt zu beobachten ist.

Durch einen tieferen Stollen vom Ulmtale her sollten die beiden Nordlager in größerer Tiefe gelöst werden; bis 1914 war das liegende Lager erreicht (vergl. Profil auf Tafel 3); hier zeigte sich, daß der Schalstein im Liegenden des liegenden Lagers nur eine schwache Bank bildet und mit der ganzen darüber folgenden Schichtenserie auf Oberdevonschiefer überschoben ist. Das Lager selbst zeigte sich auf dieser Sohle fast ganz als Roteisenstein ausgebildet.

Aus diesen Beobachtungen läßt sich folgendes über die Bildungsweise des Viktorlagers entnehmen:

Das „südliche“ und das „liegende Lager“ wurden als primär kalkhaltiger Roteisenstein (Flußeisenstein) gebildet; sie entsprechen in ihrer Ausbildungsweise dem Grenzlager westlich des Ulmtales (Grube Emma). Oberdevonischer Diabas drang gangförmig in die Deckschichten des Lagers ein und verwandelte den Roteisenstein dort, wo unmittelbarer Kontakt stattfand, in Magneteisenstein; gleichzeitig trennte er durch seine Intrusion den oberdevonischen Kalk in zwei Bänke. Durch jüngere Verwerfungen wurde der Zusammenhang des „Südlagers“ und des „Liegenden“ Lagers unterbrochen. Auf den beiden O—W-Verwerfungen, die zum System der sog. Tertiärverwerfungen gehören, stiegen in der Tertiärzeit kohlensäurehaltige Mineralquellen auf, die einerseits alle Gesteine in der Nachbarschaft völlig zersetzten (kaolinisierten) und anderseits ihren Mineralbestand (Eisen — Mangancarbonat, Eisensulfid) unter Verdrängung des Kalkgehaltes der Gesteine absetzten. So wurde das ursprünglich kalkige Roteisensteinlager im Südlager z. T., im Liegendlager fast durchweg mit Siderit und Schwefelkies durchtränkt, außerdem die hangenden Plattenkalke, besonders über dem Diabas in Siderit umgewandelt. Dadurch entstand im „Süd-“ und „Liegendlager“ ein mit Brauneisen und z. T. Siderit vermengter Roteisenstein (bezw. Magneteisenstein), während das hangende Lager in seiner ganzen Masse metasomatischer Entstehung ist und erst in der Tertiärzeit gebildet wurde.

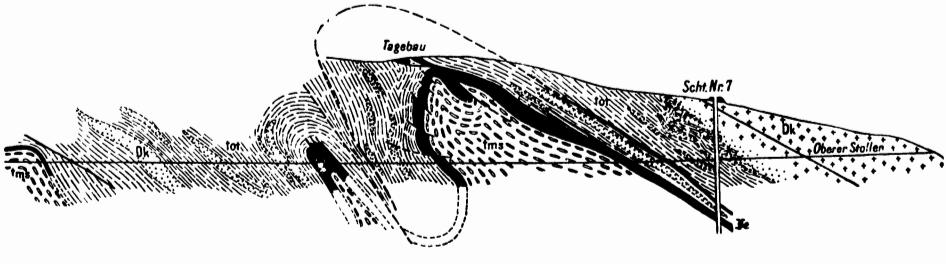
Abgebaut wird auf Grube Viktor bisher vornehmlich der aus Siderit und Schwefelkies in den oberen Teufen durch spätere Oxydation gebildete Brauneisenstein; das Fördererz weist im Mittel einen Gehalt von 38—42% Fe, 0,8—1,5% Mn auf. Die Förderung der letzten Jahre und die Durchschnittsgehalte des Erzes zeigt folgende Tabelle:

		Durchschnittsgehalte in %				
	Förderung in t	Fe	Mn	Si	Ca	P
1913 . .	2702	42,22	0,97	18,38	4,68	0,326
1914 . .	2824	43,96	0,93	16,94	—	0,203
1915 . .	4673	41,39	0,89	16,94	—	0,203
1916 . .	5336	39,40	0,82	16,94	—	0,203

4. Lagerzüge an der Waldhausen—Ahausener Oberdevonmulde (Gruben Waldhausen, Buchwald, Strütchen I und Strütchen II, Rothenstein, Justine usw.).

Der nordwestliche Flügel dieser Oberdevonmulde, an der südlichen Blattgrenze östlich Waldhausen beginnend, ist lagerführend auf annähernd 3 km Länge bis in die Gegend von Selters bekannt. Bei Waldhausen (Grube Waldhausen) tritt das Eisenerzlager (Grenzlager) nicht am äußersten Nordflügel der Mulde, sondern in kleinen Spezialauffaltungen innerhalb des Oberdevons zu Tage. Auf einem dieser Sättel ist früher und auch in den letzten Jahren wieder umfangreicher Tagebau geführt worden; 1867 wurde das Waldhausener Lager durch einen von der Lahn her (Moritzstollen, etwa 200 m nördlich der

Fig. 15



Profil durch den oberen Stollen von Grube Waldhausen. 1 : 2000.

Blattgrenze) nach Westen vorgetriebenen tiefen Stollen unterfahren. Dieser Stollen verlief anfangs durch Schalstein; an einer N—S-Störung legte sich der Lagerwechsel zwischen Schalstein im Liegenden und Oberdevonschiefer im Hangenden an, an einer weiteren N—S-Störung folgte wiederum Schalstein; von hier aus wurde dann das im Tagebau bekannte Lager durch einen 50 m langen Querschlag und einen Überbruch erreicht. In neuer Zeit ist auf einer höheren Sohle der sog. obere Stollen in Angriff genommen, der in ungefähr nördlicher Richtung den Sattel des Tagebaulagers unterfährt und in der nördlichen Fortsetzung noch mehrfach Spezialaufsattelungen des Erzlagers im Oberdevonschiefer angeschnitten hat. Ein Profil durch den oberen Stollen nach dem Stande der Aufschlüsse im Jahre 1911

ist in Figur 15 wiedergegeben. Nach diesem Profil und nach den noch in den letzten Jahren gemachten Aufschlüssen besteht das Grenzlager streng genommen aus mehreren, durch feinen Schalstein bezw. Schieferbänke getrennten Lagern; besonders deutlich tritt diese Zerspaltung des Lagers in einzelne Bänke in dem Profil von Schacht 7 (vergl. Fig. 2b, S. 39) hervor. Im Betriebe unterscheidet man wesentlich zwei Lager,

1. ein etwa 1 m mächtiges sog. Schwarzes Lager, das zum größten Teil infolge eines benachbarten Diabaslagergangs in Magneteisenstein umgewandelt ist,
2. ein im Mittel etwa $2^1/_2$ m mächtiges, örtlich aber auch, wie z. B. im Tagebau, bis zu 6 m mächtiges Hauptlager, das vorwiegend aus Roteisenstein besteht, an manchen Stellen aber infolge der Nähe des Diabaskontaktes ebenfalls magnetisch ist.

Das Lager ist nicht durchweg von gleicher Beschaffenheit; im Tagebau wurden früher hauptsächlich die edlen Roteisensteinpartien, die einen Eisengehalt von etwa 48—52% besaßen, gewonnen, während die Hauptmasse, aus einem rückstandreichen (sekundär verkieselten) Roteisenstein bestehend, nicht abgebaut wurde. In den letzten Jahren ist der Eisengehalt des Erzes, da man bestrebt war, das Lager möglichst restlos abzubauen, entsprechend heruntergegangen; eine Zusammenstellung der Förderung und der Durchschnittsgehalte in den Betriebsjahren zeigt folgende Übersicht:

		Durchschnittsgehalte in %			
	Förderung in t	Fe	P	Kalk	SiO
1913 . .	9266	47,36	—	—	—
1914 . .	8035	47,12	0,139	3,08	28,48
1915 . .	16344	44,02	0,164	2,71	30,56
1916 . .	31973	40,62	0,164	2,71	30,56

Wie das Profil durch den oberen Stollen erkennen läßt, wird das Oberdevon über dem Lager bezw. zwischen den einzelnen Lagerbänken von einem mächtigen Diabaslagergange durchsetzt; dieser Lagergang, aus körnigem Diabas bestehend, liegt scheinbar konkordant zwischen den Schichten, an manchen Stellen beobachtet man indessen deutlich, daß einzelne Neben-

trümer des Lagergangs die Schichten bezw. das Eisensteinlager durchqueren. Ein solcher Aufschluß war vor einigen Jahren im sog. Schwarzen Lager sehr gut zu beobachten (vergl. Figur 16).

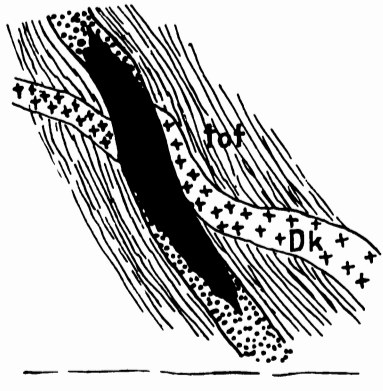
Fig. 16

Schwarz: Magneteisen, von Diabasmaterial z. T. durchsetzt

Punktiert: z. T. veränderter Roteisenstein

Dk Körniger Diabas (Gang)

tot Oberdevonischer Schiefer mit Schalsteinmaterial



Aufschluß im sog. Schwarzen Lager, 40 m unter dem alten Tagebau der Grube Waldhausen.

