1921. 3000

Erläuterungen

zur

Geologischen Karte

von

Preußen

und

benachbarten Bundesstaaten.

Herausgegeben

von der

Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Lieferung 208.

Blatt Braunfels.

Gradabteilung 68 $\left(\frac{51^0}{50^0}\right.$ Breite, 26°/27° Länge) Blatt Nr. 25.

Geologisch aufgenommen und erläutert

von

Johannes Ahlburg.

Mit 5 Tafeln und 14 Figuren im Text.

BERLIN.

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Berlin N. 4, Invalidenstraße 44.

1918.

EX
BIBLIOTHECA
REGIA ACADEM.
GEORGIAE
AUG.

SUB Göttingen 7
207 816 972

Blatt Braunfels.

Gradabteilung 68 ($\begin{matrix}51^0\\50^0\end{matrix}$ Breite, 26°/27° Länge) Blatt Nr. 25.

Geologisch aufgenommen und erläutert
von
Johannes Ahlburg.

Mit 5 Tafeln und 14 Figuren im Text.

I. Orographische und hydrographische Übersicht.

Das Blatt Braunfels gehört in seiner ganzen Ausdehnung dem Flußgebiete der Lahn an. Die Lahn durchfließt die Mitte des Blattes in west-östlich gerichtetem Laufe, tritt bei +148 m Meereshöhe bei Wetzlar in das Blattgebiet ein und verläßt dasselbe nach etwa 14 km langem Laufe bei +137,6 m Meereshöhe, dem tiefsten Punkte des Blattes.

Kurz nach dem Eintritt in das Blatt nimmt die Lahn von Norden ihren größten Nebenfluß, die Dill auf, die im nordwestlichen Teil der Sektion bei Ehringshausen in einer Höhe von +171,3 m erscheint und nach einem annähernd OSO gerichtetem Laufe von ca. 12 km Länge in die Lahn bei +147,1 m einmündet. Das Gefälle der Lahn beträgt auf der 14 km langen Strecke innerhalb des Blattes etwa 10 m, das der Dill auf der 12 km langen Strecke 24,2 m, letzteres ist also über 2 mal stärker als das der Lahn. Andere wichtigere Nebenflüsse nimmt die Lahn innerhalb des Blattgebietes nur von Süden auf; es sind dies von

O nach W: der östlich der Blattgrenze bei Wetzlar mündende Wetzbach, der Solmsbach, der Iserbach und der westlich der Blattgrenze bei Stockhausen mündende Lindenbach (Tiefenbach).

Durch die beiden Hauptflußläufe wird das Blatt in drei ungleiche Teile zerlegt, einen nordöstlich der Dill gelegenen Streifen, der orographisch zu dem nördlich anschließenden Hessischen Hinterland gehört, einen zwischen Lahn und Dill gelegenen langgestreckten Gebirgssporn, der als östlichster Ausläufer des Westerwaldes im orographischen Sinne anzusehen ist, und endlich einen die ganze Südhälfte des Blattes einnehmenden Teil, der der breiten nördlichen Abdachung des Taunus (Taunusvorland) zugehört.

Von dem ebenen Talboden der Lahn, der namentlich an der Dillmündung unterhalb Wetzlar und zwischen Wetzlar und Burgsolms, wo ein mächtiger Kalkzug das Lahntal kreuzt, bis über 1 km Breite erlangt, steigt das Gelände nach N und S in mehreren durch diluviale Terrassen bedingten Stufen bis zu einer, in der mittleren Höhe von 300 m gelegenen alten tertiären Hochfläche an, die freilich durch jüngere Erosion — namentlich in der Nachbarschaft des Lahntales fast vollständig zerstört ist. In dem Gebirgsteil zwischen Lahn und Dill reichen noch einzelne Höhen bis an die mutmaßliche alte Hochfläche heran, die von einzelnen Basaltkuppen, den östlichen Ausläufern des basaltischen Westerwaldtertiärs, überragt wird (Bieler Burg +359,1, Leuner Burg +358,1, Dianaburg + 411,9 m). Die Dianaburg, hart am Westrande des Blattes, bildet mit 411,9 m den höchsten Punkt der Sektion; er liegt in der Luftlinie nur 4 km von dem ebenfalls am Westrande gelegenen tiefsten Punkt der Sektion, +137,6 an der Lahn.

Südlich der Lahn ist die alte Hochfläche noch in größerer flächenhafter Ausdehnung erhalten, namentlich am Südrande des Blattgebietes und auf dem südlich anschließenden Bl. Weilmünster; innerhalb des letzteren Blattes treten (Umgebung von Hirschhausen, Bermbach) auf der Hochfläche tertiäre Quarzschotter in größerer Verbreitung auf, die beweisen, daß die alte Hochfläche vormiocänes Alter haben muß. Reste dieser ursprünglich weitverbreiteten Quarzschotter finden sich — aller-

dings meist in erheblich tieferer Lage — auch innerhalb der vorliegenden Sektion in Begleitung des breiten devonischen Massenkalkzuges, der das Blatt annähernd in seiner Diagonale von SW nach NO durchsetzt; die Schotter ruhen hier in den Schluchten und Senken des gegen seine Umgebung ebenfalls an Höhe zurückretenden Kalkzuges, fehlen dagegen der höher gelegenen Nachbarschaft, und gerade dieser Umstand beweist, daß sich die den Kalkzug begleitenden Tertiärbildungen nicht mehr in ihrer ursprünglichen Höhenlage befinden, sondern mit der in der Jungtertiärzeit weit fortgeschrittenen Auflösung und Zerstörung des Kalkes allmählich in diesen versunken sind, wodurch sie bis heute vor völliger Abtragung bewahrt blieben. Die heutige Höhenlage der Tertiärschotter, soweit sie auf dem Massenkalk liegen, gibt daher keinen Anhaltspunkt für die Lage der alttertiären Hochfläche.

II. Grundzüge des geologischen Baues.

Abgesehen von den schon kurz gestreiften quartären und tertiären Bildungen nehmen am Aufbau des Blattes ausschließlich paläozoische Gesteine teil, und zwar Ablagerungen des Devon und Carbon; sie bilden einen Teil der sog. Lahnmulde, die zusammen mit der Dillmulde in der Hauptsache aus jungdevonischen und culmischen Gesteinen aufgebaut ist und generell ein stark spezial gefaltetes Muldengebiet zwischen dem Unterdevon des Taunus im Süden und dem Unterdevon des Siegerlandes im Norden darstellt. Entsprechend der allgemeinen, im Rheinischen Gebirge und damit auch in der Lahnmulde herrschenden Faltenrichtung zeigen die Gesteine des alten Gebirges auf Bl. Braunfels im großen ein SW—NO gerichtetes Streichen der Schichten und, infolge der in diesem Teil des Gebirges herrschenden starken Isoklinalfaltung und Schuppenstruktur, in der Hauptsache ein südöstliches Einfallen. Indessen schon ein flüchtiger Blick auf die Karte genügt, um zu erkennen, daß das durch den Faltenbau der Schichten bedingte gleichnäßige Streichen keineswegs so scharf ausgeprägt ist, wie auf den nördlich anschließenden Blättern der Dillmulde; vielmehr deuten die vielerorts gekrümmt verlaufenden Schichtgrenzen und die Abweichungen von der normalen Streichrichtung auf einen Gegensatz im Aufbau der beiden im übrigen so nahe verwandten Mulden hin, der besonders scharf auf dem nördlich anschließenden Blatt Ballersbach hervortritt[1]).

Diese Abweichung ist bedingt durch die verhältnismäßig flache Lagerung der Schichten in der östlichen Lahnmulde,

[1]) Vergl. Geol. Spezialkarte von Preußen und Thür. Lieferung 101. 1908.

speziell auf Blatt Braunfels, die zunächst den Eindruck eines nur wenig gestörten Gebirgsbaues erweckt; bei genauerem Studium zeigt sich jedoch bald, daß sich unter der scheinbar ungestörten Lagerung eine überaus komplizierte Schuppenstruktur verbirgt, die sich aus einer großen Zahl flacher Überschiebungen von z. T. beträchtlichem Ausmaß zusammensetzt[1]).

Außer den durch die postculmische Faltung bedingten Störungen spielen junge, weitaushaltende Verwerfungen eine große Rolle; sie bilden ein ungefähr gleichaltriges System von annähernd N—S (h. 12—2) und W—O (h. 6—7) verlaufenden Störungen, die den alten Gebirgsrumpf in große Schollen auflösten und die einzelnen Schollen um z. T. große Beträge gegen einander verwarfen.

Neben der komplizierten Tektonik, die gerade in diesem Teile der Lahnmulde herrscht, bereitet auch die weitgehende fazielle Differenzierung der Schichten, wie sie sich namentlich im jüngeren Devon geltend macht, der Erkenntnis des geologischen Baues große Schwierigkeiten und manche wichtige stratigraphische Frage hat sich nicht im Rahmen des einzelnen Blattgebietes sondern erst bei der Ausdehnung der Untersuchungen auf die weitere Nachbarschaft lösen lassen.

Diese Untersuchungen haben zu dem Ergebnis geführt, daß der Schichtenbau innerhalb der Lahnmulde nicht einheitlich ist, daß sich vielmehr an den Rändern der Mulde, am Südostrande gegen das Unterdevon des Taunusvorlandes und ganz besonders am Norwestrande gegen die Dillmulde stratigraphische Lücken einstellen, die durch Transgressionen jüngerer devonischer Schichten über ältere Schichten (hervorgerufen durch tektonische Bewegungen an den alten Muldenrändern) entstanden sind. Man hat hiernach, wie dies an anderer Stelle näher begründet ist, drei der Hauptachse der Lahnmulde parallele, SW—NO verlaufende Zonen zu unterscheiden, das Muldengebiet, das das Innere der heutigen Lahnmulde bildet, ein südöstliches (oder

[1]) E. Kayser: Über flache Überschiebungen im Dillgebiete. Jahrb. d. K. Pr. Geol. L. A. 1900, S. 7 ff.

J. Ahlburg: Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1908, Bd. 60, Mon. Ber., S. 300 ff.

südliches) und ein nordwestliches (oder nördliches) Randgebiet. Nur im Muldengebiet scheint das Devon vom jüngeren Unterdevon — soweit dies zu Tage tritt — bis zum obersten Oberdevon bezw. zum Culm lückenlos vorhanden zu sein, im nördlichen Randgebiet greift das Obere Mitteldevon transgredierend auf das Unterdevon über und weiterhin auch das höhere Oberdevon über Mitteldevon und vielleicht auch Kerne noch älterer Schichten (Silur). Ganz ähnlich erscheinen die Verhältnisse im südlichen Randgebiete.

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

In der Muldenzone folgt über normal entwickeltem Unterdevon (Obercoblenzschichten) und Unterem Mitteldevon das Obere Mitteldevon in Gestalt mächtiger Diabasergüsse und Diabastuff- (Schalstein-) ablagerungen, die eine Mächtigkeit von über 1000 m erreichen; als Einlagerungen darin erscheinen Riffkalke, die in langgestreckten Zügen die Muldenzone an beiden Seiten begleiten, nach dem Muldeninnern jedoch durch Verzahnung mit der Tufffazies sich allmählich in einzelne Bänke auflösen und verschwinden. Auf die Tuffe und Diabasergüsse des Oberen Mitteldevon folgt als Abschluß dieser mitteldevonischen Eruptivtätigkeit der Niederschlag von Eisenlösungen in Gestalt eines sedimentär gebildeten Roteisensteinlagers und darüber das Oberdevon in einer Fazies, die man — verglichen mit benachbarten Devongebieten — etwa als Normalfazies bezeichnen kann. Über dem Eisenerzlager ruhen in der Regel zunächst rote und graue Plattenkalke mit der Fauna der Intumescensstufe, lokal im Innern der Lahnmulde (Umgebung von Weilburg) auch darüber der Kellwasserkalk, dann folgen meist rot und grün gefärbte Tonschiefer (Cypridinenschiefer), die durch Aufnahme von Kalk in Kalkknotenschiefer (Kramenzelschiefer) und Flaserkalke übergehen. In diesen höheren kalkigen Horizonten stellt sich lokal (ebenfalls im Innern der Mulde in der Weilburger Gegend) die Fauna der

Clymenienstufe ein. Im jüngsten Oberdevon setzte eine zweite Haupteruptionsphase ein; sie lieferte mächtige Ergüsse von körnig- bis dichtstruierten Diabasen (Deckdiabas des obersten Oberdevon) und stockförmige Massen von körnigen Diabasen, die das ganze Oberdevon der Muldenfazies schwarmförmig durchsetzen. Tuffe fehlen dieser jungoberdevonischen Eruptivphase in der Lahnmulde fast ganz; auch in der Dillmulde sind sie auf lokale Anhäufungen sogenannter Bombenschalsteine beschränkt und haben nichts mit dem eigentlichen Schalstein zu tun, der auf das Obere Mitteldevon beschränkt erscheint. Uber dem Deckdiabas folgt als Abschluß der Eruptivtätigkeit dieser jungoberdevonischen Phase ein mehr oder weniger deutlich entwickelter Roteisensteinhorizont, der allerdings meist sehr kieselig ist und unmittelbar in Culmkieselschiefer übergeht (vgl. Taf. 1, Fig. 1).

Der hier geschilderte Schichtenbau herrscht in der nordwestlichen Hälfte des vorliegenden Blattes, d. h. nordwestlich des das Blatt diagonal durchziehenden Massenkalkes; dieser Teil des Blattes Braunfels gehört also der Muldenzone im obigen Sinne an.

In der nördlichen Randzone, die das vorliegende Blatt zwar nicht mehr berührt, aber auf dem westlichen Nachbarblatt Merenberg große Verbreitung besitzt, zeigt zunächst der Schalstein des Oberen Mitteldevon rasch abnehmende Mächtigkeit; zudem ruht er nicht mehr regelmäßig dem Unteren Mitteldevon auf, sondern transgrediert über das Unterdevon, dessen klippenartige Aufragungen (auf Bl. Merenberg) er in Gestalt mächtiger Konglomeratzonen umkleidet. Ähnlich verhält sich der Massenkalk in dieser Zone (z. B. auf Bl. Weilburg); er ruht in Form mächtiger Riffkalke fast unmittelbar und in flacher Lagerung auf steil augerichtetem Unterdevon, was zu der Annahme zwingt, daß der Transgession des Oberen Mitteldevons nicht nur tektonische Bewegungen an den Rändern der Mulde (grabenartige Einbrüche) sondern auch eine Faltung des älteren Devons (Unterdevon und Unteres Mitteldevon) vorausgegangen sein müssen.

Das Oberdevon dieser nördlichen Randzone besteht aus dunklen Tonschiefern, festen plattigen Grauwacken und Einlagerungen von flaserigen und plattigen Kalken, Kieselschiefern

und Quarziten, die nur ganz sporadisch Versteinerungen führen und daher in ihrer Stellung lange zweifelhaft blieben. Zwischen dem Oberdevon dieser nördlichen Randzone und dem unterlagernden Schalstein des Oberen Mitteldovons findet sich örtlich auch das Roteisenlager (Grenzlager zwischen Mittel- und Oberdevon) wie im Muldengebiet. Gelegentlich beobachtet man auch ein Eingreifen der oberdevonischen Muldenfazies (Cypridinenschiefer) in die nördliche Randfazies (nördlich von Obershausen, Bl. Merenberg), während umgekehrt die nördliche Randfacies des Oberdevons auf den südwestlich anschließenden Blättern (Weilburg, Hadamar, Limburg) mit ihren dunklen Tonschiefern, Kieselschiefern, Quarziten und Grauwacken weit in das normale Oberdevon des Muldengebietes als Einlagerung und Überlagerung eingreift.

Ähnlich liegen die Verhältnisse in der südlichsten Randzone der Lahnmulde; hier verschwindet zunächst das im Innern der Mulde noch erhaltene und typisch entwickelte Untere Mitteldevon zwischen Unterdevon und Oberem Mitteldevon (Schalstein), weiter nach Süden schrumpft der in der Muldenzone bis 1 000 m mächtige Schalstein auf wenige Meter zusammen und endlich ruht auf große Erstreckung (südliches Nachbarblatt Weilmünster) das Oberdevon in meist flacher Lagerung diskordant auf verschiedenen Stufen des Unterdevon.

Das Oberdevon dieser südlichen Randzone weicht in seiner petrographischen Ausbildung nicht minder von der normalen Entwicklung im Muldeninnern ab, wie das der nördlichen Randzone. Es besteht in der Hauptsache aus dunklen, häufig sehr reinen und daher als Dachschiefer Verwendung findenden Tonschiefern, die gelegentlich kieselig werden und dann deutliche Bänderung aufweisen (Bandschiefer C. Kochs); als Einlagerungen finden sich vorwiegend Kieselschiefer und graue dichte Plattenkalke, ferner vereinzelt auch zähe hellgraue Quarzite, Grauwacken und tuffreiche Schichten (Tuffgrauwacken). Auch dieser Schichtenfolge fehlen Versteinerungen mit Ausnahme der in einzelnen Lagen häufigen Tentaculiten und Styliolinen fast ganz; sie wurde bei den früheren Aufnahmen[1]) ins Untere Mitteldevon gestellt,

[1]) Vergl. C. Koch u. E. Kayser: Erl. Bl. Eisenbach, Limburg, Kettenbach; Lieferung 31 der Geol. Spez. K. von Preußen und Thür.

die stratigraphischen Verhältnisse lassen indessen keinen Zweifel, daß die ganze fragliche Schichtenfolge über dem Schalstein mit Einlagerungen von Stringocephalenkalk, also über dem Oberen Mitteldevon ruht, mithin ins Oberdevon zu stellen ist; als ein weiterer Beweis für diese Auffassung kann gelten, daß auch das Eisensteinlager (Grenzlager zwischen Mittel- und Oberdevon) in diesem südlichen Randgebiete auf der Grenze des Schalsteins gegen die fraglichen Schichten nicht fehlt.

Die Erkenntnis der stratigraphischen Stellung der fraglichen Schiefer in der südlichen Randzone war in der südwestlichen Lahnmulde (Bl. Weilmünster, Weilburg, Eisenbach, Limburg usw.) insofern schwierig, weil zwischen der normalen Oberdevonfazies der Muldenzone und dem Oberdevon der südlichen Randzone Übergänge bis auf geringe Andeutungen fehlen; hier schiebt sich zwischen beide Zonen ein mehrere Kilometer breiter Schalsteinzug ein, der nahezu durch die ganze Lahnmulde zu verfolgen ist und nach der vom Verfasser vertretenen Auffassung einen breiten Sattel (Schalstein-Hauptsattel der Lahnmulde) bilden muß; er wird von dem Hauptmassenkalkzuge der Lahnmulde (Villmar—Arfurt—Gräveneck—Cubach—Philippstein—Braunfels—Burgsolms—Herrmannstein—Haina—Biebertal) begleitet.

Unweit der Südwestecke des vorliegenden Blattes, zwischen Bermbach und Hirschhausen (Bl. Weilmünster) teilt sich der Schalstein-Hauptsattel in zwei Äste, die eine nach NO über Philippstein, St. Georgen—Braunfels, Oberndorf, Albshausen, Wetzlar zunehmend an Breite gewinnende Oberdevonmulde einschließen. Das Oberdevon dieser Braunfels-Wetzlarer Mulde stellt bereits einen mannigfachen Übergang zwischen dem normalen Oberdevon der Muldenzone und dem Oberdevon der südlichen Randzone dar; an der Basis über dem Roteisensteinlager (Grenzlager) liegen Flaser- und Plattenkalke mit der Fauna der Intumescensstufe, darüber folgt eine mannigfaltige Wechselfolge von typischen rot bezw. grün gefärbten Cypridinenschiefer (mit der charakteristischen Fauna) und dunklen Tentaculiten und Styliolinenführenden Tonschiefern, den Vertretern der südlichen Randfazies.

Noch deutlicher wird der Übergang zwischen den beiden Oberdevongebieten dort, wo der südliche Ast des Schalstein-

Hauptsattels, der von Bermbach über das Möttbachtal südlich Philippstein nach dem Solmsbachtal streicht, bei Bonbaden ganz verschwindet; er taucht unter das Oberdevon unter, und es berührt sich hier das Oberdevon des südlichen Randfazies mit dem Oberdevon der Übergangszone, die zwischen Braunfels und Wetzlar herrscht. Um diesen Verhältnissen Rechnung zu tragen, da andererseits eine kartographische Trennung der typischen Cypridinenschiefer von den dunklen Styliolinenschiefern im Oberdevon zwischen Braunfels und Wetzlar wegen der ständigen Wechsellagerung und des unmerklichen Ineinandergreifens beider Fazies unmöglich war, wurden neben den Oberdevonschiefern der Muldenzone (reine Cypridinenschiefer = **toc**) und den Oberdevonschiefern der südlichen Randfazies (**to**τ) die Schiefer der Übergangszone (Verzahnung) von **toc** und **to**τ (Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde) mit einer besonderen Signatur (**to**τ') dargestellt.

Wie das Kartenbild der vorliegenden Sektion ohne weiteres erkennen läßt, wird die Grenze zwischen dem Oberdevon der Übergangszone bezw. der südlichen Randzone und dem Oberdevon der Muldenzone von dem breiten, von Philippstein über Braunfels, Burgsolms nach Herrmannstein verlaufenden Massenkalkzug gebildet, der den Schalstein-Hauptsattel im SO begleitet. Dieser Massenkalk, der auf dem Schalstein ruht und in seiner Hauptmasse noch dem Mitteldevon angehört, erscheint also auf der Grenze der Muldenzone gegen die südliche Randzone; da er an verschiedenen Stellen bis ins Oberdevon hineinragt (vergl. Taf. 1, Fig. 1), ergibt sich die Vorstellung, daß er, als eine Art Riff über die Umgebung emporragend, zur Oberdevonzeit zwischen der Muldenzone und der südlichen Randzone gewissermaßen eine Barre bildete, durch die die Verschiedenheit in den Sedimenten und dem organischen Leben der beiden Zonen bedingt war (Taf. 1, Fig. 2)[1]).

Das jüngste Glied des Paläozoikums im vorliegenden Gebiete bildet die den südöstlichen Teil des Blattes einnehmende sog. Gießener Grauwacke (Unteres Obercarbon). Sie ruht nach den

[1]) Vgl. Ahlburg, Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. 1910, T. I. S. 481.

Beobachtungen in den Nachbargebieten diskordant über dem übrigen paläocoischen Schichtensystem einschließlich des Culms und ist demnach erst nach der postculmischen Faltung zur Ablagerung gelangt.

Nach diesem Uberblick über die stratigraphischen Verhältnisse seien noch kurz die Hauptzüge des tektonischen Baues innerhalb des Blattgebietes dargelegt.

Das Unterdevon, das den Südrand der Lahnmulde in geologischem Sinne bildet, tritt auf dem südlich anschließenden Bl. Weilmünster in großer Ausdehnung zu Tage, verschwindet im Solmsbachtal südlich Neukirchen (Bl. Weilmünster) unter der flachen Decke der Gießener Grauwacke und taucht unter dieser Decke erst östlich des Wetzbachtales am Nauborner Kopf südlich Nauborn wieder auf (Ostrand der vorliegenden Sektion); in dem zwischenliegenden Gebiete muß die Grenze des Unterdevons gegen die jüngeren Lahnmuldenschichten unter der Grauwacketafel östlich Bonbaden verlaufen (vergl. das Profil der Karte). Das Unterdevon ist auf dieser ganzen Linie, soweit es der Beobachtung zugänglich ist, auf das Oberdevon der südlichen Randfazies überschoben. Nirgends erscheint auf dieser Grenze zwischen Unterdevon und Oberdevon das in dem benachbarten Muldengebiet so verbreitete und versteinerungsreiche Untere Mitteldevon und selbst das Obere Mitteldevon (Schalstein) stellt sich nur an einzelnen Punkten (nördlich Kraftsolms, Bl. Weilmünster, Geyersberg bei Wetzlar, unmittelbar östlich der Blattgrenze) zwischen dem Unterdevon und dem Oberdevon am Muldenrande ein.

