

1921.2000

Erläuterungen  
zur  
**Geologischen Karte**

von  
**Preußen**  
und  
**benachbarten Bundesstaaten.**

Herausgegeben  
von der  
**Preußischen Geologischen Landesanstalt.**

Lieferung 208.  
**Blatt Weilmünster.**

Gradabteilung 68 ( $\frac{51^0}{50^0}$  Breite,  $26^0/27^0$  Länge), Blatt Nr. 81.

**Geologisch aufgenommen und erläutert**  
von  
**Johannes Ahlburg.**

Mit 1 Tafel und 13 Figuren im Text.

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

# Blatt Weilmünster.

Gradabteilung 68 ( $\frac{51^0}{50^0}$  Breite,  $26^0/27^0$  Länge), Blatt Nr. 81.

Geologisch aufgenommen und erläutert  
von  
**Johannes Ahlburg.**

Mit 1 Tafel und 13 Figuren im Text.

## I. Orographische und hydrographische Übersicht.

Das Gebiet des Blattes Weilmünster gehört in seiner ganzen Ausdehnung dem Flußgebiete der Lahn an, wird indessen von der Lahn selbst nicht durchschnitten, sondern von mehreren ihrer wichtigsten, aus dem Taunus bzw. aus dem Taunusvorlande stammenden Nebenflüssen, die dem Hauptflusse ungefähr in Süd—Nord-Richtung zueilen. Es sind dies: der Wetzbach im äußersten Nordosten, der Solmsbach im Osten, der Möttbach (auch Issel- oder Iserbach genannt) in der Mitte vom Blattgebiete und der Weilbach im Südwesten.

Der Möttbach entspringt innerhalb des Blattgebietes südöstlich Dietenhausen in etwa 360 m Meereshöhe und verläßt das Blatt nördlich Philippstein in etwa 192 m Meereshöhe. Der Solmsbach tritt bei + 238 m in das Blattgebiet ein und verläßt es bei + 169,8 m; er entspringt südöstlich vom Blattgebiete



oberhalb Weiperfelden an einem Gebirgskamm, der, die Wasserscheide zwischen Lahn und Main bildend, in etwa 400—500 m Höhe das südlich anschließende Blatt Grävenwiesbach durchzieht. Ein nordwestlicher Ausläufer dieses Kammes bildet an der Südostgrenze des vorliegenden Blattgebietes die über 400 m sich erhebende Wasserscheide zwischen Solmsbach und Weilbach; ihm gehört die höchste Erhebung innerhalb des Blattgebietes mit dem Dreieckspunkt 431,8 m westlich von Hasselborn an.

Der Weilbach, am Nordabhange des Feldbergmassivs entspringend, tritt in das Blattgebiet ungefähr in der gleichen Höhe ein, in der der Möttbach es verläßt (+ 196 m) und verläßt das Blattgebiet in 154 m Meereshöhe, seinem tiefsten Punkte; ihm fließen auch die den Südrand des Blattes berührenden Bäche (Wiesbach und Möhnstädter Bach) zu.

Größere Nebenflüsse nehmen nur der Solmsbach und der Weilbach auf; ihr Entwässerungsgebiet greift stellenweise bis auf wenige 100 m beiderseits des Möttbachtals vor, so daß auf den Möttbach trotz seines langen Laufes nur ein geringes, im Mittel etwa 1,5 km breites Zuflußgebiet entfällt.

Die auffällige Gliederung des Flußnetzes in langgestreckte Flußläufe mit nur schmalen Zuflußgebieten zu beiden Seiten, die sich auch in der östlichen und westlichen Nachbarschaft südlich der Lahn in gewisser Weise wiederholt, spiegelt offenbar die Entstehung der Lahn von S, vom Taunus und aus dem Taunusvorlande zufließenden Wasserläufe wider. Sie bildeten ursprünglich die Abflüsse einer nahezu ungegliederten, allmählich von N nach S ansteigenden Fastebene, die in großer flächenhafter Verbreitung noch bis heute erhalten geblieben ist und dadurch andeutet, daß das sie entwässernde und an ihrer Zerstörung arbeitende Flußnetz noch in einem verhältnismäßig jungen Stand der Entwicklung ist.

Die eben erwähnte Fastebene, die weithin über den ganzen Gebirgsrumpf des Rheinischen Schiefergebirges nachzuweisen ist, erscheint am Nordrande des Blattgebietes in einer durchschnittlichen Höhe von 280—300 m und bildet hier die Wasserscheiden zwischen Weil- und Iserbach, zwischen Iserbach und Solmsbach (Kammweg östlich Philippstein) und endlich

zwischen Solms- und Wetzbach. Ihr Alter ist dadurch bestimmt, daß sie die Reste einer ursprünglich weit verbreiteten Ablagerung von Quarzschottern, Sanden und Tonen trägt, deren Entstehung — als fluviatile Bildungen großer, die alte Fastebene durchströmender Urströme — etwa in die Mittel- bis Oberoligocänzeit fällt. Reste dieser oligocänen Ablagerungen finden sich innerhalb des Blattgebietes namentlich im NW zwischen Weil- und Iserbachtal (Umgebung von Hirschhausen und Bermbach) stets in ungefähr gleicher Höhenlage, soweit sie nicht durch nachträgliche Versenkung (bei der Zerschlungung des Massenkalkes) in tiefere Höhenlagen gelangt sind, und kennzeichnen damit die Fastebene als eine flächenhaft verbreitete, alte Flußterrasse.

Aber auch dort, wo die Zeugen der früheren Flußtätigkeit heute<sup>1</sup> fehlen, läßt sich die alte Einebnungsfläche noch deutlich erkennen; der oligocänen Flußtätigkeit ging nämlich im Alttertiär eine Zeit tiefgründiger Oberflächenverwitterung voraus, die nahezu alle Gesteine im Untergrunde gleichmäßig betraf und als Restprodukte leuchtend gefärbte Tone und aus Quarziten, Grauwacken, Gangquarzen usw. bestehende Quarzmassen schuf. Dieser Verwitterungskruste entstammen die im Oligocän (Vallendarer Stufe) fluviatil abgelagerten weiß- bzw. leuchtend gefärbten Quarzschotter, Sande und Tone; Reste der Verwitterungskruste sind aber auch noch außerhalb des Bereiches der Oligocänablagerungen erhalten geblieben und geben damit einen Anhalt für die weitere Verfolgung der alttertiären Hochfläche. Die zu bunten lettigen Massen zersetzten Schalsteine zwischen Hirschhausen, Bermbach und Laimbach, ebenso östlich des Möttbaches am Kamme nach Altenkirchen sind Zeugen der alten Oberflächenverwitterung; auch die gebleichten Tonschiefer auf der Hochfläche westlich vom Weiltale, namentlich südlich von Ernsthausen, die tiefgründig zersetzten unterdevonischen Quarzite und Grauwacken zwischen Oberem Möttbach (Isselbach) und dem Solmsbachtal, endlich die stark kaolinisierten und buntgefärbten Grauwacken auf der Hochfläche zwischen Neukirchen—Schwalbach—Niederwetz und Oberquembach und manche andere heute nur noch in Spuren erkennbaren Zersetzungserscheinungen gehören hierher.

Aus den der alten Festebene angehörigen Hochflächen heben sich mit deutlichem Absatz einzelne höhere Rücken heraus, auf denen die Spuren der alttertiären Verwitterung fehlen; sie bilden breite, die Festebene überragende Rumpfhöhen, auf denen die fluviatilen Bildungen der Vallendarer Stufe offenbar nicht zur Ablagerung gelangt sind. Orographisch treten diese Rumpfhöhen an manchen Stellen durch einen Absatz im Gelände deutlich hervor, z. B. auf dem Wege zwischen Dietenhausen und Kraftsolms und beim Anstieg vom oberen Isselbachtale zu der Straße Brandoberndorf—Grävenwiesbach. Zur Region der Rumpfhöhen, die die oligocäne Einebnungsfläche überragt haben, gehört der Kamm zwischen Möttbach und Solmsbach etwa vom Buhlenberge ab südwärts, ferner das ganze durchschnittlich zu Gipfeln von 400 m und darüber sich erhebende Gebiet südöstlich der Linie Kröffelbach—Audenschmiede, mit Ausnahme schmaler nach S. eingreifender Lappen, und wahrscheinlich auch ein Teil der Hochfläche westlich des Weiltales (Umgebung von Rohnstadt).

Die Erosion arbeitet, namentlich seit dem Diluvium, an der Zerstörung der alten Tertiäroberfläche; ihre Wirkung bleibt aber im wesentlichen auf die Nachbarschaft der tief eingeschnittenen Haupttäler beschränkt.

## II. Grundzüge des geologischen Baues.

Abgesehen von den schon kurz gestreiften Bildungen des Tertiärs und quartären Ablagerungen sind auf Blatt Weilmünster ausschließlich Schichten des Paläozoicums, und zwar des Devons und des Carbons, entwickelt. Ein Teil der paläozoischen Schichten, und zwar das Mittel- und Oberdevon, gehört im geologischen Sinne zur sogenannten Lahnmulde, die zusammen mit der Dillmulde in der Hauptsache aus jungdevonischen und culmischen Gesteinen aufgebaut ist und allgemein ein stark spezial gefaltetes Muldengebiet zwischen dem Unterdevon des Taunus im Süden und dem Unterdevon des Siegerlandes im Norden darstellt. Zum Unterdevon des Taunusvorlandes ist der ganze südöstliche Teil des Blattgebietes zu rechnen, und zwar südöstlich einer Linie, die von Oberquembach über Kraftsolms, den Buhlenberg nach Audenschmiede verläuft; diese Linie bildet demnach zugleich die südöstliche Begrenzung der Lahnmulde im geologischen Sinne.

Entsprechend der allgemeinen, im Rheinischen Gebirge und damit auch in der Lahnmulde herrschenden Faltenrichtung zeigen die Gesteine des alten Gebirges auf Blatt Weilmünster im großen 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. Indessen treten schon bei oberflächlicher Betrachtung des Kartenbildes Abweichungen von dieser Gesetzmäßigkeit eines regelmäßigen Faltenbaues hervor. Im Nordosten des Blattgebietes ruht eine auf große Erstreckung oft nahezu söhlig lagernde Grauwackentafel auf den devonischen Schichten; sie

besitzt nach den Beobachtungen in den Nachbargebieten obercarbonisches Alter und greift diskordant und transgredierend, also nahezu unabhängig vom Faltenbau des älteren Paläozoicums, über die Schichten des Devons über. Im Solmsbachtal zwischen Niederquembach und Bonbaden sinkt die Unterkante der Grauwackentafel z. T. bis unter die Talsohle ein, und hier greift die Grauwackentafel, die offenbar früher noch in größerer flächenhafter Verbreitung das Blattgebiet nach Westen hin überdeckte, in zwei größeren Erosionslappen bis in die Nähe des Iserbach- bzw. Möttbachtals nach W hinüber; der eine dieser Lappen endet am Buhlenberge südöstlich Möttau, der andere liegt größtenteils auf dem nördlichen Nachbarblatt Braunfels und berührt nur an einer Stelle die Nordgrenze des Blattes.

Auch in dem von der posteulmischen Faltung betroffenen Devon zeigen sich auffällige Wechsel im Verlaufe der einzelnen Gesteinszüge und stratigraphische Lücken, deren Grund in dem inneren Baue des Gebirges zu suchen ist.

Das älteste Gesteinsglied bilden die Untercoblenschichten; sie nehmen den südöstlichen Teil des Blattgebietes ein und gehören einem etwa 20 km breiten, stark spezial gefalteten Gesteinszuge an, der in südöstlicher Richtung bis an den von Taunusquarzit gebildeten Rücken des Taunus (Winterberg und Johannisberg bei Nauheim) heranreicht.

Nordwestlich an das ausgedehnte Gebiet von Untercoblenschichten schließt sich ein von SW (Weital bei Audenschmiede) nach NO (Solmsbachtal bei Kraftsolms) ständig an Breite gewinnender Zug von Obercoblenschichten an, an der Unterkante begleitet von einem infolge der Spezialfaltung verschiedentlich sich wiederholenden Streifen von Coblenzquarzit.

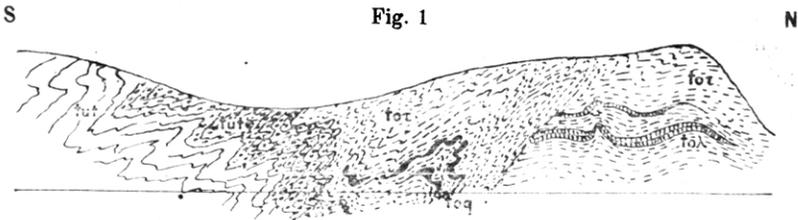
Auf die durch ihren Versteinerungsreichtum überall wohl gekennzeichneten Obercoblenschichten folgen nach NW, d. h. zum Muldeninnern der Lahnmulde fortschreitend, nahezu versteinungsleere Tonschiefer mit gelegentlichen Einlagerungen von grauen Flaser- bzw. flinzähnlichen Plattenkalken, Kieselschiefern, glimmerreichen Grauwacken und zähen Quarziten. Diese Schichtenfolge, vorwiegend dunkler dachschieferartiger Tonschiefer, erscheint im großen zwischen den Obercoblenschichten

im SO und einem aus Schalstein und Diabasmandelstein bestehenden mächtigen Gesteinszuge im NW, besitzt aber eine im Gegensatz zu den übrigen Gesteinszügen des Blattes sehr stark schwankende Breite. Im SW kreuzt der Zug zwischen Langenbach (Blatt Grävenwiesbach) und Ernsthausen das Weiltal in einer Breite von über 6 km; im Möttbachtal an der Straße Ernsthausen—Altenkirchen geht er auf wenige hundert Meter zurück, um im Solmsbachtal zwischen Neukirchen und Bonbaden wieder in über 2 km Breite — hier allerdings größtenteils von der Obercarbon-Grauwacke verhüllt — hervorzutreten. Die Altersstellung dieses Schieferzuges ist lange zweifelhaft geblieben. C. KOCH und ihm folgend E. KAYSER hielten die gleichen Schiefer auf den südwestlich anschließenden Blättern<sup>1)</sup> für Unteres Mitteldevon, obwohl die bezeichnenden Versteinerungen des Unteren Mitteldevons, die in der Nachbarschaft im echten Unteren Mitteldevon stets reichlich vorhanden sind, dieser nahezu versteinungsleeren Schichtenfolge ganz fehlen. Die Aufnahmen auf Blatt Weilmünster und vor allem auf den Nachbarblättern (Blatt Weilburg und Braunfels) haben zur Erkenntnis geführt, daß es sich bei diesen Schichten in der Hauptsache zweifellos um Äquivalente des Oberdevons handelt. Zunächst ist bemerkenswert, daß zwischen den fraglichen Schichten und dem Oberen Unterdevon petrographische Übergänge nirgends zu beobachten sind, wie sie auf den Nachbarblättern zwischen Obercoblenz und Unterem Mitteldevon stets hervortreten. Vielmehr lagern die Schiefer, wie zahlreiche Profile am Rande des Weiltales und unterhalb Mötttau vermuten lassen, flach und anscheinend transgredierend auf dem in der Regel steil aufgerichteten Unterdevon, das die Schieferhülle in eigenartigen kleinen Klippen gelegentlich durchragt (z. B. an der Frankfurter Landstraße südlich Mötttau). Die unmittelbare Beobachtung solcher diskordanten Auflagerung des Schiefers auf Unterdevon wird freilich dadurch sehr erschwert, daß in unmittelbarer Nachbarschaft des Unterdevons, das zum großen Teil auf die nordwestlich vorgelagerten Schichten nachträglich überschoben ist, die Schiefer selbst stark gestört

<sup>1)</sup> Vergl. Erl. Blatt Eisenbach, Limburg usw.

und aufgerichtet sind und erst in einigem Abstand von der Grenze die sonst herrschende flache Lagerung annehmen (vergl. Fig. 1).

Die fragliche Schieferzone bildet also eine das Unterdevon am Südrande der Lahnmulde flach überlagernde Decke, und damit erklärt sich auch ihre rasch wechselnde Breite, die im SW noch über 6 km beträgt, mit dem zunehmenden Zutagetreten des Oberen Unterdevons in nordöstlicher Richtung in dessen auf wenige hundert Meter zusammenschrumpft.



Profil auf der Westseite des Wealtales südlich Weilmünster.

Von Bedeutung für die Altersstellung des Schiefers ist ferner der Umstand, daß er — namentlich westlich und südwestlich Weilmünster — zahlreiche schmale Schalsteinzüge umschließt; C. KOCH und E. KAYSER hielten diese Schalsteinzüge auf den anschließenden Blättern für Einlagerungen in ihren „Schiefern des Unteren Mitteldevons“, in Wahrheit bilden sie aber schmale und langgestreckte Sattelaufbrüche, wie durch zahlreiche bergbauliche Untersuchungsarbeiten nachgewiesen ist, die auf dem zwischen Schalstein und Schiefer entwickelten Eisensteinlager umgegangen sind. Dasselbe Altersverhältnis zeigt sich am Nordwestrande des großen Schieferzuges gegen den breiten zwischen Ernsthäusen, Philippstein und Bonbaden das Blattgebiet durchschneidenden Schalsteinzug. Dieser Schalsteinzug (Schalsteinhauptsattel des Lahntales) gehört in seiner ganzen Masse dem Oberen Mitteldevon an (vergl. Erl. Blatt Braunfels, S. 6); im Innern der Lahnmulde (Blätter Braunfels, Merenberg, Weilburg) liegt auf der Grenze zwischen dem obermitteldevonischen Schalsteinzug gegen das normale fossilführende Oberdevon ein horizontbeständiges Roteisensteinlager;

dasselbe Roteisensteinlager erscheint auch auf der Südostseite des großen Schalsteinzuges, der demnach einen großen Sattel darstellt, an der Grenze gegen die fraglichen Schiefer des Weiltales wieder; stets ruht hier bei normalem Wechsel das Eisensteinlager zwischen Schalstein im Liegenden und Schiefer im Hangenden (Gruben südwestlich Ernsthausen und zwischen Bonbaden und Philippstein). Noch wichtiger als diese Beobachtung erscheint die Tatsache, daß bei Bonbaden, wo der eine Ast des Schalsteinhauptsattels unter der Oberfläche verschwindet und infolgedessen die fraglichen Schichten mit dem normalen Oberdevon in Verbindung treten (südliche Blatthälfte von Blatt Braunfels), sich ein bis ins kleinste gehender Übergang zwischen den normalen Oberdevonschichten (Intumescenskalko, Cypridinen-schiefer) und den dunklen dachschieferartigen Tonschiefern mit ihren Einlagerungen von Kieselschiefern, Plattenkalken usw. vollzieht (vergl. Erl. Blatt Braunfels, S. 8).

Die Schichten zwischen dem Unterdevon und dem Hauptschalsteinzuge auf Blatt Weilmünster sind also in der Hauptsache — vermutlich sogar in ihrer Gesamtheit — dem Oberdevon zuzustellen und stellen eine besondere südliche Randfazies des Oberdevons in der Lahnmulde dar. Das Untere Mitteldevon, das noch unweit nördlich des Blattgebietes im Innern der Lahnmulde (bei Tiefenbach, Blatt Braunfels) in großer Verbreitung zu Tage tritt, muß, da es am Südrande der Mulde gegen das Taunusunterdevon innerhalb des Blattgebietes nicht mehr erscheint, in dieser Richtung unter den transgredierenden jüngeren Schichten allmählich verschwinden. Das gleiche gilt übrigens auch bezüglich des obermitteldevonischen Schalsteins, der innerhalb des Hauptschalsteinsattels sicher Mächtigkeiten bis über 1000 m aufweist, nach dem Südrande der Mulde jedoch rasch an Mächtigkeit verliert. (Vergl. das Idealprofil der Karte.)

In die Schalsteinmasse des Schalsteinhauptsattels schiebt sich an der Nordwestgrenze des Blattgebietes zwischen Bermbach, Hirschhausen und Philippstein noch eine Mulde jüngerer Schichten ein. Der Kern dieser Mulde besteht aus oberdevonischen Schiefer — mit Kieselschieferinlagerungen —, die in ihrem Gepräge bereits dem normalen Oberdevon des Mulden-

innern, den Cypridinschiefern, ähneln und Einlagerungen typischer roter und grüner Cypridinschiefer mit der für diese bezeichnenden Fauna führen, also eine Übergangfazies zwischen dem Oberdevon der Muldenzone und des südlichen Randgebietes darstellen. Zwischen Oberdevonschiefern und Schalstein ruht östlich des Möttbachtals das Roteisensteinlager (Grenzlager: Gr. Fortuna, Eisenfeld usw.) während im Schalstein unter dem Lager mächtige Einlagerungen von Massenkalk (Stringocephalenkalk) erscheinen. Diese Kalke gewinnen westlich von Philippstein — hier allerdings größtenteils von Diluvium verhüllt — zunehmende Mächtigkeit, der Schalstein zwischen Kalk und Oberdevonschiefern verschwindet ebenso wie das Roteisensteinlager, und der Massenkalk geht durch Übergänge von roten Flaserkalken und Kalkknotenschiefer unmittelbar in die Schiefer des Oberdevons über. Die Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon, die östlich von Philippstein durch das Roteisensteinlager gekennzeichnet ist, verläuft also westlich des Tales im Massenkalk; dieser ist über die Grenze hinaus ins Oberdevon fortentwickelt und führt dementsprechend gelegentlich die bezeichnenden Versteinerungen des oberdevonischen Riffkalkes (*Phillipstraera Hennahi*, *Spirifer Verneuli* usw.). Die Verzahnung der Riffkalkfazies mit dem mitteldevonischen Schalstein und den Oberdevonschiefern westlich des Möttbachtals ist nach zahlreichen Einzelbeobachtungen in dem Idealprofile der Karte schematisch angedeutet.