Jenseits der Lahn, nördlich Ahausen, ist der nördliche Lagerflügel der Oberdevonmulde im Felde Viktoria früher abgebaut worden; mit einem Stollen wurden zwei Lager durchfahren, die die Flügel einer kleinen Spezialoberdevonmulde bildeten. Im ganzen ist das Lager in diesem Felde auf etwa 400 m Länge verfolgt. Im Streichen nach Nordosten setzt der Wechsel durch die Felder Liebenstein, Buchwald und Rothenstein hindurch und ist auf etwa 1200 m Länge zu Tage bekannt. Tagebau hat namentlich im Felde Buchwald auf dem Ausbisse des Erzlagers stattgefunden. Der Betrieb im Felde Liebenstein liegt schon längere Zeit zurück, das Lager soll in mehrere Bänke getrennt gewesen sein und war im Mittel nur 30—50 cm stark.

Im Felde Buchwald wurde das mit etwa 30—40° nach Südost einfallende Lager, das ursprünglich im Tagebau gewonnen war, später mittels eines Maschinenschachtes gelöst, und neuerdings ist ein tiefer Stollen von der Lahn gegenüber Löhnberg her gegen das Lager vorgetrieben worden, der nach 600 m Länge durch den liegenden Schalstein das Lager erreichte, und über

100 m Teufe gegen den Ausbiß über Tage einbrachte. Auch das Lager von Buchwald ist durch Schalsteinzwischenlagerungen in mehrere Bänke geteilt (vergl. Figur 1, S. 38); im Mittel etwa 1 bis 2 m mächtig, war es in den oberen Teufen namentlich im Südwesten von sehr edler Beschaffenheit, nach Nordosten jedoch ziemlich kieselig. Die Oberdevonschiefer über dem Lager werden von Diabasmandelstein in Form von Lagergängen durchsetzt; stellenweise liegt dieser Diabas fast unmittelbar über dem Lager. Der Eisengehalt des aufbereiteten Erzes betrug in früheren Jahren etwa 48—50 %. In neuerer Zeit ist er auf der tiefen Stollensohle zurückgegangen. Zurzeit ist die Grube nicht in Betrieb.

Im Gegensatz zum Nordwestflügel der Ahausener Oberdevonmulde ist der Südostflügel nur an wenigen Stellen über Tage lagerführend bekannt. Ein solcher Lagerausbiß liegt hart an der südlichen Blattgrenze nördl. Ahausen im Felde Justine; er ist in früherer Zeit durch Tagebau und auf den oberen Sohlen der Grube Justine abgebaut worden. Das Lager fiel steil nach Südosten ein und hat geschichteten Schalstein zum Hangenden und fossilführende Oberdevonschiefer zum Liegenden; der Flügel ist also überkippt. Weiter nach Nordosten, wo zudem starke Schotterterrassen und Lehmbedeckungen das alte Gebirge verschleiern, tritt das Grenzlager auf dem südöstlichen Muldenflügel nicht mehr zutage; wahrscheinlich ist hier der Schalstein auf größere Erstreckung über das Oberdevon überschoben worden und das Lager daher erst in der Tiefe zu erwarten.

Innerhalb der Oberdevonmulde treten noch an verschiedenen Stellen an Spezialauffaltungen des Schalsteins einzelne Lagerfetzen zu Tage aus. Sie sind zum Teil durch Tagebau in früherer Zeit gewonnen worden. Zu nennen sind die Ausbisse im Felde Rothenstein, Strütchen I und Strütchen II, Rotenacker und Jacobszeche (vergl. die Figuren 1, S. 38, und 6, S. 65). Über die Fortsetzung dieser einzelnen Lagerausbisse nach der Tiefe ist nichts Näheres bekannt.

5. Die Lagerzüge des Roteisensteinhorizontes im Schalstein.

Einige dieser sog. „Schalsteinlager"-Vorkommen sind bereits oben beschrieben worden, so das Schalsteinlager in den Gruben Schiefer und Eppstein sowie am Dabergsattel. Ein größerer Ausbiß von kieseligem Roteisenstein liegt nördlich von Löhnberg an der Hardt im Felde Moritz. Größere bergmännische Untersuchungsarbeiten scheinen nicht ausgeführt zu sein. Ein weiterer größerer Lagerzug tritt nordöstlich von Stockhausen an der östlichen Blattgrenze im Schalstein zutage und ist auch auf dem östlichen Nachbarblatt Braunfels noch auf kurze Erstreckung bekannt (Grubenfeld Prinz Bernhard). Das Lager wurde in früheren Jahren durch einen Tagebau hart an der Blattgrenze abgebaut und ist später noch durch einen Stollen von der Lahn her unterfahren worden. Da die Beschaffenheit des Erzes infolge Verkalkung sich nach der Tiefe indessen sehr verschlechterte, eine Erscheinung, die bei allen Schalsteinlagern mehr oder weniger zu beobachten ist, ist der Betrieb schon seit langem zum Erliegen gekommen.

Größere praktische Bedeutung hat bisher nur der Lagerzug erlangt, der aus der Gegend von Weilburg über die Oberförsterei Windhof, Blatt Weilburg, nach Drommershausen und darüber hinaus bis auf das Blatt Braunfels nördlich Hirschhausen nachgewiesen ist. Eine genauere Darstellung der Lagerungsverhältnisse dieses Zuges findet sich in den Erläuterungen von Blatt Weilburg; hier sollen nur kurz die Vorkommen Erwähnung finden, soweit sie das vorliegende Blattgebiet berühren. Das Lager tritt als Nordflügel eines großen Sattels von normalem Schalstein gegen den jüngeren geschichteten Schalstein in das Blattgebiet südlich Drommershausen ein, es ist hier in den Feldern Buderus, Gute Hoffnung, Birkenhau und Eolus teils durch Tagebau, teils durch Stollen (Dorotheenstollen der Grube Buderus, Stollen Gute Hoffnung; vergl. Erl. Bl. Weilburg, Tafel 7) aufgeschlossen worden. Nördlich des Feldes Eolus bildet das Lager eine kleine Spezialmulde im Felde Stephanszeche und springt an einer Querverwerfung nach Nordwesten in das Feld Kohlhaag über; in diesem wie in dem nordöstlich anschließenden Felde Anna

ist der Lagerzug auf mehrere 100 m Länge erschlossen und abgebaut worden. Nur in den letztgenannten beiden Feldern hat bisher in größerem Umfange Abbau stattgefunden.

Die Lagerungsverhältnisse sind in einzelnen aus den in Tafel 4 beigegebenen grundrißlichen Skizzen der einzelnen Abbausohlen und aus einer Reihe von Profilen ersichtlich. Das Lager tritt im Südwesten in steil überkippter Lagerung (normaler Schalstein zum Hangenden, geschichteter Schalstein zum Liegenden) in das Feld Kohlhaag ein und streicht in h. 3 über die Markscheide zwischen Kohlhaag und Anna bis in das Feld Anna hinein. Hier wendet sich plötzlich das Streichen scharf nach Südosten, im weiteren Verlauf nach Südwesten und bildet schließlich einen scharfen Haken nach Osten bezw. Südosten, wie dies aus den Grundrissen der einzelnen Abbausohlen deutlich ersichtlich ist. An einer ungefähr h. 4 streichenden Linie erreichen sämtliche Abbausohlen ihr Ende; hier schneidet eine große streichende Störung das Lager ab. Durch einen Querschlag, der von der 30 m-Sohle in südlicher und dann in südöstlicher Richtung über diese Linie hinaus vorgetrieben ist, wurde festgestellt, daß an der betr. Linie, die eine flache Überschiebung darstellt, liegender Schalstein, und im weiteren Verlauf der Massenkalk der Philippsteiner Kalkmulde (vergl. Erläuterung zu Blatt Weilmünster) über das Lager und den geschichteten Schalstein überschoben ist. Im Gegensatz zu dem steil südöstlich gerichteten Einfallen des Lagers im Felde Kohlhaag und im westlichen Teil des Feldes Anna schiebt der Schalsteinsattel mit dem Lager dort, wo das Lager aus Nordosten in die südliche Richtung umbiegt, flach nach Osten ein (vergl. das Längsprofil A—B, Tafel 4).

Die Lagerausbisse im Felde Anna sind früher in ausgedehnten Tagebauen gewonnen worden. Später wurde das Lager durch zwei Stollen (Oberer Stollen und Tiefer Annastollen) vom Lindenbachtale her im Norden gelöst (Oberer Stollen bei + 262,8 m, Unterer Stollen bei + 198,9 m); beide Stollen haben anfangs liegenden Schalstein, später den hangenden Schalstein durchfahren, bis sie das Lager erreichten. Nach diesen Aufschlüssen im Stollen hätte man erwarten müssen, daß

das Annalager, das nach den bisherigen Grubenaufschlüssen steil nach Südosten in die Tiefe einfällt, muldet und weiter nördlich in den Stollenprofilen wieder zum Vorschein kommt. Durch Tiefbaue wurde in den letzten Jahren das Lager noch unter der tiefen Stollensohle verfolgt und dabei festgestellt, daß in der Tat das Lager in der Tiefe sich muldet und im NW wieder ansteigt. Hier schneidet es jedoch an einer streichenden Störung ab, die von den beiden Stollen durchfahren worden ist und tritt infolgedessen weiter nördlich nicht mehr zutage.