Anders liegen die Verhältnisse an den im Muldeninnern zu Tage tretenden Unterdevonsätteln; solche Sättel, die als schmale Aufbrüche die jüngeren Muldenschichten durchbrechen und gewissermaßen das tektonische Gerippe der Mulde darstellen, sind auf Blatt Braunfels an verschiedenen Stellen beobachtet worden. Der wichtigste ist der schon seit langem bekannte Niederbiel-Asslarer Spiriferensandsteinzug W. Riemanns[1]).

---

[1]) Vergl. W. Riemann, Beschreibung des Bergreviers Wetzlar. Bonn 1878 S. 8. v. Dechen, Erl. zur Geol. Übers. Karte von Rheinl. u. Westf. Bd. II.

Der aus Oberkoblenzschichten bestehende Kern dieses Sattels taucht nördlich der Lahn an der Kreisstraße südöstlich Niederbiel aus dem Lahnalluvium auf und verläuft — im einzelnen mannigfach verworfen und sehr kompliziert gebaut (vergl. unten S. 59) — in ungefähr nordöstlicher Richtung über Klein-Altenstädten nach Asslar, verschwindet nordöstlich Asslar auf kurze Erstreckung, tritt jedoch unweit der östlichen Blattgrenze (nordöstlich Herrmannstein, Blatt Wetzlar) wieder zu Tage. Das Unterdevon des Sattelkernes wird bald beiderseits, bald auch nur einseitig von fossilreichem Unteren Mitteldevon begleitet, an das sich in einzelnen Schollen Reste einer Porphyrdecke (Lahnporphyr), Gänge und Decken eines für diese Zone charakteristischen Diabases (Hornblendediabas) und dann Schalstein (Oberes Mitteldevon) anschließen. Der Schalstein südöstlich des Sattelzuges wird von einem breiten Massenkalkzuge (Kloster Altenberg—Dahlheimer Kapelle—Herrmannstein) überlagert, während der durchweg breitere Schalsteinzug nordwestlich des Sattels in nordwestlicher Richtung von schiefrigem Oberdevon (Cypridinenschiefer) mit dem Eisensteinlager an der Grenze überlagert wird (Oberdevon nordwestlich Niederbiel, sog. Niederbieler Mulde). Hiernach läßt sich die Achse des Niederbieler Sattels auch südlich der Lahn wiedererkennen; am Freistein westlich Burgsolms erscheint Unteres Mitteldevon, Hornblendediabas und Porphyr, während der unterdevonische Kern des Sattels nicht mehr zu Tage tritt; der Porphyr wird im SO von Schalstein und dieser von Massenkalk bei Burgsolms (der südwestlichen Fortsetzung des Zuges Herrmannstein—Altenberg) überlagert, der von hier, an mehreren jungen Störungen um große Beträge verworfen, über Oberndorf—Braunfels bis in die Südwestecke des Blattes verläuft.

Eine Fortsetzung des Niederbieler Sattels über den Freistein nach SW ist nicht zu erkennen, die Sattelachse muß durch den breiten Schalsteinzug nördlich von Braunfels verlaufen, der von hier in SW-Richtung durch die ganze Lahnmulde bis ins Limburger Becken zu verfolgen ist und auf dieser ganzen Erstreckung das Oberdevon der Muldentone vom Oberdevon der südlichen Randzone trennt (sog. Schalsteinhauptsattel); der

Schalsteinhauptsattel der Lahnmulde stellt also die südwestliche Fortsetzung des Niederbiel-Asslarer „Spiriferensandsteinzuges“ dar[1]).

Diese Feststellung erleichtert wesentlich die Erkenntnis des tektonischen Baues im übrigen Teil des Blattgebietes. An den Hauptschalsteinsattel nördlich Braunfels schließt sich nach NW, zwischen Bahnhof Braunfels und dem Lindenbachtal südlich Tiefenbach eine schmale, vielfach gestörte Oberdevonmulde (Cypridinenschiefer, körnige Diabase und Eisensteinlager auf der Grenze gegen das Obere Mitteldevon) an, die als Fortsetzung der westlich Niederbiel im Schalstein sich aushebenden Niederbieler Mulde auzusehen ist.

Auf den Oberdevonzug zwischen Tiefenbach und Niederbiel folgt nach NW ein neuer Sattel, zunächst Schalstein in wechselnder Breite, dann bei Tiefenbach und Leun Unteres Mitteldevon in räumlich großer Ausdehnung endlich im Kern dieser stark gestörten Sattelzone Unterdevon (Oberkoblenzschichten) in einem schmalen Aufbruch südlich von Tiefenbach und in einem zweiten Spezialsattel von etwas größerer Ausdehnung nordwestlich von Leun; letzterer setzt, mehrfach unterbrochen, auf das westliche Nachbarblatt Merenberg (zwischen Stockhausen und Biskirchen) fort. Der Umstand, daß sich in diesem Gebiete, namentlich in der Umgebung von Heisterberg, zwischen das Untere Mitteldevon und das Obere Mitteldevon konglomeratische Grauwacken, Schiefer mit Kalkgeröllen usw. einschalten, scheint zu verraten, daß mit Beginn des Oberen Mitteldevons auch im Innern der Mulde lokale Transgressionen über die älteren, horstartig im Muldengebiet aufragenden devonischen Gesteine stattgefunden haben.

Das Untere Mitteldevon der Sattelzone nordwestlich von Leun ist auf ein breites namentlich westlich der Blattgrenze entwickeltes Oberdevongebiet (Umgebung der Dianaburg) überschoben; die Überschiebung verläuft über Heisterberg und den

[1]) Es sei dabei bemerkt, daß W. Riemann (a. a. O. S. 8, Anm. 1) den Fund von Unterdevon im Schalsteinzuge nördlich von Braunfels (an der Straße zum Bahnhof) erwähnt; es wäre also möglich, daß hier das Unterdevon nochmals zu Tage tritt, obgleich eine Nachprüfung der Angabe bei der Aufnahme nicht gelang.

Lichte Platz ins Leuner Tal, und ist auch noch östlich des Tales, beträchtlich nach S verworfen, vom Ulmersberg bis an das Lager von Gr. Viktoria zu verfolgen (vergl. Anhang und Prof.-Fig.). An das Oberdevongebiet östlich der Dianaburg schließt sich nach N der jungoberdevonische Deckdiabas an, über dem westlich und südwestlich von Ehringshausen Culm folgt. Die Lagerungsverhältnisse sind in diesem Gebiete durch große flache Überschiebungen, auf die noch unten zurückzukommen ist (vergl. S. 59 ff.), besonders verwickelt.

Der südlich an den Schalsteinhauptsattel bezw. den Niederbiel-Asslarer Sattel anschließende Massenkalk bildet dort, wo er durch junge Verwerfungen nicht modifiziert ist, eine 2—3 km breite, flach SO einfallende Tafel; in seiner Hauptmasse noch zum Oberen Mitteldevon gehörig, reicht dieser Riffkalk im SW, zwischen Burgsolms und der SW-Grenze des Blattes noch bis in das Oberdevon hinein und geht hier nach oben unmittelbar in die Sedimente des jüngeren Oberdevons über (vergl. T. 1, Fig. 1), die ihn in einem breiten, das südöstliche Viertel des Blattes einnehmenden Zuge im Hangenden begleiten; unter dieser breiten Oberdevonmulde muß sich aber die Mächtigkeit des Riffkalkes rasch abschwächen, denn an der Südgrenze des Blattes südlich Braunfels tritt aus dem Oberdevon ein verwickelt gebauter Schalsteinsattel (Grube Fortuna bei Philippstein, vergl. Anhang) zu Tage mit dem Eisensteinlager an der Grenze von Mittel- und Oberdevon, das dort, wo die Mittel-Oberdevongrenze aus geschlossenem Massenkalk besteht, fehlt, und der Kalk selbst bildet nur noch mehr oder weniger mächtige Einlagerungen von Riffkalk und Plattenkalk im obermitteldevonischen Schalstein (westlich und östlich Bonbaden, westlich Laufdorf; vergl. das Profil der Karte und Taf. 1, Fig. 2).

Östlich des Solmsbachtales erscheinen solche Schalsteinaufbrüche im Oberdevon — mit dem Eisensteinlager an der Grenze — in großer Zahl; es ist jedoch nach den Tagesaufschlüssen, bei der starken Bedeckung mit Diluvium, nicht möglich, den tektonischen Bau dieses Gebietes, das einen besonders verwickelten Schuppenbau aufweist, zu entwirren und die Beschreibung soll daher bei der Besprechung der betreffenden Grubenaufschlüsse gegeben

werden (vergl. auch das Profil der Karte). Erwähnt sei nur, daß an zwei Stellen schmale Sattelaufbrüche von Unterdevon inmitten des Oberdevons erscheinen, unmittelbar südwestlich Laufdorf und südwestlich des Hofes Magdalenenhauses; die südwestliche Fortsetzung des letztgenannten Sattels ist vor kurzem auch im Querschlag II des Friedrich Alfred-Stollens (südlich des Tagebaues von Grube Prinz Alexander) unter Tage durchfahren worden. Hier ließ sich feststellen, daß das Unterdevon nur von einer etwa 20—40 m mächtigen Zone konglomeratischen Schalsteins umgeben ist, ohne jede Spur von Unterem Mitteldevon; daraus folgt, daß in dem Gebiete südöstlich des Massenkalkzuges das im Muldeninnern mächtig entwickelte Untere Mitteldevon fehlt bezw. der Transgression des Oberen Mitteldevons in der südlichen Randzone zum Opfer gefallen ist. So findet auch das unvermittelte Erscheinen des Unterdevons im Oberdevon bei Steindorf und Magdalenenhausen seine Erklärung.

III. Einzelbeschreibung.

A. Die paläozoischen Sedimente.

Unterdevon.

Das Unterdevon ist auf Blatt Braunfels nur mit seiner obersten Stufe, den Oberkoblenzschichten vertreten (tut). Dieselben bestehen, abgesehen von geringfügigen Unterschieden in den einzelnen Verbreitungsgebieten, in der Hauptsache aus einer ziemlich gleichmäßigen Wechselfolge von dunklen, glimmerreichen Tonschiefern, Grauwackeschiefern und mehr oder weniger kalkigen Grauwackenbänken, die infolge ihres hohen Eisengehaltes rostbraun verwittern. Mancherorts werden die Grauwacken quarzitisch und können schließlich, insbesondere nach unten, in reine Quarzitbänke übergehen. In dieser Form treten sie besonders in der Umgebung von Klein-Altenstädten an der Dill auf. Sie vermitteln hier, wie es scheint, den Übergang zum Koblenzquarzit, dem Grenzglied zwischen der Ober- und Unterkoblenzstufe.

Typischer Koblenzquarzit tritt nur an einer Stelle am Steilufer der Dill nördlich Klein-Altenstädten in beschränktem Umfange zutage. Hier wurde bei Gelegenheit eines Hausbaues im Frühjahr 1908 ein leider zum größten Teil schon wieder verdeckter Aufschluß geschaffen, der die dickbankigen Koblenzquarzite ausgezeichnet freilegte.

Abgesehen von diesem Aufschluß, der wegen seiner geringen Ausdehnung nicht einmal auf der Karte dargestellt werden konnte, ließ sich der Koblenzquarzit mit Sicherheit nirgends nachweisen; vielleicht deuten größere Quarzitblöcke auf den Feldern zwischen Klein-Altenstädten und der Dahlheimer Kapelle auf seine Anwesenheit in der Nähe.

Die Oberkoblenzschichten sind im Vergleich zu den Nachbargebieten als recht versteinerungsarm zu bezeichnen; es mag dies einmal an den durchweg recht schlechten Aufschlüssen liegen, zum Teil ist es auch darauf zurückzuführen, daß die vornehmlich die Fossilien führenden obersten Schichten der Stufe in den schmalen Sattelaufbrüchen teils ganz unterdrückt sind, teils durch den Gebirgsdruck so stark deformiert sind, daß sie Versteinerungen in den wenigsten Fällen erkennen lassen; so fanden sich in dem Hauptzuge zwischen Niederbiel und Klein-Altenstädten nur vereinzelte Abdrücke von Ctenocrinusstielgliedern, Fragmente von *Spirifer paradoxus*? *Strophemena* sp. und *Chonates plebeja* (Grauwackebänke im Dernbachtal nördlich Oberbiel), dieselben Reste finden sich auch vereinzelt im Walde nordwestlich von Leun (Höhe 257,8).

Eine etwas reichere Fauna lieferten die sehr eisenschüssigen, Sphärosideritnieren führenden Grauwackeschiefer an der Straße östlich Tiefenbach; hier finden sich unter anderem *Spirifer cultrijugatus* (häufig), *Sp. curvatus*, *Athyris* sp., *Rynchonella daleidensis*, *Orthis hysterita*, *Strophomena piligera*, *Chonetes dilatata*, *Ch. sarcinulata*. Die Sphärosideritschiefer (tutφ) von Tiefenbach gehören danach dem obersten Horizonte der Oberkoblenzstufe, der Cultrijugatuszone (im rechtsrheinischen Sinne) an; dieselbe ist namentlich auf dem westlichen Nachbarblatt Merenberg (vergl. Erl. Bl. Merenberg) weit verbreitet.

Zu erwähnen bleibt noch das kleine Unterdevonvorkommen von Steindorf; MAURER hat eine kleine Fauna von hier mitgeteilt[1]) (*Bellerophon lineatus*, *Rynchonella livonica* = *daleidensis* F. RÖM., *Spirifer paradoxus*, *Sp. curvatus*, *Sp. avirostris* [?], *Cyrtina heteroclyta*, *Orthis striatula*, *Streptorhynchus umbraculum*, *Strophomena explanata* u. a.) und hielt auf Grund dieser Fossilien, denen noch *Chonetes plebeja* und *Ch. sarcinulata* zuzufügen wären, die Steindorfer Schichten für Unterkoblenz[2]). Formen wie *Spirifer paradoxus*, *Sp. curvatus* lassen indessen keinen Zweifel, daß es sich bei Steindorf um echte Oberkoblenzschichten handelt.

---

[1]) Die Fauna der Kalke von Haina bei Waldgirones. Abh. d. Großh. Hess. Geol. L.-A. I. 1889. Heft I, S. 326.

[2]) Vergl. auch N. J. f. Min. 1880. Bd. I. S. 1 ff.

Mitteldevon.

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

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

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

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

Burhenne, Beitrag zur Kenntnis der Fauna des Tentakulitenschiefer im Lahngebiet, mit besond. Berücksichtigung des Schiefers von Leun. Abh. Kgl. Pr. Geol. L.-A. N. F. H. 29. Berlin 1899.

gebung von Tiefenbach und zwischen Oberbiel und Klein-Altenstädten in Begleitung des Unterdevons.

Eine etwas andere Ausbildung zeigen die Schiefer des Unteren Mitteldevons nördlich von Asslar; sie bestehen hier aus hellroten bis hellgelben, sehr kalkigen, zu plattiger Absonderung neigenden Schiefern, die bereits einen Übergang zu den kalkigen Einlagerungen im Unteren Mitteldevon bilden.

Fast überall finden sich in den Schiefern des Unteren Mitteldevons Tentakuliten (*T. acuarius*) und vor allem Styliolinen (*Styliolina laevis*); sie werden daher nach dem Vorgange R. Ludwigs auch Tentakulitenschiefer genannt bezw. Styliolinenschiefer (E. Kayser). Außer diesen Pteropoden sind Versteinerungen im allgemeinen nicht häufig; nur die Schiefer von Leun und Umgebung haben eine reiche und interessante Fauna geliefert, auch die kalkigen Schiefer nördlich von Asslar sind in einzelnen Lagen reich daran.

Die Leuner Schiefer sind in ihrer eigenartigen, aus feinstem Kalk-Tonschlamm bestehenden Ausbildungsform hauptsächlich nördlich des Ortes Leun an der Lahn entwickelt; in gleicher Ausbildung, wenn auch weniger versteinerungsreich, finden sie sich nordwestlich von Oberbiel auf dem Wege zur Bieler Burg. Weiter nach NO verliert sich die charakteristische Ausbildung mehr und mehr und macht vorwiegend sandigen, rauhen Tonschiefern Platz, wie sie sich im Dilltale bei Klein-Altenstädten gut aufgeschlossen finden.

Die wichtigsten Fundpunkte für Versteinerungen liegen am Fahrwege von Leun zur Leuner Burg, unmittelbar hinter dem Orte, ferner an der linken Seite des oberen Helgenbachtales; einen weiteren Fundpunkt für die Leuner Fauna bilden die ockrig verwitternden Schiefer nordwestlich Oberbiel an der Kreuzung des Weges zur Bieler Burg mit der Drahtseilbahn. Auch auf der Höhe östlich Tiefenbach finden sich Versteinerungen stellenweise häufig.

Aus der großen Fülle der Formen, die die Leuner Schiefer geliefert haben[1]), seien hier nur die wichtigsten aufgezählt:

---

[1]) Vergl. Burhenne a. a. O.

Proetus granulosus Goldf.
Cyphaspis hydrocephala A. Röm.
Acidaspis pigra Barr.
Bronteus Dormitzeri Barr.
Phacops fecundus major Barr.
Trimerocephalus micromma A. Röm.
Pinacites Jugleri A. Röm.
(1 Expl. bei Kl.-Altenstädten)
Hercoceras subtuberculatum Sdbger.
Styliolina laevis Richt.
Pentamerus Oehlerti Barrois.
Rynchonella Orbignyana Vern.
„ *lodanensis* Burh.
„ *parallelepipeda* Br.
Atrypa reticularis Linn.
Athyris concentrica v. B.
Merista plebeja Sow.
Bifida lepida Goldf.
Retzia ferita v. B.
Spirifer aff. *cultrijugatus*
„ *curvatus* Schloth.
„ *aculeatus* Schnur
Cyrtina heteroclyta Defr.
Orthis striatula Schloth.
„ *eifliensis* Vern.
„ *Gervillei* Defr.
Streptorhynchus umbraculum Schloth.
Strophomena rhomboidalis Wahl.
„ *subtransversa* Schnur.
Chonetes minuta Goldf.
Calceola sandalina Lam.
Pleurodictyum Selcanum Gieb.
und verschiedene andere Korallenreste.

Wie schon diese Zusammenstellung zeigt, stellt die Fauna eine Mischung von Eifler Formen (*Rynch. Orbignyana* und *parallelepipeda* aus den Cultrijugatusschichten, *Calceola sandalina*, *Athyris concentrica*, *Merista plebeja*, *Cyrtina heteroclyta* usw. aus den Calceolaschichten) mit typischen Formen der böhmischen Stufe $\mathcal{G}_1$ dar (*Br. Dormitzeri*, *Acidaspis pigra*, *Cyphaspis hydrocephala*, *Ph. fecundus major*, *Herc. subtuberculatum* = *mirum* Barr.[1]). Auffällig ist vor allem, daß bei dem Reichtum der Fauna an Trilobiten die wichtigste Trilobitenart der Eifel, *Ph. latifrons*, gänzlich fehlt. Gleichwohl ist an einer Altersgleichheit der Leuner Schiefer mit den Cultrijugatusschichten und den Calceolaschichten der Eifel (also dem linksrheinischen Unteren Mitteldevon) nicht zu zweifeln.

In den Kalkschiefern nordöstlich von Asslar finden sich namentlich die Brachiopoden der Leuner Fauna in großer Fülle

[1]) Vergl. Burhenne a. a. O. und E. Kayser und Holzapfel: Über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F., G., H. Barrandes zum Rheinischen Devon. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A. 1893, Bd. XIV. S. 236 ff.

wieder, insbesondere *Atrypa reticularis*, *Rynchonella Orbignyana* und *hexatoma*, *Cyrtina heteroclyta*, *Merista plebeja*, *Orthis striatula* u. a.

Besondere Beachtung verdienen die den Tentakulitenschiefern eingelagerten Kalke (**tmtk**). Bereits seit längerer Zeit sind derartige Kalkeinlagerungen wegen der darin enthaltenen wichtigen Faunen aus dem benachbarten Dillgebiete, der Umgebung von Marburg, aus dem Kellerwalde, z. T. auch schon aus dem Lahntale durch die Arbeiten von E. Kayser, Denckmann, Holzapfel bekannt geworden[1]).

Es haben sich im wesentlichen vier verschiedenartige, z. T. auch verschiedenaltrige Horizonte feststellen lassen, die unter dem Namen der Greifensteiner-, Günteröder-, Ballersbacher- und Odershäuser Kalke in die Literatur Eingang gefunden haben.

Der Greifensteiner Kalk bildet an seinem berühmtesten Fundorte bei Greifenstein westlich der Dill ein sehr beschränktes Vorkommen von rötlichem oder hellgrauem Crinoidenkalk mit reicher Trilobiten- und Brachiopodenfauna[2]). Auf Bl. Braunfels treten zwar ähnliche Crinoidenkalke in Bänken im Unteren Mitteldevon nordwestlich von Leun (Weg zur Leuner Burg im Walde) auf, jedoch ohne die Greifensteiner Fauna; diese scheint nach den bisher gemachten Funden (Bl. Herborn, Oberscheld, Rodheim) auf das Horstgebiet zwischen Lahn- und Dillmulde beschränkt zu sein.

Der Ballersbacher Kalk, nach mehreren wichtigen Aufschlüssen bei Ballersbach benannt, besteht aus hell- oder dunkelgrauen, dichten Knollen- und Flaserkalken, die in der Regel durch allmähliche Übergänge mit den sie einhüllenden Schiefern eng verknüpft sind. In derselben petrographischen und faunistischen Ausbildung (als Cephalopodenkalke) wie im Dillgebiete, sind sie auch im Gebiete der vorliegenden Sektion vertreten. Hierher gehören die zahlreichen Kalkvorkommen in den Tentakulitenchiefern nördlich von Leun (**tmtk***a*), wo sie in mannigfachem Wechsel insbesondere auf dem Wege zur Leuner Burg und in dem westlich angrenzenden Helgenbachtal aufgeschlossen sind; auch die Kalke südlich Tiefenbach sind nach ihrem petro-

[1]) Vergl. E. Kayser u. Holzapfel a. a. O.

[2]) Maurer: Die Fauna der Kalke von Greifenstein. N. J. f. Min. 1880.

graphischen Charakter und der allerdings spärlichen Fauna hierher zu stellen, sie zeigen an der Straße nach Braunfels besonders schön den allmählichen Übergang der Flaserkalke in reine Schiefer.

Versteinerungen finden sich besonders in einem guten Aufschlusse am linken Ufer des Helgenbaches; hier wurden folgende Formen gesammelt:

Trimerocephalus micromma A. Röm.
Anarcestes lateseptatus Beyr.
Hercoceras subtuberculatum Sdb. (= *mirum* Barr.)
Jovellania triangularis A. Vern.
Orthoceras commutatum Sdb.
Atrypa reticularis u. a.

Der Ballersbacher Kalk vertritt nach den Feststellungen im Dillgebiete die untere Stufe des Untermitteldevon. Bewiesen wird diese Altersstellung übrigens auch durch seine Lagerung; er findet sich beispielsweise bei Leun stets in der Nähe des Unterdevon, fehlt dagegen den oberen Teilen der Leuner Schiefer, die bereits in enger Beziehung zum obermitteldevonischen Schalstein stehen.

Eine jüngere Stellung im Untermitteldevon nimmt der sog. Günteröder Kalk (tmtkβ) (so benannt nach dem Vorkommen bei Günterod, Bl. Oberscheld) ein. Er besteht in der Regel aus dunklen, feinkrystallinen Nierenkalken, die teils isoliert, teils in geschlossenen Bänken helleren Flaserkalken, beziehungsweise kalkigen Schiefern eingeschaltet sind. Ein besonders schöner, in der Literatur bereits mehrfach erwähnter[1]) Aufschluß in diesen Kalken findet sich am Steilufer der Dill östlich Kleinaltenstädten unmittelbar am Feldwege nach Herrmannstein; die Kalke werden hier beiderseits umgeben von Tentaculitenschiefern, in deren Liegendem Oberstes Unterdevon auftritt, während weiter nach SO, im Hangenden, obermitteldevonischer Schalstein folgt.