### III. Einzelbeschreibung.

#### A. Paläozoicum.

##### I. Sedimente.

##### Das Unterdevon.

Das Unterdevon ist durch die beiden Stufen des Oberen Unterdevons, Untercoblenzstufe und Obercoblenzstufe vertreten:

1. Die Untercoblenzstufe (*tug*) nimmt entsprechend ihrer bedeutenden Mächtigkeit einen großen Flächenraum im südöstlichen Teil des Blattgebietes ein und tritt auch auf den südöstlich und südlich anschließenden Blättern in großer Verbreitung zu Tage. Die Untercoblenzstufe setzt sich zusammen aus einer Wechselfolge von rauhen dunklen Tonschiefern, Grauwackenschiefern, plattigen Grauwacken und plattigen Quarziten. Die einzelnen Gesteine, die durch allmähliche Übergänge mit einander verbunden sind, verteilen sich innerhalb der Untercoblenzschichten etwa in der Weise, daß man vom Hangenden, dem Coblenzquarzit, ausgehend, etwa folgende Gruppen unterscheiden kann:

1. vorwiegend feinplattige Grauwacken und Grauwackenschiefer,
2. Plattengrauwacken,
3. rauhe, blauschwarze Tonschiefer,
4. Plattenquarzite bzw. quarzitisches Sandsteine, wechselagernd mit rauhen, blauschwarzen Tonschiefern.

Welche Schichten im Liegenden des Plattenquarzites auftreten, ist nach den Aufschlüssen innerhalb des Blattgebietes und seiner näheren Umgebung nicht mit Sicherheit festzustellen. In südöstlicher Richtung von Hasselborn bis an den Winterberg

bei Nauheim überquert man lediglich Gesteine der genannten 4 Gruppen; am Winterberg ist der altunterdevonische Taunusquarzit entlang einer großen Überschiebung unmittelbar auf Untercoblenschichten überschoben. Während in dieser Zone die Untercoblenschichten in einer oberflächlichen Verbreitung von über 20 km erscheinen, schieben sich in südwestlicher Richtung, in der Gegend westlich von Usingen und im oberen Weital zwischen die Untercoblenschichten und den Taunusquarzit Hunsrück-schiefer ein, die nach der bisher allgemein gültigen Auffassung eine selbständige Stufe zwischen den Untercoblenschichten und dem Taunusquarzit darstellen. Vergleicht man das Unterdevonprofil zwischen Brandoberndorf—Hasselborn und dem Winterberg mit dem Profil im oberen Weital, so drängt sich allerdings die Vermutung auf, daß die Schichten der Gruppen 3 und 4 in dem erstgenannten Profil vielleicht Äquivalente der Hunsrück-schiefer weiter im Westen bilden, zumal die innerhalb der Gruppen 3 und 4 erscheinenden Schiefer petrographisch den Hunsrück-schiefern bereits völlig ähneln. Eine Entscheidung über diese Frage wird erst die Spezialaufnahme des Unterdevons in der Umgebung von Usingen und im oberen Weital ermöglichen.

Von den vier oben genannten Gesteinsgruppen der Untercoblenschichten wurde auf der Karte nur die Gruppe der Plattenquarzite (tuq) besonders ausgeschieden, da diese Gesteinszone sich überall deutlich aus dem übrigen Schichtenverbände heraushebt, während die übrigen Gruppen durch mannigfache Übergänge miteinander verknüpft sind und die Schiefer der Gruppe 3 innerhalb des Blattgebietes eine wenig selbständige Stellung einnehmen.

Dagegen wurde ein anderes Gestein ausgeschieden, das als ein besonders bezeichnender Begleiter der Untercoblenschichten im rheinischen Devon erscheint. Es ist dies der Porphyroidschiefer (tu $\pi$ ). Die Porphyroidschiefer sind hervorgegangen aus submarin abgelagerten Porphyrtuffen, die den Untercoblenschichten in Lagen bis zu 30–50 m Mächtigkeit und meist in großer räumlicher Ausdehnung eingeschaltet sind. Das Material der Tuffe ist gelegentlich grobkonglomeratisch, meist

allerdings sehr fein; infolge späterer Umwandlung des Tuffmaterials und der Druckschieferung zeigen die Tuffschiefer meist sehr feinschuppige bis schalige Struktur und einen eigenartigen, durch die Neubildung von Serizit hervorgerufenen, seidenartigen Glanz auf den Schichtflächen. Die Farbe der Tuffschiefer ist auffallend hell, weiß bis hellgelb, im frischen Zustande hellgrau bis schmutziggrau.

In senkrechter Verbreitung sind die Porphyroidschiefer auf die Gruppen 1—3 der Untercoblenzschichten beschränkt, sie fehlen also den jüngeren Schichten (Coblenzquarzit, Obercoblenzstufe) und ebenso den unteren Untercoblenzschichten, dem Horizonte der Plattenquarzite. Die wagerechte Verbreitung scheint sehr zu schwanken, obwohl einige Porphyroidlager (z. B. zwischen Kaiserlag und Dietenhausen) auf große Erstreckung zu verfolgen sind. Eine auffällige Häufung von Porphyroidlagern erscheint zu beiden Seiten des Möttbachtals bei Dietenhausen während sie beiderseits des Solmsbachtals bei Brandoberndorf fast ganz fehlen.

Fossilien treten innerhalb der Untercoblenzstufe auf dem Blattgebiete nur sehr vereinzelt auf, so daß es bisher nicht gelang, die ganze Masse der Untercoblenzstufe nach paläontologischen Gesichtspunkten näher zu gliedern, wie dies weiter westlich im Mittelrheingebiet versucht ist.<sup>1)</sup> Unter den Versteinerungen überwiegen Brachiopoden (*Spirifer Hercyniae*, *Sp. carinatus*, *Sp. subcuspidatus*, *Sp. arduennensis*, *Strophomena subarachnoidea*, *Tropidoleptus carinatus*, *Chonetes sarcinulata* und *Chon. plebeja*); daneben erscheinen, namentlich in den rauhen Tonschiefern und gewissen dünnplattigen Quarziten der Gruppe 4, Zweischaler (*Pterineen*, *Grammysien*, *Cypricardellen*), ferner *Tentaculites scalaris* und vereinzelt auch Gastropoden. Als Fundpunkte der Untercoblenzfauna verdienen Erwähnung die Grauwacken und Grauwackenschiefer im Tälchen hart an der südlichen Blattgrenze südlich von Dietenhausen, die Grauwackenschiefer unmittelbar westlich des Nordeingangs des Grävenwiesbacher Tunnels südlich Hasselborn und die Plattengrauwacken

<sup>1)</sup> A. FUCHS: Die Entwicklung der devonischen Schichten im westlichen Teile des Remscheid-Altenaer und des Ebbesattels. Jahrb. Geol. L.-A. 1915. Bd. 36, T. 2, H. 1.

in dem Tälchen östlich der Straßengabel Grävenwiesbach—Weilburg und Gr.-Brandoberndorf. Auch in den Porphyroidschiefern finden sich, wenn auch nur vereinzelt, Fossilreste, namentlich in den Aufschlüssen südlich Dietenhausen (*Spirifer subcuspidatus*, *Strophomena Sedgwicki*, *Tropidoleptus carinatus*, *Gosseletia* sp., *Cypricardella unioniformis* usw.). Ein reicher Fundpunkt von Versteinerungen bei Rodenroth — südöstlich Brandoberndorf — ist von W. FRANK<sup>1)</sup> ausgebeutet und beschrieben worden, wonach die Fauna der Rodenrother Porphyroidschiefer als ein Äquivalent der bekannten Singhofener Fauna zu gelten hat.

2. Coblenzquarzit ( $\tau\chi$ ). Zwischen die Untercoblenzschichten und die durch ihren Fossilreichtum meist deutlich gekennzeichneten Obercoblenzschichten schaltet sich im vorliegenden Gebiete eine mehrere 100 m mächtige Schichtenfolge von im frischen Zustande hellgrau gefärbten, dick- bis dünnbankigen, tonigen Quarziten ein, die stratigraphisch ein Äquivalent des von E. KAYSER an der Basis der Obercoblenzstufe ausgeschiedenen Coblenzquarzites darstellen. Auf Grund der Fossilführung wird der Coblenzquarzit nach E. KAYSERS Vorgang in der Regel zur Obercoblenzstufe gezogen; da Versteinerungen jedoch in den Quarziten in der Regel sehr selten sind und sich auf wenige belanglose Arten beschränken (*Homalonotus* sp., *Bellerophon trilobatus*, Ctenocrinusglieder, z. B. an der Westseite des Solmsbachtals südlich Kröffelbach), petrographisch aber der Quarzit sich näher an die unterlagernden Untercoblenzschichten anlehnt, so empfiehlt es sich, die Quarzitstufe als eine selbständige Zwischenstufe zwischen Unter- und Obercoblenzschichten zu betrachten.

Der Coblenzquarzit durchzieht das Blattgebiet vom Weiltale am Südrande des Blattes bis an die östliche Blattgrenze östlich Kröffelbach in einem namentlich zwischen Möttbach- und Solmsbachtal sich mehrfach wiederholenden breiten Zuge. An der Oberfläche zeigt der Quarzit in der Regel eine auffällige tiefgründige Verwitterung in hellgelbe, verlehmete, von Brauneisenkrusten durchsetzte, mürbe Quarzite und Sande; solche tiefgründige Zersetzung zeigt sich vor allem dort, wo Reste der alten

<sup>1)</sup> W. FRANK: Beiträge zur Kenntnis des südöstlichen Taunus usw. Inaug.-Diss. Marburg 1898.

Tertiärhochfläche noch erhalten sind (beiderseits des Möttbachtals und Westseite des Solmsbachtals); sie hat ihre Ursache in dem an Eisencarbonat reichen und tonhaltigen Bindemittel des Gesteines, das unter dem Einfluß der jungtertiären Verwitterung der Auflösung und Oxydation verfiel. Die Konzentration des Eisengehaltes in Brauneisenerzkrusten erreicht an manchen Stellen solche Ausdehnung, daß sogar Eisenerzverleihungen und Schürfungen auf diese Vorkommen erfolgt sind.

3. Obercoblenzschichten (tut). Die Obercoblenzschichten bestehen aus einer mächtigen, aber ziemlich einförmigen Schichtenfolge von plattigen bis flaserigen Grauwacken, Grauwackenschiefern und milden sandigen, glimmerreichen Tonschiefern. In den obersten Teilen der Schichtenfolge, die allerdings infolge der transgredierenden Auflagerung des Oberdevons (siehe oben S. 7) nur an wenigen Stellen zu Tage tritt (z. B. beiderseits des Weiltals nördlich und südlich Audenschmiede), reichert sich der in der ganzen Schichtenfolge reichlich vorhandene Eisencarbonatgehalt zu Sphärosideritieren an, so daß man diese Zone als einen besonderen Horizont der Sphärosideritschiefer ausscheiden kann. Auch paläontologisch nehmen diese obersten Schichten der Obercoblenzstufe eine gewisse Sonderstellung ein, da sie durch das besonders häufige Erscheinen des *Spirifer cultrijugatus* ausgezeichnet sind (Cultrijugatuszone im rechtsrheinischen Sinne).

Die Fossilführung innerhalb der Obercoblenzschichten ist in der Regel auf einzelne schmale Bänke beschränkt, während die große Masse der Schichten fossilfrei ist. In diesen versteinierungsführenden Bänken erscheinen die Fossilien allerdings meist so massenhaft, daß die ganze Gesteinsbank aus den Schalenresten besteht, zwischen denen das eigentliche Gestein dann nur ein Bindemittel bildet. Bei der oberflächlichen Verwitterung werden die Kalkschalen ausgelaugt und es bleibt ein Gewirr von Steinkernen und Hohldrücken zurück, deren Erhaltungszustand meist viel zu wünschen übrig läßt. Besonders reiche Fundpunkte der Obercoblenzfauna finden sich im Solmsbachtal unterhalb Kröffelbach, im Bahneinschnitt südlich vom Bahnhof Kraftsolms, auf der Ostseite des Tales westlich vom Bahneinschnitte, in dem Tälchen westlich vom Einhause bei Möttau

und am Hirschberg nördlich von diesem Dorfe, sowie an zahlreichen anderen in der Karte bezeichneten Punkten. Über den Fundpunkt bei Kröffelbach hat MAURER<sup>1)</sup> bereits früher eine Versteinerungsliste veröffentlicht. An allen Punkten finden sich folgende Formen mehr oder weniger häufig:

- Homalonotus* sp.  
*Cryphaeus laciniatus* RÖM.  
*Orthoceras planiseptatum* SDB.  
*Tentaculites scalaris* SCHLOTH.  
*Capulus* sp.  
*Bellerophon macromphalus* A. RÖM.  
*Pterinea fasciculata* GOLDF.  
*Spirifer cultrijugatus* F. RÖMER (bes. häufig bei gleichzeitigem Fehlen von *Sp. paradoxus* in den Cultrijugatusschichten südlich Audenschmiede).  
*Sp. curvatus* SCHLOTH.  
*Sp. hystericus* SCHLOTH.  
*Sp. paradoxus* SCHLOTH.  
*Sp. subcuspidatus* SCHLOTH.  
*Sp. arduennensis* DEFR.  
*Cyrtina heteroclyta* DEFR.  
*Athyris undata* DEFR.  
*A. concentrica* L. v. B.  
*Atrypa reticularis* L.  
*Rhynchonella livonica* L. v. B.  
*R. pila* SCHNUR.  
*R. daleidensis* F. RÖM.  
*Meganteris Archiaci* VERN.  
*Strophomena explanata* SOW.  
*Str. rhomboidalis* WAHL.  
*Str. piligera* SDBGER.  
*Orthothetes umbraculum* SCHLOTH.  
*Anoplothea venusta* SCHNUR.  
*Orthis vulgaris* SCHLOTH.  
*O. striatula* SCHLOTH.

<sup>1)</sup> MAURER, Die Fauna des rechtsrheinischen Unterdevons. Darmstadt 1886

- Chonetes plebeja* SCHNUR.  
*Ch. sarcinulata* SCHLOTH.  
*Ch. dilatata* F. RÖM.  
*Ctenocrinus decadactylus* GOLDF.  
*Zaphrentis primaeva* LUDW.  
*Pleurodictyum problematicum* GOLDF.

### Das Mitteldevon.

Schichten des Unteren Mitteldevon haben sich, wie oben bereits ausgeführt worden ist, innerhalb des Blattgebietes nicht nachweisen lassen. Daß unter den Schichten, die das Weiltal bei Weilmünster in großer Breite durchqueren, Schichten des Unteren Mitteldevons vertreten sein sollen, erscheint abgesehen von den oben angegebenen stratigraphischen Gesichtspunkten, auch deswegen unwahrscheinlich, weil die Schichten des Unteren Mitteldevons in der Nachbarschaft (z. B. bei Tiefenbach und Leun, Blatt Braunfels, und auf Blatt Merenberg) durch großen Fossilreichtum ausgezeichnet sind, während sie in den Schiefen des Weiltales, abgesehen von den belanglosen Styliolinen und Tentaculiten, nahezu ganz fehlen.<sup>1)</sup>

Das Obere Mitteldevon ist im vorliegenden Gebiete durch eine mächtige Eruptivfazies, Diabasergußdecken (Dm) und diese begleitenden Tuffe (Schalstein, tms) und im oberen Teile durch Riffkalke mit der Fauna der Stringocephalenstufe vertreten.

Der Schalstein (tms) besteht, als eine Tuffbildung der Diabaseruptionen, in der Hauptsache aus ursprünglich lockerem Tuffmaterial mit Bomben und Lapilli von Diabas und aus Bruchstücken von fremden Gesteinen, Kalk, Schiefen, Grauwacke usw., die bei der Eruption aus der Tiefe mit emporgerissen sind. Infolge der hohen Druckschieferung, die das ursprünglich lockere Material

<sup>1)</sup> SANDBERGER (Rheinisch. Schichtensystem in Nassau, 1856) führt zwar unter den Fundpunkten des *Orth. triangulare*, eines wichtigen Leitfossils des Unteren Mitteldevons, auch die Dachschiefergrube von Lützendorf bei Weilmünster auf; Verf. gelang es jedoch nicht, eine Bestätigung dieses Fundes zu erlangen; hervorzuheben ist jedenfalls, daß in dem uralten Dachschieferbergbau von Langhecke, der in denselben Schiefen umgibt, Fossilien bislang noch nicht aufgefunden sind (vergl. Erl. Bl. Weilburg, S. 21).

in besonders hohem Maße angenommen hat, ist die ursprüngliche Schichtung, soweit sie überhaupt in dem ungleichmäßig zu submarinen Vulkanen aufgeschütteten Tuff angedeutet war, fast ganz verloren gegangen. Um so vollständiger ist die Schieferung entwickelt, nach der der Schalstein leicht in dicken, faserigen Platten und Schalen (daher der Name Schalstein) spaltet. Die ursprüngliche Schichtung tritt nur dort deutlicher hervor, wo Lagen feinen und groben Tuffes häufiger miteinander wechseln, und vor allem dort, wo die Tufflagerungen (an den Übergängen der Schalsteinfazies in die Schiefer- bzw. Kalkfazies) mit Schiefeln oder kalkigen Ablagerungen wechseln. Solche Schichtung läßt sich gelegentlich im Profil des Möttbachtals und an der Straße Ernsthause—Altenkirchen beobachten.

Äußerlich kann der Schalstein unter den geschilderten Umständen in der verschiedensten Form erscheinen; das Hauptgestein aller dieser Schalsteine, der Diabastuff, bleibt aber durchweg gleichartig, wenngleich es infolge späterer Veränderungen kaum mehr die ursprüngliche petrographische Zusammensetzung erkennen läßt. Im frischen Zustande besitzt der Schalstein dunkelgraugrüne bis hellgraue Färbung und besteht im reinsten Zustande aus einem von nachträglich gebildetem Kalkspat innig durchtränkten Gemenge chloritischer Substanz, beide hervorgegangen aus den ursprünglichen Mineralbestandteilen des Tuffes, Kalknatron-Feldspat und Augit. Reste der ursprünglichen Mineralsubstanz, 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 Tuffmaterials — feinschiefrig. Der Schalstein dieser Form diente dem nassauischen Bergmann von jeher als wichtigstes Leitgestein bei der Aufsuchung von Eisenerzlagerungen 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 Schal-

stein, schiefrige Ablagerungen, Kalke), wo also die Tuffazies 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 stellen<sup>1)</sup>. Hinzu kommt, daß der Stringocephalenkalk innerhalb der Lahnmulde — je nach den für die Riffauna vorhandenen Lebensbedingungen — in den verschiedensten Abteilungen der Schalsteinstufe erscheinen kann und innerhalb derselben bald nur schmale, wenige Meter starke, rasch auskeilende Riffinsen bildet (Umgebung von Berghausen und Bonbaden), bald viele 100 m mächtige geschlossene und weit fortstreichende 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 (Oberdevonmulde westlich Philippstein).

Da nun die an verschiedenen Stellen der Lahnmulde in den Kalken des Obermitteldevons festgestellte Fauna<sup>2)</sup> eine Einzelgliederung der Kalke nicht gestattet, die Verschiedenheiten dieser immer nur auf einzelne Punkte beschränkten Faunen vielmehr auf die örtlichen Entwicklungsbedingungen 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 gekennzeichneten Schichten des Unteren Mitteldevons nirgends erscheinen und daß andererseits die Ablagerung des echten Schal-

<sup>1)</sup> Vergl. AHLBURG: Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A. 1910. T. I. S. 465 ff.

<sup>2)</sup> Vergl. HOLZAPFEL: Das Obere Mitteldevon im rheinischen Schiefergebirge. Abh. der Kgl. Pr. Geol. L.-A. N. F., Heft 16. 1895.

steins im Lahngebiete durchweg an der paläontologisch wohl bestimmten Grenze des Oberen Mitteldevons gegen das Oberdevon zum Abschluß kam.