Der Roteisenstein des Anna—Kohlhaag-Lagers war in den oberen Teufen von vorzüglicher Beschaffenheit; auch die Mächtigkeit, namentlich südlich einer spitzwinklig das Lager durchschneidenden Kluft im Felde Kohlhaag und an den Sattelumbiegungen war recht beträchtlich (örtlich 5—6 m). Auf den tieferen Sohlen wurde das Erz infolge zunehmenden Kalkgehaltes jedoch immer ärmer, sodaß es sich auf den untersten Sohlen an manchen Stellen bereits nicht mehr abbauwürdig erwies. So enthielt das Lager nach älteren Betriebsanalysen:

	Fe %	R %	P %
Auf der oberen Stollensohle	59,78	13,01	0,12
Auf der 30-m-Sohle Ost	58,25	11,75	0,23
Auf der 30-m-Sohle West	60,13	8,15	0,415
Auf der unteren Stollensohle, Fluß .	28,36	6,85	0,205

und 51 % Kalk.

Die verkieselten Partien reichten bis zur oberen Stollensohle und hatten 40—48 % Fe, bei 30—35 % R.

Die Verkalkung des Eisensteinlagers wiederholt sich, wie bereits mehrfach erwähnt, auf allen Gruben, die auf dem Schalsteinlager zwischen Weilburg und Braunfels bauen; sie hängt damit zusammen, daß das primäre Erz dieses Lagerhorizontes ein sehr kalkreicher und verhältnismäßig armer Flußstein war. Infolge der Zersetzung und Entkalkung der Gesteine namentlich in der jüngeren Tertiärzeit ist der Kalkgehalt des Erzes an der tertiären Oberfläche oft bis zu beträchtlicher Tiefe ausgelaugt worden, und es entstand in dieser Zersetzungszone ein meist sehr milder, poröser, stellenweise sogar mulmiger,

hochprozentiger Roteisenstein, der die Grundlage der früheren Grubenbetriebe bildete. Mit dem Vorrücken des Bergbaues nach der Tiefe nahm naturgemäß der Kalkgehalt mehr und mehr zu, bis in der unzersetzten Zone der primäre Flußstein erreicht wurde, der in vielen Fällen nicht mehr abbauwürdig war. Über die Förderung der Grube Anna—Kohlhaag und die Durchschnittsgehalte des geförderten Erzes gibt die folgende Tabelle Aufschluß:

	Förderung in t	Durchschnittsgehalt in % Fe	P	Kalk	SiO_2
1913	22 891	43,95	—	—	—
1914	6 379	42,38	0,208	24,01	9,19
1915	7 598	42,09	0,338	16,79	14,96
1916	10 127	43,83	0,304	16,79	14,96

Die übrigen Vorkommen von Eisenerzen innerhalb des Blattgebietes spielen nur eine ganz untergeordnete Rolle. Erwähnt wurde bereits oben das Vorkommen von metasomatisch gebildetem, im Kalk auftretendem Roteisenstein im Felde Baldus bei Daberg. Solche metasomatischen Roteisensteinlager im kalkigen Schalstein sind nordöstlich von Ulm ziemlich verbreitet. Erwähnt seien ferner die meist aus kieseligem Eisenstein bezw. Eisenkiesel bestehenden Schollen im Deckdiabas nordöstlich von Obershausen und östlich des Ulmtals (Verleihungen Kohlberg südöstlich der Dianaburg, Wilder Mann nordwestlich Obershausen u. a.). Es handelt sich meist um durch Kontakt veränderte und mit Roteisenstein durchtränkte Oberdevonschiefer, die teils als Schollen in der Deckdiabasmasse eingehüllt sind, oder an der Grenze der Diabasgänge gegen das Oberdevon erscheinen. Praktische Bedeutung besitzen diese Vorkommen nicht. Endlich verdient noch das Auftreten von Basalteisenstein auf der Basalttafel zwischen Merenberg und Weilburg Erwähnung.

Bei diesen Erzen handelt es sich um Krustenbildungen auf der Basaltoberfläche, die aus der jungtertiären, Eisen und Aluminium bindenden Oberflächenverwitterung hervorgegangen sind, ähnlich den weit verbreiteten und mächtigen Lagerstätten des Vogelsberges. Die in Betracht kommenden Vorkommen liegen in der Hauptsache auf der Weilburger Basalttafel östlich

der Höhburg und in der Mulde zwischen dieser und dem oberen Saalweidenkopf (Verleihung Prinz Adolf und Sandstück). Abbau in diesen Feldern ist hauptsächlich in den Jahren 1898 bis 1905 umgegangen; im ganzen wurden 12 Schächte im Felde Prinz Adolf und 6 Schächte im Felde Sandstück niedergebracht. Der Basalteisenstein, ein meist stückiger bis körniger, etwas manganhaltiger Brauneisenstein, in einem rotbraunen, tonigen Bindemittel ruhend, liegt meist dicht unter Tage. Im Felde Sandstück erreichten die Schächte zwischen 4 und 15 m Tiefe, im Felde Prinz Adolf stellenweise bis zu 20 m Tiefe. Das Erz selbst zeigt sich überall nur in Form kleiner, meist unmittelbar dem zersetzten Basalt aufruhender Nester. Neben dem reinen stückigen Brauneisenstein fanden sich auch stark mit Eisen durchtränkte Basalttuffe, die jedoch wegen der beschränkten Ausdehnung und bei der primitiven Art des Abbaues sich nicht als abbauwürdig erwiesen. Die stückigen Brauneisenknollen zeigen im Innern häufig noch die ursprüngliche Mineralstruktur des Basaltes, wie sie für derartige, unmittelbar aus der Verwitterung von Basalt hervorgegangene Basalteisensteine bezeichnend ist.

II. Mangan-Eisenerzlagerstätten.

Die aus der Verwitterung der eisen- und manganhaltigen Basalte hervorgegangenen Basalteisensteine leiten über zu den eigentlichen Mangan-Eisenerzlagerstätten, die, wie oben geschildert wurde, als Niederschlag der postvulkanischen Mineralquellen im Gefolge der Basaltausbrüche zur Ausscheidung gekommen sind. Die Mangan-Eisenerze finden sich infolgedessen teils auf den alten Quellspalten ausgeschieden, teils — und zwar überwiegend — dort, wo die Mineralösungen auf reinere Kalkmassen stießen und ihren Erzgehalt (bestehend aus Mangan- und Eisenbikarbonat) gegen kohlensauren Kalk leicht austauschen konnten. Die praktisch wichtigsten Vorkommen sind daher überwiegend an die großen Züge des Massenkalkes in der Lahnmulde gebunden.

Vorkommen der ersteren Art (Spaltenerze) treten namentlich auf der großen Löhnberger O—W-Verwerfung auf (Ver-

leihung Kreuzweg westlich Löhnberg, Jupiter und Braune Lilie östlich von Selters). Praktische Bedeutung kommt freilich diesen Vorkommen nicht zu. Einen Übergang zu der zweiten Art von Lagerstätten bildet das bereits oben geschilderte Vorkommen von manganhaltigem Eisenkarbonat auf Grube Viktor.

Die Lagerstätten auf dem Massenkalke innerhalb des vorliegenden Blattgebietes sind auf den äußersten Südwesten beschränkt, sie treten auf einem breiten, vom Limburger Becken über Heckholzhausen und den Steinbühl bis in die Nähe von Merenberg sich erstreckenden, jedoch von mächtigen tertiären Ablagerungen verhüllten Kalkzuge auf. Zurzeit findet auf keinem der Vorkommen innerhalb des Blattgebietes noch Abbau statt. Bezüglich der Lagerungsverhältnisse soll daher hier auf die Beschreibung der benachbarten Vorkommen (vergl. Erläuterungen von Blatt Weilburg) verwiesen werden. Abbau hat früher namentlich in den Feldern Marcus und Überfluß hart an der westlichen Blattgrenze stattgefunden.

B. Gänge von Blei- und Kupfererzen.

Die sonstigen Erzvorkommen innerhalb des Blattgebietes sind ohne praktische Bedeutung und verdienen nur ein gewisses geologisches Interesse. Die Erze sind in den meisten Fällen an die Querverwerfungen (Querverschiebungen) gebunden, müssen also jünger als die postculmische Faltung sein. Am häufigsten sind Kupfererze (Kupferkies mit Quarz oder Braunspat, am Ausgehenden in Malachit umgewandelt) und Bleiglanz mit Quarz und Kalkspat als Gangmineralien, gelegentlich auch mit Zinkblende und etwas Fahlerz vergesellschaftet. Erwähnt sei, daß sich die Kupfererze besonders dort angesiedelt haben, wo die Querverwerfungen Roteisensteinlager durchsetzen (Viktoria bei Ahausen und auf den Klüften im Eisensteinlager von Grube Eppstein und Emma).