---

[1]) Vergl. E. Kayser u. Holzapfel a. a. O S. 252,
ferner: Holzapfel, Das Obere Mitteldevon usw., S. 381.

Der Kalk führt folgende Formen:

Phacops fecundus major Barr.	*Pinacites Jugleri* A. Röm.
Ph. breviceps Barr.	*Agoniatites occultus* Barr.
Bronteus speciosus Corda	*A. verna* Barr.
Acidaspis pigra Barr.	*A. bicanaliculatus* Sdbger.
Arethusina Beyrichi Nov.	*Anarcestes* sp.
Cyphaspis hydrocephala A. Röm.	*Puella* sp. u. a.

Trotz naher Anlehnung an die Ballersbacher und insbesondere die Leuner Fauna treten hier bereits jüngere Formenelemente wie *Agoniatites occultus* usw. auf, die den Günteröder Kalken ein höheres Niveau im Unteren Mitteldevon zuweisen. Sie sind nach den Untersuchungen Kaysers[1]) den oberen Wissenbacher Schiefern des Dillgebietes gleichaltrig, die ebenfalls den oberen Teil des Unteren Mitteldevon vertreten.

Das Auftreten typischer Günteröder Kalke innerhalb der Sektion ist auf den beschriebenen Aufschluß beschränkt; im Blasbacher Tal nördlich von Herrmannstein (unmittelbar östlich der nordöstlichen Blattgrenze auf Bl. Wetzlar) findet sich noch eine schwache Fortsetzung derselben in kalkigen Schiefern, die ebenfalls unmittelbar von Schalstein und dann von Stringocephalenkalk überlagert werden.

Der Odershäuser Kalk, ein schwarzer, feinkrystalliner Knollenkalk, wie er sich gelegentlich im Dillgebiete und namentlich bei Wildungen aufgeschlossen findet, fehlt auf Blatt Braunfels ganz. Dies erklärt sich jedoch aus seinem Alter und seiner Fazies; die Fossilführung (*A. inconstans, Tornoceras simplex, T. circumflexiferum, Maeneceras terebratum, Posidonia hians, Buchiola aquarum,* als Seltenheit auch *Stringocephalus Burtini*) verweist ihn bereits ins Obere Mitteldevon und charakterisiert ihn als eine Cephalopodenfazies; im Lahntale aber wird das Obere Mitteldevon ganz von Tuffbildungen und diesen zwischengelagerten Korallenkalken, also einer Riffazies, eingenommen. Nur wenige gemeinsame Formen, wie vor allem *Str. Burtini*

---

[1]) Erl. Bl. Ballersbach und Oberscheld; Lief. 101 der Geol. Spez. Karte von Preußen usw. 1907.

und *Maeneceras terebratum*, deuten auf die Gleichaltrigkeit beider Bildungen hin.

Das Obere Mitteldevon.

Eine gewisse Zwischenstellung zwischen den Schichten des Unteren Mitteldevon und den das Obere Mitteldevon vertretenden Schalsteinen (Diabastuffen) nimmt eine Serie von Grauwacken, grauwackeartigen, gebänderten Tonschiefern und hellgrauen Plattenkalken (tmγ) ein, die auf das Gebiet nördlich der Lahn zwischen Niedershausen im Westen, Allendorf im Norden (Bl. Merenberg) und dem Helgenbachtal nordwestlich von Leun beschränkt ist. Die Tonschiefer, die mit den Grauwacken und Plattenkalken in buntem Wechsel verbunden sind, ähneln zwar noch den echten Tonschiefern des Unteren Mitteldevons, sind aber dichter, ebenschiefriger und kalkfrei, neigen vor allem zur Bänderung und zur Aufnahme des grobklastischen Materiales der Grauwacke, das den Schiefern oft in einzelnen feinsten Lagen eingeschaltet ist. Die Grauwacken erscheinen auf den ersten Blick als echte, grobkörnige Arkosegrauwacken, sind aber neben hohem Kalkgehalt dadurch ausgezeichnet, daß neben Quarz und zersetztem Feldspat auch viel Tuffmaterial beigemengt ist, das offenbar aus einer ähnlichen Quelle stammt, wie das Material der obermitteldevonischen Schalsteine. Gelegentlich werden die Grauwacken konglomeratisch (südwestlich des Rühlbachkopfes hart an der Westgrenze des Blattes) und führen dann kleine Gerölle von Kalk und gelegentlich auch von Diabas und dichtem grauen Porphyr. Diese konglomeratischen Lagen der Grauwacke stehen jedenfalls mit eigentümlichen, Kalkgerölle führenden Tonschiefern in Beziehung, wie sie östlich des Heisterberger Hofes (oberes Helgenbachtal) im Hangenden des Leuner Schiefer erscheinen.

Versteinerungen haben sich bisher in diesen polygenen Sedimenten abgesehen von abgerollten Korallen und Brachiopodenbruchstücken *(Orthis* cf. *striatula)* in der Grauwacke und massenhaften Anhäufungen von Styliolinen in den dunklen Tonschiefern nicht gefunden. Die Styliolinen können nicht als beweisend für Unteres Mitteldevon gelten, da sie sich in gleicher

Form auch in gewissen oberdevonischen Tonschiefern wiederfinden. Dagegen deutet die reichliche Beimengung von Eruptivmaterial in den Grauwacken darauf, daß diese Schichten in Beziehung zu den konglomeratischen Schalsteinen in der Umgebung von Niedershausen (Bl. Merenberg) stehen; es sind Sedimente, in denen das bei der lokalen Transgression des Obermitteldevons (vergl. oben S. 7) gebildete bald grob- bald feinklastische Material, vermischt mit den Umlagerungsprodukten der im Obermitteldevon erscheinenden Eruptivgesteine zur Ablagerung kam. Daraus erklärt sich die häufige Wechsellagerung grobklastischer Grauwacke, feiner, gebänderter Tonschiefer und dichter plattiger Kalke sowie das plötzliche Erscheinen von Tuffbeimengungen in diesen Schichten. Sie sind demnach an die Basis des Obermitteldevons zu setzen und bilden petrographisch einen lokalen Übergang zwischen den Tentaculitenschiefern und der nun folgenden Tuffazies des Oberen Mitteldevons.

Das Obere Mitteldevon ist innerhalb des Blattgebietes, abgesehen von den eben erwähnten klastischen Bildungen fast ausschließlich aus Deckenergüssen von normalen Diabasen (Diabasmandelstein, dichter Diabas, Diabasporphyrit) und deren Tuffen, (Schalstein des Nassauischen Bergmannes) aufgebaut. An der Basis dieser Eruptivstufe erscheinen örtlich (auf Bl. Braunfels namentlich beiderseits des Niederbiel-Asslarer Unterdevonsattels) dichte, hornblendeführende Diabase und Keratophyre (Lahnporphyr).

Die Hauptmasse dieser Eruptivbildungen nimmt der Schalstein ein, sodaß man direkt von einer Tufffazies des Oberen Mitteldevons in der Lahnmulde sprechen kann; er wird von Riffkalken (Strinocephalenkalk) begleitet, die teils innerhalb der Schalsteinmasse als Einlagerungen erscheinen, gelegentlich aber auch in geschlossener Masse bis ins Oberdevon fortsetzen und so das ganze höhere Mitteldevon einschließlich des Unteren Oberdevon vertreten.

Der Schalstein (tms) besteht, als eine Tuffbildung der Diabaseruptionen, in der Hauptsache aus ursprünglich lockerem Tuffmaterial mit Bomben und Lapilli von Diabas, ferner Bruchstücken von fremden Gesteinen, Kalk, Schiefern, Grauwacke usw., die

bei der Eruption aus der Tiefe mit emporgerissen sind. Infolge der hohen Druckschieferung, die das ursprünglich lockere Material in besonders hohem Maße angenommen hat, ist die ursprüngliche Schichtung, soweit sie überhaupt in dem ungleichmäßig zu submarinen Vulkanen aufgeschüttetem Tuff angedeutet war, fast ganz verloren gegangen. Um so vollständiger ist die Schieferung entwickelt, nach der der Schalstein leicht in dicken, flaserigen 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 Tuffablagerungen (an den Übergängen der Schalsteinfazies in die Schiefer- bezw. Kalkfazies) mit Schiefern oder kalkigen Ablagerungen wechseln. Solche Schichtung läßt sich gelegentlich im Profil des Iserbachtales zwischen Bahnhof Braunfels und der Obermühle, besonders in dem Bruche nördlich der letzteren beobachten.

Äußerlich kann der Schalstein unter den geschilderten Umständen in der verschiedensten Form erscheinen; das Hauptmaterial aller dieser Schalsteine, der Diabastuff, bleibt aber durchweg konstant, wenngleich es infolge sekundärer 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 sekundär gebildetem Kalkspat innig durchtränkten Netzwerk chloritischer Substanz, beide hervorgegangen aus den ursprünglichen Mineralkomponenten 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 Tuffmateriales — feinschiefrig. Der Schalstein in dieser Form diente dem nassauischen Bergmann von jeher als wichtigstes Leitgestein bei der Aufsuchung von Eisenerzlagern und wird deswegen als „edler Schalstein“ bezeichnet; „edler Schalstein“ tritt aber nicht nur im Liegenden des Rot-

eisensteins an der Grenze von Mittel- und Oberdevon, sondern auch in tieferen Horizonten überall dort auf, wo fremde Einlagerungen im Schalstein sich einstellen (Roteisenstein im Schalstein, schiefrige Ablagerungen, Kalke), wo also die 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 Ausbildungsform nicht verwerten, wie es von früheren Beobachtern geschehen ist, die den „edlen Schalstein" als jüngeren Schalstein oder als Schalstein über dem Stringocephalenkalk, dem sog. älteren — unter dem Stringocephalenkalk gegenüber stellten[1]). Hinzu kommt, daß der Stringocephalenkalk innerhalb der Lahnmulde — je nach den für die Riffauna vorhandenen Lebensbedingungen — in den verschiedensten Niveaus der Schalsteinstufe erscheinen kann und innerhalb derselben bald nur schmale, wenige Meter starke, rasch auskeilende Rifflinsen bildet (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 (Massenkalkzug Braunfels—Herrmannstein).

Da nun die an verschiedenen Stellen der Lahnmulde in den Kalken des Obermitteldevons festgestellte Fauna[2]) eine spezielle Gliederung der Kalke nicht gestattet, die Verschiedenheiten dieser immer nur auf einzelne Punkte beschränkten Faunen vielmehr auf die örtlichen Entwickelungsbedingungen für die damalige Tierwelt zurückzuführen sind, so wird man auch darauf verzichten müssen, den Schalstein des Oberen Mitteldevons in zwei stratigraphische Horizonte zu gliedern.

Für die Altersstellung des Schalsteins ist zu berücksichtigen, daß Tuffablagerungen innerhalb der durch ihre Fauna genügend

---

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

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

charakterisierten Schichten des Unteren Mitteldevons nirgends erscheinen und daß andererseits die Ablagerung des echten Schalsteins im Lahngebiete durchweg an der paläontologisch wohl fixierten 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, Diabasporphyrit, dichte Diabase) in ihrer Gesamtheit auf das Obere Mitteldevon beschränkt. Nirgends finden sich diese Diabase mehr im Oberdevon; soweit sie innerhalb des Unteren Mitteldevons als Stöcke und scheinbare Lager (Lagergänge) erscheinen, haben sie stets deutliche wenn auch auf den unmittelbaren beiderseitigen Kontakt beschränkte Kontakterscheinungen hervorgerufen, sind also jünger als die Schichten des Unteren Mitteldevons. Man wird daher in der Annahme nicht fehlgehen, daß die große Eruptionsphase der Diabase und verwandten Gesteine mit dem Beginne 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 Kalke innerhalb des Oberen Mitteldevons (**tmk**, **tmsk**) erscheinen als feine, mit Tuffbänken wechsellagernde Kalkschiefer, als dünn- bis dickbankige Plattenkalke und endlich als richtungslose 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. Taf. 1, Fig. 1 u. 2).

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 massige Riffkalke übergehen (Kalkbrüche im Dilltale nordwestlich Berghausen).

Die Fossilführung innerhalb dieser Kalke zeigt je nach der Ausbildungsform derselben auffällige Unterschiede; die Kalkschiefer, aus einer Vermischung feinsten Tuffmateriales, Kalkdetritus und Kalkschlamm gebildet, sind meist versteinerungsleer 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 charakteristischen Querschnitten erkennen (Kalkbrüche westlich der Dahlheimer Kapelle östlich Kloster Altenberg). Den eigentlichen Korallenkalken ist er dagegen ziemlich fremd und selbst an den reichstsn Fundstätten derselben nur in wenigen Exemplaren gefunden worden.

Der Riff- oder Massenkalk ist die eigentliche Heimat der Riffkorallen und Stromatoporen, andere Fossilien sind nur in den seltensten 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[1]), ferner der Taubenstein bei Wetzlar[2]) (unweit des Ostrandes der Sektion), und Haina bei Waldgirmes[3]). Auch innerhalb der Sektion fand sich an einer Stelle, in den Kalkbrüchen südlich Burgsolms, eine etwas reichere Fauna; in erkennbarem Zustande zeigen sich die Versteinerungen hier wie auch an den anderen bekannten Fundorten nur in gewissen, an Klüften stark ausgelaugten und dann

[1]) G. u. F. Sandberger, Die Versteinerungen des Rhein. Schichtensystems in Nassau. Wiesbaden 1850—56.

Holzapfel, Das Obere Mitteldevon usw. S. 349 ff.

2) C. Riemann, Die Fauna der Kalke vom Taubenstein bei Wetzlar. N. Jahrb. f. Min. 1880.

[3]) Maurer, Die Fauna der Kalke von Haina bei Waldgirmes. Abh. Großh. Hess. Geol. L. A. I. Heft 1.

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

kreideartig zerfallenden Teilen des Massenkalkes. Bei Burgsolms wurden u. a. beobachtet:

Bronteus granulatus GOLDF.
Proetus suborbitatus
Phacops sp.
Pleurotomaria Orbignyi A. VERN.
Murchisonia nerinea SDBG.
Bellerophon striatus d'ORB.
Euomphalus laevis A. VERN.
Turbonitella cf. *piligera* SDBG.
Cypricardinia Sandbergeri BEUSH.
C. lamellosa GOLDF.
Conocardium clathratum d'ORB.
Centronella virgo PHILL.
Stringocephalus Burtini DEFR.
Spirifer undifer F. RÖM.
Sp. inflatus SCHNUR
Sp. cf. *Maureri* HOLZAPF.
Nucleospira lens SCHNUR
Atrypa aspera SCHLOTH.
A. flabellata RÖM.
Rynchonella subcordiformis SCHNUR
R. pentagona KAYS.
R. anisodonta PHILL.
Camarophoria brachypycta SCHNUR
Pentamerus globus BRONN
P. acutelobatus SDBG.

ferner *Favosites* sp., *Stromatopora* sp., *Heliolithes porosa* u. a.

Trotz der ungefähr gleichen Alters- und Ablagerungsverhältnisse der Kalke an den genannten Fundpunkten sind doch erhebliche Unterschiede in der Zusammensetzung der einzelnen Faunen vorhanden; so hat beispielsweise Haina und der Taubenstein vorwiegend Brachiopoden geliefert, während Villmar durch seinen Reichtum an korallophilen Gastropoden ausgezeichnet ist, und im Gießener Massenkalke fast ausschließlich dickschalige Lamellibranchiaten neben den genannten Gastropoden herrschen[1]).

Aus der Natur der genannten Kalkbildungen, ihrer Verzahnung mit der Tuffazies, geht schon hervor, daß sie in horizontaler wie in vertikaler Richtung an keinen bestimmten Teil des Schalsteins gebunden sind. Wo die Gelegenheit zur Bildung einer Riffkolonie gegeben war, wuchs dieselbe 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 so die eigenartige Wechsellagerung von Tuff- und Kalkfazies erzeugten.

[1]) LOTZ, Die Fauna des Massenkalkes von Gießen. Verh. d. Ges. z Bef. der ges. Naturw. Marburg 1896.

Als wichtigster Vertreter der Obermitteldevonischen Kalke auf Blatt Braunfels erscheint der in normaler Ausbildung über 2 Kilometer breite Massenkalkzug (**tmk**), der im äußersten Südwesten nördlich Philippstein das Blatt erreicht und über Braunfels, Burgsolms, Altenberg nach Herrmannstein verläuft. Er gehört dem großen Zuge an, der sich vom Rande des Limburger Beckens über Villmar, Gräveneck, Freienfels, Blatt Braunfels bis an den Nordostrand der Lahnmulde östlich des Biebertales verfolgen läßt und den SO-Flügel des Schalstein-Hauptsattels der Lahnmulde begleitet.

Eingangs wurde schon erwähnt, daß der Massenkalk im südwestlichen Teile des Blattgebietes, zwischen Burgsolms und der südlichen Blattgrenze, nicht mehr vom Schalstein überdeckt wird sondern, z. T. durch Übergänge (Kalkknotenschiefer und Flaserkalke) verbunden, in Oberdevonische Schichten übergeht. Die obersten Teile dieses Kalkes müssen also bereits Oberdevonisches Alter haben (Iberger Kalk), und in der Tat haben sich, wenn auch vereinzelt, bezeichnende Versteinerungen des Oberdevonischen Riffkalkes *(Phillipsastraea Hennahi* und *Spirifer Verneuli)* an verschiedenen Stellen, namentlich bei Philippstein (Bl. Weilmünster) 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.

Nordöstlich von Burgsolms wird der Massenkalk indessen noch von Schalstein in wechselnder Mächtigkeit überdeckt, hier unterscheidet er sich daher nur seiner Ausdehnung nach, nicht aber nach Lage und Alterstellung von den übrigen Kalkeinlagerungen des Schalsteins innerhalb der Sektion.

Von letzeren ist zunächst ein Zug von Plattenkalken in der Umgebung von Bonbaden zu erwähnen, der auf dem südlich angrenzenden Bl. Weilmünster allmählich in Massenkalk übergeht. Da im weiteren Verlaufe nach SW das den Bonbadener Zug vom Hauptmassenkalkzug trennende Oberdevon

allmählich verschwindet, sodaß beide Kalkzüge (bei Bermbach) in einander übergehen, andererseits zwischen den Kalken von Bonbaden und dem Massenkalk südöstlich Burgsolms der Kalk auch unterirdisch (auf Grube Ferdinand) nachgewiesen ist, so wird man die Platten- und Riffkalke beiderseits Bonbaden als die südlichen Ausläufer des Massenkalkzuges anzusehen haben (vergl. das Profil der Karte).

Ein weiterer Kalkzug im Schalstein (gleichfalls vornehmlich als Plattenkalk mit deutlichen Übergängen in die Schalsteinfazies entwickelt) verläuft von Tiefenbach bis Bahnhof Braunfels; er führt, wenn auch recht vereinzelt, Versteinerungen wie *Str. Burtini*, *Sp. ostiolatus* u. a. (Tagebau von Grube Maria).

Eine Reihe weiterer Vorkommen von Plattenkalken finden sich in der Umgebung von Berghausen am rechten Dillufer, ferner nördlich der Dill bei Werdorf, an der Straße nach Ehringshausen und endlich nordöstlich von Asslar am Galgenberge. Im übrigen ist der Schalstein vielerorts von kleineren Kalkeinlagerungen durchschwärmt.

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 genetisch zweifellos als eine Folge der großen Diabaseruptivphase dieser Stufe zur Ablagerung gelangt. Die Natur und Entstehung dieser Lager, ihre Entwicklung im einzelnen und die Lagerungsverhältnisse der wichtigsten auf ihnen bauenden Gruben wird weiter unten noch zu schildern sein. Hier sei nur über die stratigraphische Stellung der Erzlager als Schichtenglieder des Oberen Mitteldevons einiges hervorgehoben.

Das Hauptlager tritt an der oberen Grenze der mächtigen Schalsteinstufe des Oberen Mitteldevons auf und wird unmittelbar von oberdevonischen — schalsteinfreien — Sedimenten überlagert; dieser Horizont (Fe der Karte) ist niveaubeständig 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 oberen Grenze gegen das Oberdevon vertreten, insbesondere also da, wo der Massenkalk des Mitteldevons ohne Unterbrechung bis in das Oberdevon hineingewachsen ist. Dieser Roteisensteinhauptthorizont 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 einförmigen Schalsteinmasse. Besonders ausgeprägt ist dieser Lagerhorizont in dem südwestlich an Bl. Braunfels anschließenden Gebiete, zwischen Hirschhausen (Bl. Weilmünster), Drommertshausen, Weilburg, Windhof und Odersbach (Bl. Weilburg) entwickelt; 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 Tuffen und Breccien, Kalken und Kalkschiefern, dem sog. geschichteten Schalstein tms_1 (im Hangenden) bildet. Außerhalb des genannten Gebietes treten noch vereinzelt im Schalstein Roteisensteinlager auf, so innerhalb des breiten Schalsteinzuges westlich und nördlich von Braunfels (Lagerzüge von Gutglück), in der nordöstlichen Fortsetzung davon (zwischen Leun und Niederbiel) und endlich im Norden zwischen Berghausen und Ehringshausen (Gr. Fortuna, Elisabeth, Gefion u. a.). Diese Lagerzüge sind auf der Karte auch als Fe_1 bezeichnet worden, obgleich sie mit dem weitverbreiteten Horizonte zwischen Drommertshausen—Hirschhausen—Weilburg nicht in direktem Zusammenhang stehen und nicht von verschiedenartigen Schalsteinen umlagert werden, sodaß keineswegs feststeht, ob sie ein und demselben Horizont angehören.

Wichtig erscheint für das Auftreten dieser 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 im Oberen Mitteldevon zur Ablagerung gelangt sind, daß sie also die letzte, postvulkanische Ausscheidung dieser Eruptivphase 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 Kalkeinlagerungen im Schalstein; sie bergen nämlich eine durchaus eigentümliche, von den sonst im Oberen Mitteldevon herrschenden Riffaunen deutlich abweichende Fauna; damit wird zugleich die früher allgemein verbreitete Ansicht widerlegt, daß die Eisensteinlager aus ursprünglichen Kalklagern des Mitteldevons durch metasomatische Umwandlung in Eisenstein hervorgegangen sein sollen.

Versteinerungen hat im vorliegenden Gebiete namentlich das Grenzlager geliefert, und zwar vorwiegend Cephalopoden (Goniatiten, Orthoceren) und 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 (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 charakteristischsten 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[1]).

Da hiernach das Grenzlager noch die wichtigsten Leitformen des Oberen Mitteldevon (namentlich *Maenec. terebratum*) führt, andererseits im Nachbargebiete derselbe Lagerhorizont (Grube Georg Joseph, Bl. Weilburg) neben Leitformen dieser Stufe *(Agon. inconstans*, *Ag. discoides*, *Anarcestes* aff. *Karpinskyi* usw.) auch die bezeichnenden Prolecaniten der Grenzstufe zwischen Mittel- und Oberdevon[2]) 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 weitgehendste fazielle Differenzierung. In Zusammenhang offenbar mit dem Fortschreiten der Transgression an den Rändern der Mulde und der weiteren tektonischen Vertiefung des Muldeninnern, das von mächtigen, zur Wende der Mittel- und Oberdevonzeit stellenweise erheblich über die benachbarten Ablagerungen hinausragenden Riffkalkzügen begleitet wurde (vergl. Taf. 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

[1]) Vergl. auch Holzapfel, Das Obere Mitteldevon usw. S. 367 ff.

[2]) Vergl. Erl. Bl. Dillenburg (Lief. 101 der Geol. Spez.-K. v. Pr.) S. 16.