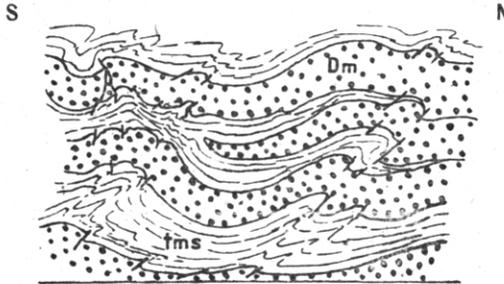
Der Schalstein nimmt also, soweit er nicht durch andere Sedimente örtlich vertreten ist, das ganze Obere Mitteldevon ein. Übereinstimmend damit sind die die Schalsteinstufe des Oberen Mitteldevons in Form von Gängen, Stöcken und namentlich ausgedehnten Deckenergüssen begleitenden Diabase (Diabasmandelstein, Diabasporphyr, 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 verwandten Gesteine mit dem Beginn des Oberen Mitteldevons einsetzte, und da gleichzeitig eine Transgression des Oberen Mitteldevons über die älteren bereits vorgefalteten Sedimente einsetzte, die tektonische Vorgänge (Einbrüche an den Rändern der Lahnmulde) zur Voraussetzung hatte, wird man weiterhin schließen dürfen, daß der Beginn der großen, obermitteldevonischen Eruptionsphase mit der Bildung der Einbrüche im ursächlichen Zusammenhang gestanden hat.

Die Diabase, die den Schalstein namentlich innerhalb der anliegenden Gebiete in einer Reihe mächtiger und langgestreckter Züge begleiten, sind in der Hauptsache als Deckenergüsse aufzufassen und zeigen dementsprechend auch meist die der Lava ähnelnde blasige Struktur (Mandelstein); letztere stellt sich bei den mächtigen Decken namentlich an den beiderseitigen Grenzflächen (Stromunter- und -oberfläche) ein. Häufig beobachtet man auch mehrfache Wechsellagerung von Diabasdecken und zwischengelagerten Tuff-(Schalstein-)bänken nach Art heutiger Stratovulkane (vergl. Fig. 2).

Die Kalke innerhalb des Oberen Mitteldevons (tmk, tmsk) erscheinen als feine, mit Tuffbänken wechsellagernde Kalkschiefer,

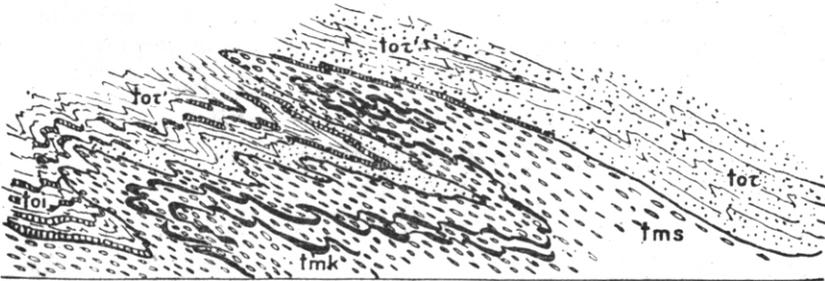
als dünn- bis dickbankige Plattenkalke und endlich als schichtungslose oder doch nur undeutlich gebankte Riffkalke (Massenkalke); alle diese Ausbildungsformen sind durch Übergänge häufig mit einander verbunden und geben im großen ein lehrreiches Bild von der Verzahnung der Kalkfazies mit der benachbarten, gleichaltrigen Tuffazies (vergl. Fig. 3 sowie Taf. 1, Fig. 1 u. 2 und das Profil der Karte).

Fig. 2



Wechsellagerung von Diabasdecken und Schalstein auf der Westseite des Welltales nördlich Ernsthausen.

Fig. 3



Profil auf der Ostseite des Solmsbachtals (Südausgang von Bonbaden).

In günstigen Aufschlüssen hat man zuweilen Gelegenheit, zu beobachten, wie aus dem reinen Schalstein sich allmählich kalkige Schiefer entwickeln, die im weiteren Verlaufe in reinere Plattenkalke und endlich unter Zurücktreten der Schichtung in massive Riffkalke übergehen (Kalkbrüche im Solmsbachtale bei Bonbaden).

Die Fossilführung innerhalb dieser Kalke zeigt je nach

ihrer Ausbildungsform auffällige Unterschiede; die Kalkschiefer, aus einer Vermischung feinsten Tuffmaterials, Kalkdetritus und Kalkschlamm gebildet, sind meist versteinungsleer und enthalten nur gelegentlich Crinoidenstielglieder, vereinzelt auch Brachiopoden. *Stringocephalus Burtini*, das gemeinsame Leitfossil aller Kalkeinlagerungen im Oberen Mitteldevon, ist nur in den Plattenkalken häufig; hier kann man ihn oft zu Dutzenden von Exemplaren an seinen bezeichnenden Querschnitten erkennen. Dem eigentlichen Riffkalk ist er dagegen ziemlich fremd und selbst an seinen reichsten Fundstätten nur in wenigen Stücken gefunden worden.

Der Riff- oder Massenkalk ist die eigentliche Heimat der Riffkorallen und Stromatoporen; andere Fossilien sind nur in seltenen Fällen zu erkennen. Wo sich indessen infolge örtlich günstiger Lebensbedingungen größere Tierkolonien innerhalb der Riffe angesiedelt hatten, zeigen sie eine überraschende Artenfülle. Bekannt sind die namentlich durch die Gebr. SANDBERGER beschriebenen Fundpunkte von Villmar a. L. <sup>1)</sup>, ferner der Taubenstein bei Wetzlar<sup>2)</sup> (unweit des Ostrand des Blattes), und Haina bei Waldgirmes). Innerhalb des vorliegenden Blattes fand sich nur an einer Stelle, in den Kalkbrüchen östlich Philippstein eine kleine Fauna (*Murchisonia nerinea*, *Euomphalus laevis*, *Stringoc. Burtini*, *Spirifer simplex*, *H. inflatus*, *Atrypa reticularis*, *A. aspera*, *Rynchonella subcordiformis*, *Pentamerus globus*, ferner Korallen und Stromatoporen (*Favosites*, *Alceolites*, *Stromatopora*).

Aus der Natur der genannten Kalkbildungen, ihrer Verzahnung mit der Tuffazies, geht schon hervor, daß sie in wagenrechter wie in senkrechter Richtung an keinen bestimmten Teil

<sup>1)</sup> G. u. F. SANDBERGER, Die Versteinerungen des Rhein. Schichtensystems in Nassau. Wiesbaden 1850—56.

HOLZAPFEL, Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge; Abh. Kgl. Pr. Geol. L.-A. N. F. H. 16. 1895.

<sup>2)</sup> C. RIEMANN, Die Fauna der Kalke vom Taubenstein bei Wetzlar. N. Jahrb. f. Min. 1880.

<sup>3)</sup> MAURER, Die Fauna der Kalke von Haina bei Waldgirmes. Abh. Großh. Hess. Geol. Land. A. I. Heft. 1.

Desgl. BEYER. Verh. d. Nat. Ver. Rheinl. Westf. 1896.

des Schalsteines gebunden sind. Wo die Gelegenheit zur Bildung einer Riffkolonie gegeben war, wuchs diese empor, in stetem Kampfe mit den wieder und wieder auftretenden Tufferuptionen, die die Fauna bald ganz erstickten, bald nur ihre äußersten randlichen Teile einhüllten und dadurch die eigenartige Wechselagerung von Tuff- und Kalkfazies erzeugten.

So erscheint der Stringocephalenkalk innerhalb des vorliegenden Blattes zwischen Bermbach, Philippstein und Bonbaden in unmittelbarer Nachbarschaft des Oberdevons (also in den obersten Teilen der Schalsteinstufe), während die gleichen Kalkschiefer, Platten- und Riffkalke im Weital bei Ernsthausen inmitten der Schalsteinmasse und noch unter der großen Ernsthäuser Diabasmasse ruhen.

Eingangs wurde schon erwähnt, daß der Massenkalk westlich von Philippstein nicht mehr vom Schalstein überdeckt wird, sondern durch Übergänge (Kalkknotenschiefer und Flaserkalke) verbunden in oberdevonische Schichten übergeht. Die obersten Teile dieses Kalkes müssen also bereits oberdevonisches Alter haben (Iberger Kalk); in der Tat haben sich, wenn auch vereinzelt, bezeichnende Versteinerungen des Oberdevonischen Riffkalkes (*Phillipsastrava Hennahi* und *Spirifer Verneuli*) an verschiedenen Stellen, namentlich in den Aufschlüssen unmittelbar westlich von Philippstein, in ihm gefunden. Eine kartographische Abtrennung dieses oberdevonischen Teiles des Massenkalkes, wie sie sich auf benachbarten Blättern (Bl. Weilburg) z. T. hat durchführen lassen, war indessen auf dem vorliegenden Blatte wegen der Seltenheit der Fossilführung und der petrographischen Eintönigkeit des ganzen Massenkalkes nicht möglich.

Das eigenartigste 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 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 der wichtigsten auf ihnen bauenden Gruben wird weiter unten noch einiges zu sagen sein. Hier sei

nur ihre stratigraphische Stellung als Schichtenglieder des Oberen Mitteldevons kurz gekennzeichnet.

Das Hauptlager tritt an der oberen Grenze der mächtigen Schalsteinstufe des Oberen Mitteldevons auf und wird unmittelbar von oberdevonischen — schalsteinfreien — Sedimenten überlagert; dieser Horizont ( $Fe$  der Karte) ist beständig 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 Tuffazies bis an die Untergrenze des Oberdevons reicht; er 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. Dieser Haupteisensteinhorizont wird im folgenden kurz als Grenzlager bezeichnet.

Ein zweiter, älterer Roteisenhorizont tritt innerhalb des Oberen Mitteldevons auf ( $Fe_1$ ); 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 (Grube Anna) im NO und Odersbach (Blatt Weilburg) im SW beschränkt; nach den Rändern dieses Verbreitungsgebietes verliert er sich mehr und mehr durch Übergänge von eisenschüssigem Kalk und eisenschüssigem Schalstein in der eiförmigen Schalsteinmasse. Besonders ausgeprägt ist dieser Lagerhorizont in dem südwestlich an Bl. Braunfels anschließenden Gebiete, zwischen Hirschhausen (Bl. Weilmünster), Drommerts-  
hausen, Weilburg, Windhof und Odersbach (Bl. Weilburg); hier tritt seine besondere Stellung auch dadurch noch hervor, daß er die Grenze zwischen dem normalen Schalstein (im wahren Liegenden) und einer bunten Wechselfolge von Tuff- und Breccienbänken, Kalken und Kalkschiefern, dem sog. geschichteten Schalstein  $tms_1$  (im Hangenden) bildet.

Ausserhalb des genannten Gebietes erscheinen in dem breiten Schalsteinzuge zwischen Weital und Solmsbachtale noch zahlreiche Roteisensteinlagerzüge. Einer derselben ruht ebenfalls zwischen

einem echten Schalstein im Liegenden und einem geschichteten, mit Tonschiefer und Kalkschiefer wechsellagernden Schalstein (tms.) im Hangenden (zwischen Ernsthausen, Laimbach und dem Hollandskopf); dieser scheint dem Lagerhorizont der Gruben Anna-Budérus-Haide (Bl. Merenberg, Weilburg) zu entsprechen. Andere Lagerzüge, vorwiegend aus kieseligem Roteisen und Eisenkiesel bestehend, liegen auf der Grenze (Stromoberfläche) der mächtigen Diabasdecken gegen Schalstein und stellen jedenfalls selbstständige Ausscheidungen im Gefolge der großen Diabaslavaergüsse dar (Lagerzüge südlich und östlich Philippstein). Diese Lagerzüge sind auf der Karte auch als Fe<sub>1</sub> bezeichnet worden, obgleich sie mit dem weitverbreiteten Horizonte zwischen Drommertshausen — Hirschhausen — Weilburg nicht in Zusammenhang stehen und nicht von verschiedenartigen Schalsteinen umlagert werden, sodaß keineswegs feststeht, ob sie etwa demselben Horizont angehören.

Wichtig erscheint für das Auftreten der Eisensteinlager als Schichtenglieder innerhalb des Oberen 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 (bezw. einer Haupteruption) im Oberen Mitteldevon zur Ablagerung gelangt sind, daß sie also die letzte, postvulkanische Ausscheidung dieser Eruptivphasen darstellen.

Noch ein weiterer Umstand — abgesehen von der Niveaubeständigkeit — spricht für die selbständige stratigraphische Stellung der Eisensteinlager gegenüber den übrigen Ablagerungen des Oberen Mitteldevons, insbesondere gegenüber den Kalkablagerungen im Schalstein, für deren metasomatische Umwandlungsprodukte man sie früher hielt. Sie bergen dort, wo sie Versteinerungen führen, eine durchaus eigentümliche, von

den sonst im Oberen Mitteldevon herrschenden Riffaunen deutlich abweichende Fauna und können auch aus diesem Grunde nicht etwa als metasomatisch zu Eisenstein umgewandelte Kalke angesehen werden, wie dies früher allgemein geschah.

Von größerer praktischer Bedeutung als die Lagerzüge im obermitteldevonischen Schalstein ist das Roteisensteinlager auf der Grenze von Mittel- und Oberdevon. Auf Blatt Weilmünster tritt dieses Lager einmal in Begleitung der Philippsteiner Oberdevonmulde zu Tage (Grube Fortuna, Eisenfeld usw.), bleibt hier aber auf den Teil der Mulde (östlich des Möttbachtals) beschränkt, wo der Schalstein des Oberen Mitteldevon unmittelbar vom Oberdevon überlagert wird; es fehlt also dort, wo Massenkalk über die Grenze ins Oberdevon fortgewachsen ist (westlich Philippstein). Dem gleichen Horizonte sind ferner die Eisensteinlager zuzuzählen, die auf der Südgrenze des Hauptschalsteinzuges gegen die Oberdevonschiefer der südlichen Randfazies sowie auf den Schalsteinsätteln innerhalb dieser Schiefer erscheinen (Friedrichswonne, Langmuth usw. nördlich Altenkirchen, Nero, Riesenburg, Charon usw. südwestlich Weilmünster).

Versteinerungen haben die Eisensteinlager im vorliegenden Gebiete bisher nicht geliefert, wohl aber sind solche in dem nördlich anschließenden Gebiete (Bl. Braunfels) auf einer Reihe von Gruben im Grenzlager bekannt geworden, u. zw. vorwiegend Cephalopoden (Goniatiten, Orthoceren) sowie ganz bestimmte, der Riffazies des Oberen Mitteldevons fremde Trilobiten und Zweischaler, ferner an einigen Stellen Einzelkorallen, während die große Fülle der im Kalk heimischen stockförmigen Korallen, Stromatoporen und der Brachiopoden fehlt. Im Grubengebiete von Nauborn (Bl. Braunfels, Grube Amanda, Juno) fanden sich u. a. *Phacops breviceps*, *Lichas Decheni*, *Proetus quadratus*, *Agoniatites inconstans* var. *expansus*, *Maeneceras terebratum*, *M. tenue*, *M. Decheni*, *Orthoceras vittatum*, *Aviculopecten Oceani*, *Buchiola ferruginea*, *B. misera* und als Seltenheit einige Brachiopoden; auf Grube Maria bei Leun (westlich Bhf. Braunfels) *Cheirurus Sternbergi*, *Maeneceras terebratum*, *Amplexus hercynicus*; auf Grube Martha südlich Albshausen bestanden einzelne Bänke des am Südabhang des Johannisberges durch Tagebau und Stollen erschlossenen

Lagers fast ganz aus Resten von *Cheirurus Sternbergi*, dem bezeichnendsten Fossil dieses Horizontes, und Einzelkorallen (*Amplexus*), daneben fanden sich *Proetus quadratus* (häufig), *Pr. suborbitatus*, *Lichas Decheni*, *Cyphaspis cerberus* (häufig) und zahlreiche Goniatiten (*Agoniatites inconstans* var. *expansus*, var. *nodiger*, var. *obliquus*, *Ag. discoides*, *Anarcestes cancellatus*, *Maeneceras terebratum*, *M. tenue*, *M. Decheni*) und einige andere oben aufgezählte Formen<sup>1)</sup>.

Da diese Lager vorkommen noch die wichtigsten Leitformen des Oberen Mitteldevon (namentlich *Maenec. terebratum*) führen, andererseits im Nachbargebiete derselbe Lagerhorizont (Grube Georg Joseph, Bl. Weilburg) neben Leitformen des Obermitteldevons (*Agon. inconstans*, *Ag. discoides*, *Anarcestes* aff. *Karpinskyi* usw.) auch die bezeichnenden Pharciceraten der Grenzstufe zwischen Mittel- und Oberdevon<sup>2)</sup> birgt und über einigen der oben aufgeführten Lager (z. B. Gr. Martha) unmittelbar Kalke mit der Fauna der Intumescensstufe (Unt. Oberdevon) folgen, so erweist sich auch paläontologisch der Haupteisensteinhorizont im Lahntale (das Grenzlager) als eine noch dem Oberen Mitteldevon angehörende Grenzschicht zwischen Mittel- und Oberdevon.

### Das Oberdevon.

Das Oberdevon zeigt von allen Gliedern des Devons innerhalb der Lahnmulde die weitestgehende fazielle Verschiedenheit. In Zusammenhang offenbar mit dem Vorschreiten 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. 1, Fig. 2), bildeten sich große Unterschiede in der petrographischen Entwicklung sowie im organischen Leben der einzelnen Teile der Mulde aus.

Die normale Entwicklung — verglichen mit den benachbarten Oberdevongebieten — zeigt das Oberdevon im inneren Teile der Mulde. Hier folgen über dem noch zum Oberen

<sup>1)</sup> Vergl. auch HOLZAPFEL, Das Obere Mitteldevon usw.

<sup>2)</sup> Vgl. Erl. Bl. Dillenburg (Lief. 101 der Geol. Spez.-K. v. Pr.) S. 16.

Mitteldevon gehörigen Grenzlager hellgraue bzw. hell- bis fleischrote Plattenkalke und Flaserkalke in einer Mächtigkeit von 6—10 m, oder, wie dies auf Bl. Braunfels in der Muldenzone (Tiefenbach — Braunfelser Mulde, Niederbieler Mulde, Grube Fortuna, Gr. Heinrichsseggen) die Regel ist, unmittelbar die nahezu das ganze Oberdevon vertretenden roten und grünen Tonschiefer (Cypridinenschiefer). Das Oberdevon dieser Zone wird begleitet von zahlreichen gangförmigen Durchbrüchen körniger Diabase und schließt ab mit einer mächtigen Decke von Ergußdiabas (sog. Deckdiabas).

Die Ergußdiabase, die von E. KAYSER sehr treffend als Deckdiabas (Dd) bezeichnet worden sind<sup>1)</sup>, 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. Im vorliegenden Gebiete, wie überhaupt im südlichen und westlichen Teil der Lahnmulde fehlt der Deckdiabas ganz, ebenso fehlen die ihn im Norden überlagernden Sedimente des Culms.

In scharfem Gegensatz zu der Ausbildung im Muldeninnern steht das Oberdevon südlich des Massenkalkzuges, der das vorliegende Blatt bei Philippsstein berührt und von hier in nordöstlicher Richtung das ganze Blatt Braunfels durchzieht. (Übergang der Mulden- in die südliche Randfazies.)

Zunächst fehlen hier die für das nördliche Oberdevon so bezeichnenden körnigen Diabase; dafür begegnet man in diesem Gebiete einem eigentümlicher, meist olivinreichen, Diabasmandelstein (Dkm), der dem nördlichen Oberdevon ganz fremd ist. Weit auffälliger sind die Unterschiede bei den Sedimentgesteinen, die früher sogar vielfach zu einer falschen Altersbestimmung dieser Schichten geführt haben<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> Erl. Blatt Dillenburg und Oberscheld usw.; Lief. 101 der Geol. Spez. Karte von Preußen.

<sup>2)</sup> Vergl. E. HOLZAPFEL, a. a. O.; ferner Jahrb. Kgl. Geol. Landesanstalt 1894, S. XXXV ff.

Über dem Schalstein und dem Eisensteinlager (Grenzlager) liegen in der Regel zunächst geringmächtige graue und rötliche Flaserkalke mit der Fauna der Intumescensstufe (s. o. S. 26). Darüber folgt, die Kalke z. T. schon vertretend, eine bunte Wechselfolge von dunklen Tonschiefern, roten, grauen und grünen Cypridinenschiefern ( $\tau\sigma'$ ), Kieselschiefern ( $\tau\sigma\lambda$ ) und krystallinen bis dichten, dunkelgrauen Plattenkalken.