Einzelne Verleihungen sind: Auf Bleierze: Feld Brudertreue, nordwestlich Niedershausen, Morgenroth, nordwestlich Dillhausen, Christinensglück, zwischen Arborn und Nenderoth; auf Kupfererze: Viktoria bei Ahausen. Abbau scheint auf allen diesen Funden nicht umgegangen zu sein.

Als eine jüngere Erzbildung tritt an manchen Ost—West-Verwerfungen Schwefelkies auf; ein größeres Nest von Schwefelkies wurde vor längeren Jahren in den nördlichen Bauen von Grube Eppstein (nahe am Eppsteinskopf) nachgewiesen. In größerer Ausdehnung erscheint Schwefelkies an den jungen Verwerfungen auf Grube Viktor (vergl. oben S. 104). Schwefelkies in Form magmatischer und Kontakt-Ausscheidungen im Lahnporphyr, ebenso Nickelerze als magmatische Ausscheidungen im körnigen Diabas des Oberdevons, wie sie auf den Nachbarblättern gelegentlich auftreten, sind im vorliegenden Gebiete nicht bekannt.

C. Braunkohle.

Die Braunkohlenablagerungen am Südostrande des Westerwaldes haben keine große Bedeutung; sie sind offenbar in kleinen abgesonderten Süßwasserbecken zur Ausbildung gelangt und besitzen daher nicht die Mächtigkeit und die große Verbreitung, wie die auf dem hohen Westerwalde bekannten und durch umfangreichen Grubenbau erschlossenen Flöze.

Im vorliegenden Blattgebiete sind nur zwei Vorkommen durch umfangreichere bergbauliche Arbeiten in früheren Jahren erschlossen und untersucht worden; sie liegen unter dem Weilburger Basaltplateau östlich von Merenberg (Verleihungen Prinz Adolf und Honigborn). Weitere Funde liegen westlich von Merenberg, am Hansenberg nördlich Winkels (Feld Emmi), am Nillkopf bei Odersberg (Felder Simson I und Herkules I) und bei Rodenroth (Feld Frühling). Auch sonst sind verschiedentlich in den Tertiärablagerungen am Westerwaldrande Braunkohlenschmitze nachgewiesen (Walkererdegrube Verfügung am Allendorfer Stock).

Die Kohle gleicht in ihrer Ausbildung meist der typischen Westerwaldkohle und ist eine echte Blätterkohle.

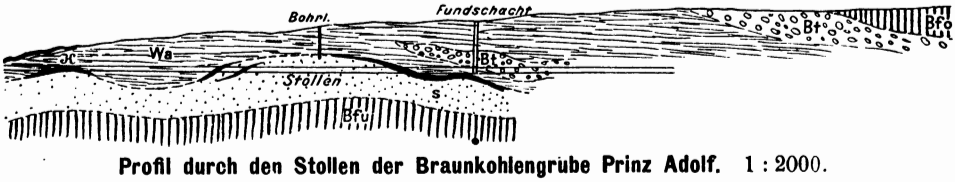
Das Hauptflöz, das z. B. im Felde Honigborn bei Waldhausen in einer Mächtigkeit von 2 m nachgewiesen wurde, wird zuweilen noch von mehreren kleineren, durch Tonmittel getrennten Flözen oder Kohlenschmitzen begleitet. Letztere erscheinen auch

noch in der über der Hauptablagerung ruhenden Walkererde (zwischen Merenberg und Waldhausen).

Abbau in größerem Umfange hat nur im Felde Prinz Adolf stattgefunden; hier wurden rd. 30 Schächte auf das 1—1,5 m starke Hauptflöz niedergebracht, außerdem wurde letzteres durch einen Stollen gelöst, der das nebenstehende Profil (Fig. 17) zeigte.

Im Felde Honigborn konnte ein Abbau durch Stollen früher nicht erfolgen, da die Gefahr einer Schädigung der Quellfassungen der Stadt Weilburg bestand, die westlich des Vorkommens am Allendorfer Stock liegen.

Fig. 17



Profil durch den Stollen der Braunkohlengrube Prinz Adolf. 1 : 2000.

Bfu	Sohlbasalt	**S**	Sand und Ton	**Wa**	Walkererde
Bfo	Dachbasalt	**K**	Braunkohle	**Bt**	Grober Basalttuff

Im Fundschachte wurden bei 10 m Tiefe 2 Lager, das obere 1,7 m, das untere 1,5 m mächtig festgestellt; sie waren durch ein 1,25 m starkes, festes Mittel getrennt. Im Jahre 1917 hat die Gewerkschaft Honigborn einen neuen Schacht weiter östlich begonnen, der jedoch von oben her im Sohlbasalt steht und die Flöze des Fundschachtes daher nicht erreichen dürfte.

D. Nutzbare Gesteins- und Bodenarten.

1. Dachschiefer.

Da Dachschiefer nach altem nassauischen Rechte zu den verleihbaren Mineralien gehörte, so finden sich auch auf Blatt Merenberg eine größere Anzahl von Verleihungen; Abbau in größerem Maße hat indessen nur an wenigen Stellen stattgefunden. Als Dachschiefer sind die verschiedensten Gesteine verliehen, Tonschiefer des unteren Mitteldevons am Föhlerbach südlich des Riepel, Cypridinenschiefer östlich Allendorf, die oberdevonischen dunklen Tonschiefer (Plattenschiefer, **tot**) an zahlreichen Stellen

zwischen Dillhausen, dem oberen Kallenbachtal und Rodenroth, endlich auch die roten und grünen Tonschiefer (tor) nördlich Obershausen. Nur auf dem letztgenannten Vorkommen ist ein nennenswerter Abbau umgegangen, da das Gestein sich genügend wetterbeständig erwies, und noch findet man einige Häuser in Obershausen mit den lebhaft gefärbten Schiefern bedeckt. Indessen ist der Abbau schon seit langem erlegen; an den anderen Punkten sind die Arbeiten wohl nie über Versuche hinausgekommen.

2. Basalt.

Basalt wird an zahlreichen Stellen zur Gewinnung von Wegebaumaterial gewonnen. Die besseren Arten des Säulenbasaltes werden zu Abweissteinen, gelegentlich auch zu Rauhmauerungen benutzt, obwohl sie hierzu infolge ihrer geringen Luftdurchlässigkeit und geringen Mörtelbindefähigkeit wenig geeignet sind. Seit einigen Jahren hat sich südlich des Altensteins, westlich Allendorf, ein größerer Bruchbetrieb entwickelt; hier werden aus den Basaltsäulen, die sich im bergfeuchten Zustande leicht behauen lassen, Pflastersteine hergestellt. Diesem Industriezweig steht jedenfalls nach Fertigstellung der gegenwärtig im Bau begriffenen Ulmtalbahn noch eine größere Zukunft bevor, da sich auch weiter nördlich noch eine große Zahl von Basalttuffen mit sehr schönen Säulenbasalten findet.

3. Ton.

Die weißen, bezw. leuchtend gelb bis rot gefärbten Tone der Vallendarer Stufe (bt) stellen in ihrer reinsten Ausbildung einen vorzüglichen feuerfesten Ton dar (Westerwälder Pfeifen- oder Flaschenton). Da der Ton nach nassauischem Berggesetz zu den verleihbaren Mineralien gehörte, sind innerhalb des Blattgebietes eine große Zahl alter Verleihungen vorhanden, ohne daß indessen — wohl infolge der ungünstigen Abfuhrverhältnisse — eine Gewinnung im großen stattgefunden hätte. In der Gegend von Probbach und Winkels besteht allerdings schon seit langem eine kleine Hausindustrie (Westerwälder Tonbäcker); hier werden noch heute mit einfachen Mitteln die bekannten Steinkrüge, Flaschen und irdenen Geschirre erzeugt und von

fahrenden Händlern in der weiteren Umgebung abgesetzt. In Winkels ist in den letzten Jahren auch eine Gewinnung in größerem Umfange eingeleitet worden. Unternehmerin ist die Gewerkschaft Eselsweide (Weilburg), die neben einer Anzahl von alten nassauischen Verleihungen (nassauische Tonfelder zu 7004,8 qm Flächeninhalt), auch einige neuere auf Grundverträgen beruhende Tongewinnungsberechtigungen erworben hat. Die der Gewerkschaft gehörenden Felder sind: Eselsweide in der Gem. Mengerskirchen (am westlichen Blattrande westl. von Winkels), Narcis, Bergelhecke, Winkels, Hölle, Altewiese und Wimpfsfeld in der Gem. Winkels (westl. und nördl. des Ortes gelegen).