Teile der Mulde. Hier folgen über dem noch zum Oberen Mitteldevon gehörigen Grenzlager hellgraue bezw. hell- bis fleischrote Plattenkalke bezw. Flaserkalke in einer Mächtigkeit von 6—10 m, oder, wie dies auf Bl. Braunfels in der Muldenzone (Tiefenbach — Braunfelsermulde, Niederbieler Mulde, Grube Fortuna, Gr. Heinrichssegen) die Regel ist, unmittelbar die nahezu das ganze Oberdevon vertretenden roten und grünen Tonschiefer (Cypridinenschiefer).

Die Platten- bezw. Flaserkalke (tol), die nach ihrer Lagerung und petrographischen Ausbildung etwa den Adorfer Kalken entsprechen, sind auf Bl. Braunfels hauptsächlich im Oberdevon südlich des Massenkalkzuges (Übergangszone) entwickelt. Sie ruhen hier stets unmittelbar über dem Eisensteinlager (Grenzlager) und bergen — als echte Cephalopodenkalke die Fauna der Intumescensstufe (*Gephyroceras intumescens, Gephyr. calculiforme, Beloceras multilobatum, Bel. Kayseri, Orthoceras* sp., *Buchiola retrostriata, Aviculopecten* sp. auf Grube Martha und der südwestlich anschließenden Grube Metzeburg). Dieselben Kalke sind auch z. T. in der Umgebung von Nauborn über dem Eisensteinlager von Grube Juno entwickelt (mit *Goniatites intumescens* und *Buchiola retrostriata*) ebenso unmittelbar östlich der Blattgrenze auf Grube Philippswonne bei Garbenheim (Blatt Wetzlar).

In der Weilburger Gegend liegt unmittelbar über dem Plattenkalk des Unteren Oberdevons bezw. bereits in den untersten Lagen der roten Schiefer eine etwa 10—30 cm mächtige, schwarze Schicht, bestehend aus sehr kohligen, stark verruschelten Mergelschiefern mit Einlagerungen plattiger bis flaseriger, schwarzer, krystalliner Kalke, die meist reichlich mit Schwefelkies durchsetzt sind und neben massenhaften Tentakuliten südlich von Weilburg an verschiedenen Stellen *Goniatites intumescens, G. complanatus, Buchiola angulifera, B. retrostriata, B. Bickensis, Orthoceras* sp. und eine große Entomis-Art enthalten. Diese dem Kellwasserkalke des Harzes, des Kellerwaldes und des benachbarten Bickener Gebietes petrographisch wie faunistisch völlig entsprechende Zone ist freilich nur auf den inneren Teil der mittleren Lahnmulde beschränkt; der am weitesten nach NO gelegene Aufschluß liegt an der Straße Löhnberg—Weilburg (unmittelbar an der

Grenze der Blätter Weilburg und Merenberg); weiter östlich ist sie nicht mehr bekannt und daher auch auf Bl. Braunfels nicht beobachtet worden.

Das höhere Oberdevon, das namentlich in der Umgebung der Dianaburg, große Verbreitung besitzt, besteht aus einer eintönigen, mehrere 100 m mächtigen Schichtenfolge von vorwiegend roten, gelegentlich auch grüngefärbten Tonschiefern, die wegen des in einzelnen Lagen massenhaft auftretenden kleinen Schalenkrebses *Entomis (Cypridina) serrato striata* nach dem Vorgange SANDBERGERS als Cypridinenschiefer (**toc**) bezeichnet werden. Diese Reste, ebenso wie die übrigen in diesen Schichten verbreiteten Versteinerungen, von denen vor allem *Phacops cryptophthalmus, Trimerocephalus anophthalmus, Posidonia venusta* und einige andere meist schlecht erhaltene Zweischaler zu nennen sind, finden sich indessen keineswegs in der ganzen Schichtenfolge, sondern nur an wenigen Stellen, wo die aus feinstem Tonschlammaterial gebildeten Schiefer etwas kalkig werden und die Versteinerungen bei der Auslaugung des Kalkes an der Oberfläche dann deutlicher hervortreten. Ein guter, bereits von F. SANDBERGER[1]) mitgeteilter Fundpunkt für die Fauna des Cypridinenschiefers ist der bereits erwähnte Schieferbruch an der Straße Löhnberg —Weilburg. Auf Bl. Braunfels haben sich nur vereinzelt organische Reste, insbesondere die bezeichnenden Cypridinen, gefunden; die wichtigsten Fundpunkte liegen hier in dem Oberdevongebiet südlich der Lahn, namentlich dort, wo die Schiefer unter dem Einfluß späterer Zersetzung stark entkalkt und aufgelöst sind (Gr. Ferdinand östlich der Oberndorfer Hütte, zwischen Nauborn und Magdalenenhausen, Tagebau von Grube Amanda und Umgebung).

In der Hauptmasse bestehen die Cypridinenschiefer aus völlig kalkfreiem, feinstem Tonmaterial, sie verwittern infolgedessen an der Oberfläche sehr schwer, zerfallen und zerrieseln nur zu kleinsten Griffeln nach den Richtungen der Druckschieferung, der sie in hohem Maße unterlegen sind, und liefern einen sehr

[1]) Über die geognostische Zusammensetzung der Umgebung von Weilburg. Jahrb. d. Ver. f. Naturk. im Herzogt. Nassau 1852, Heft 8, 2. T. S. 8.
Ferner LEONH. und BRONNS N. Jahrb. f. Min. 1842, S. 226.

sterilen Boden. Rauhere, sandige Einlagerungen, wie sie namentlich in der Dillmulde sehr verbreitet sind, fehlen den Schiefern auf Bl. Braunfels, mit Ausnahme schwacher Andeutungen östlich Magdalenenhausen, ganz.

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

Solche Kalkknotenschiefer treten auf Bl. Braunfels nur ganz vereinzelt (z. B. östlich von Werdorf) auf. Versteinerungen haben sich bisher in ihnen nicht gefunden; nach ihrer Lagerung müssen sie etwa der Clymenienstufe entsprechen, die in der Lahnmulde bisher nur auf Bl. Weilburg, Rodheim und bei Limburg, fossilführend nachgewiesen ist.

Am Schlusse der Oberdevonzeit setzte eine zweite große Eruptivphase innerhalb der Lahnmulde ein; hierbei wurde indessen das Diabasmagma nicht in Form von mächtigen Tuffen abgelagert, wie im Oberen Mitteldevon, sondern es erstarrte fast ausschließlich in Form von mächtigen Stöcken, Gängen und Deckenergüssen[1]). Auch im mineralogisch-petrographischen Bestande zeigen die Diabase dieser zweiten Eruptivphase wesentliche Abweichungen von den die Schalsteine begleitenden Decken und Stöcken des Mitteldevons. Es sind vorwiegend grobkörnige, z. T. olivinreiche Diabase (**Dk**) und echte Olivindiabase (**Dπ**) mit deutlich entwickelten Kontakthöfen von oft ansehnlicher Breite, die die oberdevonischen Schichten in Form mächtiger Gänge

[1]) Unbedeutende kleine Tuffbänke im Oberdevon südwestlich Ehringshausen (**tos**) hängen vielleicht mit einem auf dem westlich anschließenden Blatt Merenberg entwickelten Oberdevonischen Diabasmandelstein zusammen (Erl. Bl. Merenberg).

und stockförmiger Massen durchsetzen. Große Verbreitung besitzen sie namentlich in dem Oberdevongebiete zwischen Lahn und Dill und westlich der Blattgrenze auf Blatt Merenberg, fehlen aber auch weiter im Süden in der Oberdevonmulde zwischen Tiefenbach und Bahnhof Braunfels nicht.

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

Die Ergußdiabase, die von E. Kayser sehr treffend als Deckdiabas (Dd) bezeichnet worden sind[1]), 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 Gebiet ist er auf die Umgebung des Mühlentales südlich Ehringshausen bis zur Dianaburg beschränkt, und wird bei normaler Lagerung unmittelbar von Culmkieselschiefer bedeckt. Zwischen Diabasoberfläche und Culmkieselschiefer stellt sich örtlich eine aus Roteisen, vorwiegend jedoch aus Eisenkiesel bestehende, innig mit der Diabasoberfläche verwachsene Eisenerzkruste ein; sie hat

[1]) Erl. Blatt Dillenburg und Oberscheld usw.; Lief. 101 der Geol. Spez.-Karte von Preußen.

indessen auf Bl. Braunfels keine Bedeutung; bei Bechlingen (Bl. Ballersbach) sind früher bergmännische Versuche darauf umgegangen.

In scharfem Gegensatz zu der soeben beschriebenen Ausbildung steht das Oberdevon südlich des Massenkalkzuges (Übergang der Mulden- in die südliche Randfazies).

Zunächst fehlen hier die für das nördliche Oberdevon so charakteristischen körnigen Diabase; dafür begegnet man in diesem Gebiete einem eigentümlichen 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[1]).

Uber dem Schalstein und dem Eisensteinlager (Grenzlager), das an zahlreichen Stellen zwischen Braunfels und Wetzlar in Form von Sattelaufbrüchen zutage tritt und durch seine z. T. reiche Fauna (Gr. Amanda, Juno, Martha usw., s. o. S. 34) als Oberes Mitteldevon bestimmt ist, liegen in der Regel zunächst geringmächtige graue und rötliche Flaserkalke (toi) mit der Fauna der Intumescensstufe (s. o. S. 36). Darüber folgt — die Kalke z. T. schon vertretend — eine bunte Wechselfolge von dunklen Tonschiefern, roten, grauen und grünen Cypridinenschiefern, Kieselschiefern 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 (toτ[1]). 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 (Grube Ferdinand, Amanda usw.) die bezeichnenden Versteinerungen der Cypridinenschiefer finden *(Phacops cryphtopthalmus, Entomis serratostriata)*. Die Fauna der dunklen Schiefer ist einigermaßen abweichend; es finden sich vorwiegend

[1]) Vergl. E. Holzapfel, a. a. O.; ferner Jahrb. Kgl. Geol. Landesanstalt 1894, S. XXXV ff.

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[1]) ursprünglich, die dunklen Tonschiefer von den eingelagerten echten Cypridinenschiefern als untermitteldevonische Tentaculitenschiefer zu trennen; erst die durch genaue Kartierung und die Untersuchung des Nachbargebietes festgestellte Tatsache, daß beide Gesteinsarten ständig miteinander wechsellagern, daß sie ein Zwischenglied zwischen der Fazies der reinen Cypridinenschiefer und der Fazies der dunklen Tonschiefer des südlichen Randgebietes (Bl. Weilmünster) darstellen, ergab die übrigens auch von HOLZAPFEL späterhin[2]) vermutete Zusammengehörigkeit der fraglichen Schichten. Wechsellagerungen beider Schiefervarietäten sind sehr schön zu beobachten östlich des Solmsbachtales auf dem Wege von Laufdorf nach Bonbaden, und herab zur Oberndorfer Hütte, ferner längs der Ernstbahn zwischen St. Georgen und Philippstein[3]).

Besonders fremdartig wird der Charakter des Wetzlar-Braunfelser Oberdevonzuges noch durch das Auftreten von Adinolen, Kieselschiefern und echten schwarzen Lyditen (**tokl**), die stellenweise, besonders in den unteren Teilen der Schieferserie, in nicht unerheblicher Mächtigkeit auftreten, meist allerdings nur linsenförmige Einlagerungen bilden und nicht auf lange Erstreckung aushalten.

Die Kieselschiefer bilden das charakteristischste Gesteinsglied des südlichen Oberdevonzuges; sie lassen sich in ständiger Begleitung des Oberdevons nach NO über Wetzlar hinaus bis an

---

[1]) a. a. O.

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

[3]) Wegen dieser Wechsellagerung und der allmählichen Übergänge ließen sich beide Abarten der Schiefer auch auf der Karte nicht trennen; sie sind als Schiefer der Übergangszone (**to**τ^1) zusammengefaßt und damit den Schiefern der Muldenzone (**toc**) und denen der südlichen Randzone (**to**τ) gegenüber gestellt.

den Ostrand der Lahnmulde im Biebertal verfolgen, wo sie, kurz vor dem östlichen Abbruch der Lahnmulde, das Eisensteinlager (Grenzlager) der Grube Morgenstern meist unmittelbar überlagern. Nach SW erscheinen sie innerhalb der bei Bermbach (Bl. Weilmünster) endenden Oberdevonmulde, und vor allem innerhalb des Oberdevons der südlichen Randzone.

Ähnliche Profile wie auf Grube Morgenstern kehren auf allen Eisensteingruben südwestlich von Wetzlar wieder, auf Gr.-Juno, Amanda, Uranus bei Nauborn, Martha bei Albshausen, Ferdinand bei Oberndorf usw.; gewöhnlich folgt über dem Grenzlager zunächst eine mehr oder weniger mächtige Zone von Intumescenskalk, die z. T. bereits durch Kieselschiefer vertreten werden kann (Gr. Morgenstern), darüber Kieselschiefer in einer oder mehreren, mit Schiefer wechselnden Bänken und darüber die Wechselfolge von Cypridinenschiefern und Tentaculitenschiefern[1]).

Endlich finden sich südlich von Braunfels innerhalb der Oberdevonschiefer schmale, linsenförmige Einlagerungen eines dunkelgrauen krystallinischen Plattenkalkes (tox), der mit Ausnahme von Crinoidenstielgliedern und gelegentlichen Korallenrasen keine Fossilien erkennen läßt. Da er seiner ganzen Ausbildung nach eine besondere Fazies im Oberdevon darstellt, wurde er vom Verfasser nach seinem Hauptaufschlußpunkt (Brüche südöstlich Braunfels) als Braunfelser Kalk bezeichnet. Die Braunfelser Kalke finden sich nur im südlichen Oberdevonzuge in nächster Nähe des Massenkalkzuges und auffälligerweise nur dort, wo dieser ins Oberdevon hineingewachsen ist. Es liegt daher der Gedanke nahe, daß der Braunfelser Kalk eine ähnliche Verzahnung des Oberdevonischen Riffkalkes in die Schieferfazies darstellt, wie der Plattenkalk im Oberen Mitteldevon einen solchen Übergang in die Tuffazies vermittelt. (Vergl. Tafel 1, Fig. 1). Gestützt wird diese Auffassung dadurch, daß sich in den sonst fast fossilleeren Kalken vereinzelt Rasen von stock-

[1]) Die von Holzapfel (a. a. O. S. 375) aus der Umgebung von Nauborn beschriebenen Profile sind daher alle umzudeuten, und es löst sich damit das dort gewonnene widerspruchsvolle Ergebnis, daß die Eisensteinlager in der Umgebung von Wetzlar verschiedenes Alter haben sollten.

förmigen Korallen gefunden haben (Tälchen zwischen Albshausen und Burgsolms südlich der Chaussee).

Die Braunfelser Kalke leiten über zu der Riffkalkfazies des Oberdevon, die in dem Massenkalkzug Braunfels-Herrmannstein-Biebertal im südwestlichen Teile und im Nordosten (Bl. Rodheim) nachgewiesen ist. Im Biebertale hat sich ein großer Teil des dortigen Riffkalkes als oberdevonisch erwiesen; es fanden sich hier neben der Korallengattung *Phillipsastraea* zahlreiche Brachiopoden, darunter *Rynchonella cuboides*, *Rynch. pugnus*, *Spirifer Verneuili* und andere. Eine ähnliche, wenn auch weniger reiche Fauna hat sich bei Burgsolms *(Phillipsastraea)* und bei Philippstein (unweit südlich des Blattes) mit *Phillipsastraea* und *Spirifer Verneuili* gefunden.

Unterkarbon (Culm).

Das Untercarbon (Culm) ist auf Bl. Braunfels nur im nordwestlichen Teile des Blattgebietes (zwischen Ehringshausen und der Dianaburg) entwickelt. Es schließt sich in seiner Verbreitung eng an den in diesem Teil der Lahnmulde entwickelten jungoberdevonischen Deckdiabas an, dessen Ergußoberfläche er unmittelbar und, wie es scheint, konkordant überlagert. Innerhalb des Blattgebietes fehlen gute Aufschlüsse auf der Grenze beider Bildungen; auf dem nördlich anschließenden Bl. Ballersbach sind sie verschiedentlich durch Schurfschächte geschaffen, da hier der Kontakt beider Bildungen gelegentlich, z. B. südwestlich von Bechlingen, durch einen mehr oder weniger hohen Eisengehalt ausgezeichnet ist und dann als Eisenerz abgebaut wird. In derartigen Aufschlüssen läßt sich beobachten, daß über dem Deckdiabas zunächst eine ein bis mehrere Meter mächtige Schicht eisendurchtränkter Tuffe und Eisenkiesel folgt, die nach oben ziemlich unvermittelt in Wetzschiefer und schließlich reine Kieselschiefer des Culm übergehen.

In dem Culm-Kieselschiefer (**cuki**) haben sich innerhalb der Sektion Versteinerungen bisher nicht gefunden; in der Nähe des eben erwähnten Ortes Bechlingen kommen jedoch an der Grenze der Kieselschiefer gegen die hangenden Culmtonschiefer

einige bezeichnende Culmversteinerungen (u. a. *Goniatites crenistria*, *G. mixolobus*, *Posidomya Becheri* usw.) vor[1]).

Die Mächtigkeit des Kieselschiefers ist gering und wird 20 m kaum überschreiten; gleichwohl nimmt er stellenweise große Flächen an der Oberfläche ein, was einmal mit seiner starken Überrollung bei großer Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung, andererseits mit seiner Neigung zu intensiver Faltung und Schuppenbildung zusammenhängt.

Die nächstfolgende Stufe des Culm bilden gleichmäßig feinschiefrige, nach oben zunehmend sandige und glimmerreiche Tonschiefer, Culmtonschiefer (cut), von dunkelblaugrauer bis schwarzer Farbe; die untersten Lagen dieser Schiefer neigen infolge der hohen Feinheit und Gleichmäßigkeit des Materiales sehr zur Druckschieferung und sind daher auch mehrererorts — so westlich des Mühlbachtales am Wege zur Dianaburg — als Dachschiefer abgebaut worden. Da sie indessen an der Luft schnell bleichen und zerfallen, sind die Versuche, sie für technische Zwecke zu verwenden, gescheitert.

Nach dem Hangenden werden die Tonschiefer durch Aufnahme sandigen Materiales rauher und gehen durch allmähliche Einschaltung von Grauwackebänkchen allmählich in die geschlossene Culmgrauwacke über, die bald infolge von Schieferzwischenlagen dünnbankig, bald sehr dickbankig und fast massig ausgebildet ist. Sie ist eine im frischen Zustande grünlichgraue und dann ziemlich feste, verwittert dagegen graubraune und mürbe Arkosegrauwacke; konglomeratische Bänke finden sich selten. Auf Blatt Braunfels erscheint Culmgrauwacke nur in einzelnen Einlagerungen im Culmtonschiefer südlich des Fahrweges Ehringshausen—Dianaburg.

Oberkarbon.

Oberkarbonische Grauwacke, sog. Gießener Grauwacke (coγ). Südlich der Lahn fehlen innerhalb der Sektion die Schichten des Culm; hier stellt sich in großer flächenhafter Verbreitung eine das ganze Devon — einschließlich des Oberdevons — diskordant überlagernde Grauwacke ein. Das Gestein

[1]) Vergl. auch Erl. Bl. Ballersbach, S. 38.

besteht aus einer fein- bis mittelkörnigen, selten konglomeratischen, im frischen Zustande dunkelblaugrauen, ziemlich festen Arkosegrauwacke, die bald in dünnen, durch eingeschaltete Tonschieferlagen getrennten Bänken, bald auch in über 2 m starken Bänken erscheint. Die Gesamtmächtigkeit der Grauwacke, die auf große Erstreckung noch heute nahezu horizontale Lagerung besitzt (namentlich auf Bl. Wetzlar und auf Bl. Weilmünster östlich des Solmsbachtales) dürfte 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 Paläozoikum einschließlich des Culm diskordant überlagert, so dürfte ihr Oberkarbonisches Alter sichergestellt sein, zumal sie auch petrographisch große Ähnlichkeit mit dem Unteren Oberkarbon Westfalens (dem flötzleeren Sandstein) besitzt.

B. Palävulkanische Eruptivgesteine.

Die großen Eruptionsfolgen des Paläozoikums und ihre Altersverhältnisse wurden bei der stratigraphischen Beschreibung bereits gestreift. Danach ist zunächst eine obermitteldevonische und eine oberdevonische Eruptionphase zu unterscheiden. Diabase von höherem als obermitteldenonischen Alter sind nicht sicher bekannt und aller Wahrscheinlichkeit auch nicht vorhanden. Soweit Diabase innerhalb des Unteren Mitteldevon (besonders zwischen Tiefenbach, Leun und Heisterberg, ferner bei Niederbiel und Klein-Altenstädten) oder im Unterdevon (östlich Nauborn) erscheinen, zeigen sie stets deutliche Kontakthöfe und werden nie von Tuffen begleitet; auch petrographisch gehören diese stock- und lagergangartig in den älteren Schichten auftretenden Diabase zu einer der im jüngeren Devon bekannten Gruppen; so schließen sich die Diabasmandelsteine und Diabasporphyrite im Unteren Mitteldevon von Leun u. a. Orten eng an die Diabasmandelsteine des Oberen Mitteldevons an, die Hornblendediabase (Gang im Bruch südöstlich Niederbiel) an die mächtigen Decken, die daselbst an der Basis des Oberen Mitteldevons (westlich Niederbiel) erscheinen. Die körnigen Diabase (Kirchfelsen von Niederbiel)

sind mit den körnigen Diabasen im benachbarten Oberdevon völlig ident.

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 zwei Eruptionsfolgen zu trennen. Die eine, überwiegend an der Basis des Obermitteldevons erscheinende, lieferte die zur foyaitisch-theralitischen Reihe gehörigen Keratophyre (bezw. Quarzkeratophyre), ferner die vermutlich derselben Reihe angehörenden hornblendeführenden Diabase (z. T. Augitporphyrite); die andere während des ganzen Oberen Mitteldevons anhaltende Folge lieferte Normaldiabase und zwar Diabasmandelstein, dichte Diabase und porphyrische Diabase (Labradorporphyrit). Geologisch erscheinen die beiden Gesteine der ersten Gruppe, der saure Keratophyr und der basische Hornblendediabas, stets eng miteinander verknüpft und stehen — schon in ihrer Beschränkung auf gewisse Zonen der Lahnmulde — im Gegensatz zu den allgemein verbreiteten Normaldiabasen.

Im Oberdevon sind auf Bl. Braunfels 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). Die petrographische Zusammengehörigkeit der körnigen Gangdiabase und der Deckdiabase ergibt sich abgesehen von den häufig zu beobachtenden Übergängen zwischen beiden auch daraus, daß beide von Olivindiabasen (Paläopikriten) ersetzt werden können, die offenbar basische Ausscheidungen innerhalb der jungoberdevonischen Diabase bilden. Eine zweite Gruppe von teils grobkörnigen teils dichten und gelegentlich auch blasenreichen stets mehr oder weniger Olivin führenden Diabasen herrscht in der südlichen Randzone (Bl. Weilmünster) und tritt aus dieser auch in das oberdevonische Übergangsgebiet (zwischen Oberndorf u. Wetzlar) über.