Das Hauptgesteinselement dieser Schichtenfolge bilden dunkle, ja gelegentlich ganz schwarze, meist sandige, auch zuweilen glimmerreiche Tonschiefer, die in scharfem Gegensatze zu den buntgefärbten zarten Cypridinenschiefern stehen ( $\tau\sigma'$ ). Ihre Altersgleichheit mit letzteren wird aber durch die häufig zu beobachtende Wechsellagerung mit echten, meist allerdings ziemlich rauhen Cypridinenschiefern bewiesen, in denen sich auch mancherorts die bezeichnenden Versteinerungen der Cypridinenschiefer finden (*Phacops cryptophthalmus*, *Entomis serratostrata*). Die Fauna der dunklen Schiefer ist einigermäßen abweichend; es finden sich vorwiegend Styliolinen und große fein gerippte Tentaculiten, daneben aber auch bezeichnende Trilobitenreste (*Phacops* cf. *cryptophthalmus*), während Cypridinen, wie es scheint, ganz fehlen. Die petrographische Ausbildung dieser Gesteine veranlaßte HOLZAPFEL<sup>1)</sup> ursprünglich, die dunklen Tonschiefer von den eingelagerten echten Cypridinenschiefern als untermitteldevonischen Tentaculitenschiefer zu trennen; erst die durch genaue Kartierung und die Untersuchung des Nachbargesbietes festgestellte Tatsache, daß beide Gesteinsarten ständig miteinander wechsellagern, daß sie ein Zwischenglied zwischen der Fazies der reinen Cypridinenschiefer im Muldeninnern und der Fazies der dunklen Tonschiefer des südlichen Randgebietes darstellen, ergab die übrigens auch von HOLZAPFEL späterhin<sup>2)</sup> vermutete Zusammengehörigkeit der fraglichen Schichten. Wechsellagerungen

<sup>1)</sup> a. a. O.

<sup>2)</sup> Jahrb. Kgl. Geol. Landesanst. 1896, S. XXXVIII. In dem Werke über das Obere Mitteldevon (Abh. N. F. Heft 16, S. 371) vertrat HOLZAPFEL noch eine andere Auffassung bezgl. der Stellung der fraglichen Tonschiefer; er hielt sie zusammen mit den Plattenkalken und Kieselschiefern für ein Äquivalent des Stringocephalenkalkes (Oberes Mitteldevon).

beider Schiefervarietäten sind sehr schön zu beobachten östlich des Solmsbachtals auf dem Wege von Laufdorf nach Bonbaden und herab zur Oberdorfer Hütte (Blatt Braunfels), ferner längs der Ernstbahn zwischen St. Georgen und Philippstein<sup>1)</sup>.

Besonders fremdartig wird der Charakter dieses Oberdevon-zuges noch durch das Auftreten von Adinolen, Kieselschiefern und echten schwarzen Lyditen ( $to\lambda$ ), die stellenweise, besonders in den unteren Teilen der Schieferfolge, in nicht unerheblicher Mächtigkeit auftreten, meist allerdings nur linsenförmige Einlagerungen bilden und nicht auf lange Erstreckung aushalten (nordwestlich und nördlich von Philippstein).

Auf ein anderes Gesteinsglied der Philippsteiner Oberdevonmulde, den oberdevonischen Massenkalk (Ibergerkalk), wurde oben schon hingewiesen.

Die Entwicklung der oberdevonischen Schichten in der Philippsteiner Mulde leitet, wie dies schon eingangs betont wurde, zu der Oberdevonfazies im südlichen Randgebiete der Lahnmulde über, die auf dem vorliegenden Blatte besondere Ausdehnung besitzt. Diese südliche Oberdevonfazies besteht in ihrer Hauptmasse aus einer einförmigen Schichtenfolge von dunklen, im frischen Zustande blauschwarzen Tonschiefern ( $to\tau$ ), die wegen ihres feinen Gefüges stark zur Druckschieferung neigen und daher als Dachschiefer sich eignen. Zahlreiche Verleihungen sind auf solche Dachschiefer innerhalb des Blattgebietes erfolgt (Umgebung von Weilmünster), und an manchen Stellen hat früher auch ein umfangreicher Dachschieferbergbau stattgefunden (Grube Germania bei Laubuseschbach, Grube Lützendorf unterhalb Weilmünster u. a.). Häufig zeigen die Schiefer bei zunehmendem Kieselsäuregehalt eine deutliche feine Bänderung infolge lagenweise heller und dunkler Färbung; solche Abarten wurden früher von C. KOCH (Blatt Eisenbach, Limburg usw.) als Bandschiefer bezeichnet. Nimmt der Kieselsäuregehalt zu, so verlieren die Schiefer ihre Feinschieferigkeit, und es entstehen mehr

<sup>1)</sup> Wegen dieser Wechsellagerung und der allmählichen Übergänge ließen sich beide Abarten der Schiefer auch auf der Karte nicht trennen; sie sind als Schiefer der Übergangzone ( $to\tau'$ ) zusammengefaßt und damit den Schiefen der Muldenzone ( $to\epsilon$ ) und denen der südlichen Randzone ( $to\tau$ ) gegenüber gestellt.

oder weniger würflich zerfallende adinolähnliche Kieselschiefer (to $\lambda$ ); echte Lydite, wie sie in der oberdevonischen Übergangszone auf Blatt Braunfels in großer Verbreitung erscheinen, fehlen jedoch.

Neben Kieselschiefereinlagerungen finden sich gelegentlich Einlagerungen von hell- bis dunkelgrauen Flaser- und Plattenkalken von dichter Struktur (to $\alpha$ ); besonders häufen sich solche Einlagerungen am Dietenhausberge und Bielstein östlich Weilmünster, fehlen indessen auch westlich des Weiltals nicht. Die Kalke sind meist stark mit Schiefermaterial durchsetzt, das ihre Flaserung erzeugt. Werden die Kalkfasern klein, so können Kalkknoten entstehen, die den Kalkknotenschiefern im Cypridinerschiefer des Muldeninnern (Bl. Braunfels, Weilburg) entsprechen.

Vorwiegend an die liegenden Schichten der Schiefer scheinen gewisse Grauwacke- und Quarziteinlagerungen gebunden zu sein; die Grauwacken (to $\gamma$ ) sind in der Regel feinkörnig, reich an Glimmer und von dunkelgrauer Farbe. Durch reichliche Beimengung von Tuffmaterial, das offenbar aus den unterlagernden Schalsteinen des Mitteldevon aufgearbeitet ist, entstehen örtlich Tuffgrauwacken (to $\delta$ ); (Tälchen westlich Lützendorf). Bei zunehmendem Quarzgehalt entstehen quarzitische Grauwacken (am Bielstein südlich Möttau in der Nachbarschaft der Unterdevondurchragungen) und endlich reine, hellgrau bis hellgelb gefärbte glasige Quarzite, to $\eta$  (Bielstein und Höhe westlich Weilmünster).

Versteinerungen gehören in der ganzen Schichtenfolge zu den Seltenheiten und sind nach den bisherigen Funden auf spärliche und wenig bezeichnende Reste beschränkt. In gewissen Schieferlagern häufen sich die Styliolinen ähnlich wie bei den Schiefiern des Unteren Mitteldevons; daß hieraus aber kein Beweis für das untermitteldevonische Alter der Styliolinschiefer abgeleitet werden kann, ergibt sich aus der oben schon bemerkten Beobachtung, daß dieselben dunklen Styliolinschiefer in der Übergangszone zwischen der oberdevonischen Mulden- und südlichen Randfazies auf Schritt und Tritt mit echten Cypridinerschiefern wechsellagern. In einer quarzitischen Grau-

wackebank unmittelbar westlich Weilmünster gelang es noch vor kurzem, einige leider recht unvollständige Reste, das Fragment einer großen, vermutlich neuen Phacopsart, Orthoceren (cf. *Orth. vittatum*) und ein kleines *Cyrtoceras* aufzufinden; Anhaltspunkte für die palaeontologische Altersbestimmung der Schichten bieten freilich auch diese Funde nicht. In den dichten Flaser- und Plattenkalken haben sich bislang trotz eifrigem Nachsuchens nur ganz vereinzelte Spuren von Cephalopoden (Orthoceren und Goniatiten) gefunden, deren Bestimmung bei der schlechten Erhaltung der Reste nicht möglich war.

Das Oberdevon im südlichen Randgebiete wird ähnlich wie im Muldengebiete von zahlreichen Diabasen begleitet. Diese Diabase (Dkm), erscheinen ausschließlich in der Form von gang- und stockförmigen Durchbrüchen mit beiderseits mehr oder weniger deutlich entwickelten Kontakthöfen. Petrographisch weichen diese Diabase in mancher Hinsicht von den oberdevonischen Diabasen des Muldengebietes ab; sie sind durchweg dunkler gefärbt und meist durch einen höheren Olivinegehalt ausgezeichnet. Auch im Gefüge sind Unterschiede vorhanden; während die Intrusivdiabase der Muldenzone fast ausschließlich als körnige Diabase erscheinen, finden sich in dem südlichen Randgebiete neben körnigen Diabasen auch dichte Diabase und Diabasmandelsteine, die untereinander oft durch allmähliche Übergänge verknüpft sind, so daß eine Trennung der körnigen von den dichten Abarten hier auf Schwierigkeiten stößt.

Über das Alter der Diabase läßt sich nichts Sicheres aussagen; vermutlich gehören sie jedoch ähnlich wie die Gangdiabase der Muldenzone einer jungoberdevonischen Eruptionsfolge an, da sie das ganze Oberdevon der südlichen Randfazies gleichmäßig durchschwärmen.

Mit einigen Worten muß hier noch eine eigenartige Gesteinszone berührt werden, deren Deutung und Altersstellung große Schwierigkeiten bereitet hat. Sie schiebt sich zwischen das durch seine Fossilführung stets sicher bestimmte Unterdevon am Südrande der Lahnmulde und die soeben besprochenen Oberdevonschichten der südlichen Randfazies ein und besteht in der Hauptsache aus eigenartigen, verruschelten und verquarzten, phyl-

litisch glänzenden Tonschiefern ( $to\varphi$ ) mit mehr oder weniger mächtigen Einlagerungen einer zähen glimmerreichen Grauwacke ( $to\gamma$ ), die gelegentlich quarzitisch werden und dann in reine Quarzite ( $toq$ ) übergehen kann. Besonders stark verquarzt erscheinen die Schichten an der Grenze gegen die begleitenden Gesteine, das Unterdevon und Oberdevon; derartige verquarzte Zonen wurden, da sie durch starke Überstreuerung der Gehänge sehr hervortreten, noch besonders ausgeschieden ( $to\varphi c$ ).

Die fraglichen Schichten erscheinen auf der Grenze von Unter- und Oberdevon im SW des Blattes zum ersten Male östlich des Weiltales zwischen der Irrenanstalt von Weilmünster und Dietenhausen, hier örtlich im Unterdevon eingefaltet; nach längerer Unterbrechung treten sie auf kurze Erstreckung unter der Grauwackentafel des Buhlenberges wieder hervor, verschwinden unter ihr kurz vor der Straße Möttau—Kraftsolms und erscheinen erneut an der Westseite des Solmsbachtals nördlich Kraftsolms. Jenseits des Tales nehmen sie große oberflächliche Verbreitung an (zwischen Kraftsolms, Oberquembach und Niederquembach) und teilen sich in zwei Äste. Der eine verschwindet bei Niederquembach unter der Obercarbongrauwacke der Schwalbacher Hochfläche, der südliche setzt, mannigfach gestört, aber stets im Süden vom Unterdevon, im Norden vom Oberdevon begleitet, bis an die östliche Blattgrenze (Rotwiesenberg bei Oberquembach) fort.

Da Versteinerungen der Schichtenfolge ganz fehlen, blieb das Alter im Zweifel. Auf der von DECHENSCHEN Karte (Bl. Wetzlar) wurden die Schichten, wohl weil sie in der Umgebung des Solmsbachtals vorwiegend am Liegenden der Gießener Grauwacke erscheinen, als Culm bezeichnet, HOLZAPFEL vermutete in ihnen Unterdevon (Obercoblenzschichten), obgleich das völlige Fehlen von Versteinerungen, die im benachbarten Unterdevon so häufig sind, und der gänzlich abweichende petrographische Habitus dem eigentlich widersprach. An den schönen Neuaufschlüssen, die in den Einschnitten der Solmstalbahn zwischen Niederquembach und Kraftsolms auf der östlichen Talseite geschaffen sind, erhält man vielmehr den Eindruck, daß es sich hier um regional durch Gebirgsdruck stark mitgenommene und

veränderte Gesteine handelt. Die Diabase, die an manchen Stellen noch die körnige bzw. dichte Struktur der Diabase des südlichen Oberdevonzuges aufweisen, sind an andern Stellen (Brüche bei Niederquembach, Oberquembach und am Rotwiesenkopf) zu völlig dichten aphanitischen, serpentinarartigen, hellgrau gefärbten Gesteinen umgewandelt und verraten, wie die starken verruschelten, verquarzten und phyllitisch glänzenden Tonschiefer und die zerquetschten Grauwacken, die Spuren hochgradigen Gebirgsdruckes. Daraus ergibt sich die Schlußfolgerung, daß die Gesteine dieses Zuges, die kurz als Solmstaler Schichten bezeichnet werden sollen, als regional umgewandeltes Oberdevon der südlichen Randzone zu deuten sind. Damit steht ihre Verbreitung auch in Einklang; sie beginnen dort, wo sich die ersten Spuren einer Überschiebung des Taunusunterdevons über die jüngeren Schichten der Lahnmulde geltend machen (östlich des Weiltales) und gewinnen in nordöstlicher Richtung, nach dem Rande des Gebirges, ständig an Breite, weil in dieser Richtung das Unterdevon des Taunusvorlandes in zunehmendem Maße über die Lahnmulde überschoben ist. Ihre regionale Umwandlung ist demnach vermutlich eine Folge der starken Gebirgsbewegung, die am Ende der Culmzeit am Südostrande der Lahnmulde stattgefunden hat.

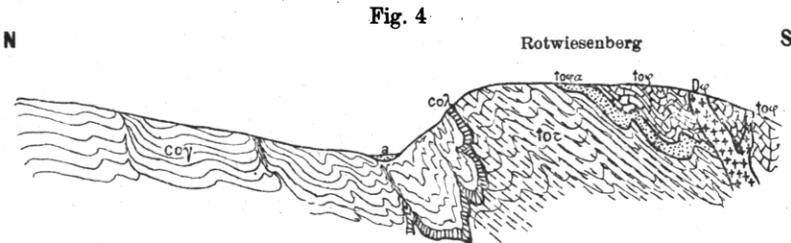
#### Das Obercarbon.

Obercarbonische Grauwacke, sog. Gießener Grauwacke (co $\gamma$ ). Schichten des Culms sind auf Blatt Weilmünster nicht nachgewiesen und fehlen vermutlich südlich der Lahn überhaupt ganz. Dagegen muß am Ende der Culmzeit die Hauptfaltung der Schichten der Lahnmulde vor sich gegangen sein, denn über den bereits gefalteten Schichten ruht in großer flächenhafter Verbreitung eine das ganze Devon diskordant überlagernde Grauwacke, die am Ostrande des Gebirges bei Gießen große Verbreitung besitzt und mit ihren westlichen Ausläufern bis auf das Blatt Weilmünster übergreift.

Das Gestein besteht aus einer fein- bis mittelkörnigen, selten konglomeratischen, im frischen Zustande dunkelblaugrauen, ziemlich festen Arkosegrauwacke, die bald in dünnen, durch

eingeschaltete Tonschieferlagen getrennten Platten, bald auch in über 2 m starken Bänken erscheint. Die Gesamtmächtigkeit der Grauwacke, die auf große Erstreckung noch heute nahezu horizontale Lagerung besitzt (namentlich östlich des Solmsbachtals auf der Schwalbacher Hochfläche), mag 150 m noch erheblich übersteigen.

Versteinerungen haben sich in der Grauwacke, abgesehen von unbedeutenden Pflanzenresten (Calamitenstengel in den Brüchen südlich Laufdorf) nicht gefunden. Da die Grauwacke jedoch, wie sich auf Bl. Rodheim hat feststellen lassen, das ganze Paläozoicum einschließlich des Culms diskordant überlagert, so dürfte ihr oberkarbonisches Alter sichergestellt sein, zumal sie auch petrographisch große Ähnlichkeit mit dem Unteren Obercarbon Westfalens (flözleerer Sandstein) besitzt.



**Profil durch die Grenzschichten zwischen Oberdevon und Obercarbon  
östlich Oberquembach.**

Die diskordante Auflagerung der Grauwacke auf den Schichten des Devons ist auf dem vorliegenden Blatte besonders gut zu beobachten, namentlich zu beiden Seiten des Solmsbachtals. Konglomeratische Liegendschichten fehlen auffälligerweise ganz. Dagegen stellt sich örtlich (z. B. bei Niederquembach) eine aus kieseligen und verquarzten Schiefeln bestehende Zone an der Basis ein, die auf der Karte besonders ausgeschieden wurde (col, vgl. Fig. 4). An anderen Stellen (zwischen Altenkirchen und Neukirchen an der Kanzel) sind die unteren Teile der Grauwacke in großer Mächtigkeit und Ausdehnung durch Verkieselung verfestigt. Diese Erscheinung ist vermutlich auf spätere Umwandlungsvorgänge zurückzuführen.

## 2. Eruptivgesteine.

Die großen Eruptionsfolgen des Paläozoicums und ihre Altersverhältnisse wurden bei der stratigraphischen Beschreibung bereits gestreift. Danach ist zunächst ein obermitteldevonischer und ein oberdevonischer Eruptionsabschnitt zu unterscheiden. Diabase von höherem als obermitteldevonischem Alter sind nicht sicher bekannt und aller Wahrscheinlichkeit nach auch nicht vorhanden.

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

Innerhalb des Oberen Mitteldevons sind auf den Nachbarblättern (Bl. Weilburg, Braunfels) zwei Eruptionsfolgen zu trennen. Die eine, überwiegend an der Basis des Obermitteldevons erscheinende, lieferte die zur foyaitisch-thermalitischen 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. Auf Bl. Weilmünster ist der Lahnporphyr nicht nachgewiesen, auch die Hornblendediabase erscheinen nur noch vereinzelt an der Westgrenze des Blattes (westlich von Laimbach) und sind wegen ihrer untergeordneten Bedeutung hier nicht mehr von den normalen Diabasen (Dm) getrennt worden.

Im Oberdevon sind zwei räumlich getrennte Eruptionsfolgen zu unterscheiden. Die eine ist an die Muldenzone gebunden und lieferte Stöcke und Gänge von körnigen Diabasen sowie mächtige das Oberdevon in der nördlichen Lahnmulde abschließende Decken teils körniger, teils blasiger Ergußdiabase (Deckdiabas). Eine zweite Gruppe von teils grobkörnigen, teils dichten und gelegentlich

auch blasenreichen, stets mehr oder weniger Olivin führenden Diabasen herrscht in der südlichen Randzone und besitzt auf dem vorliegenden Blatte besonders große Verbreitung.

Danach lassen sich die Eruptivgesteine folgendermaßen anordnen:

Oberdevon	<p style="text-align: center;"><b>Muldenzone.</b></p> <p>Ergußdiabase (Deckdiabas) <b>Dd</b> und zugehörige Gänge und Stocke von körnigem Diabas (<b>Dk</b>); basische Ausscheidungen darin (Olivindiabas) Paläopikrit <b>Dπ</b>.</p>	<p style="text-align: center;"><b>Südliche Randzone.</b></p> <p>Meist Olivin führende, körnige und dichte Diabase sowie Diabasmandelsteine (intrusiv) <b>Dk, Dkm</b>.</p>
Oberes Mitteldevon	<p>Normale Diabase (Diabasmandelstein, dichter Diabas zum Teil porphyrischer Diabas — Labradorporphyrit) in Gängen und vorwiegend in Decken mit mächtigen Tuffen (Schalstein) <b>Dm, Dmp; tms</b>.</p>	
	<p>Hornblendeführende, meist dichte, basaltähnliche Diabase (zum Teil Augitporphyrit) in Gängen und Decken (<b>Dh</b>)</p> <p>Keratophyre und Quarzkeratophyre (Lahnporphyr) in Gängen und Decken mit Breccienconglomeraten und Tuffen (<b>K, Kτ</b>).</p>	

Diabase des Oberen Mitteldevons, **Dm** (Dichter Diabas, Diabasmandelstein, porphyrischer Diabas oder Labradorporphyrit, z. T. auch Hornblende führender Diabas). Die Diabase dieser Gruppe treten in Form ausgedehnter Decken von bald geringer, bald größerer Mächtigkeit innerhalb der zugehörigen Tuffablagerungen, dem obermitteldevonischen Schalstein, auf; hierher gehören die ausgedehnten Diabaszüge, die das Weiltal bei Ernsthausen, das Möttbachtal oberhalb Philippstein durchkreuzen und weiterhin bis Bonbaden fortstreichen. Die Wechselfolge von Diabasdecken und Tuffen im Oberen Mitteldevon erinnert an den Aufbau recenten, aus wechselnden Tuffmassen und Ergußdecken von Lavas bestehender Stratovulkane (vgl. Fig. 2, S. 21), wenn auch die submarinen Eruptionen der Oberen Mitteldevon-

zeit vermutlich keine hoch aufragenden submarine Vulkanberge, sondern mehr oder weniger gleichmäßig ausgedehnte 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 abschwelen, so daß der Schalstein in den äußersten Randgebieten oft nur noch als wenige Meter starkes Schichtband zwischen dem älteren Mitteldevon bzw. Unterdevon und dem Oberdevon erscheint.