Durch Bohrungen, zwei Schächte und durch eine im Abbau befindliche Tongrube im Felde Eselsweide wurde unter 1—1,50 m Mutterboden, bezw. Lehm mit Basaltgeröllen zunächst 0,50 bis 1,20 m verunreinigter Ton, dann 10—15 m reiner Ton festgestellt, ohne daß damit das Liegende erreicht wurde. Der eine der beiden Schächte im Felde Bergelhecke (gleich nordwestlich von Winkels) hat sogar 20 m Ton durchteuft, ohne das Liegende zu erreichen. Im abbauwürdigen Tone unterscheidet man hier wieder zwei Sorten, eine erste mit ganz geringen Quarzsandbeimengungen und eine zweite an die oberen 3—4 m gebundene mit feinen Sandbeimengungen, die infolgedessen nicht die hohe Feuerfestigkeit des reinen Tones besitzt. Nach Analysen des Chem. Laboratoriums für Tonindustrie in Berlin enthält der Ton von Gr. Eselsweide (geglüht):

	I %	II %
SiO_2	54,90	64,76
Al_2O_3	41,69	29,53
CaO	0,02	0,33
Fe_2O_3	0,93	1,43
MgO	0,44	0,72
K_2O	2,13	3,35
Na_2O	Spur	—
Glühverlust der bei 110° getrockneten Masse	5,80	7,43
Pyrometrische Bestimmung . . .	Segerkegel fast 33 Farbe hellgrau	Segerkegel 29—30 Farbe grau

Das in der Tongrube gestochene Material wird in Darren an der Luft getrocknet und auf Lastautomobilen zur Station Löhnberg befördert, von wo es mit der Bahn an die Verbrauchswerke weitergeht. Verwendung findet der Ton zur Herstellung von Steingut, elektrischen Isolierkörpern, Wärmeisolatoren, Chamotte usw.

Abgesehen von der Umgebung von Winkels finden sich größere Tonablagerungen noch südlich von Reichenborn, in der Umgebung von Merenberg (westl. der Höhburg, Ziegenberg), namentlich aber am Ostabhang des Schweinskopfes und Altensteines westlich des Ulmtales. Auch hier soll der Ton nach den in den letzten Jahren angestellten Schürfungen von großer Reinheit und beträchtlicher Mächtigkeit sein. Es ist daher zu erwarten, daß sich auch hier, ebenso auf der Westseite der Basalttafel des Schweinskopfes bei Rodenroth, eine größere Tongewinnung entwickeln wird, sobald durch die Ulmtalbahn ein billiger Abfuhrweg geschaffen ist, der für die gewinnbringende Ausbeutung dieser Produkte Vorbedingung ist.

4. Walkererde.

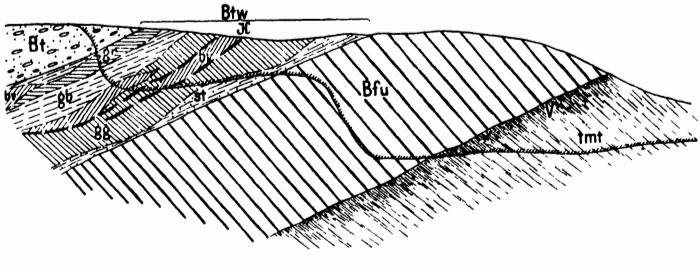
Die Walkererde verdankt ihre Verwendung in der Tuchindustrie (Entfetten der Tuchgewebe) der feinporigen Beschaffenheit und hohen Aufsaugefähigkeit für Fette und Öle; im bergfeuchten Zustande ist das Material knetbar wie Ton und läßt sich wie dieser leicht stechen, getrocknet haftet sie jedoch infolge ihrer Porosität und Aufsaugefähigkeit stark an der Zunge. Die Ablagerungen der Walkererde sind überall innig mit den gröberen Basalttuffen zwischen dem Sohlbasalt und Dachbasalt verbunden und haben sich offenbar aus feinsten zersetzten und z. T. umgelagerten Basalttuffen gebildet. Die Verbreitung ist indessen sehr unregelmäßig und nesterartig. Die Farbe wechselt zwischen grau, graugelb, grüngelb, dunkelgrün, violett und braun. Nach zwei allerdings nicht vollständig durchgeführten Analysen, von denen die eine (I) im Laboratorium der Kgl. Bergakademie in Berlin, die andere (II) in Weilburg angefertigt ist (Akten des Kgl. Bergrevierbüros), enthält die Walkererde folgende Bestandteile:

	I.	II.		III.
	%	%		%
SiO_2	48,56	50,05		28,00
			Quarz und saure Silikate	21,30
Al_2O_3	12,76	24,96 (?)		18,00
Eisen- und Titanoxyd	12,65	Fe_2O_3 11,25		4,40
P_2O_5	0,04		MgO	1,05
			CaO	0,56
Glühverlust	22,92		Hygroskop. Wasser	21,30
			Glühverlust	5,35

Die dritte Analyse ist neuerdings im Auftrage der Gewerkschaft Honigborn ausgeführt worden.

Die Analyse I entspricht ungefähr einem basaltischen Material, dem der Ca-, Mg- und Alkaligehalt entzogen ist, die zweite Analyse mit ihrem hohen Tonerdegehalte erscheint dagegen zweifelhaft.

Fig. 18



Schnitt durch den Basaltbruch und die Walkererdegrube Verfügung am Allendorfer Stock.

tmt Mitteldevonischer Tonschiefer
V Zersetzter Tonschiefer
Bfu Sohlbasalt
st Unreiner, sandiger Ton
Btw Walkererde, verschieden gefärbt (**gg** = graugelb, **bv** — braunviolett, **gb** = gelbbraun, **gr** — graugrün)
Bt Zersetzter, grober Basalttuff.

Ein Abbau auf Walkererde findet seit längerer Zeit nur noch in der Gemeinde Allendorf und Merenberg statt, insbesondere am Allendorfer Stock (Grubenfeld Verfügung) und östlich davon (Grubenfeld konsolidierte Hirtenwiese). Die Gewinnung

erfolgt wie beim Ton, teils im Tagebau (Grube Verfügung oberhalb des Basaltbruches am Allendorfer Stock) oder in Schächtchen (Hirtenwiese). Im Felde Verfügung am Allendorfer Stock liegt die Walkererde unmittelbar auf dem Sohlbasalt in 2—4 m Mächtigkeit, darüber folgt gröberer Basalttuff (vergl. Fig. 18).

Ein ähnliches Profil zeigt sich in den Schächten der östlich des Allendorfer Stockes gelegenen Grube Hirtenwiese; hier wurde an mehreren Stellen unter dem unterlagernden Basalttuff die Walkererde in 5—6 m Mächtigkeit durchteuft, ohne daß das Liegende erreicht worden wäre. Eine in der Nähe dieser Schächte niedergebrachte Wasserbohrung der Stadt Weilburg durchteufte

5 m Basalttuff
0,50 m gelbe Walkererde
0,15 m Blätterkohle
3 m grauen Basalttuff
2,5 m gelbe Walkererde
2 m blaue Walkererde
1 m sandigen Ton.

5. Quarzit.

Die Tertiärquarzite werden in neuerer Zeit sehr eifrig gesucht und gewonnen, da sie den geeignetsten Rohstoff für die Herstellung von Dinasziegeln (sauren Ofenfutterungen) bilden. Am besten eignen sich für diesen Zweck die ganz dichten Quarzite mit möglichst hohem Kieselsäure- und möglichst geringem Eisengehalte. Da die als eluviale Reste über die alten Tertiärhochflächen verstreuten einzelnen Quarzitblöcke, wo sie in genügender Größe und Menge auftreten, bereits der Ausbeutung anheimgefallen sind, geht man den Tertiärquarziten neuerdings auf ihren Ursprungslagerstätten am Fuße der Basaltdecken in den Vallendarer Schichten nach (vergl. Profil 11, S. 84). Ein solcher Aufschluß liegt unweit westlich der Blattgrenze am Osthange der Füllburg nordwestlich von Merenberg. Auch auf Blatt Merenberg mögen einige Stellen, so z. B. die Umgebung des Almerskopfes und die Ostseite des Altensteins Aussicht für eine Quarzitgewinnung bieten, vielleicht auch der verkieselte Kalk und die Quarzite im Ton südlich von Merenberg.

6. Lehm und Sand.

Lehm zur Ziegelfabrikation liefert in der Hauptsache der aus dem Löß durch Entkalkung hervorgegangene Lößlehm. Bevorzugt sind solche Lößlehme, die durch feine Sandbeimischungen verunreinigt sind und infolgedessen beim Brennen einen lockeren und porösen Stein ergeben; in Betracht kommen namentlich die von den Berghängen in die Talsohlen eingeschwemmten Gehänge- und Tallehme (Ziegelei nördlich Löhnberg); meist werden die Ziegel in kleineren Feldziegeleien (Stadeln) gebrannt.

Als Sand findet, bei dem Fehlen größerer reiner Quarzsandablagerungen, namentlich der weithin über das Gebirge verstreute Bimssteinsand Verwendung. Die wichtigsten Vorkommen wurden oben bereits aufgeführt. Die Gewinnung hält sich jedoch in beschränkten Grenzen und dient nur dem örtlichen Bedarf. Infolge der ständig zunehmenden Verwendung, die in neuerer Zeit der Schlackensand der Eisenhütten in Wetzlar und Burgsolms für Mauerzwecke findet, haben die meist sehr abgelegenen Bimssteinsandvorkommen keine große praktische Bedeutung mehr.

Nördlich von Selters wird auch der Sand der unteren Mittelterrasse als Bausand gewonnen.