Danach lassen sich die Eruptivgesteine auf Blatt Braunfels folgendermaßen gruppieren:

	Muldenzone.	Südliche Randzone.
Oberdevon	Ergußdiabase (Deckdiabas) (**Dd**) und zugehörige Gänge und Stöcke von körnigem Diabas (**Dk**); basische Ausscheidungen darin (Olivindiabas, Paläopikrit **D**π).	Meist Olivinführende, körnige und dichte Diabase sowie Diabasmandelsteine (intrusiv) **Dkm**.
Oberes Mitteldevon	Normale Diabase (Diabasmandelstein, dichter Diabas zum Teil porphyrischer Diabas = Labradorporphyrit) in Gängen und vorwiegend in Decken mit mächtigen Tuffen (Schalstein)	**Dm**, **Dmp**; **tms**.
	Hornblendeführende meist dichte, basaltähnliche Diabase (zum Teil Augitporphyrit) in Gängen und Decken (**Dh**)	
	Keratophyre und Quarzkeratophyre (Lahnporphyr) in Gängen und Decken mit Breccienconglomeraten und Tuffen (**K**, **K**τ)	

Keratophyr, **K** (zum Teil Quarzkeratophyr **Kq**), nach dem Vorgange C. Koch's gewöhnlich als Lahnporphyr bezeichnet, tritt auf Blatt Braunfels in der Sattelachse Burgsolms- Niederbiel-Asslar auf, deren Kern der Niederbiel-Asslarer „Spiriferensandsteinzug" bildet. Im frischen Zustande dunkel- bis fleischrot, gelegenlich auch fast schwarz gefärbt, besteht er aus einer meist dichten (kryptokrystallinen) Grundmasse mit porphyrischen Einsprenglingen von fleichrotem Orthoklas, gelegentlich auch Albit; die Orthoklaseinsprenglinge erreichen oft bis über 1 cm Größe und bestehen in der Regel aus tafelförmigen Krystallen; zuweilen erscheinen sie in sehr schönen Durchkreuzungszwillingen. Bei den Quarzkeratophyren (Freistein bei Burgsolms) erscheint auch Quarz neben Orthoklas als Einsprengling in wasserhellen bis rauchgrauen kleinen Krystallen. Von dunklen Gemengteilen (Hornblende) sind in der Regel nur noch Reste in Form chloritischer Einchlüsse erhalten. Als accessorische Gemengteile erscheinen Erze, namentlich Magneteisen und vor allem Schwefelkies. Letzterer tritt oft auch in größeren Massen, teils

fein verteilt in der Grundmasse, teils in reinen Ausscheidungen im Porphyr auf (Schwefelkiesverleihung „Heinrich“ südöstlich Berghausen, Grenzhaus südlich Herrmannstein). Die Art der Verwachsung und die Tatsache, daß sich an zahlreichen Stellen der Schwefelkies mit dem Lahnporphyr vergesellschaftet findet, deutet darauf, das der Schwefelkies ein magmatisches Spaltprodukt des Lahnporphyrs bildet oder zum mindesten mit der Eruption desselben unmittelbar genetisch verbunden ist.

Infolge späterer Zersetzung und Verwitterung ist der Lahnporphyr an vielen Stellen zu grünlichgrauen bis weißen, von Brauneisenkrusten durchsetzten Massen umgewandelt worden. Solche zersetzten Porphyre finden sich namentlich dort, wo in der Nachbarschaft Kohlensäuerlinge aufgetreten sind oder noch Reste der alttertiären Verwitterungsrinde (Kaolinverwitterung) sich erhalten haben (Euligsberg südlich Klein-Alterstädten und in den Wasserrissen östlich davon).

Hornblende führender Diabas, Dh (Augitporphyrit z. T.). Die Diabase dieser Gruppe sind in der Regel ziemlich frische, dunkelblaugrün bis schwarz gefärbte und daher fast basaltähnliche Gesteine; erhöht wird die Ähnlichkeit durch die auffällige Erscheinung, daß sie oft sehr schön entwickelte säulenförmige Absonderung nach Art der Säulenbasalte zeigen, wie z. B. in dem bekannten Bruch südlich des Dorfes Niederbiel und in dem Diabasbruch an der Lahn nordwestlich Leun, an der Mündung des Helgenbaches.

Bei porphyrischer Ausbildung, wie sie besonders schön am Diabas von Gräveneck (Bl. Weilburg) entwickelt ist, schwimmen in der Grundmasse bis über cm große Krystalle eines schwarzen, im Schliff braunviolett erscheinenden basaltischen Augites, seltener kleine Säulen von Hornblende (z. T. faserig umgewandelt) und Erzkörner (Magnetit). Die Grundmasse besteht aus einem deutlich krystallinen Gemenge von Plagioklasleisten und Augit, denen reichlich Apatit in wohl ausgebildeten Säulen und Erz (Magneteisen) beigemengt sind. Die ganze Grundmasse ist selbst bei diesen recht frisch erscheinenden Gesteinen von chloritischer Substanz, herrührend von der Zersetzung des Augites, durchsetzt. Als eine besondere Eigentümlichkeit dieser Gesteine im Gegensatz

zu den Normaldiabasen, die ihnen bei dichter Struktur oft sehr ähnlich werden, verdient noch hervorgehoben zu werden, daß die Gesteinsmassen von zahlreichen haarfeinen, bis über Dezimeter starken Adern durchsetzt sind, auf denen sich gelbgrüner Epidot und Quarz ausgeschieden haben. Diese Epidot-Quarzadern sind aus einer eigentümlichen Zersetzung der Feldspat- und Augitsubstanz hervorgegangen, zu der die Diabase dieser Gruppe offenbar besonders neigen; da sie sich fast überall wiederfinden, bilden sie ein gutes äußerliches Kennzeichen des Gesteines im Felde.

Die Hornblende-Diabase treten meistens gang- und stockförmig auf und zeigen in diesem Falle auch am deutlichsten die erwähnte säulenförmige Absonderung; so erscheinen sie im Unteren Mitteldevon westlich Leun und in dem Bruch an der Kreisstraße südöstlich Niederbiel. An andern Stellen, z. B. westlich und nördlich Niederbiel, bilden sie jedoch auch echte Ergußdecken an der Grenze des Unteren Mitteldevons gegen den Schalstein.

Normale Diabase des Oberen Mitteldevon, **Dm** (Dichter Diabas, Diabasmandelstein, porphyrischer Diabas oder Labradorporphyrit, **Dmp**). Die Diabase dieser Gruppe treten in Form ausgedehnter Decken von bald geringer, bald größerer Mächtigkeit innerhalb der zugehörigen Tuffablagerungen, dem Obermitteldevonischen Schalstein, auf, erscheinen aber auch als Gänge und Stöcke innerhalb der Untermitteldevonischen Gesteine (Tiefenbach, Leun, Heisterberg, Klein-Altenstädten usw). Die Wechselfolge von Diabasdecken und Tuffen im Oberen Mitteldevon erinnert an den Aufbau recenter, aus wechselnden Tuffmassen und Ergußdecken von Laven bestehenden Stratovulkane, wenn auch die submarinen Eruptionen der Oberen Mitteldevonzeit vermutlich keine hoch aufragenden submarine Vulkanberge, sondern mehr oder weniger gleichmäßig ausgebreitete Schichtenmassen geliefert haben; ein deutlicher Mächtigkeitswechsel innerhalb der Eruptivmassen des Oberen Mitteldevon zeigt sich nur insofern, als sie im Innern der Mulde ihre größte Mächtigkeit erreichen (bis über 1000 m), während sie nach den Rändern der Mulde mehr und mehr abschwellen, sodaß der Schalstein in den äußersten

Randgebieten oft nur noch als ein wenige Meter starkes Schichtband zwischen dem älteren Mitteldevon bezw. Unterdevon und dem Oberdevon erscheint.

Der Diabas der Ergußdecken ist in der Regel als Diabasmandelstein entwickelt, eine von zahlreichen bald großen, bald winzig kleinen Dampfporen durchsetzte, feinkrystalline bis dicht erscheinende Diabaslava, deren Dampfporen mit dem bei sekundärer 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- bezw. stockförmigen Massen des Unteren Mitteldevon.

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 fälschlich von Übergängen des Mandelsteins in Schalstein (Schalsteinmandelstein) sprach. In größeren Massen neigt das Gestein zu kugeliger bis sphäroidischer Absonderung, wie sie besonders schön am Diabasmandelstein an der Straße zwischen Werdorf und Asslar, am Himmelberge südlich Ehringshausen und im Leuner Tal (Westseite des Ulmersberges) zu beobachten ist. Diese Sphäroide sind durch den Gebirgsdruck mehr oder weniger zu Linsen zusammen gepreßt. 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 die Mineraltextur ist bei allen diesen Gesteinen ungefähr die gleiche. Das Gestein besteht aus einem innig verfilzten Gewebe kleiner, deutlich zwillingsgestreifter Plagioklasleistchen und unregelmäßig begrenzten, die Hohlräume zwischen den mehr oder weniger idiomorphen Plagioklasen ausfüllenden Augitkörnern; letztere sind in der Regel weitgehend zu chloritischer Substanz umgewandelt, die das ganze Gestein, auch die Feldspäte z. T., durchtränkt und ihm die gleichmäßige hell bis dunkelgrüne Farbe verleiht[1]). An Nebengemengteilen

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

ist der Diabas ärmer als der vorerwähnte; es finden sich Erzkörnchen (Magneteisen, selten Titaneisen) und gelegentlich etwas Apatit; neben chloritischer Substanz ist selbst im frischesten Gestein stets reichlich Kalkspat vorhanden, der in der Hauptsache aus der Zersetzung der Plagioklase hervorgegangen sein dürfte. Die Neubildung von chloritischer und Kalk-Substanz muß sehr früh, vielleicht sehr bald nach dem Erstarren der Gesteine vor sich gegangen sein, da sie allen Diabasen, selbst den ganz frischen Gesteinen, eigentümlich ist.

Die Kontakterscheinungen der mitteldevonischen Diabase sind zwar schwach, aber überall deutlich wahrzunehmen, wo die Diabase ältere als obermitteldevonische Gesteine durchsetzen. Der Contakt äußert sich in einer leichten Frittung und Verkieselung des umschließenden Gesteines, wie dies z. B. an den Untermitteldevonschiefern im Bruche südöstlich Niederbiel, ferner nördlich von Leun und an der Straße nach Tiefenbach zu beobachten ist.

Eine besondere Ausbildung zeigt der mitteldevonische Diabas, auf Bl. Braunfels in dem Gebiete nördlich der Lahn zwischen der Westgrenze des Blattes und dem Leuner Bach; die Diabase dieser Zone besitzen z. T. deutlich ausgeprägte porphyrische Struktur (Dmp), hervorgerufen durch Einsprenglinge von Plagioklaskrystallen von z. T. über Zentimeter Größe. Ein guter Aufschluß dieses besonders an der Hardt bei Löhnberg (Bl. Merenberg) charakteristisch ausgebildeten Gesteins befindet sich im Helgenbachtal südlich und östlich von Heisterberg. Bemerkenswert ist, daß auch der Schalstein in Begleitung dieser Labradorporphyrite viel Einschlüsse von großen Plagioklasen führt, die ihm dann ein fleckiges Aussehen verleihen.

Ein besonders charakteristisches Gestein, schon in seiner äußeren Erscheinungsform, bildet der oberdevonische körnige Diabas (Dk), der namentlich an der Westgrenze des Blattgebietes zwischen Lahn und Dill im jüngeren Oberdevon große Verbreitung besitzt aber auch der südlichen Oberdevonmulde des Muldengebietes zwischen Tiefenbach und Bahnhof Braunfels nicht fehlt. Die wesentlichen Gemengteile sind auch bei ihm ein deutlich zwillingsgestreifter Plagioklas und Augit; die für Diabase charakteristische Leistenstruktur (ophitische Struktur) tritt namentlich

bei den mittelkörnigen Varietäten schon makroskopisch deutlich hervor, die grobkörnigen (mit über 1 cm großen Plagioklaskrystallen) neigen mehr zu granitisch-körniger Struktur. Der Augit erscheint in Körnern und Fetzen als Füllmasse zwischen den Plagioklasleisten; er ist selbst in den frischesten Gesteinen bereits weitgehend zu chloritischer Substanz zersetzt, die die benachbarten Feldspate z. T. mit durchwebt und färbt. Olivin ist gelegentlich vorhanden und leitet zu den olivinreichen Varietäten (Paläopikrit) über. An Nebengemengteilen erscheint viel Erz, und zwar Magneteisen und als besonders bezeichnend für diese Eruptionsfolge Titaneisen (z. T. in Leukoxen umgewandelt), ferner nickelhaltiger Magnetkies in feinverteilten Körnchen oder größeren Nestern und endlich Apatit. Die Absonderung ist plattig bis grobpolyedrisch; der Verwitterung fällt das Gestein unter gewöhnlichen Verhältnissen nur sehr langsam anheim, weswegen es häufig in Klippen, namentlich an Taleinschnitten, aus der Umgebung herausragt (Iserbachtal südlich Bahnhof Braunfels, unteres Helgenbachtal). Bei der Verwitterung bildet sich ein für das Gestein sehr bezeichender, an Granitgrus erinnernder dunkelbraun gefärbter Gesteinsgrus; der Zerfall beginnt an den Spalten und Absonderungsflächen des Gesteines, wodurch cubische bis wollsackähnliche Blöcke, ähnlich wie beim Granit, enstehen können.

Der körnige Diabas tritt stets gang- oder stockförmig innerhalb der umgebenden Gesteine auf; die früher häufig betonte Ansicht, daß er lagerförmige Massen bilde, ist in den meisten Fällen nur scheinbar zutreffend, da Schieferung mit Schichtung verwechselt ist. Die die klotzigen Gänge und Stöcke umhüllenden Schichten (meist die feinen, nachgiebigen Cypridinenschiefer und Kalkknotenschiefer) sind bei der Faltung um die widerstandsfähigen Diabase so gequetscht worden, daß ihre Schichtung, vor allen aber die Schieferung den Saalbändern des Diabases parallel verläuft; an guten Aufschlüssen kann man jedoch deutlich erkennen, daß die scheinbare Concordanz in der Lagerung erst die Folge der späteren Druckwirkung ist.

Der körnige Diabas zeigt in der Regel deutliche Kontakthöfe, die örtlich recht beträchtliche Breite erreichen können;

aus den Schiefern werden Adinole und Hornfelse, die fast das Aussehen von dunklen Lyditen annehmen können, aus Roteisenstein Magneteisenstein, aus Kalken Kalksilikathornfels, aus Grauwacken verkieselte Grauwacken. In der Regel hat bei diesen Kontakterscheinungen der körnigen Diabase eine Zufuhr von Kieselsäure und z. T. auch wohl von Alkalien (Natron) in das Nebengestein stattgefunden, es fehlen jedoch spilositiche und desmositische Kontakthöfe, wie sie bei einem anderen körnigen Diabas im Hessischen Hinterlande (Bl. Rodheim) die Regel bilden. Schieferhornfelse sind auf Bl. Braunfels namentlich in dem Oberdevongebiete östlich der Dianaburg weit verbreitet; kontaklich veränderte Mitteldevonschiefer und Grauwacken finden sich z. B. im unteren Helgenbachtale, Kalkhornfels erscheint am Kontakte mit Plattenkalk südlich Bahnhof Braunfels und am Ausgange des Helgenbachtales. In manchen Fällen ist der Kalksilikathornfels am Kontakt noch mit Erzen (Kupferkies und nickelhaltigen Schwefel- bezw. Magnetkies durchsprengt. Neben den exogenen Kontakterscheinungen zeigt der körnige Diabas gelegentlich auch endogene Kontaktveränderungen; die kleineren Gänge und die Außenränder der größeren Stöcke und Gänge sind gewöhnlich feinkörniger und dunkler als die Hauptmasse; neben der fein- bis kryptakrystallinen randlichen Erstarrung tritt aber gelegentlich auch sphäroidische Entglasung und Erstarrung in Form des sog. Diabasvariolites auf. Ein solcher variolitischer Diabas ist z. B. aufgeschlossen in dem kleinen Bruch östlich des Weihers oberhalb von Stockhausen unweit der Westgrenze des Blattes auf Bl. Merenberg.

Der Deckdiabas (Dd) ist mit dem körnigen Diabas namentlich in den unteren Teilen durch Übergänge eng verbunden und stellt, wie schon oben erwähnt, wahrscheinlich eine Reihe einander unmittelbar folgender Deckenergüsse des in der Tiefe in Gängen und Stöcken körnig erstarrten Diabases dar. Daher erscheinen auch die unteren Teile des Deckdiabases oft noch körnig, nach oben geht er jedoch mehr und mehr in poröse, mandelsteinartige, ja sogar schlackige Gesteine über, die schon durch ihre auffällige und für den Deckdiabas bezeichnende kugelige, walzenförmige bis fladenförmige Absonderung ihre

Ergußnatur deutlich erkennen lassen. Im Dillgebiete, wo der Diabas besonders große Verbreitung und Mächtigkeit besitzt, hat man gelegentlich deutlich strickförmige Ergußoberflächen mit glasig erstarrter Rinde beobachtet; auch im vorliegenden Gebiete finden sich solche strickförmigen Ergußoberflächen, z. B. in dem Bruch im Mühlental südlich Ehringshausen, nordwestlich des Faulberges.

Entsprechend der nahen Verwandschaft mit dem körnigen Diabas besteht auch der Deckdiabas in seinem ursprünglichen Mineralbestande in der Hauptsache aus Plagioklas, Augit, daneben erscheint Olivin, Magnet- und reichlich Titaneisen. Doch ist die Zersetzung, namentlich in den porösen und mandelsteinartigen, vorwiegend feinkrystallinen Varietäten bereits weiter fortgeschritten; das ganze Gestein ist mit Kalkkarbonat und chloritischer Substanz durchsetzt, Olivin nur noch an den Umrissen zu erkennen und in Serpentinsubstanz umgewandelt, desgleichen der Augit, der das Material für die Chloritbildung lieferte. Dieser weitgehenden Umwandlung entsprechend geht auch die Verwitterung an der Oberfläche anders als beim körnigen Diabas vor sich; durch die Auslaugung des das ganze Gestein durchsetzenden kohlensauren Kalkes entstehen feinerdige, durch beigemengtes Eisenoxyd rotviolett gefärbte Verwitterungsböden, die als ein gutes Kennzeichen des Gesteins in der Natur gegenüber den ähnlichen älteren Diabasen gelten können.

Gute Aufschlüsse im Deckdiabase finden sich im Mühlental südlich Ehringshausen und in der Nordwestecke der Sektion nördlich der Dianaburg.

Als ein Zeichen der nahen Beziehungen zwischen körnigem Diabas und Deckdiabas wurde schon hervorgehoben, daß sich in beiden basische Ausscheidungen von sehr olivinreichen, feldspatarmen bis feldspatfreien Olivindiabasen (Paläopikrit $D\pi$) einstellen können. Diese offenbar aus magmatischer Differenzierung hervorgegangenen Ausscheidungen bilden gewissermaßen große Schlieren innerhalb der umgebenden saureren Deckdiabase bezw. körnigen Diabase. Es sind dunkelblaugrüne bis völlig schwarze Gesteine, die stets körnig struiert sind, nie blasig erscheinen. Mit der Abnahme des Feldspatgehaltes verlieren sie die dem

Diabase charakteristische ophitische Struktur und werden granitisch körnig, nähern sich also dem Gabbro. Die ursprünglichen wesentlichen Gemengteile des Pikrites sind Olivin und Augit, daneben basischer Kalknatronfeldspat in meist untergeordneten Mengen; Magneteisen und Titaneisen, ebenso Apatit, sind primär beigemengt, Magneteisen z. T. auch bei der Serpentinisierung des Olivins neu gebildet, ebenso Biotit. Der Olivin ist fast vollständig der Serpentinisierung verfallen, auch der Feldspat, soweit vorhanden, meist stark zersetzt, während sich der dunkelbraun gefärbte Augit relativ frisch gehalten hat und im Bruche des Gesteins meist noch makroskopisch an seiner Farbe und Spaltbarkeit erkennbar ist.

Besonders charakteristisch ist die Verwitterung des Paläopikrites; das ganze Gestein besteht nahe der Oberfläche aus einer lockeren aus verschiedenen Serpentinmineralien gebildeten dunkelgrünen schuppigkörnigen Masse, die von Adern von Asbest, Aragonit, Kalkspat, Salit usw. durchzogen wird. In der dunkelgrünen Serpentinmasse stecken noch die Reste des frischen Gesteins in Knollen und Blöcken mit einer sehr bezeichnenden pockenartigen, durch die stärkere Auswitterung der Serpentine bedingten Oberfläche. Die Grenze zwischen Verwitterungsrinde und frischem Gestein ist also im Gegensatz zu den übrigen Gesteinen überaus scharf, und die Folge davon, daß die Blöcke und Knollen des aus der Serpentinhülle herausfallenden frischen Gesteines oft die Oberfläche über dem anstehenden Paläopikrit übersäen.

Auf Blatt Braunfels tritt Paläopikrit nur an einer Stelle in größerer Ausdehnung auf, und zwar im Lindenbachtale südlich Tiefenbach, in Verbindung mit gangförmigem, körnigen Diabas.

Im südlichen Randgebiete der Lahnmulde, auf dem vorliegenden Blatte in der Oberdevonzone zwischen Braunfels, Oberndorf, Nauborn und Wetzlar, fehlen die charakteristischen körnigen Diabase auffälliger Weise ganz; an ihre Stelle treten äußerlich zwar recht verschieden ausgebildete, aber durch zahlreiche Übergänge mit einander verbundene Intrusivdiabase von teils körniger, teils dichter, teils auch blasiger Struktur (**Dkm**), die gegenüber den bisher behandelten Oberdevonischen Diabasen durch das

Zurücktreten des Feldspatgemengteiles und das Vorherrschen der dunklen Gemengteile, namentlich des Augites ausgezeichnet sind. Daneben ist stets in mehr oder weniger großer Menge Olivin vorhanden; der Olivingehalt kann an einzelnen Stellen so zunehmen, daß Olivindiabase entstehen. Aus solchen olivinreichen Diabasen sind offenbar infolge weitgehender Zersetzung die völlig aphanitisch aussehenden Gesteine hervorgegangen, die hart am Südrande der Lahnmulde gegen das Taunusunterdevon auf Bl. Weilmünster (Umgebung von Niederquembach) im Oberdevon verbreitet sind und im gleichen stratigraphischen Verbande auf Bl. Braunfels am Nauborner Kopfe östlich Nauborn — hier gangförmig im Unterdevon — wieder erscheinen.

Im übrigen sind die Diabase dieser Gruppe im vorliegenden Gebiete meist als Diabasmandelsteine bezw. dichte Diabase (südlich Albshausen) entwickelt; nur südwestlich des Weinberges bei Steindorf findet sich das Gestein auch in körniger Ausbildung.

C. Tektonik.

Der Aufbau der paläozoischen Schichten innerhalb der Lahnmulde ist durch drei Hauptphasen der Gebirgsbewegung bedingt, die im vorgehenden bereits mehrfach gestreift sind, 1. eine vormitteldevonische Faltung des älteren Devons, gefolgt von Einbrüchen zu Beginn der Oberen Mitteldevonzeit, 2. die postculmische Hauptfaltungsperiode des Rheinischen Schiefergebirges mit Nachwirkungen im Obercarbon (Faltung der Gießener Grauwacke), 3. durch 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[1]). Die Einbruchslinien, an denen entlang sich die Lahnmulde zum Beginne der Obermitteldevonzeit grabenartig vertiefte, sind infolge der späteren Komplizierung der Tektonik ebenfalls nicht mit Sicherheit mehr festzustellen. Die lineare Anordnung gewisser Eruptivgesteinstypen des Oberen Mitteldevons deutet vielleicht noch die Lage jener Bruchspalten an. Ebenso darf man annehmen, daß an diesen, ungefähr im Streichen der postculmischen Faltung gelegenen Bruchspalten das Gebirge bei der späteren Faltung wieder in Bewegung geriet, daß sie die Gleitflächen bildeten, an denen die in der Lahnmulde zu großer Mächtigkeit aufgehäuften jungdevonischen Sedimente über das nördliche horstartige Vorland überschoben wurden. (Vergl. das Idealprofil der Karte und Taf. 1, Fig. 2.)