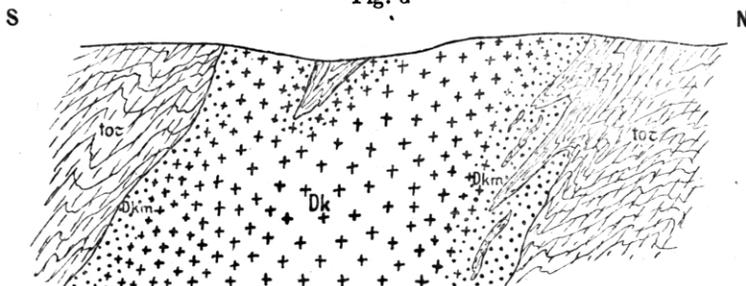
Der Diabas der Ergußdecken ist in der Regel als Diabasmandelstein entwickelt, eine von zahlreichen bald großen, bald winzig kleinen Dampfporen durchsetzte, feinkrystalline bis dicht erscheinende Diabaslava, deren Dampfporen mit dem bei nachträglicher Zersetzung des Gesteines freigewordenen Kalkkarbonat erfüllt sind. Dichte Varietäten bilden in der Regel den Kern von mächtigen Deckenergüssen und erscheinen vor allem in den gang- bzw. 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 kugelig bis sphäroidischer Absonderung, wie sie besonders schön an den klippenreichen Hängen des Weiltales unterhalb Ernsthausen und im Mötzbachtal oberhalb Philippstein zu beobachten ist. Die Sphäroide sind durch den Gebirgsdruck mehr oder weniger zusammengepreßt. 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. Das Gestein besteht aus einem innig verfilzten Gewebe kleiner, deutlich zwillingsgestreifter Plagioklasleisten und unregelmäßig begrenzten, die Hohlräume zwischen den mehr oder weniger idiomorphen Plagioklasen aus-

füllenden Augitkörnern; letztere sind in der Regel weitgehend zu chloritischer Substanz umgewandelt, die das ganze Gestein durchtränkt und ihm die gleichmäßige hell- bis dunkelgrüne Farbe verleiht<sup>1)</sup>. An Nebengemengteilen finden sich Erzkörnchen (Magnet Eisen, 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 mag. 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.

Fig. 5



**Profil durch den (oberdevonischen) Diabasgang im Bruche südlich Lützendorf.**

**toτ:** Tonschiefer, Randzonen und Schollen im Diabas durch Kontakt verändert. Druckschieferung und ursprüngliche Schichtung angedeutet.

**Dk:** Mittelkörniger Diabas.

**Dkm:** Feinkörniger bis dichter Diabas (z. T. Diabasmandelstein).

**Diabase im Oberdevon der südlichen Randzone (Dkm).** Diese Diabase zeigen äußerlich ein ziemlich wechselndes Gepräge; sie erscheinen bald als körnige, den körnigen Diabasen der Muldenzone ähnelnde Gesteine, bald zeigen sie feinkörnige bis dichte und endlich auch blasige Struktur (Mandelstein). Da indessen zwischen allen Formen Übergänge oft in raschem Wechsel bestehen und sämtliche Diabase der südlichen Randzone intrusive Stöcke bzw. Gänge innerhalb des Oberdevons

<sup>1)</sup> Dieser Grünfärbung verdankt der Diabas die alte, noch heute beim Lahnbergmann gebräuchliche Bezeichnung „Grünstein“.

zu bilden scheinen, so dürften sie einer einheitlichen, vermutlich jungoberdevonischen Eruptionsfolge angehören (vgl. Fig. 5).

Hauptgemengteile dieser Diabase sind deutlich zwillingsgestreifter Plagioklas und Augit, doch überwiegt im Gegensatz zu den Diabasen der Muldenzone der dunkle Gemengteil und tritt als akzessorischer Gemengteil Olivin hinzu, der namentlich in gewissen körnigen Abarten (z. B. auf dem Zuge beiderseits des Weiltales unterhalb Weilmünster an manchen Stellen) reichlich vorhanden gewesen zu sein scheint. Infolge späterer Veränderung ist der Olivin in serpentinarartige Substanz — z. T. unter Neubildung von Biotit — der Augit in chloritische Substanz umgewandelt worden. Als weitere Beimengungen erscheinen in den Diabasen Magnet Eisen und Apatit.

Kontakterscheinungen sind stets zu beobachten, besitzen indessen nur bei den körnigen Diabasabarten größere Bedeutung. Die umhüllenden Tonschiefer sind dabei in der Regel durch Zutuhr von Kieselsäure und auch wohl etwas Natron zu adinolähnlichen Gesteinen umgewandelt.

## B. Neozoicum.

### Das Tertiär

Den Untergrund der ältesten Tertiärablagerungen innerhalb des Gebirges (der mittel- bzw. oberoligozänen Vallendarer Stufe) bildet eine in alttertiärer Zeit (vielleicht schon seit dem jüngeren Mesozoicum) entstandene Einebnungsfläche 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 (Kaolinisierung) unter dem Einflusse eines wahrscheinlich tropischen oder subtropischen Klimas vorausging. 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 Hirschhausen, die z. T. völlig gebleichten und zersetzten Oberdevonschiefer auf den Hochflächen südlich Ernsthausen, die zu mürben

Sandsteinen und lockeren Sanden zersetzten Koblenzquarzite zwischen dem Möttbach- und Solmsbachtal und viele andere Zersetzungserscheinungen gehören hierher.

Das Oligocän (Vallendarer Stufe). Die Restprodukte der alttertiären Kaolinverwitterung, reine, weiß bis leuchtend gefärbte Tone und reine Quarzsubstanz (Gangquarz, Sande der ursprünglichen Quarzite, Grauwacken usw., Kieselschiefer, Eisenkiesel) wurden in der dem Alttertiär folgenden Fluvialperiode leicht zerstört und umgelagert und finden sich als fluviale bzw. 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 fluvialen Produkte mit den marinen Sedimenten am Rande des Gebirges und wegen der Überlagerung durch die altmiocänen Braunkohlenstufe des Westerwaldes als ungefähr Mittel- bis Oberoligocän feststellen lassen.

Zur Vallendarer Stufe gehören die auch auf Bl. Weilmünster, namentlich östlich und südlich Hirschhausen, verbreiteten leuchtend weißen Quarzschotter und Sande (bs) sowie die gelegentlich mit den Sanden durch Übergänge (Tonige Sande, Klebsande) verbundenen schneeweißen bis leuchtend gelb bzw. rot geflammten Tone.

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 an der Straße Braunfels—Weilburg und Philippstein—Weilburg).

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

langen der Erosion anheimgefallen sind (Umgebung des Grauensteins südlich Bermbach).

Auf die Tätigkeit der innerhalb des Blattes zwar nicht erscheinenden, aber in unmittelbarer Nachbarschaft vorhandenen Basalte und postbasaltischen Mineralsäuerlinge dürfte auch die Entstehung der weit verbreiteten und gelegentlich sehr mächtigen Ablagerungen von Eisenmanganerzen im Lahngebiete und seiner Nachbarschaft zurückzuführen sein (vergl. Erl. Bl. Merenberg S. 113). Diese Eisenmanganerze, die in der Regel an die unregelmäßig zerschluchtete Oberfläche des devonischen Massenkalkes gebunden sind, treten uns heute fast ausschließlich als krotzige, seltener krystallinische, bis mulmige Massen oxydierter Erze (Brauneisen, Göthit, Psilomelan, Pyrolusit, Wad) entgegen (Grube Klöserweide bei Philippsstein). 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 Manganeisenkarbonat von meist grauer bis gelbgrauer Farbe und splittrigem Bruch, dasselbe Erz, wie es auf den Kohlensäuerlinge führenden Quellspalten ausgeschieden ist. Die Eisenmanganerze auf dem Massenkalk sind also genetisch als ein Produkt der tertiären Eruptivphase, als eine Ausscheidung der postbasaltischen Mineral-exhalationen anzusehen; daher ist auch mit der Ablagerung dieser Erze auf dem Massenkalk meist eine Dolomitisierung des letzteren bis zu wechselnder Tiefe vor sich gegangen, deren Ursache offenbar in dem reichlichen Gehalt der Mineralquellen an Magnesiumbikarbonat zu suchen ist.

#### Reste einer jungtertiären Verwitterung.

In der Jungtertiärzeit, zwischen dem Abschluß der Basalt-eruptionen des Untermiocän und dem Pliocän, also vermutlich im Obermiocän, entstand unter Einfluß eines subtropischen Trockenklimas bei stark versenktem Grundwasserspiegel eine lateritartige Verwitterung, bei der die Eisen-, Mangan- und Aluminiumsalze der Gesteine 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. Diesem Vorgange verdanken die oben schon berührten Tertiärquarzite ihre Entstehung. Auf dieselbe Ursache geht wahrscheinlich die eigenartige Rötung der Gießener Grauwacke zurück, die man namentlich auf der Schwalbacher Hochfläche (westlich Niederwetz) mehrfach beobachtet.

Neben der Bildung von bauxitischen Eisenmanganerzkrusten (Unterdevongebiet zwischen Möttbach- und Solmsbachtal) und der Bildung der Tertiärquarzite gehört auch die gelegentliche Verkieselung von Massenkalk und die Verkieselung des Ausbisses vieler in der Tiefe rein kalkiger Roteisensteinlager am Ausgehenden in diese Verwitterungsperiode, ebenso die tiefe Zerschattung und Zerschichtung des Massenkalkes unter dem Einfluß des stark versenkten Grundwasserspiegels, endlich auch die Umwandlung der Karbonate der Eisenmanganerzlagerstätten auf dem Kalk in die mulmigen bis krotzigen Oxyde.

### Das Diluvium.

Die Ablagerungen des Diluviums sind teils fluviatile, teils äolische Sedimente, teils Produkte der subärischen Denudation und Verwitterung.

Unter den fluviatilen Ablagerungen sind vor allem die von den Flüssen gebildeten Terrassenablagerungen zu nennen; sie spielen bei der schwachen Tätigkeit der Wasserläufe auf Bl. Weilmünster keine große Rolle und erlangen nur im Weital und Solmstal einige Bedeutung. Im Weital bei Weilmünster kann man deutlich 2 Stufen unterscheiden, deren eine — der Hauptterrasse der Lahn entsprechende — bei + 240 m liegt, während die andere ausgedehntere in etwa 180—190 m Höhe erscheint; sie entspricht der oberen Mittelterrasse der Lahn auf Bl. Weilburg.

Die Ablagerungen der Terrassen bestehen aus groben Schottern, Kiesen und Sanden. Das Material der Kiese und Schotter besteht aus aufgearbeiteten Tertiärquarzschottern (in abnehmender Menge von der ältesten bis zur jüngsten Terrasse),

Quarziten, Kieselschiefern und in zurücktretender Menge aus devonischen Eruptivgesteinen (Diabas).

Als eine zweifellos äolische Bildung erscheint innerhalb des rheinischen Gebirges der Löß. 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 Bänken gröberer oder feineren Gehängeschuttetes. Der primäre Löß neigt in tieferen Einschnitten (Wasserrissen, künstlichen Aufschlüssen) zur Bildung senkrechter Wände. In solchen Aufschlüssen finden sich in ihm auch die bekannten Lößschnecken (*Helix hispida*, *Pupa muscorum*), ferner *Clausilia* und *Limnaea*. Wie die petrographische Ausbildung, so deutet auch die Verbreitung des Lösses auf seine äolische Entstehung; stets findet er sich auf den nach Osten bzw. Südosten gerichteten Abhängen der Bergrücken (im Windschatten) und steigt — wenigstens in den kleineren Tälern — meist bis in die Talsoble hinab; er fehlt dagegen auf der östlichen Talflanke, also den Westabhängen der Bergrücken, die auf der Stoßseite des Lößwindes lagen.

Der Umstand, daß primärer Löß bis auf die Sohlen der kleinen Nebentäler hinabsteigt, 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 Oberflächenverwitterung 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 entstehen durch fluviatile Umlagerung, der das feine und lockere Lößmaterial naturgemäß in hohem Maße unterliegt; diese Lößlehme bilden das Hauptmaterial des die Talböden bedeckenden Tallehmes.

Unter dem Einflusse der Denudation des Gebirges entstehen — je nach der Natur des der Denudation unterliegenden Gesteines — Gehängeschuttbildungen verschiedener Art. Die Bildung dieser Gehängeschuttmassen reicht an den alten Plateau-

rändern 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 meist eine Vermischung der Lehme mit den Gehängeschuttmassen (**ds**) ein. Besonders ausgeprägt sind solche Gehängeschuttmassen dort, wo schwer verwitternde Gesteine dem Zerfalle unterliegen; namentlich Kieselschiefer, Quarzite und die weitverbreiteten Quarzschotter des Tertiärs neigen dazu.

Eine weitere Gehängeschuttbildung, die gelegentlich auch praktische Bedeutung erlangen kann und daher besonders ausgeschieden wurde, stellen die Gehängeschuttbildungen von Ausbissen des Eisensteinlagers dar (**dFe**); diese Roteisen- (gelegentlich auch Brauneisen-)geröllmassen (sog. Rollager) treten am Abhang von großen Lagerausbissen (Nordseite des Stollberges und Nerolager westlich Weilmünster) oft in größerer Mächtigkeit — infolge eluvialer Anreicherung des schweren Erzes — auf und liefern einen meist völlig kalkfreien, daher oft recht hochprozentigen Eisenstein.

#### Das 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 mehr oder weniger mächtiger, durch Sandeinlagerungen verunreinigter Tallehm, das Erzeugnis der noch heute bei starken Hochwässern eintretenden Überschwemmungen des Talbodens. Wo größere Lößmassen die Talflanken überlagern, findet eine stärkere, oft deltaartige Überdeckung des ebenen Talbodens mit Gehängelehm statt. An der Einmündung kleiner Seitentäler mit Steilgefälle in das Haupttal bilden sich deltaartige Schuttkegel (**as**).

## IV. Tektonik

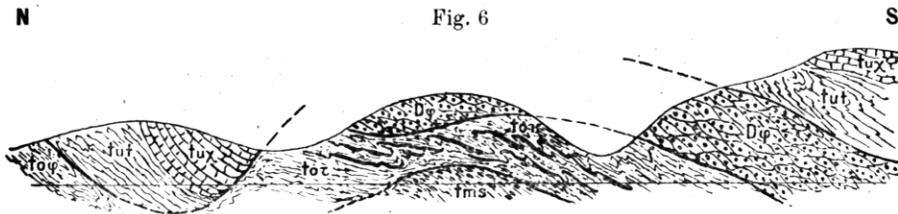
Der Aufbau der paläozoischen Schichten innerhalb der Lahnmulde ist durch drei Hauptabschnitte der Gebirgsbewegung bedingt, die im vorgehenden bereits mehrfach gestreift sind, 1. eine vormitteldevonische Faltung des älteren Devons, gefolgt von Einbrüchen zu Beginn der oberen Mitteldevonzeit, 2. die postculmische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

Die älteste dieser tektonischen Phasen ist, da die von ihr beeinflussten Schichten auch von den jüngeren mitbetroffen wurden und daher mehrfachen Störungen unterlagen, naturgemäß heute am wenigsten sicher zu beobachten. Sie 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<sup>1)</sup>. Die Einbruchslinien, an denen entlang sich die Lahnmulde zum Beginn der Obermitteldevonzeit grabenartig vertiefte, sind infolge der späteren Verwicklung der Tektonik ebenfalls nicht mit Sicherheit mehr festzustellen. Die lineare Anordnung gewisser Eruptivgesteinstypen des Oberen Mitteldevons deutet vielleicht

<sup>1)</sup> Ein noch älterer tektonischer Abschnitt ging ihr vermutlich im Unterdevon voraus, da das älteste am Nordrande der Lahnmulde und Südrande der Dillmulde bekannte Unterdevon, Untercoblentzschichten bzw. herzynisches Unterdevon, an der Basis der Untercoblentzstufe Transgressionskonglomerate führt und — nach neueren Beobachtungen auf Bl. Rodheim — um Kerne vordevonischer Gesteine (silurischer Klippenquarzit) abgelagert ist.

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.

Am meisten wird das paläozoische Schichtensystem von der am Ende der Culmzeit einsetzenden 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



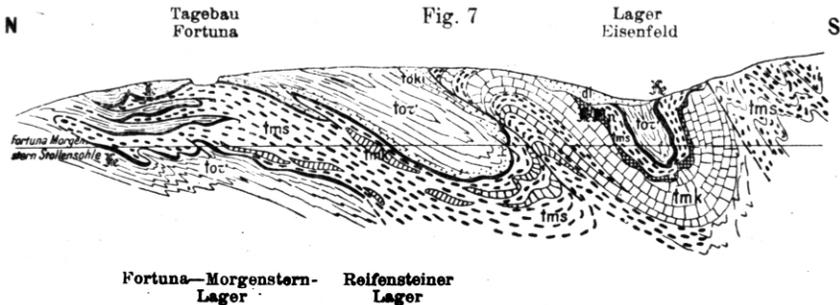
Profil an der Ostseite des Solmsbachtals zwischen Bahnhof Kraftsolms und Schmledenhof.

Innern der Mulde, namentlich während des jüngeren Devons (Obermitteldevon—Oberdevon) zu großer Mächtigkeit aufgehäuften Sedimente (nebst zwischengelagerten Eruptivgesteinen) in sehr intensiver Weise gefaltet, überkippt und an großen flachen Überschiebungen nach NW übereinandergeschoben wurden (vgl. Fig. 6), zeigen die jüngeren Ablagerungen in den Randgebieten, wo sie in geringerer Mächtigkeit unmittelbar auf bereits vorgefaltetem älteren Devon zur Ablagerung kamen (Oberdevon der südlichen Randzone auf gefaltetem Unterdevon), weit schwächere Faltungserscheinungen; sie sind also im Schutze ihrer bereits vorgefalteten Unterlage von der postculmischen Faltung mehr oder weniger verschont geblieben.

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

massen gewesen, dort wo sie in großer Zahl, wie z. B. westlich des Weiltales, das Gebirge 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. Setzt der Faltdruck weiter fort, so beginnt an der Stelle des stärksten Zuges, am Liegendflügel des Sattels



Profilskizze durch das Roteisensteinlager der Felder Fortuna—Morgenstern—Eisenfeld bei Philippstein. Maßstab etwa 1:10 000.

bezw. Hangendflügel der Mulde, ein Zerreißen oder Auswalzen des Faltenschenkels, unter dessen 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. Einen solchen zeigen beispielsweise besonders schön die Profile durch die Grube Fortuna bei Philippstein, in der das Lager durch zweimalige Überschiebung dreimal übereinander erscheint. (Fig. 7.)

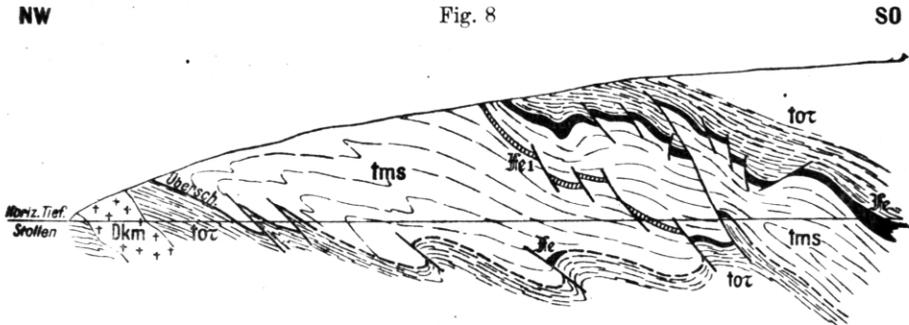
Als Begleiterscheinung des Faltungsvorganges ähnlich den im Streichen verlaufenden Überschiebungen müssen auch die ungefähr quer zum Streichen (in der Richtung des Faltdruckes) SO—NW verlaufenden sog. Querverwerfungen bezeichnet werden; an ihnen haben sich die durch den von SO

wirkenden Faltungsdruck entstandenen verschiedenen Spannungen abgelöst in der Weise, 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 Querverwerfungen in Gestalt mehr oder weniger horizontal verlaufender Rutschstreifen deutlich erkennen. Die Querverwerfungen (richtiger Querverschiebungen) haben meist steiles Einfallen und setzen selten auf größere Erstreckung fort; im Gegensatz zu den flachen Überschiebungen, deren Gleitflächen oft von mächtigen Rutschzonen 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. Auf dem vorliegenden Blatt sind sie namentlich im Bereiche des Unterdevongebietes zahlreich vertreten und verursachen hier das häufige kulissenartige Absetzen der Schichtenbänder.