7. Kies und Schotter.

Abgesehen von dem bevorzugten, beim Steinbruchbetrieb künstlich erzeugten Schotter (Basalt-, Diabasschotter, Basaltsplitt usw.) kommen die weißen Quarzkiese der Vallendarer Schichten in Betracht, die sich namentlich als Deckschotter für Chausseebauten gut eignen. Größere Kiesgruben liegen an der Nordseite des Weilburger Basaltplateaus (am Joppsweg), am Almerskopf und nördlich Obershausen. Wenig Beachtung haben bisher zur Gewinnung von Schotter für Bahn- und Straßenbau sowie für Betonarbeiten die Terrassenschotter der Lahn gefunden, obwohl namentlich die höheren Lahnterrassen ein für diese Zwecke recht brauchbares Material führen.

E. Kohlensaure Mineralquellen.

Wohl kaum ein Gebiet innerhalb des Rheinischen Gebirges ist so reich an kohlensauren Mineralquellen wie das vorliegende Blatt. Namentlich im Lahntal zwischen Löhnberg und Stockhausen (Löhnberger Becken) sind an zahlreichen Stellen teils natürliche Quellaustritte vorhanden, teils durch Bohrungen neue Quellen geschaffen worden. Die Lage der Kohlensäuerlinge auf den jüngeren Tertiärverwerfungen und die Herkunft ihres Mineral- und Kohlensäuregehaltes ist bereits oben erwähnt worden. Einige von diesen Mineralquellen sind schon seit langer Zeit bekannt, so z. B. der Löhnberger und der Probbacher Brunnen; letzterer, rd. 700 m unterhalb Probbach gelegen, ist bereits Anfang des 18. Jahrhunderts gefaßt und zu Kurzwecken benutzt worden[1]). Außer den genannten verdienen noch die Sauerbrunnen im Kallenbachtal nordwestlich Obershausen, ein Sauerbrunnen nahe der Försterei Dillhausen, mehrere kleinere Säuerlinge bei Niedershausen und vor allem die künstlichen, durch Bohrungen geschaffenen Quellen im Lahntale zwischen Löhnberg und Biskirchen Erwähnung. Die letzteren werden zurzeit — schon wegen ihrer günstigeren Frachtverhältnisse — auch allein praktisch ausgenutzt (Karlssprudel und Gertrudisbrunnen bei Biskirchen, Neue Selterser Mineralquelle, Selterssprudel Auguste Viktoria usw.). Alle diese Werke erzeugen, je nach dem höheren oder geringeren Mineralgehalte der Quellen, einen mineralwasserartigen Sauerbrunnen, wobei die frei austretende Kohlensäure z. T. aufgefangen, und dem Getränk bei der Flaschenfüllung wieder beigefügt wird. Der Kohlensäuregehalt ist bei einigen Quellen so hoch, daß z. B. der Auguste-Viktoriasprudel hauptsächlich Kohlensäure gewinnt und in den bekannten Kohlensäurebomben absetzt.

Nach dem Mineralbestande gehören alle erwähnten Quellen zur Gruppe der Alkalischen Kohlensäuerlinge, die in der Hauptsache Bikarbonate von Magnesium, Natrium, Kalium, daneben Eisen und Mangan enthalten. Einige Analysen[2]) mögen dies

[1]) Vergl. Stift, Geognostische Beschreibung des Herzogtums Nassau, Wiesbaden, 1837. — Wenckenbach, Beschreibung d. Bergr. Weilburg.

[2]) Siehe Deutsches Bäderbuch.

näher erläutern. Der Mineralgehalt bleibt danach allerdings erheblich hinter den bekannten alkalischen Mineralquellen des Rheinischen Gebirges (Fachingen, Königl. Selters usw.) zurück. Die Temperatur des Quellwassers beträgt bei allen Quellen ziemlich constant 9° Celsius.

„Probbacher Mineralbrunnen."

Analytiker: C. Pistor.

In 1 Liter sind enthalten (in g):

KCl	0,00 321
$NaCl$	0,00 452
$NaHCO_3$	0,0981
$Ca(HCO_3)_2$	0,8964
$Mg(HCO_3)_2$	0,1341
$Fe(HCO_3)_2$	0,04 899
$AlCl_3$	0,00 272
$Al_2(SO_4)_3$	0,00 489
H_2SiO_3	0,03 441
Organische Substanzen	0,01 738
	1,2447
Freie CO_2	2,034
	3,279

„Gertrudisquelle" bei Biskirchen.

Analytiker: R. Fresenius und E. Hintz.

In 1 kg Wasser sind enthalten (in g):

KCl	0,08 620
$NaCl$	2,134
$NaBr$	0,001 042
NaJ	0,000 006
Na_2SO_4	0,02 953
$NaHCO_3$	0,7279
$LiHCO_3$	0,01 327
NH_4Cl	0,005 253
$Ca(HCO_3)_2$	1,204
$Sr(HCO_3)_2$	0,001 229
$Ba(HCO_3)_2$	0,000 229
$Mg(HCO_3)_2$	0,7464
$Mn(HCO_3)_2$	0,001 840
$Al_2(SO_4)_3$	0,000 938
H_2SiO_3	0,02 418
	4,976

„Karlssprudel" bei Biskirchen.

Analytiker: T. Günther und R. Berg.

In 1 kg Wasser sind enthalten (in g):

KNO_3	0,004 283
KCl	0,07 606
$NaCl$	2,536
$NaBr$	0,000 401
Na_2SO_4	0,03 495
$NaHCO_3$	0,3289
$LiHCO_3$	0,02 029
NH_4Cl	0,008 852
$Ca(HCO_3)_2$	1,816
$Sr(HCO_3)$	0,004 460
$Ba(HCO_3)_2$	0,000 130
$Mg(HCO_3)$	0,8557
$Fe(HCO_3)_2$	0,02 693
$Mn(HCO_3)_2$	0,006 559
$Al_2(HPO_4)_3$	0,000 776
$Al_2(SO_4)_3$	0,000 075
H_2SiO_3	0,02 381
	5,744
Freie CO_2	2,577
	8,321

„Auguste-Viktoria-Sprudel."

Analytiker: H. R. Beyer.

In 1 kg Wasser sind enthalten (in g):

KNO_3	0,000 006
KCl	0,08 954
$NaCl$	2,948
$NaBr$	0,000 755
NaJ	0,000 035
Na_2SO_4	0,03 128
$NaHCO_3$	1,532
$LiHCO_3$	0,01 673
NH_4Cl	0,009 206
$Ca(HCO_3)_2$	1,406
$Sr(HCO_3)_2$	0,006 624
$Ba(HCO_3)_2$	0,000 238
$Mg(HCO_3)_2$	0,9201
$Fe(HCO_3)_2$	0,03 320
$Mn(HCO_3)_2$	0,002 986
$Al_2(HPO_4)_3$	0,002 270

$Al_2(SO_4)_3$	0,000 307
H_2SiO_3	0,01 704
Organische Substanzen	0,000 521
	7,017
Freie CO_2	2,382
	9,399

„Selterser Mineralbrunnen."

Analytiker: H. Fresenius.

In 1 kg Wasser sind enthalten (in g):

KCl	0,03 967
$NaCl$	1,866
$NaBr$	0,000 853
NaJ	0,000 016
Na_2SO_4	0,02 321
$NaHCO_3$	0,3250
$LiHCO_3$	0,01 862
NH_4Cl	0,004 167
$CaHPO_4$	0,000 289
$Ca(HCO_3)_2$	1,262
$Mg(HCO_3)_2$	0,6249
$Fe(HCO_3)_2$	0,01 349
$Mn(HCO_3)_2$	0,004 794
H_2SiO_3	0,02 620
	4,209
Freie CO_2	2,588
	6,797

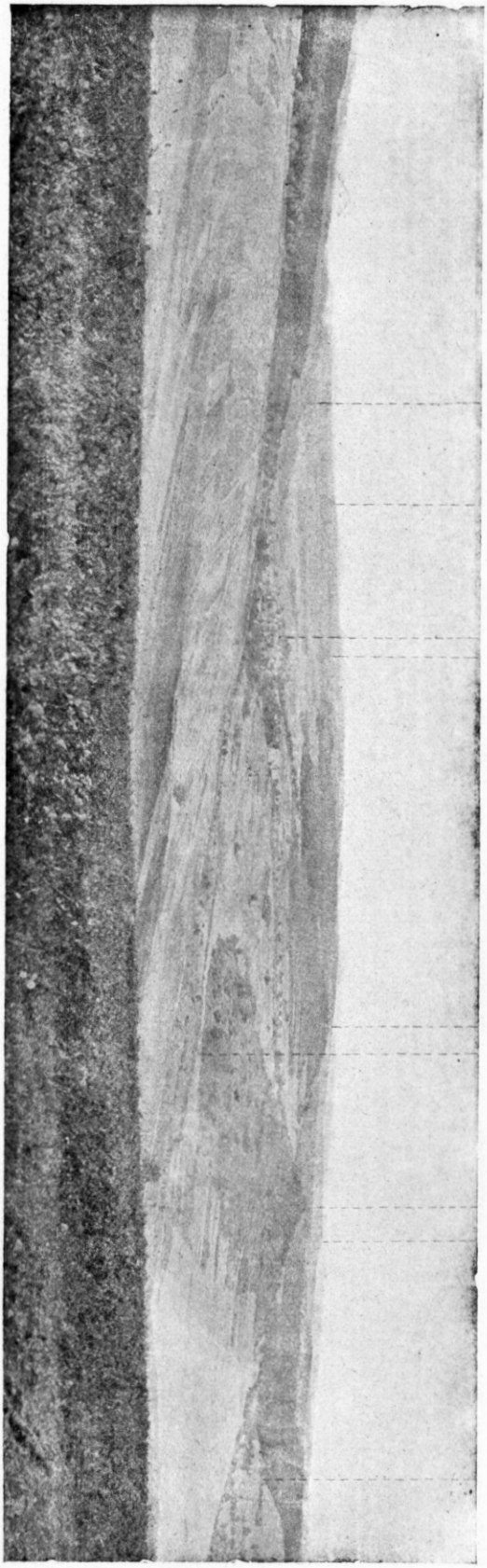
Druckfehlerverzeichnis zu Erl. von Bl. Merenberg.