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

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

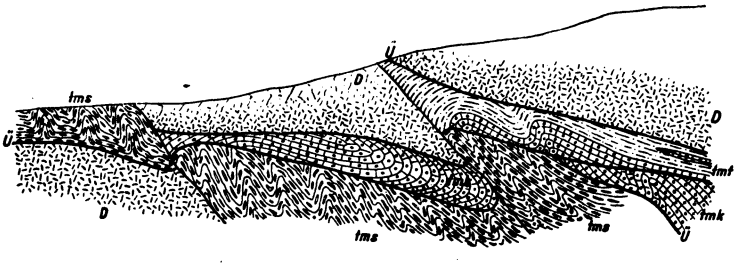
blieben. Dies gilt vor allem für das Oberdevon in der südlichen Randzone auf Bl. Weilmünster.

Ein zweiter, der intensiven Faltung der Gesteine entgegenstehender Faktor sind offenbar die klotzigen Eruptivgesteinsmassen gewesen, dort wo sie in großer Zahl, wie z. B. zwischen Lahn und Dill im westlichen Teile der Sektion, das Gebirge durchsetzen; das Oberdevon in diesem Gebiet ist nur lokal stark gefaltet, liegt an andern Stellen verhältnismäßig flach und daraus erklärt sich seine große räumliche Verbreitung.

Dort, wo die Faltung Gesteine von annähernd gleicher Widerstandsfähigkeit und ohne äußere entgegenstehende Hemmnisse betroffen hat, wie im Innern der Mulde, entstehen zunächst steile, nach SO einfallende und in der Regel isoklinal zusammengepreßte Falten, deren Schenkel mehr oder weniger isoklinal verlaufen. Setzt der Faltendruck weiter fort, so beginnt an der Stelle des stärksten Zuges, am Liegendflügel des Sattels bezw. Hangendflügel der Mulde, ein Zerreißen oder Auswalzen des Faltenschenkels, unter deren Einfluß Teile der Schichtenfolge ganz verschwinden können; diese Auswalzung des „Faltenmittelschenkels" geht bei weiterem Schube in richtige Überschiebung über und erzeugt dann einen sogenannten Schuppenbau.

Ein Beispiel für solche Schuppenstruktur ist in Fig. 1 nach einem Aufschlusse am Südostausgange von Leun wiedergegeben,

Fig. 1.



Profil am Steilhange des Lahntales östlich Leun.

tmt Schiefer } des Unteren Mitteldevons. **tms** Schalstein
tmk Kalke } **D** Diabasmandelstein.
U Überschiebungen.

wo Schalstein über Diabas, Untermitteldevonschiefer und Kalke auf Schalstein und endlich Diabas auf die Untermitteldevonschiefer überschoben sind; besonders schön ist die Falten- und Schuppenstruktur in den mit Plattenkalken wechsellagernden Schalsteinen an der Straße von Ehringshausen nach Werdorf unmittelbar südöstlich des ersteren Ortes zu beobachten, wo das Obere Mitteldevon auf Oberdevon flach überschoben ist und in der Nachbarschaft dieser großen Überschiebung in zahlreiche über einander geschobene Schollen aufgelöst ist.

Wie aus einem Sattelaufbruch ein einseitig gebauter Sattel — mit unterdrücktem Liegendschenkel (Faltenmittelschenkel) — wird, zeigt das Profil durch den südwestlichen Teil des Niederbieler Unterdevonsattels (Fig. 2a). Aus diesem Sattelbau entsteht bei weiterer Bewegung des Sattelkernes eine flache Überschiebung, wie das Profil durch den nordöstlichen Teil desselben Unterdevonsattels bei Kleinaltenstädten (Fig. 2b) zeigt. Diese flachen Überschiebungen spielen gerade im nördlichen Teile des Blattes

Fig. 2a.

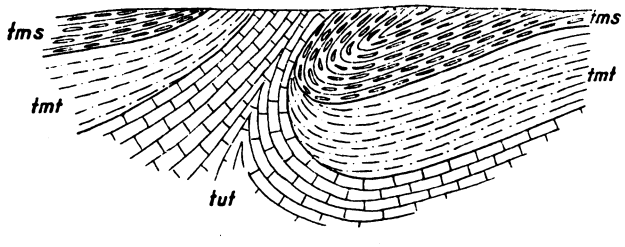
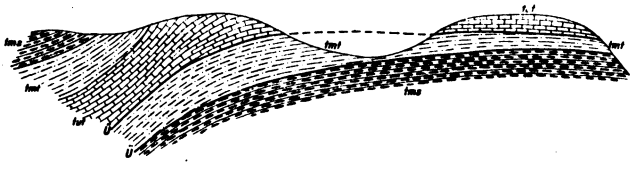


Fig. 2b.



2 Profile durch den Asslarer Unterdevonsattel.

Braunfels und auf dem nördlich anschließenden Blatt Ballersbach[1]) eine große Rolle. Die Ursache ihrer Entstehung ist offenbar darin zu suchen, daß im nördlichen Vorlande der Lahnmulde, im Untergrunde der großen Culmtafel von Bl. Ballersbach, bei Beginn der postculmischen Faltung bereits früher gefaltete ältere Gebirgskerne bestanden, an denen sich die Falten der in der Lahnmulde zu großer Mächtigkeit aufgehäuften jungdevonischen Sedimente brachen und wellenartig über das starre Vorland hinüberbrandeten. So erklärt es sich, daß der jungoberdevonische Deckdiabas auf Bl. Ballersbach und Rodheim kilometerweit nach Norden über Culmschiefer überschoben wurde, der selbst — im Schutze der unterlagernden starren Kerne von der Faltung fast unberührt blieb. Der flachen Uberschiebung von Deckdiabas und Oberdevon auf Culm folgt im Süden eine zweite, an der Oberes Mitteldevon (Schalstein mit Stringocephalenkalk) auf Oberdevon überschoben ist; nördlich von Asslar, hart an der Nordgrenze des Blattes, ruht an dieser Überschiebung, die mehrere 100 m nahezu horizontal am Berge entlang verläuft, Schalstein auf Deckdiabas bezw. Culm[2]), weiter westlich, zwischen Asslar und Werdorf ist der Schalstein derselben großen Überschiebungsscholle auf die oberdevonischen Cypridinenschiefer und Kalkknotenschiefer östlich Werdorf überschoben; nach alten Aufschlüssen soll der Oberdevonschiefer auch in der Talsohle der Dill östlich Bahnhof Werdorf, also unter der Berghäuser Schalsteinmasse beobachtet sein. Die weitere Fortsetzung dieser großen Überschiebung von Mitteldevon auf Oberdevon ist zwischen Werdorf und Ehringshausen in den Grubenbauen von Gr. Heinrichssegen erschlossen (vergl. unten Teil IV und Taf. 2).

An die große Überschiebung des Schalsteins nördlich der Dill schließt sich südlich der Dill die flache Überschiebung von

[1]) Vergl. E. Kayser: Über flache Überschiebungen im Dillgebiete. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A. 1900. S. 7 ff.

Erl. zu Bl. Ballersbach; Lief. 101 der Geol. Spez.-Karte von Preußen u. Thür. 1908.

Ahlburg: Die Grube Schöner Anfang bei Breitenbach usw. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A. 1908, T. II, S. 345 ff. u. Taf. 16.

[2]) Vergl. Ahlburg, Tektonik der östlichen Lahnmulde. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1908. Texttaf. S. 303.

Unterdevon und Unterem Mitteldevon bei Kl. Altenstädten an (vergl. oben Fig. 2b); sie setzt nach SW noch bis in das Dernbachtal — südlich Grube Fortuna fort, denn auf dieser Grube ist über einen aus Schalstein, Eisenstein und Oberdevon bestehenden Sattel Unteres Mitteldevon überschoben (vergl. unten Teil IV u. Profile Taf. 3), woraus hervorzugehen scheint, daß auch die Unterdevon- und Untermitteldevonschollen östlich der Grube wurzellose Überschiebungsschollen darstellen ähnlich der nördlichen Unterdevonpartie bei Klein Altenstädten. Südlich des Dernbachtales liegt unter den Unterdevon- und Untermitteldevonschiefern das Grenzlager von Grube Juliane; endlich deuten die Aufschlüsse im Oberen Dernbachtale (Grube Willberg usw.) darauf, daß an der großen h 6—7 streichenden Verwerfung nicht, wie zu erwarten der nördliche Teil, sondern der südliche Teil des Gebirges, d. h. der Schalstein gegen Oberdevon abgesunken ist; hier muß also der Schalstein ebenfalls weithin auf Oberdevon überschoben sein (vergl. das Idealprofil der Karte).

Ahnlich wie nördlich des Asslar-Niederbieler Unterdevonsattels häufen sich die flachen Uberschiebungen südlich des großen das Blatt durchziehenden Massenkalkzuges, dessen klotzige und starke Masse offenbar ein ähnliches Widerlager für die von SO anbrandenden Falten bildete, wie dies bei den im Norden unter dem Culm vermuteten älteren Kernen der Fall war. Bezüglich der Einzelheiten des tektonischen Baues in diesem Gebiete sei auf das Profil der Karte, das sich z T. auf unterirdische Aufschlüsse (Grube Ferdinand usw.) stützt, und auf die unten beschriebenen Aufschlüsse der Gruben zwischen Oberndorf und Nauborn verwiesen.

Das Verhalten der diskordant die devonischen Schichten südlich der Lahn überdeckenden Grauwacke verdient noch Erwähnung. Obwohl diese Grauwacketafel, die nach den einzelnen Erosionsresten (Weinberg bei Steindorf, Kuppe südöstlich Oberndorf) ursprünglich erheblich größere Verbreitung als heute besessen haben muß, auf große Strecken nahezu horizontal liegt, zeigen sich doch hin und wieder eigenartige Sattelaufpressungen (z. B. in den Steinbrüchen südlich Laufdorf

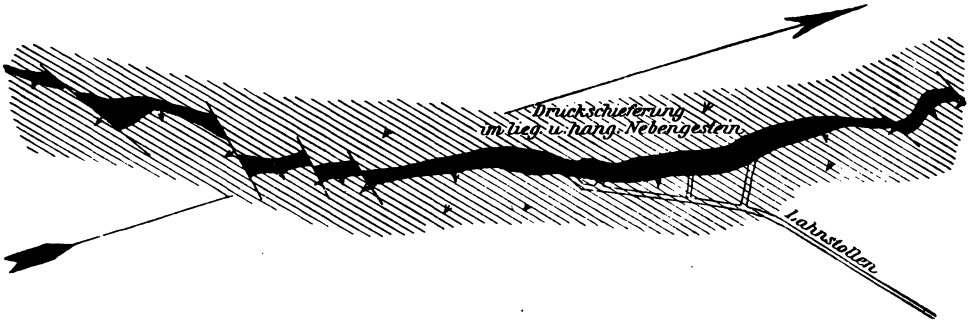
und am Nauborner Kopf), die bezeugen, daß auch die Gießener Grauwacke noch von den Nachwirkungen der carbonischen Faltungsperiode betroffen ist. Die Verschiedenheit des Widerstandes, den die horizontale massige Grauwacketafel einerseits, die schon vorher aufgerichteten und gefalteten devonischen Schiefer usw. andererseits der neuen Faltung entgegengesetzten, bedang offenbar, daß die Grauwacketafel nur in einzelnen Quetschzonen (vergl. das Idealprofil der Karte) gefaltet und im übrigen auf der bereits aufgerichteten Unterlage nach Norden überschoben wurde. So erklärt es sich zugleich, daß die Grauwacke an ihrer Untergrenze oft von mehrere Meter mächtigen verruschelten und verquarzten Schiefern begleitet und in großen Walzen in die Schieferunterlage eingeknetet ist, wie dies besonders deutlich am Nauborner Kopf und am westlichen Steilabfall des Weinberges zu beobachten ist.

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

Als Störungserscheinungen der postculmischen Faltungsperiode im Kleinen sind noch die Deckelklüfte und die sog. Geschiebeklüfte zu erwähnen; beide Arten von Störungen verursachen eine Verschiebung der Schichten gegen einander meist nur um geringe Beträge von wenigen Dezimetern bis einigen Metern, sind daher bei der Kartierung nicht festzustellen, wohl aber haben sie für den Bergbau einige Bedeutung. Deckelklüfte sind nahezu horizontale oder flach nach SO bezw. S geneigte Schubflächen, die flacher als die durchschnittenen Schichten einfallen und in der Regel eine Verschiebung des oberen Gebirgsteiles gegen den unteren nach N bezw. NW bewirkt haben; sie treten gewöhnlich in der Nachbarschaft der großen 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 Uberschiebungen; solche Störungen erscheinen namentlich auf den Hangendflügeln der Sättel, auf denen lm Gegensatz zur Zerrung am Liegendflügel eine Stauchung der Schichten erfolgt; man kann die Schubstörungen dieser Art daher als Stauchungsklüfte bezeichnen (vergl. Prof. Fig. 7, unten).

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 spießwinklig vom SO—NW gerichteten Faltungsdruck getroffen sind; besonders in den Fällen, wo das Lager von der normalen Streichrichtung (SW—NO) nach S—N abweicht, treten solche Geschiebeklüfte in häufiger Folge auf und bewirken eine gesetzmäßige Verschiebung des südlichen Schollenteiles nach Westen derart, daß das aus der Zerstückelung oder Verschiebung der Lagerstücke sich ergebende Generalstreichen sich annähernd in die normale Streichrichtung (senkrecht zur Druckrichtung) einstellt (vergl. Fig. 3, S. 64).

Fig. 3.



Grundriß der Lahn-Stollensohle von Grube Maria bei Braunfels.
Maßstab 1 : 2500.

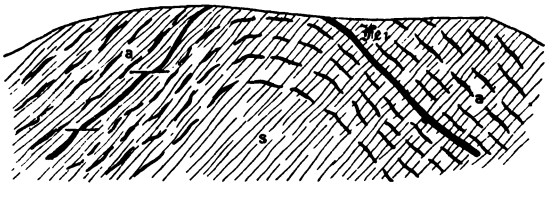
Während sich namentlich die starren Gesteinsschichten innerhalb des Schichtenverbandes an die Wirkung des Faltungsdruckes in der geschilderten Weise im kleinen anpassen, zeigen die homogenen und vermutlich auch bei dem Einsetzen der Faltung noch ziemlich plastischen Schiefer dieses Nachgeben unter der Wirkung des Druckes in Gestalt des Gleitens der kleinsten Teilchen, aus der die sog. Druckschieferung entsteht. Diese Druckschieferung, die in der Regel viel vollkommenere und glattere Ablösungsflächen schuf als die ursprüngliche Schichtung, ist in den Schiefern überall vorhanden, auch dort, wo letztere sehr flach oder fast söhlig lagern; in letzterem Falle durchkreuzt sie die ursprüngliche Schichtung mehr oder weniger senkrecht (transversale Schieferung), und die Schichtung ist dort, wo Lagenstruktur, Bänderung oder Einlagerungen den Schiefern fehlen, oft überhaupt nicht mehr zu erkennen. Ist die Schieferung sehr vollkommen (bei möglichst gleichmäßig feinem Ursprungsmaterial) so entstehen Dachschiefer, deren leichte Spaltbarkeit eben auf ihrer vollkommenen Druckschieferung beruht (Culmtonschiefer nördlich des Distriktes Königstal zwischen Ehringshausen und Dianaburg).

Ein Zwischenglied zwischen der Durchschieferung des feinen Tonschiefers (Gleiten im kleinsten Teile) und den Gleitstörungen der klotzigen, massigen Gesteine (Deckel, Geschiebe usw.) bildet die Flaserung der nicht homogenen Gesteine. Die Kalkknoten-

schiefer des Oberdevons, die aus leicht gleitendem Schiefermaterial und Einlagerungen von festen Kalkknötchen bestehen, zeigen sie besonders deutlich dort, wo der Faltungsdruck die ursprünglichen Schichtflächen mehr oder weniger senkrecht betroffen hat. Flaserung zeigen ferner die Oberkoblenzschichten, wo sie aus wechselnden Lagen von — leicht gleitendem — Schiefer und festeren Grauwackebänken bestehen. Auch der Schalstein, dem ursprüngliche Schichtung so gut wie ganz fehlt, nimmt die Druckschieferung sehr vollkommen an, zumal er zurzeit der Faltung noch aus mehr oder weniger lockerem Tuffmaterial bestand; die Inhomogenität des Materials bedingt auch hier die Flaserung, ebenso bei den kugelig und sphäroidisch abgesonderten Diabasmandelsteinen, bei denen die Füllmasse zwischen den Kugeln das zerquetschte Gleitmaterial abgegeben hat, während die Kugeln zu mehr oder weniger flachen Linsen zusammengequetscht sind.

Da im Schalstein, abgesehen von seltenen Fällen, die ursprüngliche Schichtung nie erscheint und die Schieferung daher vom Bergmann irrtümlicher Weise für Schichtung gehalten wird, spricht man in manchen Fällen die im Schalstein liegenden Roteisensteinlager für Gänge an, weil sie, wie in dem Beispiel von Fig. 4, mehr oder weniger quer zur angeblichen Schalsteinschichtung verlaufen.

Fig. 4.



Schematisches Profil durch Grube Gutglück bei Braunfels.

a Ursprüngliche Schichtung im Schalstein.
Fe Roteisensteinlager (Nordlager sog. Gang).
s Richtung der Druckschieferung im Schalstein.

Am wenigsten deutlich tritt die Gesetzmäßigkeit der Faltenstörungen bei den klotzigen und spröden Eruptivgesteinen hervor, weil diese einerseits dem Drucke stärker Widerstand leisteten,

andererseits im Gegensatz zu den geschichteten Gesteinen in meist sehr unregelmäßigen bald an-, bald abschwellenden Massen erscheinen. Hier äußerte sich der Faltungsdruck nur in großen Überschiebungen (Überschiebung der starren Deckdiabasmasse am Nordrande der Lahnmulde auf Bl. Ballersbach und Rodheim) und großen Querverschiebungen (Umgebung der Dianaburg), im kleinen namentlich bei den dichten spröden Hornblendediabasen und Lahnporphyren in einer unregelmäßigen Zertrümmerung des Gesteins bis in kleine und kleinste polyedrische Stücke (Diabasbrüche an der Kreisstraße nordwestlich Leun und südwestlich Niederbiel; Eisenbahneinschnitt im Porphyr am Freistein bei Burgsolms).

Nach der postculmischen Hauptfaltung muß das paläozoische Faltengebirge sehr bald wieder abgetragen und eingeebnet worden sein. Denn die am Ostrande des Gebirges in großer flächenhafter Ausdehnung auftretende obercarbonische Gießener Grauwacke liegt bereits transgredierend über dem culmischen Faltensystem und ist selbst nur von schwächeren Nachwirkungen dieser großen, im Norden des Gebirges bis ins jüngste Carbon anhaltenden Faltenperiode mit betroffen worden.

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

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

da bald die O—W-Verwerfungen von N—S-Verwerfungen, bald umgekehrt die N—S von O—W-Verwerfungen abgeschnitten werden. Verwerfungen dieser Art sind auch auf Bl. Braunfels vertreten; hierher gehört die O—W-Verwerfung, die aus dem Dernbachtal (zwischen Niederbiel und Berghausen) über das obere Mühlental in der Richtung auf die Dianaburg verläuft, ferner die große O—W-Verwerfung, die von Blatt Merenberg (Löhnberg—Selters) über den Wildpark, den Basaltstiel von Schloß Braunfels und nach den Grubenaufschlüssen, noch über die Laufdorfer Senke bis an das Wetzbachtal zu verfolgen ist; an ihr ist im Westen Massenkalk gegen Schalstein, im Osten Gießener Grauwacke gegen Oberdevon abgesunken. N—S-Verwerfungen treten weniger deutlich hervor, da sie z. T. in den Talböden der durch sie beeinflußten Täler verlaufen; eine solche Störung verläuft im Wetzbachtal, eine weitere im Solmsbachtal (ihre Fortsetzung durchschneidet den Niederbieler Unterdevonsattel an der Schäferburg und die Grubenbaue von Grube Fortuna (vergl. unten Teil IV); eine dritte Verwerfung verläuft im Leuner Tal.

Über das genauere Alter dieser Verwerfungen läßt sich nur soviel aussagen, daß das älteste im Gebirge und am Ostrande bekannte Tertiär (mittel- bis oberoligocäne Schotter, Sande und Tone der sog. Vallendarer Stufe) von den Verwerfungen z. T. noch mit betroffen ist, nicht dagegen, oder doch nur in seltenen Fällen, das jüngere (miocäne) basaltische und Braunkohlentertiär des Westerwaldes. Daraus würde folgen, daß eine Hauptbewegung an den Störungen zwischen Oligocän und Miocän, also unmittelbar vor dem Beginne der Basalteruptionen des Westerwaldes stattgefunden hat. Die innigen Beziehungen zwischen den Verwerfungen und den Basalteruptionen zeigen sich auch innerhalb des vorliegenden Blattgebietes deutlich, denn an manchen Stellen treten schmale Basaltgänge und Stöcke unmittelbar auf den Verwerfungen auf. Wahrscheinlich hat indessen zu dieser Zeit neben der Bildung neuer Sprünge nur eine erneute Bewegung an den bereits früher entstandenen Verwerfungen eingesetzt, denn einerseits deuten manche Sprünge im alten Gebirge auf erheblich größere Sprunghöhe, als sie das verworfene Oligocän zeigt,

andererseits sind am Ostrande des Gebirges Störungen des gleichen Systems bekannt (namentlich NS-Verwerfungen) an denen nachweislich schon im mesozoischen Teil Bewegungen stattgefunden haben.

In einzelnen Fällen scheint eine Bewegung des Gebirges an diesen — kurzweg als Tertiärverwerfungen bezeichneten — Störungen auch noch nach dem Tertiär in diluvialer Zeit stattgefunden zu haben, wie sich aus der auffälligen Verbiegung der diluvialen Flußterrassen der Lahn schließen läßt. Derartige Verbiegungen erscheinen nämlich gerade an den Stellen, wo sich die Tertiärverwerfungen besonders häufen (Ostrand des Gebirges bei Gießen, Löhnberger Becken (Bl. Merenberg), Limburger Becken[1]). Daraus ist zu entnehmen, daß an den Störungen sich in junger geologischer Vergangenheit eine Hebung der Masse des Rheinischen Gebirges gegenüber seinem Vorlande und gegenüber den Beckenregionen in seinem Innern vollzogen hat, die vielleicht heute noch nicht zum Abschluß gekommen ist.

D. Neozoische Ablagerungen.

Das Tertiär.

Den Untergrund der ältesten Tertiärablagerungen innerhalb des Gebirges (der mittel- bis oberoligocänen Vallendarer Stufe) bildet eine in alttertiärer Zeit (vielleicht schon seit dem jüngeren Mesozoikum) entstandene Einebungsfläche des Alten Gebirges, die eingangs bei der morphologischen Betrachtung des Kartengebietes bereits erwähnt wurde. Der Einebnung sind alle Gesteine des Alten Gebirges unbeschadet ihrer größeren oder geringeren Härte nahezu gleichmäßig unterlegen, da ihr eine tiefgründige Oberflächenverwitterung (Kaolinverwitterung) unter dem Einflusse eines wahrscheinlich tropischen oder subtropischen feuchten Klimas vorausging. Reste dieser alttertiären Verwitterungskruste sind auf den Nachbarblättern an vielen Stellen, namentlich im Schutze jüngerer Tertiärbedeckung, noch erhalten. Die Restprodukte dieser alttertiären Kaolinverwitterung, reine

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

weiß bis leuchtend gefärbte Tone und weiße Quarzschotter bezw. Quarzsande, wurden in der dem Alttertiär folgenden Fluviatilperiode leicht erodiert und umgelagert und finden sich als fluviatile bezw. limnische Ablagerungen der sog. Vallendarer Stufe weithin über die tertiären Hochflächen des Gebirges abgelagert. Das Alter dieser Bildungen hat sich auf Grund der Beziehungen der fluviatilen Produkte mit den marinen Sedimenten am Rande des Gebirges und wegen der Überlagerung durch die altmiocäne Braunkohlenstufe als ungefähr Mittel- bis Oberoligocän feststellen lassen[1]).