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 gegeneinander 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 bzw. S geneigte Schubflächen, die flacher als die durchschnittenen Schichten einfallen und in der Regel eine Verschiebung des oberen Gebirgsteiles gegen den unteren bewirkt haben; sie treten gewöhnlich in der Nachbarschaft der großer flachen Überschiebungen auf und bilden offenbar eine Begleiterscheinung der letzteren. Wirkt die Schubkraft ungefähr in der Richtung der Schichten oder steiler, so entstehen kleine sich oft wiederholende Überschiebungen; solche Störungen erscheinen namentlich auf den Hangendflügeln der Sättel, auf denen im Gegensatz zur Zerrung am Liegendflügel eine Stauchung

der Schichten erfolgt; man kann die Schubstörungen dieser Art daher als Stauchungsklüfte bezeichnen (vergl. Profil durch das Lager der Grube Riesenburg, Fig. 8).

Wie die eben genannten Schubstörungen (die mehr oder weniger streichend oder horizontal 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 spitzwinklig vom SO — NW gerichteten



Profil durch die Lagerstätte der Grube Riesenburg bei Rohstadt. Etwa 1 : 2000.

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 Generalstreichen sich annähernd in die normale Streichrichtung (senkrecht zur Druckrichtung) einstellt.

Während sich 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. Dieser Druckschieferung, die in der Regel viel vollkommener und glattere Ablösungsflächen schuf als die ursprüngliche Schichtung, ist in den Schiefen überall vorhanden, auch dort, wo sie sehr flach oder fast s6hlig lagern; in letzterem Falle durchkreuzt die Schieferung die ursprüngliche Schichtung mehr oder weniger senkrecht (transversale Schieferung); die Schichtung ist dort, wo Lagenstruktur, Bänderung oder Einlagerungen den Schiefen fehlen, oft 6berhaupt nicht mehr zu erkennen. Ist die Schieferung sehr vollkommen (bei m6glichst gleichm68ig feinem Ursprungsmaterial), so entstehen Dachschiefer, deren leichte Spaltbarkeit eben auf ihrer vollkommenen Druckschieferung beruht.

Ein Zwischenglied zwischen der Druckschieferung des feinen Tonschiefers (Gleiten im kleinsten Teile) und den Gleitst6rungen der klotzigen, massigen Gesteine (Deckel, Geschie6e usw.) bildet die Flaserung der nicht homogenen Gesteine. Die Kalkknotenschiefer des Oberdevons, die aus leicht gleitendem Schiefergestein und Einlagerungen von festen Kalkkn6tchen bestehen, zeigen sie besonders deutlich dort, wo der Faltungsdruck die urspr6ngliche Schichtung mehr oder weniger senkrecht betroffen hat. Flaserung zeigen ferner die Oberkoblenzschichten, wo sie aus wechselnden Lagen von — leicht gleitendem — Schiefer und festeren Grauwackenb6nken bestehen. Auch der Schalstein, dem urspr6ngliche Schichtung so gut wie ganz fehlt, nimmt die Druckschieferung sehr vollkommen an, zumal er zur Zeit der Faltung noch aus mehr oder weniger lockerem Tuffmaterial bestand; die Ungleichartigkeit des Materials bedingt auch hier die Flaserung, ebenso bei den kugelig und sph6roidisch abgeordneten Diabasmandelsteinen, bei denen die F6llmasse zwischen den Kugeln das zerquetschte Gleitmaterial abgegeben hat, w6hrend die Kugeln zu mehr oder weniger flachen Linsen zusammengequetscht sind.

Da im Schalstein, abgesehen von seltenen F6llen, die urspr6ngliche Schichtung nicht erscheint, und die Schieferung daher vom Bergmann irrtr6mlicher Weise f6r Schichtung gehalten wurde, spricht man in manchen F6llen die im Schalstein liegenden

Roteisensteinlager fälschlich für Gänge an, weil sie mehr oder weniger quer zur sog. Schalsteinschichtung verlaufen.

Am wenigsten deutlich tritt die Gesetzmäßigkeit der Faltenstörungen bei den klotzigen und spröden Eruptivgesteinen hervor, weil sie 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 Faltungsdruk nur in großen Überschiebungen, im Kleinen, namentlich bei den dichten spröden Diabasen, in einer unregelmäßigen Zertrümmerung des Gesteins bis in kleine und kleinste polyedrische Stücke (Brüche am Westrande des Möttbachtals südlich Philippstein).

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 die dem Unteren Obercarbon angehörende Gießener Grauwacke bereits transgredierend über dem culmischen Falten-system und ist selbst nur von schwächeren Nachwirkungen dieser großen, im Norden des Gebirges bis ins jüngste Carbon anhaltenden Faltenperiode mitbetroffen 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 begleitenden Sedimente der Braunkohlenstufe, muß sich in der Hauptsache der dritte tektonische Abschnitt abgespielt haben, in dessen 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 Lahnggebiet 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 von N—S-Verwerfungen, bald umgekehrt die N—S- von O—W-Verwerfungen abgeschnitten werden. Verwerfungen dieser Art sind auf Bl. Weilmünster nicht sicher nachgewiesen, spielen aber auf den nördlichen Nachbarblättern (Braunfels, Merenberg) eine große Rolle.

## **V. 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 Mitteldevon und Oberdevon (sog. Grenzlager),
- b) Roteisenstein im obermitteldevonischen Schalstein,
- c) Roteisenstein bzw. Eisenkiesel auf der Stromoberfläche der mitteldevonischen Ergußdiabase.

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. 52); auch wurde das Auftreten des Roteisensteins innerhalb der Eruptivfazies des Devons der Lahn- und Dillmulde bereits frühzeitig mit den Eruptivgesteinen bzw. deren hohem Eisengehalt in Beziehung gebracht. Im allgemeinen war man indessen der Ansicht, daß die Erze sich auf metasomatischem Wege aus der Umsetzung von Eisenslösungen 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, bzw. unterhalb der Sohle der heutigen Täler überhaupt aufzuschließen. Nachdem indessen einmal durch die paläontologische Untersuchung der Fauna des Roteisensteins im Dillgebiete 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 der metasomatischen Entstehung 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<sup>1)</sup>. 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 jeweilige obere Grenze der großen Eruptivgesteinsfolgen innerhalb des Devons gebunden sind. Die Erzlösung wurde auf dem Grunde des Meeres als gelartiger Niederschlag sedimentiert; dort, wo gleichzeitig eine Sedimentation von Kalk-, Ton- oder Kieselmaterial erfolgte, zeigt sich das Erzlager in seiner primären Form als ein kalkiger, bzw. tonreicher oder kieselsäurereicher Roteisenstein entwickelt. Die zuweilen, aber durchaus nicht

<sup>1)</sup> Joh. AHLBURG: Die Eisenerze und Eisenmanganerze des Lahngbietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. Zeitschrift f. prakt. Geol., 1917, H. 2 u. 3.

überall vorhandene Zunahme des Kalkgehaltes nach der Tiefe erklärt sich nunmehr dadurch, daß aus dem primär 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 meist mulmige bzw. poröse Roteisensteine (sog. hehrer Roteisenstein) nach der Tiefe in kalkreichen Roteisenstein (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 bzw. 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, langanhaltenden Zügen an der Oberfläche, wie z. B. im Scheldetal, sondern meist 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. Roteisensteinlager an der Philippsteiner Oberdevonmulde,
2. Lagerzüge am Südostrande des Schalstein-Hauptsattels gegen das Oberdevon des südlichen Randgebietes (zwischen Ernsthausen, Altenkirchen und Bonbaden),
3. Lagerzüge an den Schalsteinsätteln innerhalb des Oberdevons der südlichen Randzone (Gebiet südwestlich des Weiltales).

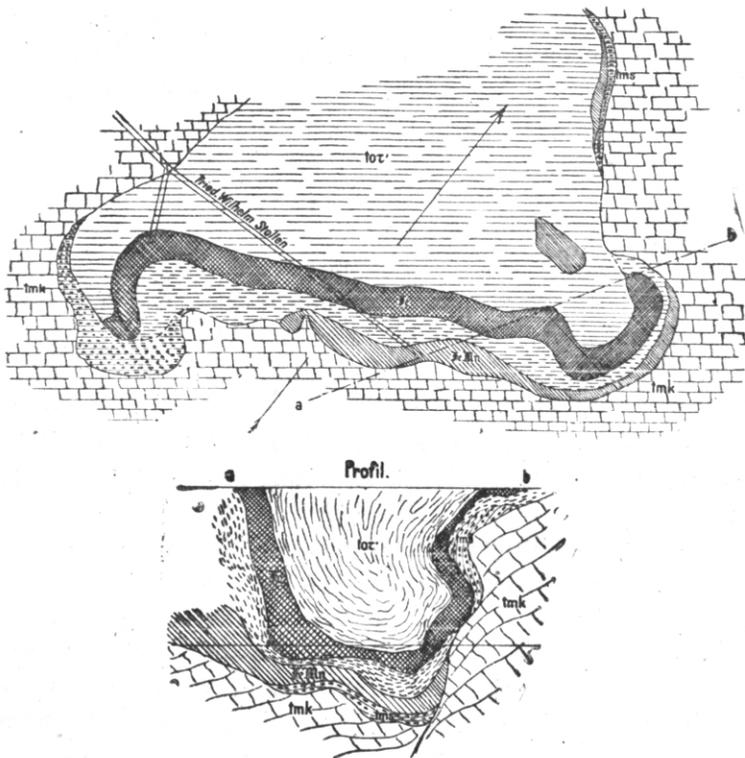
### 1. Die Lagervorkommen an der Philippsteiner Oberdevonmulde.

Bei der geologischen Beschreibung wurde bereits ausgeführt, daß in der Philippsteiner Oberdevonmulde die Grenze des Oberdevons gegen das Mitteldevon zum Teil durch Kalk vertreten ist, da der Massenkalk der Mulde zum großen Teil aus dem Mitteldevon unmittelbar in das Oberdevon hinüberreicht. Dies gilt für den ganzen nördlichen, westlichen und südlichen Muldenrand zwischen Hirschhausen, Bernbach und Philippstein. Erst östlich von Philippstein ist der Massenkalk auf dem Südostflügel der Mulde ganz auf das Mitteldevon beschränkt und wird — nach NO in zunehmender Mächtigkeit — noch von Schalstein überdeckt, über dem weiterhin das Oberdevon folgt. Entsprechend der Gesetzmäßigkeit, die für die Ausbildung des Grenzlagers gilt, das nur dort zur Entwicklung gelangt ist, wo die Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon durch Schalstein gebildet wird, ist das Roteisensteinlager am Muldenrande daher nur nordöstlich von Philippstein bekannt. Bergbau auf diesem Lagerzuge hat in früherer Zeit, namentlich in dem konsolidierten Feld Eisenfeld und in dem Felde Fortuna (im letzteren noch bis etwa vor 10 Jahren) stattgefunden.

Im südlichen Teil des Feldes Eisenfeld (Franzzeche) wurde in den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts ein eigenartiges Roteisensteinvorkommen innerhalb einer Spezialmulde des Philippsteiner Massenkalkes aufgeschlossen und bis zu 24 m Teufe im Tagebau gewonnen. Die Spezialmulde war allseitig geschlossen und zeigte in den oberen Teufen in der O—W-Richtung etwa 200 m Länge bei 150 m Breite. Der Roteisenstein fiel am Südrande der Mulde steil bzw. überkippt nach Süden ein und hatte stark zersetzten Schalstein, zum Teil allerdings nur in wenigen Metern Mächtigkeit, zum Liegenden, zu bunten Tonen zersetzte Tonschiefer (Oberdevon) zum Hangenden. Zwischen Schalstein und dem Massenkalk legt sich ein zu Tage zwar nur in Spuren, in der Tiefe jedoch stellenweise in beträchtlicher Mächtigkeit auftretendes Brauneisenerzlager an (vergl. Grundriß und Profil Figur 9). Zur tieferen Lösung dieses

Doppellagers in der Mulde wurde Ende der 60er Jahre von Philippstein her der tiefe Wilhelmstollen nach Osten vorgetrieben, der das Lager bei 500 Meter Länge erreichte und rd. 60 m Tiefe unter dem Tagebau einbrachte. Durch Gesenkbaue unter dieser Stollensohle wurde die Mulde, die sich nach unten bis auf 60 m Breite zuzuschnürte, weiter verfolgt.

Fig. 9



Grundriß und Profil durch die Grube Eisenfeld.

Das Roteisensteinlager hatte im Durchschnitt 2—5 m, stellenweise sogar bis 13 m Mächtigkeit. Es bestand in der Hauptsache aus dichtem, nahezu kalk- und rückstandsfreiem Roteisenstein, örtlich sogar aus reinem Eisenglanz bzw. aus Eisenrahm mit einem Eisengehalt von 63—69 %. Stellenweise traf man in der Tiefe auf nicht entkalkten Roteisenstein, besonders dort, wo auch das Nebengestein weniger zersetzt war. Der

Brauneisenstein, in seiner Mächtigkeit von 0—7 m schwankend, bestand in der Hauptsache aus einem derben, krotzigen, seltener körnigen bis mulmigen Erz mit verhältnismäßig geringem Mangangehalt (rd. 54 % Eisen und 2,5 % Mangan). Manganerze fanden sich hier und da in den Hohlräumen des Brauneisensteins in reineren Massen ausgeschieden. Der Phosphorgehalt stieg im Brauneisenstein bis zu 1,2 %. Die Forderung im ersten Halbjahre 1896 ergab folgende Gehalte:

	Roteisen I. Qual.	Roteisen II. Qual.	Brauneisen II. Qual.
	%	%	%
Fe	65,33	49,79	37,14
Mn	—	0,85	3,69
Kalk	—	1,43	5,45
P	0,198	0,463	1,121
Rückst.	4,05	19,11	23,68

Aus diesen heute allerdings nicht mehr nachzuprüfenden Angaben ergibt sich, daß der Roteisenstein zweifellos ein Äquivalent des zwischen Schalstein und Oberdevonschiefer auftretenden Grenzlagers darstellt. Infolge tertiärer Zersetzungsvorgänge (kohlen säurehaltige Mineralquellen) ist das ursprünglich kalkige Erz später seines Kalkgehaltes beraubt und in einen hehren porösen Roteisenstein umgewandelt worden. Besonders kennzeichnend ist in diesem Zusammenhang das Vorkommen von Eisenglanz bzw. Eisenrahm, der stets dort im Lager zu beobachten ist, wo dieses unter dem Einflusse der tertiären Mineralsäuerlinge gestanden hat. Gleichzeitig mit der Umbildung des Roteisensteinlagers schieden sich aus den Mineralsäuerlingen auf der Grenze von Kalk und Schalstein manganhaltige Brauneisenerze ab, wie sie in großer Verbreitung und ähnlicher Zusammensetzung auf dem Massenkalk westlich von Philippstein vorkommen und zum Teil noch heute abgebaut werden. Kleine Nester von Manganerzen fanden sich auch gelegentlich im Roteisensteinlager.

Nördlich des beschriebenen Rot- und Brauneisenerzvorkommens der Grube Eisenfeld treten noch an verschiedenen Stellen bis über die nördliche Blattgrenze hinaus an der Grenze von Schalstein und Oderdevonschiefer Lagerstücke zu Tage.

Sie sind zum Teil im Tagebau (Grube Fortuna), zum Teil durch kleinere Stollenbetriebe (Reifensteiner Stollen) des konsolidierten Feldes Eisenfeld früher abgebaut worden. Über die Lagerungsverhältnisse in diesem durch zahlreiche Überschiebungen tektonisch stark gestörten Gebiete gibt der tiefe Fortuna-Morgensternstollen, der von Norden her (nördlich der Blattgrenze) durch die Felder Fortuna und Eisenfeld bis in die Lagermulde des Franzzecher Lagers vorgetrieben wurde, am besten Aufschluß (vgl. Fig. 7 S. 48). Dieser Stollen durchfährt zunächst stark zersetzte Oberdevonschichten, erreicht dann den flach (mit  $20-30^\circ$ ) nach SO einfallenden Lagerflügel des Fortuna-Morgensternlagers, dessen Hangendflügel über der Stollensohle in drei nahezu horizontal gelegenen, durch flache Überschiebungen übereinander geschobenen Lagerstücken bis zu Tage hin aufgeschlossen und abgebaut sind. Der Liegendflügel des Fortuna-Morgensternlagers erscheint im Stollenprofil noch in mehreren stark gestörten Fetzen; dann folgt nach S Schalstein mit Massenkalkeinlagerungen, weiterhin das sog. Reifensteinerlager zwischen Schalstein und zersetztem Oberdevonschiefer. Dieses Lager, ebenfalls mit  $30^\circ$  nach S einfallend und im Liegenden von einem Brauneisensteinlager (metasomatisch umgewandeltem Kalk) begleitet, steht nach oben hin mit dem Hangendflügel des Fortunallagers, das zum Teil im Tagebau gewonnen wurde, in Verbindung. Südlich des Reifensteinerlagers folgt im Stollenprofil zunächst Oberdevon, dann entlang einer größeren Überschiebung Schalstein mit Kalkeinlagerungen und endlich geschlossener Massenkalk, der das Liegende des Brauneisens und des Roteisensteinlagers im Franzzecher Feldesteil von Grube Eisenfeld bildet. Auf die Kalkspezialmulde folgt nach S abermals eine Überschiebung, an der der Schalstein des breiten Philippsteiner Schalsteinsattels über die ganze jüngere Schichtenreihe überschoben ist.

Früher hielt man die einzelnen durch das Stollenprofil erschlossenen Lagerstücke für selbständige Lager, da sich der Abbau von den einzelnen Ausbissen in die Tiefe bewegte. Das sog. Reifensteiner Lager wurde früher durch einen höheren Stollen abgebaut. Das Hauptlager, in den oberen Teufen aus mulnigem Roteisenstein bestehend, war im Durchschnitt  $0,5-1$  m

mächtig. Das braune Lager, durch eine schwache Schalsteinbank vom Hauptlager getrennt, hatte 0,75—2 m Mächtigkeit und führte ein stückiges Branneisenerz. Auch das Morgensternlager und die einzelnen Lagerstücke im Felde Fortuna enthielten mit Ausnahme vereinzelter verkieselter Teile nahe der Tagesoberfläche ein mulmiges und durchweg hochprozentiges Roteisenerz.

Durchschnittsanalysen des Fortuna-Erzes in den letzten Betriebsjahren:

	1908	1909	1910
	%	%	%
Fe . . .	46,55	46,59	47,41
Kalk . . .	—	—	—
Rückstand .	28,16	26,40	23,19

Auf den unteren Sohlen nahm freilich auch hier der Kalkgehalt so stark zu, daß das Erz nicht mehr abbauwürdig war. Die Durchschnittsanalysen dieser „Flußstein“-Förderung von Fortuna ergaben:

	Fe	Kalk	Rückstand
	%	%	%
1908 . .	21,32	51,29	13,04
1909 . .	22,54	56,73	7,69

## 2. Lagerzüge am Südrande des Schalsteinhauptsattels zwischen Ernsthausen, Altenkirchen und Bonbaden.

Der südöstliche Sattelflügel des Schalsteinhauptsattels tritt im Westen von Ernsthausen in das Blattgebiet ein und ist hier lagerführend in den Feldern konsolidierter Fritz und Eisen-segen bekannt. Im Felde Fritz, Einzelfeld Glückstern, wurde hart an der westlichen Blattgrenze folgendes Profil durch einen Stollenquerschlag des Ferdinandstollens aufgeschlossen:

1) Im Liegenden Kalk (46 m), 2) 2—4 m Branneisenerz-lager (zwischen Kalk und Schalstein), 3) Schalstein (34 m), 4) Roteisensteinlager (0,30 m), 5) Schiefer (35 m), 6) Schalstein (31 m), 7) Roteisensteinlager (0,5—1,5 m), dann wieder Schalstein. Nach diesem Profil liegt zwischen der Schichtenfolge 5 und 6 eine Überschiebung, an der Schalstein auf Ober-

devonschiefer überschoben ist; das Lager No. 4 ist das eigentliche Grenzlager zwischen Mittel- und Oberdevon, das Lager No. 7 ein Roteisensteinlager im Schalstein, während das Brauneisenerzlager zwischen dem Kalk im Liegenden und dem Schalstein No. 3 eine metasomatische Ausscheidung tertiären Alters bildet. Weiter nach Osten im Felde Eisensegen ist in der Hauptsache das Grenzlager abgebaut.