S. 1, Zeile 6 von oben, lies statt „19“ — „18“
S. 2, Zeile 2 von unten, lies statt „zergegliedert — „zergliedert“
S. 3, Zeile 12 von oben u. ff., lies statt „Probach“ — „Probbach“
S. 12, Zeile 17 von unten, lies statt „das“ — „daß“
S. 21, Zeile 9 von oben, lies statt „angereichert“ — „reichert“
S. 38, Zeile 16 von oben, lies statt „wenige“ — „wenigen“
S. 42, Zeile 7 von unten, lies statt „das“ — „daß“
S. 43, Zeile 16 von oben, lies statt „26“ — „2 b“
S. 43, Zeile 10 von unten, lies statt „serrato striata“ — „serrato-striata“
S. 44, Zeile 11 von oben, lies statt „kalkfreien“ — „kalkfreiem“
S. 45, Zeile 6 von unten, lies statt „Verwandschaft“ — „Verwandtschaft“
S. 47, Zeile 7 von oben, lies statt „Drommertshausen“ — „Drommershausen“
S. 48, Zeile 12 von oben, fällt der Strich (—) hinter „Winkels“ fort.

Inhalts-Übersicht.

Seite

I. Orographische und hydrographische Übersicht 1
II. Grundzüge des geologischen Baues 6
III. Einzelbeschreibung 18
A. Die Paläozoischen Ablagerungen 18
Unterdevon 18
Mitteldevon 23
Oberdevon 40
Culm 51
B. Paläovulkanische Ergußgesteine 51
C. Tektonik 63
D. Neozoische Ablagerungen 73
Tertiär 73
Diluvium 84
Alluvium 89
IV. Lagerstätten nutzbarer Mineralien, Gesteins- und Bodenarten 91
A. Eisen- und Manganerze 91
I. Roteisenstein 91
II. Mangan-Eisenerzlagerstätten 113
B. Gänge von Blei- und Kupfererzen 114
C. Braunkohle 115
D. Nutzbare Gesteins- und Bodenarten 116
E. Kohlensaure Mineralquellen 123



Panorama am Südostrande des Westerwaldplateaus, gesehen vom Almerskopf südöstlich Probbach. Verf. phot.

Im Vordergrunde verschiedene Primärkuppen (Stein, Hermannsberg), im Hintergrunde die Basaltdecken des Plateaus (Nillkopf bis Winkels).

Fig. 1.

Übersicht der Faziesverhältnisse des Devons im östlichen Lahngebiete.

(Längsschnitt.)

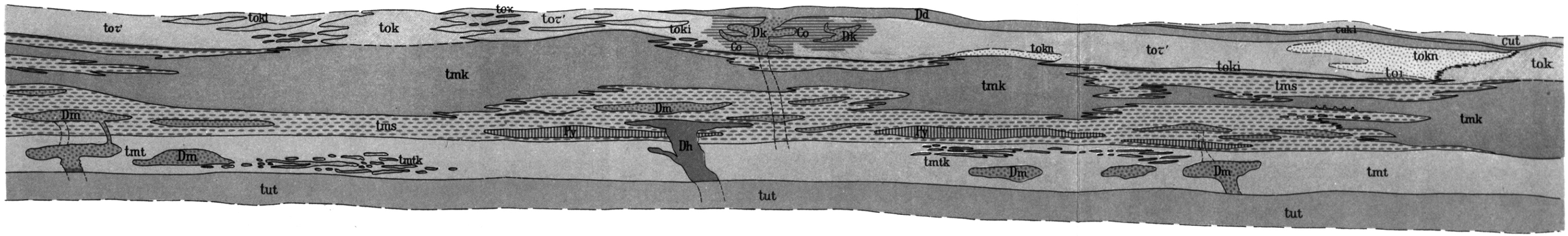
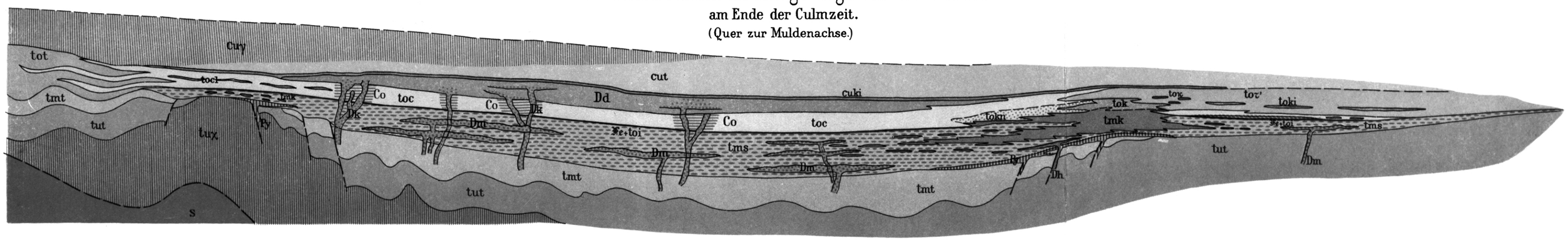


Fig. 2.

Idealschnitt durch die Ablagerungen der Lahnmulde am Ende der Culmzeit.

(Quer zur Muldenachse.)



Farben-Erklärung.

Unter-Devon.

- s — Vordevonisches Grundgebirge.
- tux — Coblenzquarzit und Untercoblenz.
- tut — Obercoblenzschichten.

Mittel-Devon.

- tmt — Tonschiefer (U.M. Dev.)
- tmtk — Kalkige Einlagerungen in tmt.
- tms — Schalstein (Ob. M. Dev.)
- tmk — Platten- u. Massenkalke im Ob. M. Dev.
- Fe — Eisensteinlager.

Ober-Devon.

- tok — Oberdevon. Massenkalk. (Überger Kalk.)
- toc — Cypridinenschiefer
- tot — Oberdevon d. nordl. Randzone.
- tor' — Tonschiefer d. Ob. Dev. i. d. südlichen Randzone.
- toi — Flaserkalke der Intumescensstufe.

Culm.

- tocl — Flaserkalke der Clymenienstufe.
- tokn — Kalkknotenschiefer.
- toki — Kieselschiefereinlagerungen in tor'.
- tor — Plattenkalke in tor' (Braunfelser Kalk.)
- cuki — Culmkieselschiefer.
- cut — Culmtonschiefer.
- cuγ — Culmgrauwacke.

Eruptivgesteine.

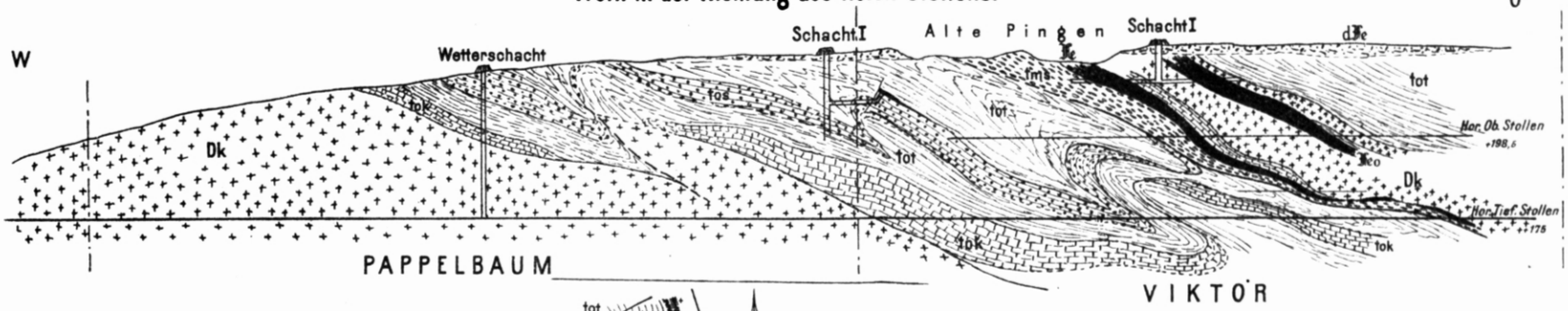
- Fy — Lahnporphyr (O. M. Dev.)
- Dh — Hornblende Diabas. (O. M. Dev.)
- Dm — Diabasmandelstein u. Diabas deckenförmig (O. M. Dev.).
- Dk — Körniger Diabas (Ob. Dev.).
- Dd — Deckdiabas (Oberstes Ob. Dev.)
- Co — Contakthöfe von Dk.