Auf Bl. Braunfels fehlen diese tertiären Verwitterungsprodukte und die aus ihnen durch fluviatile Umlagerung hervorgegangenen Sedimente — mit Ausnahme weniger Stellen, wo sie in später gebildeten Versenkungen bis heute erhalten blieben —, da die alttertiäre Hochfläche innerhalb des Blattgebietes durch nachträgliche Erosion fast völlig zerstört ist.

Senken, in denen die Tone der alttertiären Verwitterung und oligocäne Quarzschotter (b) erhalten blieben, bildet vor allem der Massenkalk, der in jungtertiärer Zeit — unter dem Einflusse eines Trockenklimas mit stark versenktem Grundwasserspiegel — starker Zerschluchtung und Auflösung durch kohlensäurehaltige Tagewässer verfiel (vergl. die Profile Fig. 12 u. 13, Teil IV); mit dieser Senkung und Zerschluchtung der Kalkoberfläche sanken auch die damals noch in großer Verbreitung vorhandenen tertiären Bildungen (zersetztes Devon, Tone, Quarzschotter) in die Kalkschluchten ein und blieben infolgedessen im Bereiche des Massenkalkzuges, gewissermaßen im Schutze des Kalkes, innerhalb des ganzen Blattgebietes (Kalkfläche westlich Braunfels, beiderseits Burgsolms, westlich und östlich Kloster Altenberg) erhalten, während sie auf den umliegenden, heute den Kalkzug beträchtlich überragenden Höhen längst der Erosion anheimgefallen sind.

Ein zweites Gebiet, in dem sich die alttertiäre Verwitterung — offenbar infolge späterer tektonischer Versenkung — bis heute erhalten hat, ist das Gebiet zwischen Nauborn, Laufdorf,

---

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

Bonbaden und Oberndorf (Laufdorfer Senke); hier ist das zutage größtenteils von Diluvium verhüllte Devon, namentlich Schalstein und Oberdevonschiefer, z. T. bis unter das heutige Lahnniveau zu leuchtend weißen, gelben und hellroten tonigen Massen zersetzt, wie dies besonders deutlich beim Vortrieb der beiden südlichen Querschläge I und II des Friedrich-Alfred-Stollens (siehe unten Teil IV) zu beobachten war.

Basalte. Die Basalte des vorliegendon Gebietes sind ausschließlich Gangbasalte (Bfg); sie stellen offenbar die Stiele von ursprünglich vorhanden gewesenen Basaltdecken dar, wie sie westlich des Blattes (Westerwald) und weiter im Osten (Vogelsberg östlich Gießen) noch heute erhalten sind. Die Basaltstiele, die in ziemlicher Anzahl über das Blatt Braunfels und ebenso das östliche Nachbarblatt Wetzlar verbreitet sind, bilden also gewissermaßen das Bindeglied zwischen den Basaltergüssen des Westerwaldes und des Vogelsberges.

Petrographisch gehören alle Basalte des Gebietes zu den Feldspatbasalten; Hauptgemengteile der makroskopisch dicht und schwarz erscheinenden Grundmasse sind Olivin, Augit und Plagioklas, Nebengemengteile Magneteisen, seltener Titaneisen, und Apatit, daneben finden sich in der Regel noch Reste nicht entglaster Substanz. Unter den porphyrischen Einsprenglingen tritt bei manchen Basalten besonders Olivin hervor (Leuner Burg, Dianaburg), seltener Augit (westlich Junker-Johannsplatz zwischen Bieler und Leuner Burg)[1]).

Die meisten dieser Basaltstiele zeigen mehr oder weniger deutliche Absonderung in Säulen; besonders schön sind solche an der Leuner Burg und am Kalsmunt bei Wetzlar entwickelt, an letzterem Punkte zeigen sie die charakteristische Meilerstellung mit randlich nahezu horizontalen und nach der Bergspitze konvergierenden Säulen.

Manche der Basaltgänge bezw. Stiele treten unmittelbar auf den im alten Gebirge festgestellten jungen Verwerfungen auf (Basaltkuppe von Schloß Braunfels auf der großen Braun-

[1]) Eine eingehendere Beschreibung einzelner der Basaltvorkommen auf Bl. Braunfels gibt Schottler: Über einige Basalte der Umgebung von Gießen. Notizbl. d. Vereins f. Erdkunde a. d. Großh. Hess. Geol. L. A. IV. Folge, Heft 20, 1899.

felser O—W Störung, Kalsmunt auf einer auf Bl. Wetzlar festgestellten O—W Störung), andere erscheinen reihenförmig und in großer Nähe solcher Verwerfungen (Reihe Dianaburg—Leuner Burg, Junker Johannesplatz, Bieler Burg an der Mühlentalspalte, Basalt am Nauborner Kopf an der Wetzbachtalspalte), sodaß es nahe liegt, das Aufdringen des Magmas mit diesen jungen Verwerfungen in Verbindung zu bringen. Erwähnt sei dabei, daß nach früheren Angaben (Holzapfel) auch auf der Schäferburg nördlich Oberbiel ein kleiner Basaltgang auftreten soll, der allerdings bei der Aufnahme nicht festgestellt werden konnte; er würde demnach auf der die Schäferburg kreuzenden N—S-Störung liegen.

Als eine Folge der vulkanischen Tätigkeit der Tertiärzeit, die nach den Beobachtungen auf den anschließenden Blättern (vergl. Erl. Bl. Merenberg) ungefähr in die Untermiocänzeit fiel, sind offenbar die kohlensäurehaltigen Mineralquellen (CO_2) anzusehen, die besonders auf dem Nachbarblatt Merenberg in großer Zahl auftreten; dort hat sich auch der innige Zusammenhang der Mineralquellen mit den von Basaltdurchbrüchen begleiteten jungen Verwerfungen beobachten lassen (vergl. Erl. Bl. Merenberg). Auf Bl. Braunfels ist nur ein kleiner Kohlensäuerling bekannt; er liegt hart an der Südgrenze des Blattes südlich Laufdorf in der Gemarkung Schwalbach (näheres siehe unten Teil IV) innerhalb des Gebietes der Gießener Grauwacke, sodaß sich nicht erkennen läßt, ob hier eine größere Quellspalte vorliegt.

Auf einen Zusammenhang mit den basaltischen Magmenherden der Tiefe deutet übrigens auch der Mineralgehalt der Quellen hin, die stets im Gefolge vulkanischer Tätigkeit erscheinende Kohlensäure und der hohe Gehalt an Bicarbonaten von Natrium, Calcium, Magnesium, Eisen und Mangan, den Hauptelementen des basaltischen Magmas.

Die in der Nachbarschaft der Quellspalten gelegenen Gesteine sind in der Regel in wechselnder Breite und bis zu unbekannter Tiefe unter dem Einfluß von Kohlensäure völlig zersetzt, ihre Tonerdesilikate in Kaolin umgewandelt; es entstehen also unter der Wirkung dieser Säuerlinge ähnliche

Zersetzungsprodukte wie bei der — allerdings regional verbreiteten — alttertiären Kaolinverwitterung (Zersetzung des Nebengesteins an der N—S Störung auf Grube Fortuna). Neben der Zersetzung des Nebengesteines finden sich aber auch Neubildungen von Mineralien auf den Quellspalten, namentlich Eisenmangancarbonate, Schwerspat und Schwefelkies (Grube Fortuna u. andere). Das Beispiel von Grube Fortuna zeigt zugleich, daß kohlensäurehaltige Mineralquellen früher in großer Menge auch auf solchen Spalten aufgetreten sein müssen, wo sie heute bereits fehlen, mit anderen Worten, daß die heute noch aufsteigenden Kohlensäuerlinge nur die letzten schwachen Ausklänge einer früher viel intensiveren postvulkanischen Exhalationsperiode der tertiären Basalte darstellen.

Auf die Tätigkeit dieser postbasaltischen Mineralsäuerlinge dürfte ferner im wesentlichen die Entstehung der weit verbreiteten und gelegentlich sehr mächtigen Ablagerungen von Eisenmanganerzen (Fe, Mn) im Lahngebiete und seiner Nachbarschaft zurückzuführen sein. Diese Eisenmanganerze, die in der Regel an die unregelmäßig zerschluchtete Oberfläche des devonischen Massenkalkes gebunden sind, treten uns zwar heute fast ausschließlich als krotzige (seltener krystallinische) bis mulmige Massen oxydierter Erze (Brauneisen, Göthit, Psilomelan, Pyrolusit, Wad) entgegen. An vielen Stellen ist indessen durch Bergbau in der Tiefe bereits festgestellt, daß das ursprüngliche Erz nicht Eisenhydroxyd bezw. Mangandioxyd gewesen ist, sondern ein dichtes Manganeisenkarbonat von meist grauer bis gelbgrauer Farbe und splittrig-muscheligem Bruch, dasselbe Erz, wie es auf den oben aufgezählten Quellspalten ausgeschieden ist[1]). Die Eisenmanganerze auf dem Massenkalk, die auf Bl. Braunfels sehr große Verbreitung besitzen und im Bereiche des Massenkalkes nirgends fehlen, sind also genetisch ebenfalls als ein Produkt der tertiären Eruptivphase, als eine Ausscheidung der postvulkanischen Mineralexhalationen des Basaltmagmas anzusehen; daher ist auch mit der Ablagerung dieser Erze auf dem Massenkalke meist eine

[1]) Vergl. Joh. Ahlburg: Über die Eisen- und Eisenmanganerze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. Zeitschr. für prakt. Geol. 1917, H. 2 u. 3.

Dolomitisierung (Do) 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 Basalteruptionen des Untermiocäns und dem Pliocän, also vermutlich im Obermiocän, entstand unter Einfluß eines anscheinend subtropischen Trockenklimas bei stark versenktem Grundwasserspiegel eine lateritartige Verwitterung, bei der die Eisen-, Mangan- und Aluminiumsalze 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. Während dieser Zeit vollzog sich in der Hauptsache die starke Auflösung und Zerschrattung des Massenkalkes; durch die bei der Verwitterung freiwerdende Kieselsäure bildeten sich Verkieselungen verschiedener Art (verkieselter Massenkalk (Ki) an der Straße Braunfels—Tiefenbach, Tertiärkiesel südöstlich der Dianaburg, Eisenkiesel an den Ausbissen mancher Eisensteinlager, die in der Tiefe aus kieselsäurearmem kalkigen Eisenstein bestehen, z. B. Grube Heinrichsegen).

In derselben Periode — bei stark versenktem Grundwasserspiegel — muß sich auch im wesentlichen die Umwandlung der Karbonate der Eisenmanganerzlagerstätten auf dem Kalk in die mulmigen bis krotzigen Oxyde vollzogen haben, da diese oxydischen Erze heute stellenweise beträchtlich unter den Grundwasserspiegel hinabreichen.

Diluvium.

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

Unter den fluviatilen Ablagerungen sind vor allem die verschiedenen Flußterrassen der Lahn zu nennen. Die älteste Terrassenstufe der Lahn liegt innerhalb des Blattgebietes im Mittel

bei 205 m, also etwa 100 m unter der alttertiären Fastebene, auf der die Vallendarer Schichten zur Ablagerung kamen. Sie ist in Anlehnung an die ihr entsprechende mittelrheinische Hauptterrasse ebenfalls als Hauptterrasse (d1) bezeichnet.

Die jüngeren Terrassenstufen sind nach ihrer Höhenlage (bezogen auf die Unterkante) und ihrer Bedeutung in der Nachbarschaft in 3 weitere Stufen gegliedert; die erste, als Unterstufe der Hauptterrasse bezeichnet (d2), liegt bei etwa + 180—175 m, die zweite, als Obere Mittelterrasse bezeichnet (d3), bei + 160—150 m, die letzte, als Untere Mittelterrasse bezeichnet (d4), bei 150—142 m, d. h. nur noch 5—6 m über dem ebenen Talboden der Lahn, der etwa der mittelrheinischen Niederterrasse entspricht. Alle Terrassen von der Hauptterrasse bis zur unteren Mittelterrasse sind ursprünglich vom Löß bedeckt, also älter als dieser und gehören danach ins Diluvium, während die Aufschüttung des ebenen Talbodens, der keinen echten Löß mehr trägt, bereits in das Alluvium fällt.[1])

Die Ablagerungen der Terrassen bestehen aus Schottern, Kiesen und Sanden; gröbere Schotter sind namentlich den höheren Terrassen eigen, während feinere Kiese und Sandablagerungen namentlich auf der unteren Mittelterrasse (beiderseits Albshausen) zur Ablagerung gekommen sind. Das Material der Kiese und Schotter besteht aus aufgearbeiteten Tertiärquarzschottern (in abnehmender Menge von der ältesten bis zur jüngsten Terrasse), aus Buntsandstein (von der hessischen Senke), verschiedenen Quarziten, Grauwacken, Eisenkieseln und Kieselschiefern, (vom Hessischen Hinterlande) und in zurücktretender Menge aus devonischen Eruptivgesteinen (Diabas) und Massenkalk.

Als eine zweifellos äolische Bildung erscheint innerhalb des rheinischen Gebirges der Löß (dl). Wo er noch am ursprünglichen Orte der Ablagerung ruht, d. h. nicht verschwemmt ist, besteht er aus einer richtungslosen Masse feinsten, kalkreichen, tonigen Sandes von hellgelber Farbe, nur gelegentlich unterbrochen von unregelmäßigen Bänkchen gröberen oder feineren Gehängeschuttes. Der primäre Löß neigt in tieferen Einschnitten

[1]) Vergl. J. Ahlburg: Über das Tertiär und Diluvium etc. Jahrbuch der Kgl. Pr. Geol. L.-A. 1915, T. I.

(Wasserrissen, künstlichen Aufschlüssen) zur Bildung senkrechter Wände. In solchen Aufschlüssen finden sich in ihm auch die bekannten Lößschnecken *(Helix hispida, Pupa muscorum, Succinea oblonga).* Wie die petrographische Ausbildung, so deutet auch die Verbreitung des Lösses auf seine äolische Entstehung; stets findet er sich auf den östlichen bezw. südöstlichen Abhängen der Bergrücken gegen die Täler (im Windschatten) und steigt — wenigstens in den kleineren Tälern — meist bis in die Talsohle hinab, er fehlt dagegen auf der östlichen Talflanke, also den Westabhängen der Bergrücken, die auf der Stoßseite des Löß-windes lagen.

Der Umstand, daß primärer Löß bis auf die Sohlen der kleinen Nebentäler hinabreicht, hier also noch nicht durch die Erosion beseitigt ist, daß er ferner im Lahntal bis herab zur unteren Mittelterrasse sich findet, deutet auf seine sehr jugendliche Bildung. Wahrscheinlich stellt er ein Äquivalent der letzten Eiszeit dar und ist also jungdiluvial. Infolge der Einwirkung der Tagewässer bildet sich aus dem Löß an der Oberfläche — namentlich auf den großen Hochflächen — ein mehr oder weniger kalkfreier Lößlehm. Ähnliche, allerdings meist durch Sand usw. verunreinigte Lößlehme bilden sich durch fluviatile Umlagerung, der das feine und lockere Lößmaterial naturgemäß in hohem Maße unterliegt; so entsteht in der Hauptsache der die Talböden bedeckende Tallehm.

Unter dem Einflusse der Denudation des Gebirges bilden sich — je nach der Natur des der Denudation unterliegenden Gesteines — Gehängeschuttablagerungen verschiedener Art. Die Bildung dieser Gehängeschuttmassen reicht an den alten Plateaurändern z. T. wohl bis in das Tertiär zurück und setzt sich andererseits bis heute fort. Bei der großen Verbreitung des Lösses und Lößlehms an den Berghängen tritt auch eine Vermischung der Lehme mit den Gehängeschuttmassen (ds) ein. Besonders ausgeprägt sind solche Gehängeschuttmassen dort, wo schwer verwitternde Gesteine dem Zerfalle unterliegen, namentlich Kieselschiefer (östlich der Dianaburg und zwischen Oberndorf und Wetzlar), Quarzite und die Quarzschotter des Tertiärs in der Nachbarschaft des Massenkalkzuges; auch die Basaltberge

werden von mehr oder weniger breiten Zonen von Basaltgehängeschutt (dB) umsäumt.

Eine weitere Gehängeschuttbildung, die gelegentlich 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 (Ferdinand östlich Oberndorf, Viktoria nordwestlich von Niederbiel, Grube Fortuna u. a.) oft in größerer Mächtigkeit — infolge eluvialer Anreicherung des schweren und der Verwitterung nur wenig unterliegenden Erzes — auf und liefern einen meist völlig kalkfreien, daher oft recht hochprozentigen Eisenstein.

Alluvium.

Das Alluvium beschränkt sich — abgesehen von den noch heute sich fortbildenden Gehängeschuttmassen — auf die Ablagerungen im Grunde der Täler. Diese Aufschüttungen im Grunde der Täler (ebener Talboden, a) bestehen namentlich an der Lahn und den größeren Nebentälern aus ähnlichen Schottern, Kiesen und Sanden wie die diluvialen Terrassen. Den Abschluß nach oben bildet ein im Lahntale ca. 1—1½ m mächtiger, durch Sandeinlagerungen verunreinigter Tallehm, das Produkt der noch heute bei starken Hochwässern eintretenden Überschwemmungen des Talbodens. Wo größere Lößmassen die Talflanken überdecken, findet eine stärkere, oft deltaartige Überschwemmung des ebenen Talbodens mit Gehängelehm statt (sog. Auelehm). An der Einmündung kleiner Seitentäler mit steilerem Gefälle in das Haupttal bilden sich deltaartige Schuttkegel (as). Endlich zeigen sich dort, wo stärkere Quellen im Talgrunde, namentlich in den kleineren, Verwerfungen folgenden Tälern aufsteigen, Ansätze von Wiesenmoor (at).

IV. Lagerstätten nutzbarer Mineralien, Gesteine und Bodenarten.

A. Eisen- und Manganerze.

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

I. Roteisenstein.

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

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

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

Kalk gebildet haben; der Eisengehalt der Eruptivgesteine sollte von zirkulierenden Wässern ausgelaugt und bei dem Zusammentreffen der Lösungen mit Kalklagern wieder ausgeschieden sein. Bestärkt wurde diese Anschauung noch dadurch, daß sich in vielen Fällen eine „Verkalkung", d. h. eine Zunahme des Kalkgehaltes nach der Tiefe bemerkbar machte. Die Folge hiervon war, daß man sich auch ohne vorherige Untersuchung des Lagerverhaltens nach der Tiefe sehr häufig scheute, das Lager unterhalb des Grundwasserspiegels, bezw. unterhalb der Sohle der heutigen Täler überhaupt aufzuschliessen.

Nachdem indessen, einmal durch die paläontologische Untersuchung der Fauna des Roteisensteines im Dillgebiete, 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 metasomatische Theorie als unhaltbar erscheinen, zumal sich insbesondere in der Lahnmulde herausstellte, daß gerade im stratigraphischen Bereiche 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 unlängst erschienene diesen Gegenstand behandelnde Arbeit verwiesen[1]). Es sei nur kurz erwähnt, daß nach den neueren Untersuchungen die Erzbildung vermutlich als Niederschlag postvulkanischer Emanationen von Eisenlösungen auf dem Grunde des devonischen Meeres vor sich gegangen ist. Hiermit steht im Zusammenhange, daß die Roteisensteinlager, wie oben bereits erwähnt, im wesentlichen an die jeweilig obere Grenze der großen Eruptivgesteinsfolgen innerhalb des Devons gebunden sind. Die Erzlösung wurde auf dem Grunde des Meeres als gelartiger Niederschlag sedimentiert; dort, wo gleichzeitig eine Ablagerung von Kalk-, Ton- oder

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

Kieselmaterial erfolgte, zeigt sich das Erzlager in seiner ursprünglichen Form entsprechend als ein kalkiger, bezw. tonreicher oder kieselsäurereicher Roteisenstein entwickelt. Die zuweilen, aber durchaus nicht überall vorhandene Zunahme des Kalkgehaltes nach der Tiefe erklärt sich nunmehr dadurch, daß aus dem ursprünglich kalkreichen Roteisenstein unter dem Einflusse von Oberflächenverwitterungserscheinungen (namentlich der jüngeren Tertiärzeit) der Kalkgehalt bis zu einer gewissen Tiefe ausgelaugt worden ist. Dort, wo hochhaltige und in diesem Falle meist mulmige bezw. poröse Roteisensteine (sog. hehrer Roteisenstein) nach der Tiefe in kalkreichen Roteisenstein (Flußstein) übergehen, ist der kalkreiche Roteisenstein in der Tiefe als das ursprüngliche Erz anzusehen, während der reine Roteisenstein der oberen Teufen erst aus späterer Umwandlung (Entkalkung) hervorgegangen ist.

Da die Roteisensteinlager als Schichtenglieder des Devons mit den übrigen Sedimenten der Lahnmulde gefaltet sind, so werden die Ausbisse der Lager überall dort zu finden sein, wo der betr. stratigraphische Horizont, insbesondere also die Grenze von Mittel- und Oberdevon, an den Sätteln des Mitteldevons bezw. an den Muldenrändern des Oberdevons, zu Tage ausstreicht. Bei dem überaus verwickelten tektonischen Aufbau der Schichten innerhalb des Blattgebietes sind indessen die ursprünglich zusammenhängenden Roteisensteinlager in einzelne Schollen aufgelöst; sie erscheinen nicht in fortlaufenden, lang anhaltenden 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 zusammenfassen:

1. Lagerzüge an der Überschiebung des Mitteldevons auf Oberdevon zwischen Ehringshausen und Werdorf (nördliche Blattgrenze); Grube Heinrichssegen.
2. Lagerzüge an der Oberdevonmulde des Dernbachtales; Grube Fortuna.

3. Lagerzüge an der Niederbieler Oberdevonmulde; Grube Bertha, Victoria, Apollo, Dechen, Hartmann usw.
4. Lagerzüge an der Oberdevonmulde zwischen Tiefenbach und Bahnhof Braunfels; Grube Maria.
5. Lagerzüge im Oberdevongebiet südlich der Lahn zwischen Oberndorf, Nauborn und Wetzlar; Friedrich-Alfred-Stollen, Grube Juno, Amanda, u. a.
6. Lagerzüge an der Philippsteiner Oberdevonmulde westlich Bonbaden (südliche Blattgrenze); Grube Fortuna, Eisenfeld, Ottilie u. a.

Noch unregelmäßiger gestaltet sich das Bild der Roteisensteinlagerzüge innerhalb des obermitteldevonischen Schalstein. Hier läßt sich nur im SW, zwischen Braunfels und Tiefenbach, ein zusammenhängender Zug erkennen. Er tritt in der Südwestecke in das Blattgebiet ein (Grube Anna) und verläuft über den Fürstl. Wildpark bis nahe an die Lahn westl. Burgsolms (Grube Gut Glück). Nördlich der Lahn sind nur noch einzelne Fetzen dieses Lagers im Schalstein zwischen Niederbiel und Leun (Grube Eckstein, Bertha, Victoria u. a.) bekannt, ferner einige vereinzelte Lagerfetzen im Schalsteingebiet südlich Berghausen (Grube Elisabeth, Fortuna, Gefion usw.).

Es würde zu weit führen, die zahlreichen auf Eisenerze im vorliegenden Gebiet erteilten Verleihungen aufzuführen. Nur ein kleiner Teil der über das ganze Blattgebiet sich lückenlos verteilenden Eisenerzfelder ist längere Zeit im Abbaue gewesen bezw. noch heute in Betrieb.

Die folgende Beschreibung muß sich daher auf die wichtigsten Vorkommen beschränken.