Nordöstlich von Ernsthausen wird der Wechsel zwischen Schalstein und Oberdevon auf größerer Erstreckung von Alluvium und Diluvium verhüllt, das Grenzlager erscheint erst am Ostende des Möttbachtals im Felde Saphir wieder. Weiterhin bis über Altenkirchen hinaus ist zwischen Schalstein und Oberdevon Lagerführung nicht bekannt. Etwa 600 m nördlich Altenkirchen, am Südabhange des Fuchsheck setzt das Lager im Felde Langmuth wieder an und streicht von hier, mehrfach durch Querstörungen verworfen, durch die Felder Sophienlust und Frischer Mut bis ans Solmsbachtal. Innerhalb des Hauptschalsteinsattels erscheint hier wohl eine Spezialoberdevonmulde; sie beginnt auf der Höhe des Fuchsheck im Felde Grenze und ist auf beiden Flügeln lagerführend durch das Feld Friedrichswonne bis an den Rand des Solmsbachtals bekannt. Abbau hat in diesem Gebiete, abgesehen von kleinen Versuchen im Felde Langmuth, wo ein etwa 1 m mächtiges kalkiges Lager mittels Stollen auf 150 m Länge erschlossen wurde, namentlich im Felde Grenze und Friedrichsstollen stattgefunden. Im letztgenannten Felde wurde das flach unter Tage gelegene Vorkommen theils im Tagebau, theils durch Stollen von Südosten her erschlossen und abgebaut. Die nahe der Oberfläche gelegenen Lagerteile waren hier wie auch sonst in ähnlichen Fällen stark verkieselt, während das Erz nach der Tiefe in kalkigen Flußstein überging.

Die Fortsetzung des Hauptwechsels und der Friedrichswonner Spezialmulde östlich des Solmsbachtals ist zwischen Neukirchen und Bonbaden in den Feldern Zeis, Bergmannsfest und Falter bekannt, jedoch nur durch kleine Versuchsbaue in früherer Zeit untersucht worden.

### 3. Die Lagerzüge an den Schalsteinsätteln innerhalb des Oberdevons im südlichen Randgebiete.

Die Schalsteinsättel innerhalb des südlichen Oberdevongebietes sind im wesentlichen auf das Gebiet südwestlich des Weiltales beschränkt. Im einzelnen handelt es sich um eine Reihe von schmalen, aber auf größere Erstreckung im Streichen zu verfolgenden Schalsteinsätteln, die durch Querstörungen stark zerstückelt sind und an denselben gelegentlich ganz verschwinden, um an anderer Stelle wieder aufzutauchen. Die Lagerführung an diesen Schalsteinsätteln ist von zweierlei Art:

1. Auf der Grenze von Schalstein gegen das Oberdevon erscheint — in den meisten Fällen allerdings nur auf den südöstlichen Sattelflügeln — das Grenzlager in einer Ausbildung, die für dieses ganze Gebiet bezeichnend ist. Es besteht primär weniger aus Roteisen, vielmehr in der Hauptsache aus einem Gemenge von Siderit und Schwefelkies. Durch die zahlreichen, das Oberdevon durchsetzenden Diabasgänge ist das Grenzlager außerdem an vielen Stellen in Magnet Eisenstein umgewandelt. Die Folge dieser besonderen Ausbildung des Erzes ist, daß es nahe der Tagesoberfläche meistens in Braun- bzw. Gelbeisenstein (infolge der Oxydation des Siderites und Schwefelkieses) umgewandelt ist.

2. Außer dem Grenzlager tritt an vielen Stellen innerhalb des Schalsteins auch ein Schalsteinlager auf, das im Gegensatz zum Grenzlager ausschließlich einen kalkigen Roteisenstein führt.

Die Erscheinung, daß der NW-Flügel der Schalsteinsättel in vielen Fällen ohne Lagerführung zu Tage tritt, ist auf örtliche Überschiebung der Schalsteinsättel auf das Oberdevon zurückzuführen.

Im einzelnen lassen sich folgende Schalsteinzüge von Süden nach Norden unterscheiden:

a. Schalsteinsattel am Hühnerküppel, östlich Laubuseschbach, mit Lagerführung in den Feldern Hühnerküppel, Nestor und Buch.

b. Rohnstädter Schalsteinsattel. Dieser beginnt südwestlich von Rohnstadt im Felde Buch, streicht über den Hofwald durch das Feld Emma II, verschwindet dann auf kurze Erstreckung und taucht östlich des Rohnstädter Tales in 300 m Breite im

Felde Riesenburg wieder auf. Östlich vom Bahnhof Rohnstadt verschwindet der Sattel abermals an einer Querverwerfung und erscheint zum dritten Male auf der rechten Seite des Bleidenbachtals im Felde Charon, hier allerdings nur noch in 50 m Breite. Weiter nach Nordosten wird der Schalstein ganz durch Diabasmandelstein vertreten, der unmittelbar südlich von Weilmünster im Felde Bergmannstrost verschwindet.

Es folgen nach Nordwesten kleinere Schalsteinsättel an der linken Seite des Bleidenbachtals nördlich Laubuseschbach (Feld Kunkelmann) und westlich Bahnhof Rohnstadt.

c. Ein dritter größerer Schalsteinzug beginnt nördlich der Schiefergrube Germania und ist, in nahezu nördlicher Richtung bis nach Weilmünster verlaufend, in den Feldern Nassau, Fides, Angerwiese und Krummlöh, lagerführend bekannt.

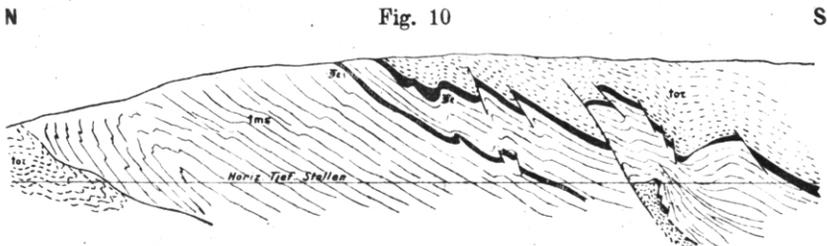
d. Schalsteinsattel des Stollberges. Er beginnt im Seitentale westlich der Schiefergrube Germania, tritt auf der Höhe des Stollberges (Feld Stollberg) in annähernd 500 m Breite zutage und verschwindet im Nordosten am Stollbergertale. Auf diesem Zuge ist bisher nur das Schalsteinlager bekannt.

e. Der nordwestlichste Schalsteinsattel dieses Gebietes beginnt westlich des Stollberges in den Feldern Schiffmannsgraben, Resolution, Nero, wird dann nach Osten in das Feld Peterszeche verworfen und erscheint nordöstlich des Stollberger Tales erneut in einer Breite bis zu 500 m, um kurz vor dem Weiltale ganz zu verschwinden. Im Südwesten ist auf diesem Schalsteinzuge Lagerführung nur auf dem Südostflügel bekannt, während im Nordosten, in den Feldern Simon und Münsterberg, beide Flügel lagerführend entwickelt sind.

In den meisten der eben genannten Felder ist bisher nur in ganz beschränktem Masse Bergbau umgegangen. Im Betrieb befinden sich zurzeit nur die Gruben Riesenburg, Stollberg und Charon.

Im Felde Riesenburg wurde das Grenzlager und ebenso ein im Liegenden des Grenzlagers im Schalstein auftretendes rotes Flußeisensteinlager durch Tagebau abgebaut. Das Grenzlager liegt sehr flach; in den oberen Sohlen unter dem Tagebau bildet es eine flache, durch Verwerfungen stark zerstückelte Mulde

und fällt dann mit rd.  $30^\circ$  nach SO ein; die Mächtigkeit schwankt zwischen 2 und 8, stellenweise 10 m. Neuerdings wurde das Lager durch einen am Bahnhof Rohnstadt angesetzten Stollen in südöstlicher Richtung angefahren. Dieser Stollen durchfuhr zunächst Schiefer mit Diabasgängen, dann den Schalsteinsattel des Riesenburglagers, der am Wechsel stark gestört und offenbar über den Schiefer überschoben ist. Nach Durchörterung des Schalsteins (vergl. Profil Figur 10) erreichte der Stollen nach rd. 400 m Länge das Grenzlager. Während sich das Lager im Stollen selbst und in der nach Nordost aufgefahrenen Lagerstrecke ziemlich schwach erwies, nahm es nach Südwesten



Profil durch das Lager der Grube Riesenburg. rd. 1:4000.

ständig an Mächtigkeit zu. In einem westlichen Querschlag wurde das Grenzlager in rd. 8 m Mächtigkeit erreicht und wird hier in westlicher Richtung bis zum Rohnstädter Tale weiter verfolgt. In dem genannten Querschlage traf man im Liegenden des Grenzlagers auch auf das in Schalstein gelegene Flußlager, das ebenfalls mit  $30^\circ$  nach Südosten einfällt. Die Vermutung, daß der Schalstein tatsächlich einen Sattel darstellt und auf den Liegendschiefer im vorderen Teil des Stollens überschoben ist, wird dadurch bewiesen, daß an mehreren Stellen auf der tiefen Stollensohle, wo der Wechsel des Schalsteins gegen Liegendschiefer aufgeschlossen wurde, auch das Grenzlager, allerdings nur in einzelnen Fetzen erscheint.

Das Hauptlager besteht auf der jetzigen Bausohle in der Hauptsache aus einem innigen Gemenge von Magneteisen und intrusivem Diabas, der das ganze Lager in zahlreichen Schlieren und Gängen durchsetzt und das ursprüngliche Erz in Magneteisen umgewandelt hat; Roteisen tritt gegenüber dem Magnet-

eisen zurück. Besonders bezeichnend ist das Erscheinen von Schwefelkies, der hier, wie auch auf den übrigen Grenzlagerzügen des südlichen Oberdevongebietes, fast ständiger Begleiter des Lagers ist. Der Schwefelkies erscheint teils fein verteilt im Erze, teils auch in geschlossenen, bis zu 1 m mächtigen Bänken. Eine solche Bank wurde im Liegenden des Lagers in der vom Stollen nach NO verlaufenden Felderstrecke festgestellt. Der Schwefelkies hat ein dichtes Gefüge und ist infolge feiner toniger Zwischenlagerungen meist deutlich gebändert, was als ein Beweis für seine sedimentäre Bildung angesehen werden darf. Der Eisengehalt des Hauptlagers betrug in den oberen Teufen, wo die kieseligen Teile als unbauwürdig stehen gelassen wurden, durchschnittlich 48%. Beim heutigen Abbau auf der tiefen Stollensohle, wo zudem das Lager restlos abgebaut wird, beträgt der Eisengehalt im Mittel nur noch 40—42%, bei 9 bis 10% Kalk und 17—25% Rückstand.

Das im Schalstein auftretende Lager von Riesenburg ist hinsichtlich seiner Mächtigkeit und Beschaffenheit bedeutend gleichmäßiger ausgebildet; es ist im Durchschnitt 2 m stark und besteht durchweg aus einem roten Flußeisenstein mit etwa 35% Fe, 38% Kalk und 10% Rückstand. Gelegentlich geht er auch in reinen dichten Roteisenstein über. Über die Förderung und Durchschnittsgehalte der letzten Jahre gibt die nachfolgende Zusammenstellung Aufschluß:

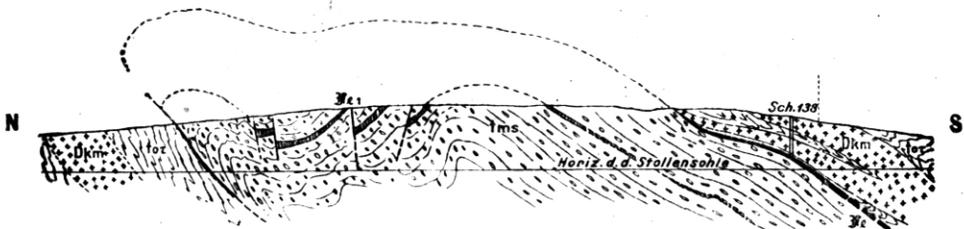
	Förderung aus dem Grenzlager in t	Durchschnittsgehalt in %		
		Fe	Kalk	Rückstand
1913	12 900	43,34	9,45	18,98
1914	13 186	41,84	12,02	19,47
1915	16 520	39,83	11,99	20,19
1916	21 306	40,12	11,46	20,64

Im Felde Charon ist das Grenzlager bisher auf etwa 110 m Länge mittels eines Stollens vom Bleidenbachtale her verfolgt worden. Es besteht ähnlich wie das Riesenburger Lager aus einem Gemisch von Magneteisen, Roteisen und ankeritischem Kalk und kommt diesem auch im Durchschnittsgehalt nahe; die Mächtigkeit schwankt zwischen 1 und 2 m.

Auf den übrigen Lagerzügen sind in den letzten Jahren nur die Vorkommen in den Feldern Stollberg und Nero eingehender untersucht worden. Im Felde Stollberg wurde ein im Schalstein auftretendes rotes Flußlager, ähnlich dem Flußlager von Grube Riesenburg, zunächst in einer Reihe von Tagebauen und durch mehrere Stollen abgebaut; das Lager fällt flach nach SO ein und ist durch die Stollenbaue bisher auf eine streichende Erstreckung von etwa 100 m bekannt geworden. In den letzten Jahren wird vom Stollberger Tale her ein tiefer Stollen durch das Feld Stollberg bis in das Feld Nero getrieben, der neben der Lösung des Nerolagers zugleich die Aufgabe hat, die nordöstliche Fortsetzung des Stollberger Lagers auszurichten. Nach den letzten Förderungen (1908) enthielt das Stollberger Erz 32,66 % Fe, 12,42 % Ca und 37,72 % Rückstand.

Fig. 11

Gr. Altenberg



Profil durch den Schalsteinsattel von Gr. Altenberg nahe der Markscheide von Gr. Schöne Aussicht. Etwa 1 : 12 500.

Der Lagerzug in den Feldern Resolution, Nero und Peterszeche ist bisher nur durch kleinere Schächte untersucht und abgebaut worden. Das Erz besteht in der Hauptsache aus Braun- und Gelbeisenstein. Im Felde Nero wurde bei Versuchsbetrieben im Jahre 1896 der Gehalt des Erzes mit 42,43 % Eisen und 29,43 % Rückstand ermittelt. Erwähnung verdient noch, daß in der Mulde zwischen den Ausbissen des Stollberger und des Nerolagers ausgedehnte Rollerzablagerungen (eluvial angeereicherte Eisenerze von den Ausbissen der Lagerzüge) vorhanden sind.

Ein ähnliches Schalsteinlager (wie im Felde Stollberg) ist bis vor wenigen Jahren unmittelbar südlich von Laubus-

eschbach in den Feldern Altenberg und Schöne Aussicht abgebaut worden. Am Altenberg tritt innerhalb des Schalsteins ein bis zu 10 m mächtiges, primär aus Flußstein bestehendes Roteisenerzlager auf, das in der Nähe der Tagesoberfläche, infolge Auslaugung des Kalkes, zum Teil in sehr reinen mulmigen Roteisenstein umgewandelt war, an anderen Stellen (alte Tagebaue am Altenberge) infolge starker sekundärer Verkieselung nahe der Oberfläche ganz unbauwürdig wurde. Der Schalstein am Altenberge bildet, ähnlich wie bei den bisher beschriebenen Vorkommen, einen mehrere 100 m breiten Sattel innerhalb des Oberdevonschiefers (vergl. Profil Figur 11). Im Felde Altenberg wurde auf dem Südflügel des Schalsteinsattels gegen den Oberdevonschiefer auch das Grenzlager durch Versuchsschächte festgestellt.

## **II. Roteisensteinlager im Schalstein des Hauptsattels zwischen Ernsthäusen, Philippstein und Bonbaden.**

Innerhalb des Schalstein-Hauptsattels zwischen Ernsthäusen und Philippstein und namentlich südlich des letztgenannten Ortes tritt teils innerhalb des Schalsteins, teils auf der Grenze von Diabasdecken (Erguoberflächen) gegen Schalstein eine große Zahl von Lagerzügen auf, auf denen zurzeit freilich nirgends mehr Betrieb umgeht. Die wenigsten dieser Vorkommen sind überhaupt in größerem Umfange untersucht und abgebaut worden, da das Erz fast durchweg nahe der Tagesoberfläche (tertiäre Landoberfläche) stark verkieselt ist und nach der Tiefe in einen kaum noch abbauwürdigen Flußstein übergeht. Dazu kommt, daß die an die Stromoberfläche der Ergu'diabase gebundenen Erzlager bereits primär einen hohen Kieselsäuregehalt aufweisen und gelegentlich als reine Eisenkiesel entwickelt sind.

Ein größerer innerhalb des Schalsteins ruhender Lagerzug beginnt unmittelbar nördlich von Ernsthäusen im Felde Weidmannsglück und streicht über Leimbach (Felder Apollo, Frohermuth, Rother Segen) bis zum Hollandskopf (Feld Neueremuth). Im Südwesten erscheint das Lager auf den beiden Flügeln einer schmalen Mulde von schiefrigem Schalstein gegen den liegenden normalen Schalstein; im NO am Hollandskopf

scheint das Lager unmittelbar auf Diabas aufzuruhen. Hier ist das Vorkommen im Felde Neuermuth früher durch eine Anzahl kleiner Schächte und durch einen Stollen von Osten her aufgeschlossen worden. Größere Haldenreste, die vom früheren Grubenbetriebe noch liegen geblieben sind, werden zurzeit bei der jetzigen Knappheit an Eisenerzen noch gewonnen und abgefahren. Östlich des Möttbachtals sind namentlich die Erzvorkommen zwischen Diabasmandelstein und Schalstein ziemlich mächtig entwickelt und auf größere streichende Erstreckung bekannt. Ein größerer Zug beginnt südlich von Philippstein im Felde Philippsteinerwald und setzt durch die Felder Elisabeth, Marie, Jacobsfund, Christianshoffnung, Schimmel bis in das Grubenfeld Ottilie fort. Ein anderer größerer Zug beginnt östlich von Philippstein in einem Seitentälchen des Solmsbachtals und verläuft durch die Felder Gute Hoffnung, Friedrichswonne und Stollberg bei Bonbaden. Ein dritter mächtiger Lagerausbiß ist in dem Felde Altenkirchenerwald nördlich von Altenkirchen durch zahlreiche Schächte und Tagebaue früher abgebaut worden.

Noch geringere praktische Bedeutung als die letzterwähnten Roteisensteinvorkommen im Schalstein besitzen die Brauneisenerze, die als Krustenbildungen der primär eisenreichen Unterdevongesteine (vornehmlich des Coblenzquarzits) im südöstlichen Blattgebiete, namentlich auf den Höhen zwischen Dietenhausen und Brandoberndorf verbreitet sind. Ihre Entstehung geht, wie bereits oben erwähnt wurde, auf die Verwitterungs- und Zersetzungs Vorgänge während der jüngeren Tertiärzeit zurück, bei denen nach Oxydation des in den Unterdevongesteinen vorhandenen Eisenkarbonatgehaltes eine Bindung und Anreicherung des Eisengehaltes an der Oberfläche in Form von unreinem, stark mit Sand, Ton und Schieferbrocken vermengtem Brauneisenstein erfolgte. Es würde zu weit führen, die sämtlichen auf derartige Erzvorkommen verliehenen Felder namhaft zu machen. Erwähnt sei nur, daß kleinere bergmännische Versuche, namentlich in der Nähe des Schwobacherhofes (Felder Waldschmiede und Albanus) und an der Straße Dietenhausen—Kraftsolms (Feld Epstein und Neu Schweden) umgegangen

sind. Zu einem günstigen Ergebnis haben diese Versuche, nach dem heute noch auf den Halden vorhandenen Material zu urteilen, jedenfalls nicht geführt.

### III. Mangan-Eisenerzlagertstätten.

Die Mangan-Eisenerzlagertstätten sind fast ausschließlich an die Nähe bezw. an den unmittelbaren Kontakt der großen Massenkalkzüge innerhalb des Lahngbietes gebunden. Innerhalb des vorliegenden Blattgebietes ist ihre Verbreitung daher auf den nordwestlichen Teil, zwischen Hirschhausen, Bernbach und Philippstein, beschränkt. Die Erze treten in der Regel als unregelmäßige Lager und Muldenausfüllungen innerhalb der Schluchten und Schloten des Massenkalkes auf. Sie werden ihrerseits teils von den ursprünglich dem Kalk auflagernden devonischen Sedimenten (Schalstein bezw. Oberdevonschiefer), teils unmittelbar von jüngeren Deckschichten (tertiärem Ton und Schottern) überdeckt. Die Erzbildung ist in allen diesen Fällen zweifellos nicht etwa an der freien Oberfläche erfolgt, vielmehr haben sich die Erze in allen Fällen auf der Grenze von Kalk und einem diesen überlagernden, mehr oder weniger wasserundurchlässigen Nebengestein angeschlossen. Die Erze bestehen teils aus einem stückigen, krotzigen und dann meist manganarmen Brauneisenstein, teils aus feinkörnigen bis mulmigen Erzen, die in der Regel etwas höheren Mangangehalt aufweisen. In der Erzmasse verteilt finden sich, offenbar infolge sekundärer Konzentrationsvorgänge, stückige Reichmanganerze (Hartmanganerz und Pyrolusit). Bereits die Natur des Brauneisenerzes, seine krotzige und häufig glaskopfähnliche Struktur läßt vermuten, daß das primäre Erz dieser Manganeisenerzlagertstätten ein Karbonat gewesen ist, aus dessen Oxydation erst nachträglich die oxydischen Eisenmanganerze hervorgegangen sind. Tatsächlich ist bereits in einer ganzen Reihe von Fällen bei Gruben, die größere Teufen unter der heutigen Oberfläche bereits erreicht haben, solches Eisen- bezw. Mangankarbonat als das primäre Erz der Manganeisenoxyde festgestellt worden. Die Quelle der Erzbildung ist nach Beobachtungen, die auf den Nachbarblättern angestellt werden konnten, mit großer Wahrscheinlichkeit in den

Mineralquellen zu suchen, die im Gefolge der großen Basalt-eruptionen während der Mitteltertiärzeit emporstiegen und bei der Berührung mit dem Kalk ihren Gehalt an Mangan- und Eisenbikarbonat gegen kohlen-sauren Kalk austauschten, wobei gleichzeitig eine starke Dolomitisierung des Kalkes, herrührend von dem hohen Magnesiumkarbonatgehalt der Quellen, in der Nähe der Erzablagerungen stattfand (vergl. oben S. 42).