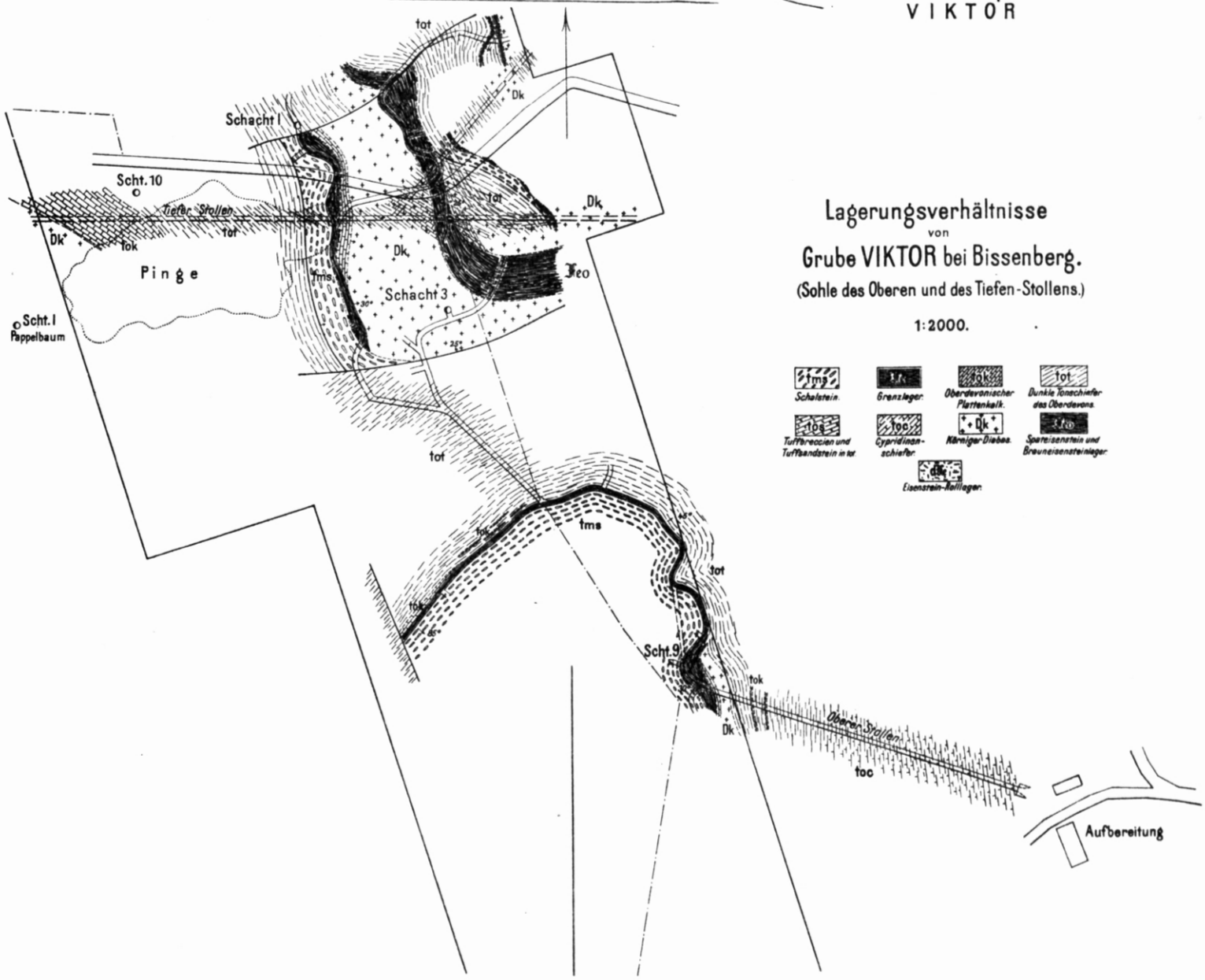
Längenmaßstab ca 1:100000.
Höhenmaßstab v. Fig. 2 ca ½ von Fig. 1.

Berliner Lithographisches Institut, Berlin W. 35

NIEDERSACHS.
STAATS-U. U. IV.-
BIBLIOTHEK
GÖTTINGEN

Profil in der Richtung des Tiefen Stollens.





Lagerungsverhältnisse
von
Grube VIKTOR bei Bissenberg.
(Sohle des Oberen und des Tiefen-Stollens.)

1:2000.

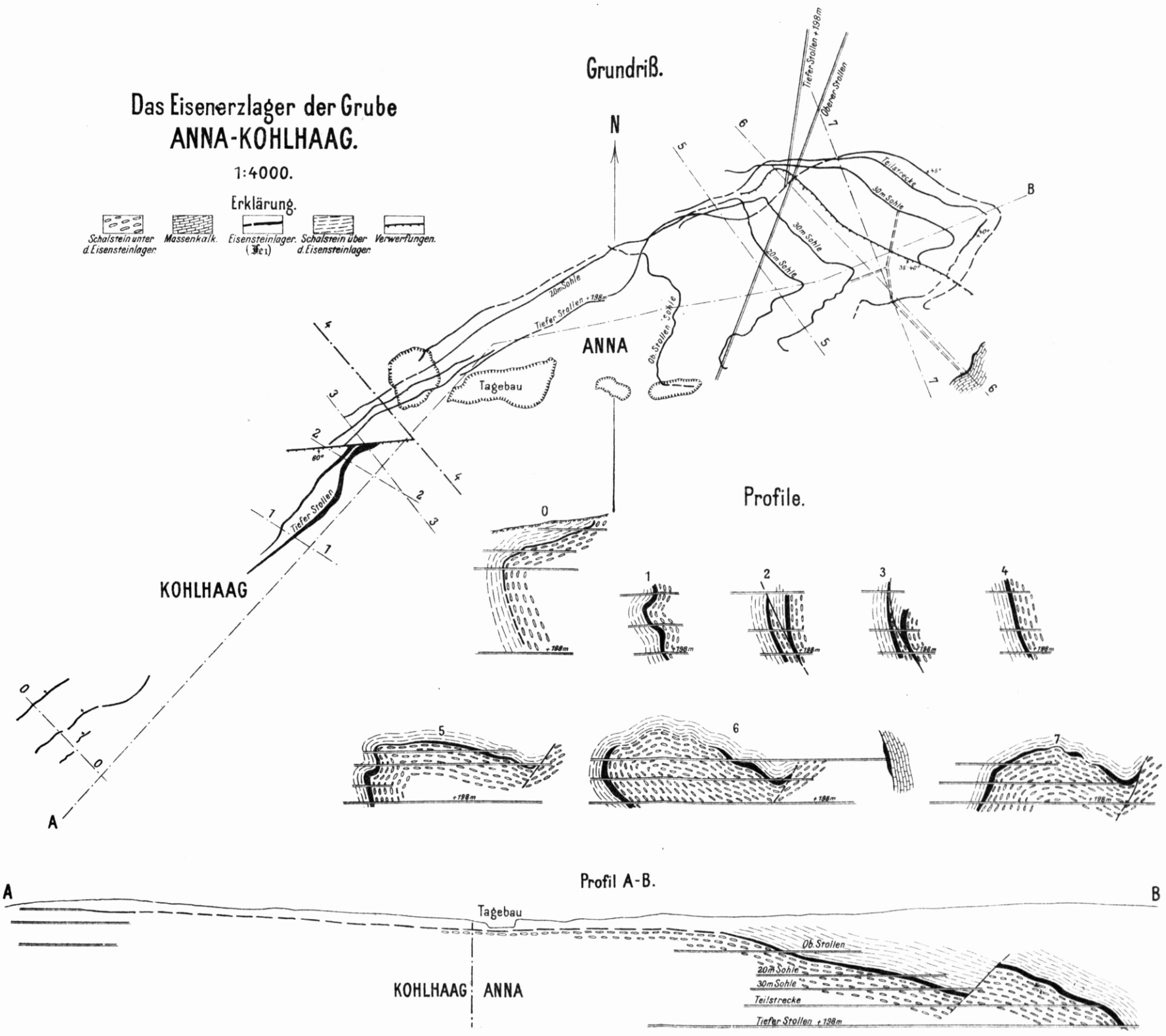
tms Schalstein. — Grenzleger. — tok Oberdevonischer Plattenkalk. — tot Dunkle Tonschiefer des Oberdevons. — tos Tuffbreccien und Tuffsandstein in tot. — toc Cypridinenschiefer. — Dk Kärniger Diabas. — Spateisenstein und Brauneisensteinleger. — Eisenstein-Roll leger.

Photolithographie: Berliner Lithographisches Institut. Berlin W 35.

NIEDERSÄCHS.
STA[illegible]S- U. UNIV.-
B[illegible]OTHEK
GÖTTINGEN

Das Eisenerzlager der Grube ANNA-KOHLHAAG.

1:4000.



Photolithographie: Berliner Lithographisches Institut. Berlin W 35.

NIEDERSÄCHS.
STAATS- U. UNIV.-
BIBLIOTHEK
GÖTTINGEN

Druck der Hansa-Buchdruckerei
Berlin N 4, Wöhlertstr. 12