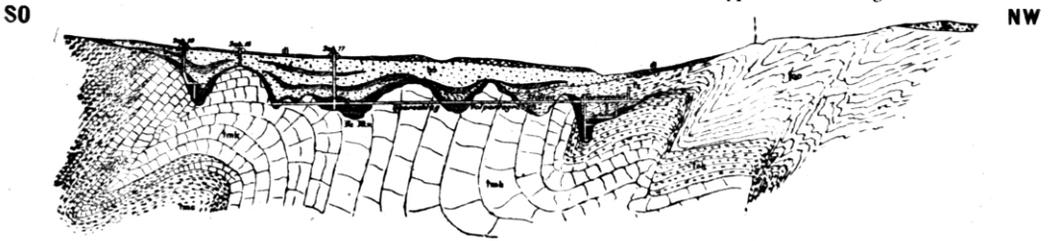
Die Erzablagerungen sind im vorliegenden Gebiete über dem Massenkalk nahezu geschlossen zur Ablagerung gelangt und fehlen nur dort, wo der Kalk in der Tiefe von Deck-schichten in größerer Mächtigkeit überlagert ist und die erz-bringenden Lösungen keine Zirkulationswege fanden (Oberdevon im Innern der Philippsteiner Mulde). An solchen Stellen fehlt dann auch die intensive Zersetzung der tonigen Nebengesteine und die Dolomitisierung des Kalkes, beides Erscheinungen, die auf die Wirkung der Mineralsäuerlinge zurückzuführen sind und stets als ein gutes Anzeichen für die Erzführung gelten können.

Betrieb in größerem Umfange hat bisher in der Hauptsache in den Feldern Klöserweide zwischen Philippstein und Bernbach, Helene bei Hirschhausen, Wetzlarer Burg und Bohnenberg stattgefunden. Auch das oben bereits erwähnte Brauneisenerz-lager von Grube Eisenfeld gehört zu den Eisen-Manganerz-lagerstätten auf dem Massenkalk.

Im Felde Klöserweide wurde in den früheren Jahren das Erzvorkommen teils durch Tiefbau unmittelbar westlich von Philippstein, teils durch einen Stollen gelöst, der in der Schlucht westlich des Ortes seinen Ansitz nimmt und in süd-westlicher bzw. südlicher Richtung bis in die Gegend nord-westlich von Bernbach verläuft. Von diesem Stollen aus wurde durch Querschläge nach Süden der Kalk und die den Kalk überdeckende Lagerstätte zum Teil unterfahren (vergl. Fig. 12). Nördlich von dem Stollen, wo der Kalk gegen das Oberdevon der Philippsteiner Mulde zu größerer Tiefe einsinkt, setzt auch das Erzlager auf dem Wechsel von Kalk und Schiefer bis zu größeren Tiefen nieder; es wurde hier durch einen Maschinenschacht bis zu 110 m Tiefe unter Tage verfolgt. Nachdem der Betrieb im Tief-bauschachte vor etwa 10 Jahren zum Erliegen gekommen war,

weil das Erzlager in der Tiefe zwischen Kalk und Schalstein sich auskeilte (vergl. Fig. 13), ist in den letzten Jahren erneut Abbau vom Stollen aus und mittels Unterwerksbau in den Mulden, die unter die Stollensohle hinabsetzen, betrieben worden.

Fig. 12 Straße Philippstein Weilburg

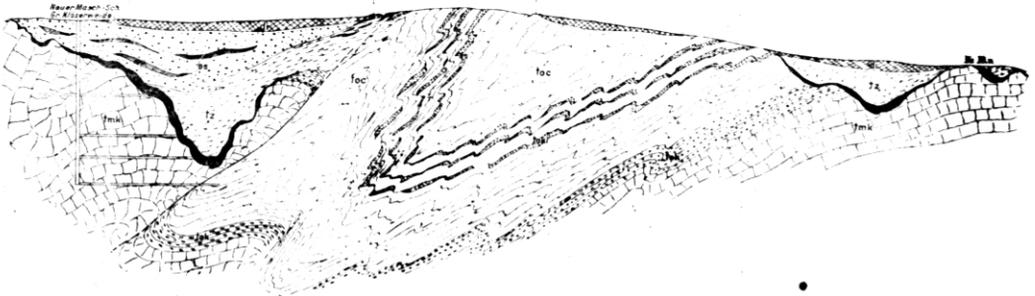


Profil durch den Volpertsgraben-Querschlag der Grube Klöserweide. 1:5000.

Fig. 13

Straße  
Philippstein—  
Weilburg

Straße  
Braunfels—  
Weilburg



Profil durch den neuen Maschenschacht der Grube Klöserweide. 1:5000.

Ähnlich wie auf der Grube Klöserweide ist das Erzvorkommen auf der Nordwestseite der Philippsteiner Oberdevonmulde im Felde Wetzlarerburg erschlossen worden. Hier wird zurzeit ein tiefer Stollen nach Süden bis in die Gegend von Bernbach vorgetrieben. Ein dritter größerer Stollen nimmt nordwestlich von Hirschhausen, unmittelbar nördlich der Blattgrenze, seinen Ansitz im Schalstein unter dem Massenkalk und durchfährt in südöstlicher Richtung den nordwestlichen Muldenflügel des Kalkes im Felde Helene. Der Stollen hat bereits eine größere

Zahl von Kalkschluichten mit Lagerführung durchquert, die vom Stollen aus umfahren und in Abbau genommen werden. Das Erz von Helene hat etwa folgende Gehalte:

	Fe	Mn	Kalk	P	Rückstand
	%	%	%	%	%
1916 . . . . .	39,10	8,92,	5,61	0,225	22,65

Gefördert wurden seit 1914, dem Jahre, in dem der Abbau vom Tiefen Stollen aus begann:

1914	1915	1916	1917 I. H.-J.
t	t	t	t
719	3647	5360	8766

Ähnlicher Art wie im Felde Helene und Klöserweide sind die Erzablagerungen in den Feldern Weißholz, Gloria usw. bei Hirschhausen, in denen bisher nur in beschränktem Maße Betrieb durch Tagebau und mittels kleiner Schächte stattgefunden hat. Im Felde Bohnenberg nördlich von Philippstein ist das Erzlager vor kurzer Zeit durch einen Maschinenschacht hart am Ostrande des Iserbachtals angefahren worden und wird zurzeit in südwestlicher Richtung aufgeschlossen.

### Phosphorit.

Anhangsweise sei hier kurz erwähnt, daß in Begleitung der Mangan-Eisenerze und unter den gleichen Lagerungsverhältnissen wie diese (in Mulden und Nestern auf dem Massenkalk) gelegentlich Phosphorit beobachtet worden ist. Ein größeres Phosphoritvorkommen ist in früheren Jahrzehnten unmittelbar südlich von Bernbach durch kleine Schächte untersucht und abgebaut worden. Auch auf den Feldern südlich Hirschhausen in der Nähe des Kleinen Tiergartens soll beim Niederbringen von Versuchsschächten auf Manganerzen Phosphorit angetroffen sein. Kleinere Nester sind gelegentlich beim Abbau des Erzes im Grubenfeld Klöserweide beobachtet werden. Wenn diese einzelnen Funde auch heute keine praktische Bedeutung mehr haben (das Bernbachvorkommen gilt als nahezu abgebaut), so haben sie doch ein gewisses Interesse, weil sie verständlich machen, daß in manchen Eisen-Manganerzen der Phosphoritgehalt eine erhebliche Höhe erreicht.

## B. Sonstige Erzvorkommen u. abbauwürdige Gesteine.

### Gänge von Blei-, Zink- und Kupfererzen.

Gänge von Blei-, Zink- und Kupfererzen sind zwar im vorliegenden Blattgebiet, namentlich innerhalb des Oberdevons der südlichen Randzone, ziemlich verbreitet, aber ohne praktische Bedeutung. Sie erscheinen in der Regel, begleitet von Quarz, Kalkspat und Bitterspat, auf den das devonische Gebirge durchsetzenden Querverwerfungen, besitzen aber nur in den seltensten Fällen eine solche Ausdehnung, daß sie Gegenstand eines umfangreicheren Bergbaus in früherer Zeit gewesen sind. Das größte Vorkommen dieser Art liegt in dem auf Blei und Kupfer verliehenen Felde Mehlbach nördlich Laubuseschbach. Hier ist bereits gegen Ende des 15. Jahrhunderts ein lebhafter Betrieb auf einem ungefähr 7—8 streichenden und auf über 1200 m Länge verfolgten Gangzuge umgegangen. Die größte Blüte erreichte der Betrieb um die Mitte des 18. Jahrhundert; da jedoch die Erzmittel nach der Tiefe sehr bald an Ergiebigkeit nachließen, kam der Betrieb im Jahre 1841 ganz zum Erliegen<sup>1)</sup>. Abgebaut wurde in der Hauptsache silberhaltiger Bleiglanz und Fahlerz, in den oberen Teufen (Oxydationszone) auch Weiß- und Grünbleierz sowie Malachit und Kupferlasur. Die übrigen Vorkommen haben keinerlei praktische Bedeutung erlangt. Zu erwähnen sind die Bleierzverleihungen Combachsfälchen westlich Weilmünster, Ghies bei Laubuseschbach, Höllgraben und Weimar südwestlich Lützendorf, ferner einige Kupfererzverleihungen in dem gleichen Gebiete sowie in der Gegend von Ernsthäusen.

### Schwefelkies.

Schwefelkies ist hauptsächlich als Begleiter des Eisenerzlagers (Grenzlagers) im südlichen Oberdevongebiete verbreitet und ersetzt hier als eine zweifellos sedimentäre Bildung zum Teil den Rot-eisenstein. Ein größeres 0,25—1 m mächtiges Lager wurde auf Grube Riesenburg auf der tiefen Stollensohle aufgeschlossen

<sup>1)</sup> Vergl. WENCKENBACH, Beschreibung des Bergrevieres Weilburg.

und zum Teil abgebaut. In ähnlicher Weise tritt Schwefelkies auch auf den Lagerzügen der weiteren Nachbarschaft (Strichen bei Münster und Sophie bei Laubuseschbach) auf.

#### **Dachschiefer.**

Der Oberdevonschiefer der südlichen Randfacies liefert infolge seiner Feinheit und des Fehlens größerer Verunreinigungen bzw. Einlagerungen anderer Gesteine vielerorts einen vorzüglichen Dachschiefer. Zahlreiche Verleihungen sind infolgedessen zur Zeit des Bestehens des alten nassauischen Berggesetzes in dem vorliegenden Gebiete erteilt worden. Größere Dachschieferbetriebe sind namentlich im Bleidenbachtale zwischen Laubuseschbach und Weilmünster (Grube Germania und Mehlbach), ferner im Weiltale bei Audenschmiede und bei Lützensdorf (Dachschiefergrube Leonhard) früher umgegangen. Zurzeit ist keine dieser Gruben mehr in Betrieb. Die einzige gegenwärtig im Lahnggebiet noch in Betrieb befindliche Dachschiefergrube liegt unweit südwestlich von Laubuseschbach bei Langhecke; sie baut auf Dachschiefer, die dem gleichen Oberdevonhorizonte angehören<sup>1)</sup>.

#### **Sonstige Baumaterialien.**

Diabas. Ein vorzügliches Schotter- und Wegebaumaterial liefern die dichten Diabase des Mitteldevons, wie sie im Weiltale unterhalb Ernsthausen und im Möttbachtale oberhalb Philippstein aufgeschlossen sind und an zahlreichen Stellen auch gebrochen werden. Noch widerstandsfähiger sind die fein- bis mittelkörnigen Abarten des körnigen Diabases im Oberdevon des südlichen Randgebietes. Ein solches Material wird in dem großen Diabasbruch südlich von Lützensdorf im Weiltal gewonnen und zu Schottern verarbeitet.

Als natürlicher Baustein wird vielfach für den örtlichen Bedarf Schalstein gebrochen, der infolge seiner Neigung, in grobe und dicke Platten zu zerspalten, und wegen seiner leichten Bearbeitungsfähigkeit sich gut zu Fundament- und sonstigen

<sup>1)</sup> Näheres vergl. WENCKENBACH, a. a. O.

Rauhmauerungen eignet; wo der Schalsstein in der näheren Umgebung fehlt, wie im Gebiete von Dietenhausen und Brandoberndorf, werden die Porphyroidschiefer der Untercoblenschichten gebrochen und in ähnlicher Weise benutzt. Auch die plattigen Grauwacken des Unterdevons liefern an manchen Stellen ein brauchbares Material für Rauhmauerung. Im Verbreitungsgebiet der Gießener Grauwacken sind ebenfalls zahlreiche Brüche in Betrieb, in denen die plattigen Grauwacken für Mauerungszwecke gewonnen werden, während die festen Grauwackenbänke namentlich dort, wo sie sekundär verkieselt sind, ein allerdings wenig beständiges Schottermaterial liefern.

#### **Schotter und Sand.**

Abgesehen von den bereits erwähnten Gesteinen, die zur Herstellung von künstlichen Schottern dienen, verdienen vor allem die tertiären Quarzschotter und Quarzsande Erwähnung, die als Reste der Vallendarer Stufe auf der Tertiäroberfläche im Nordwesten des Blattgebietes verbreitet sind. Die groben Quarzkiese eignen sich besonders gut als Deckschotter für Chausseebau. Die feineren Sandeinlagerungen, wie sie namentlich am Grauenstein südlich Bermbach entwickelt sind, werden in Ermangelung eines besseren Materials als Streu- und Mauer-sand verwandt. Im Zusammenhang mit den letzterwähnten Vorkommen ist das Auftreten von Tertiärquarziten zu erwähnen, die als Findlinge die Abhänge des Grauensteins nach Bermbach und Leimbach zu in großer Menge überstreuen. Sie sind, wie bereits oben geschildert, aus der sekundären Verkieselung der Vallendarer Sande und Kiese hervorgegangen und deuten als eluviale Reste noch die ursprüngliche Ausdehnung dieser Kies- und Sandablagerungen an.

---

## Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
I. Orographische und hydrographische Übersicht . . . . .	1
II. Grundzüge des geologischen Baues . . . . .	5
III. Einzelbeschreibung . . . . .	11
A. Paläozoicum . . . . .	11
1. Sedimente . . . . .	11
Das Unterdevon . . . . .	11
Das Mitteldevon . . . . .	17
Das Oberdevon . . . . .	27
Das Obercarbon . . . . .	34
2. Eruptivgesteine . . . . .	36
B. Neozoicum . . . . .	40
Das Tertiär . . . . .	40
Das Diluvium . . . . .	43
Das Alluvium . . . . .	45
IV. Tektonik . . . . .	46
V. Lagerstätten nutzbarer Mineralien, Gesteins- und Bodenarten . . . . .	54
A. Eisen- und Manganerze . . . . .	54
I. Roteisenstein . . . . .	54
1. Die Lagerstätten an der Philippsteiner Oberdevon- mulde . . . . .	57
2. Lagerzüge am Südrande des Schalstein-Hauptsattels zwischen Ernsthausen, Altenkirchen und Bonbaden . . . . .	61
3. Die Lagerzüge an den Schalsteinsätteln innerhalb des Oberdevons im südlichen Randgebiete . . . . .	68
II. Roteisensteinlager im Schalstein des Hauptsattels zwischen Ernsthausen, Philippstein und Bonbaden . . . . .	68
III. Mangan-Eisenerzlagerstätten . . . . .	70
Phosphorit . . . . .	73
B. Sonstige Erzkvorkommen und abbauwürdige Gesteine . . . . .	74
Gänge von Blei-, Zink- und Kupfererzen . . . . .	74
Schwefelkies . . . . .	74
Dachschiefer . . . . .	75
Sonstige Baumaterialien . . . . .	75
Schotter und Sand . . . . .	78

Fig.1.  
Übersicht der Faziesverhältnisse des Devons  
im östlichen Lahnggebiete.  
(Längsschnitt)

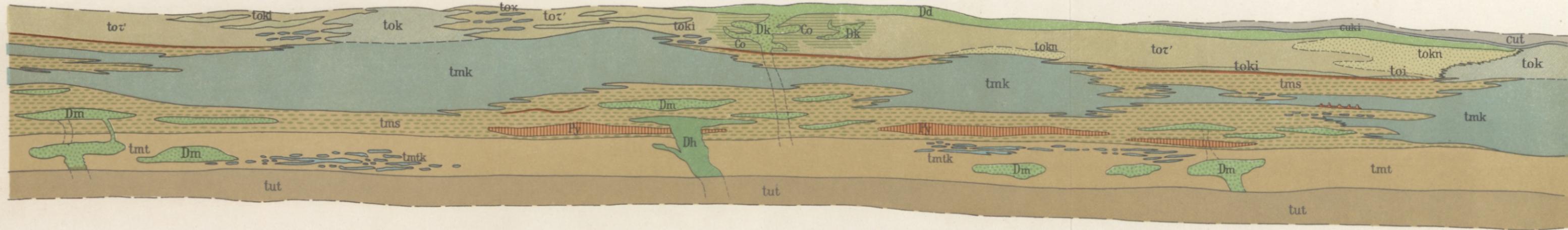
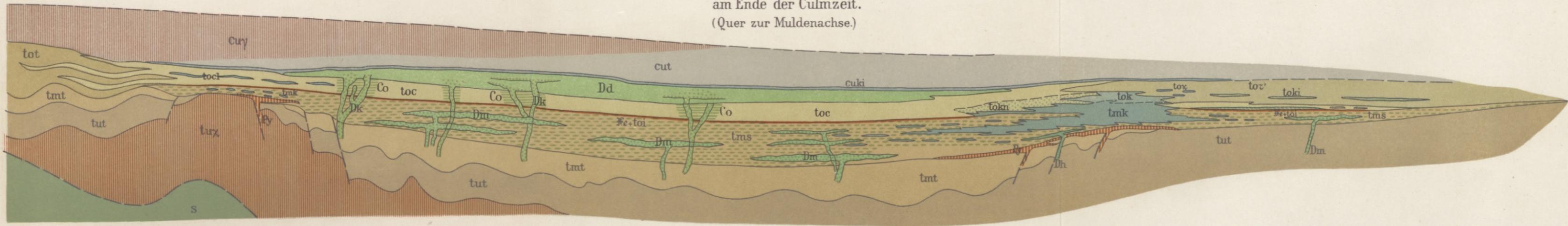


Fig.2.  
Idealschnitt durch die Ablagerungen der Lahnmulde  
am Ende der Culmzeit.  
(Quer zur Muldenachse)



Farben-Erklärung.

Unter-Devon.			Mittel-Devon.					Ober-Devon.				
S	Cury	tut	tmt	tmtk	tms	tnk	Py	tok	toc	tot	tor'	toi
Vordevonisches Grundgebirge.	Coblentzquarzit und Untercohlentz.	Obercohlentzschichten.	Tonschiefer (U.M. Dev.)	Kalkige Einlagerungen in tmt.	Schalstein (Ob. M. Dev.)	Platten- u. Massenkalk im Ob. M. Dev.	Eisensteinlager.	Oberdevon. Massenkalk (Joberger Kalk.)	Cypridinschiefer.	Oberdevon d. nördl. Randzone.	Tonschiefer d. Ob. Dev. i.d. südlichen Randzone.	Flaserkalk der Jntumescensstufe.
Culm.												
tocl	tokn	toki	tox	Cuki	cut	Cury	Py	Dh	Dm	Dk	Dd	Co
Flaserkalk der Clymenienstufe.	Kalkknotenschiefer.	Kieselschiefer-einlagerungen in toc.	Plattenkalk in toc (Braunfelser Kalk)	Culmkieselschiefer.	Culmtonschiefer.	Culmgrauwacke.	Lahnporphyr (O. M. Dev.)	Hornblende Diabas (O. M. Dev.)	Dibasmandelstein u. Diabas deckenförmig (O. M. Dev.)	Körniger Diabas (Ob. Dev.)	Deckdiabas (Oberstes Ob. Dev.)	Contacthufe von Dk.
Eruptivgesteine.												

Längenmaßstab ca 1: 100 000.  
Höhenmaßstab v. Fig. 2 ca 1/2 von Fig. 1.

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