1. Lagerzüge zwischen Ehringshausen und Werdorf.

Im geologischen Teil wurden schon die Hauptzüge des tektonischen Baues in diesem Gebiete an der Grenze der Blätter Braunfels und Ballersbach erwähnt. Der Aufbau ist beherrscht von einer viele Kilometer im Streichen zu verfolgenden flachen Überschiebung, an der zwischen Ehringshausen, Werdorf und dem Bechlinger Tal oberhalb Asslar der Schalstein des Schalsteinhauptsattels auf das nördlich vorgelagerte Oberdevon überschoben

ist. Das Oberdevon unter dieser flach nach Süden unter das Dilltal einfallenden Überschiebung ist in sich wieder stark gefaltet und zeigt Durchragungen von Schalstein, an dessen Sattelflügeln das Grenzlager entwickelt ist. Dort, wo die flache Überschiebungsmasse des Hauptsattels nur noch schwach ist, ragen die unter der Überschiebung liegenden Sättel zum Teil durch und das Eisensteinlager tritt infolgedessen zu Tage.

Das wichtigste Vorkommen dieser Art tritt in dem Felde Heinrichssegen zwischen Werdorf und Ehringshausen (zum Teil auf Blatt Braunfels, zum größeren Teil auf Blatt Ballersbach gelegen) zu Tage. Durch ausgedehnte Tagebaue und später durch eine Reihe von Stollen wurden am sog. Eisenberge nordwestlich von Werdorf zwei scheinbar selbständige Eisenerzlager nachgewiesen, die sowohl hinsichtlich ihrer Lagerung, als auch hinsichtlich ihrer Zusammensetzung erheblich voneinander abweichen.

1. Ungefähr parallel zum Firschbach am nordwestlichen Abhange des Eisenberges wurde auf über 1200 m Länge ein ziemlich beständig SW—NO streichendes und von Tage her steil SO einfallendes Roteisensteinlager festgestellt (sogen. Firschbacher Lager; vergl. Tafel 2[1]). Es wurde abgebaut in einer Reihe von Tagebauen und durch den unteren Firschbachstollen (Ansitz bei + 203 m); später wurde es durch den bei Ehringshausen angesetzten Georgstollen (Ansitz bei + 175,1 m) in Streichen erschlossen.

2. Auf der Höhe und auf dem Südostabhange des Eisenberges gegen Werdorf wurde ein großenteils unmittelbar unter der Tagesoberfläche ruhendes flach nach SO einfallendes Erzlager ebenfalls durch ausgedehnte Tagebaue abgebaut und später durch den sog. Oberen Firschbachstollen (+ 216 m) und durch den Tiefen Werdorferstollen (Ansitz bei + 177,92 m) erschlossen (sog. Herrenacker Lager).

Das Firschbacher Lager fällt, wie bereits erwähnt, von Tage her steil nach SO überkippt ein (vergl. Profil 1 und 2,

[1]) Grundriß und Profile der Tafel 2 sind z. T. nach einer Prüfungsarbeit von Bergreferendar Bock (Archiv der Geol. L.-A. Nr. 2020), z. T. nach Aufnahmen des Verf. zusammengestellt.

Tafel II), örtlich sogar ganz saiger oder steil nach NW (Profil 1a und 1b Tafel II), nach der Tiefe nimmt es durchweg flache Lagerung bei südlichem bezw. südöstlichem Einfallen an. Das Liegende bildet hier oberdevonischer Kalkknotenschiefer bezw. reiner Cypridinenschiefer, das Hangende Schalstein. Im östlichen Teil besteht das Lager aus derbem Roteisenstein mit etwa 50% Eisengehalt und darüber, nach Westen, in der Nähe des unteren Firschbachstollens, wo sich unmittelbar über das Lager bezw. den Oberdevonschiefer an einer stark verruschelten und nach NW einfallenden Störung (Hauptüberschiebung) Schalstein mit Kalkeinlagerungen anlegt, geht das Lager in einen kieseligen, teils glaskopfartigen, teils auch mulmigen Brauneisenstein mit Trümmern und Resten von Roteisenstein über. Das Lager ist in dieser Zone infolge der Überschiebung vollständig zertrümmert und seine Umwandlung in stark verkieseltes Brauneisenerz zweifellos auf die Einwirkung der genannten Überschiebung bezw. auf die Einwirkung von Minerallösungen zurückzuführen, die auf jener Störung umliefen und das Nebengestein stark zersetzten. Der Eisengehalt in dieser Zone betrug im Fördergut durchschnittlich nur 35—45% Fe. Weiterhin nach SW, im vorderen Teil des Georgstollens, geht das Firschbacher Lager, das im Durchschnitt etwa 3—6 m mächtig ist, in einen 6—10 m mächtigen massigen Flußstein bezw. eisenschüssigen Kalk mit einem Gehalt von 20—30% Fe und über 50% Kalk über. Nach der Tiefe, bereits auf der jetzigen Tiefbausohle, verschwindet der Brauneisenstein in der Mittelzone nahezu ganz, und das Lager besteht hier fast durchweg aus Roteisenstein.

Das Herrenackerlager führte, im Gegensatz zum Firschbacherlager, über der Sohle des Werdorferstollens, also namentlich in den ausgedehnten Tagebauen und Unter-Tagebauen am Südostabhange des Eisenberges fast durchweg einen glaskopfartigen, nachträglich stark verkieselten Brauneisenstein, untermischt mit mulmigem Brauneisenerz (Eisengehalt etwa 40—48%); Roteisenstein fehlt hier nahezu ganz und ist auf einige kieselige Roteisensteinnester im Tagebau II beschränkt. Erst auf der Tiefbausohle geht auch dieses Lager mehr und mehr in einen festen Roteisenstein, ähnlich dem Flußstein im vorderen Teil des

Georgstollens, über. Der Eisengehalt betrug in den oberen Teufen durchschnittlich 40—48%.

Wie bereits erwähnt, liegt das Herrenackerlager dicht unter der Tagesoberfläche und wird an vielen Stellen nur von wenigen Metern sog. aufgelösten Schalsteins überdeckt (vergl. Profil 1 und 2, Tafel 2); sein Liegendes bildet derselbe Schalstein, der im Hangenden des Firschbachertales auftritt. Bei näherer Untersuchung des sog. aufgelösten Schalsteins über dem Herrenackerlager konnte jedoch festgestellt werden, daß echter Schalstein lediglich in SO unmittelbar dem Lager aufruht, dort, wo es auf der Werdorfer- und Tiefbausohle steiler nach S einfällt und schließlich ganz abschneidet; im nördlichen Teil bildet indessen das unmittelbare Hangende des Lagers ein zersetzter, gelber bezw. roter Tonschiefer, der infolge inniger Verknetung mit dem zersetzten Schalstein irrtümlich ebenfalls als Schalstein angesehen war. Daß in der Tat Oberdevonschiefer das normale Hangende des Herrenackerlagers bildet, zeigt sich besonders deutlich im Osten, wo das Lager mit etwa 40° von Tage her bis unter die erste Tiefbausohle einfällt (Profil 3, Tafel 2); hier wird das Lager durchweg von deutlich erkennbaren Oberdevonschiefern überdeckt.

Kayser (Erläuterungen Blatt Ballersbach S. 53[1]) nahm nach seinen Beobachtungen auf der Grube an, daß sowohl das Herrenackerlager wie auch das Firschbacherlager innerhalb des Schalsteins lägen und daß unmittelbar unter dem Firschbacherlager eine flache Überschiebung verlaufe, an der der ganze Schalstein des Eisenberges mit den beiden Eisenerzlagern auf Oberdevon überschoben sei. Indessen wurde schon betont, daß die von Kayser beobachtete Reibungsbreccie am Firschbacher Lager in der Nähe des unteren Firchbachstollens zwar örtlich das Lager unmittelbar berührt, in der Hauptsache aber durch den unterlagernden Tonschiefer verläuft, und nicht flach nach SO, wie bei Kaysers Fig. 10, sondern nach NW einfällt. In Wirklichkeit liegt das Herrenackerlager wie auch das Firschbacher

[1]) Geologische Spezialkarte von Preußen und ben. Bundesstaaten; Lief. 101, Berlin 1907.

Lager zwischen Schalstein und Oberdevon; beide Lager bilden einen flachen, von Oberdevon beiderseits umkleideten Sattel, über den hinweg eine große Überschiebungsscholle von Schalstein mit Kalkeinlagerungen nach N geglitten ist, wobei die Überschiebung im Süden unmittelbar über dem Herrenacker Lager verläuft und dieses im Einfallen nach SO völlig abschneidet. Auf die Nähe dieser großen Überschiebung sind die starken Stauchungen und die zahlreichen Spezialüberschiebungen innerhalb des Herrenackerlagers (Profil II) zurückzuführen, ebenso die Erscheinung, daß der ursprünglich in beiden Lagerflügeln vorhandene Rosteisenstein unter dem Einflusse der großen Störung bezw. der auf ihr in der Tertiärzeit sich bewegenden Mineralösungen im Herrenackerlager nahezu ganz, im Firschbacherlager im mittleren Teile durch Brauneisenstein ersetzt wird.

Das Ursprungsmaterial des Brauneisensteins mag hier wie in anderen Fällen Siderit gewesen sein; die Oxydation zu Brauneisenstein, die das Roteisenerz nie zeigt, ist zusammen mit der starken Verkieselung des Erzes nahe der Oberfläche ein Ergebnis jungtertiärer Oberflächenverwitterung.

Bereits in früheren Jahrzehnten war die Grube Heinrichssegen dank ihres ausgedehnten und mächtigen Erzvorkommens und dank der vorzüglichen Beschaffenheit des Erzes in manchen Teilen des Lagers eine der bedeutendsten Gruben des Lahngebietes. In neuerer Zeit nahm die Bedeutung vorübergehend ab, da sich der Abbau in zunehmendem Maße auf die kalkigen Roteisenstein- bezw. die kieseligen Brauneisensteinteile angewiesen sah, die bei den früheren mehr raubbauartigen Betrieben stehengeblieben waren, und eine regelrechte Ausrichtung des Lagers nach der Tiefe fehlte. Erst in den letzten Jahren ist durch Anlage eines neuen Maschinenschachtes und besonders infolge der Kriegsbedürfnisse eine erneute beträchtliche Förderungssteigerung zu verzeichnen, wobei allerdings infolge des Restbaues in den früher stehengebliebenen kieseligen Partieen und restlosen Abbaues der neu erschlossenen Lagerteile der Eisengehalt gegen früher zurückgegangen ist. Die Förderung und die erzielten Durchschnittsgehalte in den letzten Betriebsjahren waren folgende:

	Förderung in t	Durchschnittsgehalte in %			
		Fe	P	Kalk	SiO_2
1913	12 254	45,75			
1914	11 498	45,83	0,399	3,06	22,78
1915	13 246	44,91	0,221	—	23,18
1916	17 502	44,06	0,221		23,18

Im NO endigt das Firschbacher Lager an Querverwerfungen, hinter denen es bisher noch nicht wieder ausgerichtet ist. Nach den Beobachtungen über Tage ist die Fortsetzung der Lagerzüge des Feldes Heinrichssegen auch nicht in nordöstlicher Richtung (Feld Venus) zu suchen, vielmehr springt der Wechsel des Oberdevons gegen Schalstein im Werdorfer Tale um mehrere 100 m nach SO bis an den Nordrand des Dilltales östlich Werdorf zurück und verläuft von hier in nordöstlicher Richtung an der Grenze der Felder Kleiner Jakob und Neuglück bis zum Bechlingertale. Hier schneidet er an einer jungen O—W-Verwerfung ab, die über das ganze östliche Blatt Ballersbach und den westlichen Teil von Blatt Rodheim zu verfolgen ist und von Kayser (vergl. Erl. Bl. Ballersbach) für die Schalstein-Hauptüberschiebung gehalten wurde; in Wirklichkeit bildet diese Störung aber eine steil nach Süden einfallende Tertiärverwerfung, an welcher der über das Oberdevon überschobene Schalstein gegen das Oberdevon abgesunken ist. Auf der Verwerfung sind Schollen des unter der Schalsteinüberschiebung ursprünglich ruhenden Lagers mit Oberdevonkalken an verschiedenen Stellen eingeklemmt; sie wurden in früheren Jahren in den Feldern Florina und Wahrer Jakob (Blatt Ballersbach) zusammen mit Brauneisenerzen (Tertiärneubildungen auf der Verwerfung) abgebaut.

2. Lagerzüge an der Oberdevonmulde des Dernbachtales zwischen Berghausen und Oberbiel.

Innerhalb des Oberdevongebietes südlich von Berghausen, dessen verwickelte Lagerungsverhältnisse im geologischen Teil bereits gestreift wurden, treten an verschiedenen Stellen Lagerausbisse zu Tage. Das wichtigste Vorkommen liegt im Grubenfelde Fortuna, am Südostabhange des Hackenberges; ein weiterer

Ausbiß erscheint im Distrikt Willberg südlich des Dernbachtales, ein drittes Vorkommen liegt, von Unterdevon und unterem Mitteldevon des Niederbieler Sattels zum Teil überdeckt, im Grubenfelde Juliane.

Das Grubenfeld Fortuna wurde im Jahre 1849 dem Fürsten Solms-Braunfels auf ein bereits seit langer Zeit im Distrikte Arnsburg südlich des Hackenberges bekanntes Rot- und Brauneisenvorkommen verliehen. Der Abbau des Lagers geschah ursprünglich durch Tagebau, später durch einen von der Fürstlichen Bergverwaltung vom Fortunatal aus nach NW vorgetriebenen Stollen (Alter Stollen; vergl. Tafel 3[1]). Nachdem das Lager auf dieser Stollensohle größtenteils abgebaut war, wurde es nach der Tiefe durch einen Blindschacht vom alten Stollen aus (alter Maschinenschacht) weiter verfolgt und auf 3 Sohlen (17, 28 und 40 m-Tiefbausohle) unter dem Stollen abgebaut. 1906 ging die Grube in den Besitz der Firma Krupp über, die von Tage her einen neuen Maschinenschacht unweit des alten Tagebaues niederbrachte, von dem aus zunächst die alte 40 m-Sohle weiter abgebaut und sodann eine neue, 65 m-Tiefbausohle ausgerichtet wurde. 1913 ist eine weitere Tiefbausohle (100 m-Sohle) in Angriff genommen worden.

Zum Teil bereits durch den alten Tagebau, zum Teil erst durch die weitere Verfolgung des Erzvorkommens nach der Tiefe wurde festgestellt, daß durch die Grube eine nahezu N—S streichende und mit 60—70° nach O einfallende große Verwerfung verläuft, zu deren beiden Seiten sowohl die Lagerungsverhältnisse als auch die Beschaffenheit des Erzes ganz verschieden sind. Im Westen der großen Störung (Westfeld der Grube) wurden von Tage her drei verschiedene Lager festgestellt (vergl. Profil G—H, Tafel 3). Das liegendste der drei Lager hat Oberdevonschiefer zum Liegenden, Schalstein zum Hangenden, das mittlere ebenfalls Schiefer zum Liegenden, der an einer flachen Störung gegen den Schalstein über dem ersten Lager abschneidet,

[1]) Tafel 3 ist zusammengestellt nach einigen von der Krupp'schen Bergverwaltung zur Verfügung gestellten Rissen und Profilen, die durch Aufnahme des Verf. ergänzt wurden.

und nur wenige Meter mächtig ist, während das Hangende des mittleren Lagers abermals Schalstein bildet. Das dritte, hangendste Lager endlich liegt ganz in Schalstein und weicht auch hinsichtlich seiner Zusammensetzung erheblich von dem liegenden und mittleren Lager ab. Über Tage und ebenso in den Bauen über der Stollensohle ließ sich das liegende Lager nur auf etwa 170 m im Streichen von der genannten NS-Verwerfung nach SW verfolgen, während die beiden anderen Lager, namentlich das Lager im Schalstein, durch kleinere Tagebaue und Schurfarbeiten auf über 700 m Länge bis in die Nähe des Dernbachtales verfolgt werden konnten. Kurz über der Stollensohle schneidet das mittlere Lager mit den es unterlagernden Schiefern vollkommen an der bereits erwähnten flachen Störung ab. Es bildet, wie ein Vergleich des Grundrisses und des Profils Tafel 3 zeigt, nur ein durch Spezialüberschiebung abgelöstes Stück des liegenden Lagers; beide zusammen bilden also im Westfelde das eigentliche Grenzlager zwischen Mittel- und Oberdevon, während das hangende Lager als ein Lager im Schalstein zu bezeichnen ist.

Die Erzbeschaffenheit im Westfelde war in den einzelnen Lagerteilen wechselnd. Das Schalsteinlager, im Mittel 2 –3 m mächtig, fällt im Durchschnitt mit 30—40° nach SO ein und ist bisher bis auf die 40 m-Sohle verfolgt worden. Am Ausbisse meist kieselig, bestand es in den oberen Teufen vorwiegend aus edlem, zum Teil mulmigen Roteisenstein, geht aber nach der Tiefe sehr rasch in einen armen und daher bereits auf der 40 m-Sohle zum Teil nicht mehr bauwürdigen Flußstein über. Das mittlere Lager soll in der Hauptsache aus Brauneisenstein bestanden haben. Im Tiefbau ist es bisher nicht erschlossen, da es in der Nähe der N—S-Störung bereits über der Stollensohle auskeilt. Das Liegendlager bestand teils aus sehr reinem Roteisenstein, zum Teil und namentlich in der Nähe der NS-Verwerfung ebenfalls aus Brauneisenstein. Auch dieses Lager verliert seine über Tage bedeutende Mächtigkeit nach der Tiefe rasch, es löst sich bereits auf der Stollensohle in einzelne durch kleinere Überschiebungen bedingte Schollen auf und keilt auf der 40 m-Sohle ebenfalls aus (vergl. Profil G—H).

Wesentlich anders sind die Verhältnisse im Ostfelde, also im Hangenden der großen NS-Störung (vergl. die Profile A—B, C—D, E—F, Taf. 3). Hier ist von Tage her nur ein Lager bekannt, das sich allerdings nach der Tiefe auch in zwei durch einen Schalsteinkeil zertrennte Bänke zerteilt. Das Lager im Ostfelde fällt im Gegensatz zu den Lagern im Westfelde unter 30—40° nach NO ein und streicht abgesehen von starker Schleppung an der N—S-Kluft ungefähr NW—SO, verläuft also senkrecht zur Streichrichtung der Lager im Westfelde. Im Südosten erreichen sämtliche Abbausohlen in der Nähe des Fortunatales ihr Ende an einer Gruppe von NS-Störungen. Auch das Nebengestein dieses Lagers ist abweichend entwickelt; das normale Liegende bildet wie im Westfelde der mitteldevonische Schalstein, während über dem Lager gelbe, stark aufgelöste kalkige Tonschiefer und Plattenkalke des Unteren Mitteldevons ruhen, die im Gegensatze zum Lager (Einfallen 30—40° NO) nahezu saiger einfallen und auch im Streichen (vergl. Grundriß Tafel 3) sich unabhängig vom Verlauf des Lagers verhalten. Diese untermitteldevonischen Gesteine sind, wie die Aufschlüsse namentlich zwischen der 40 und 65 m-Sohle deutlich erkennen lassen, auf einer großen, an dieser Stelle nach NO einfallenden Überschiebung von S her über den ursprünglichen Schalstein- und Lagersattel der Grube Fortuna überschoben worden und zwar im Ostfelde unmittelbar über dem Lager. Unter dem Einfluß dieser Uberschiebung ist das Ostlager, das, insbesondere in den ersten 100 m östlich der NS-Kluft, Mächtigkeiten von 5 bis über 20 m aufweist, in seinem hangenden Teile zu einer wahren Roteisensteinbreccie umgewandelt, die sekundär durch Brauneisenstein verkittet ist. Örtlich zeigen sich die obersten Teile des Lagers (zwischen 40—65 m-Sohle) sogar aus einem riesigen Gewirr von Hohlräumen mit braunem Glaskopf erfüllt und Trümer von Brauneisenstein verlaufen bis in den hangenden Plattenkalk. Letzterer ist in der Nähe der Nordsüdverwerfung bis unter die 65 m-Tiefbausohle völlig ausgelaugt und weist große, offene Kalkschlotten auf. Nach SO verschwindet das Lager, insbesondere der Roteisenstein im Liegenden mehr und mehr, und der Brauneisenstein geht schließlich

(namentlich auf der 65 m-Sohle) in einen dichten, weiß bis bräunlich gefärbten Siderit über. Hier verdrückt sich also an der Überschiebung das ursprüngliche Roteisensteinlager völlig zwischen Schalstein und überschobenem Untermitteldevon; die Überschiebungskluft ist nachträglich mit Eisencarbonat ausgefüllt, aus dem später bei stark gesenktem Grundwasserspiegel Brauneisenstein, insbesondere die mächtigen Glaskopfpartien des Ostlagers nahe der N—S-Störung hervorgingen. Die Herkunft des Eisencarbonats mag in Mineralquellen zu suchen sein, die zur Mitteltertiärzeit auf der NS-Störung aufstiegen und von hier aus unter gleichzeitiger starker Zersetzung des Nebengesteins teils die Lagerausbisse im Westfelde (im Liegenden der NS-Störung), in der Hauptsache aber das besonders aufnahmefähige Ostlager, die Roteisensteinbreccie, die Kalke über der Überschiebung und weiter nach SO die Überschiebungskluft selbst mineralisierten. Infolge stark gesenkten Grundwasserstandes in der jüngeren Tertiärzeit ist dann namentlich im Ostfelde der Siderit in Brauneisenstein bezw. in braunen Glaskopf bis unter die 65 m-Tiefbausohle umgewandelt und ebenso der Hangende Plattenkalk bis zu dieser Tiefe völlig zerschluchtet worden. Diese Oxydationszone, gekennzeichnet durch Auslaugung des Kalkgehaltes der Gesteine und Umwandlung des neugebildeten Siderites in Brauneisen, blieb im Westfelde (im Liegenden der NS-Verwerfung) auf die obersten Ausbisse unter Tage beschränkt, während sie sich im Ostfelde (im Hangenden der NS-Verwerfung) an der Störung entlang bis unter die 65 m-Sohle sackartig vertiefte.

Das Ostlager ist trotz seines widersinnigen Streichens und Einfallens als ein Äquivalent des Grenzlagers (mittleres und liegendes Lager) im Westfelde anzusehen; der Beweis hierfür ist darin zu sehen, daß unmittelbar unter der großen Überschiebung der Plattenkalke sich in tieferen Ausbuchtungen des Lagers noch Reste von Oberdevonschiefern erhalten haben. Solche Reste von Oberdevon über dem Lager waren in früheren Jahren, namentlich auf der alten Stollensohle, und neuerdings über der 40 m-Sohle (vergl. Profil E-F) zu beobachten.

Hiernach läßt sich das tektonische Bild, das die Grube Fortuna heute aufweist, etwa folgendermaßen erklären:

Ursprünglich bildete der Schalstein mit dem Grenzlager ein großes ungefähr h 3 streichendes Sattelgewölbe, über das hinweg, von der großen Überschiebung des Niederbieler Unterdevonsattels ausgehend, Unteres Mitteldevon überschoben wurde. Diese Überschiebung verlief auf dem Sattelgewölbe unmittelbar über dem Lager, während sie auf dem NW-Flügel des Sattels durch das Hangende Oberdevon verlief. Später sank an der NS-Störung der östliche Teil des Sattelgewölbes um mehrere 100 m in die Tiefe. Das Ostlager bildet danach in den jetzt erschlossenen Teilen den nach N flach umbiegenden Sattelkopf des ursprünglichen großen Schalsteinsattels, während das Grenzlager im Westen den stehengebliebenen überkippten Teil des nordwestlichen Sattelflügels darstellt. Die Richtigkeit dieser Erklärung vorausgesetzt, muß sich das Ostlager nach der Tiefe mehr und mehr steilstellen bezw. nach S überkippen, während die Überschiebung des Unteren Mitteldevons sich nach Norden allmählich verflacht und dadurch vom Lager mehr und mehr loslöst. Eine Bestätigung erhält die Anschauung durch die Aufschlüsse des sog. Neuen Stollens (vergl. Tafel 3), der nach Durchfahrung des liegenden Lagers im Westfelde, überkippte, dann steilstehende Oberdevonschiefer und endlich, 450 m nordwestlich vom Neuen Schachte, eine mit 40° nach W einfallende Überschiebung anfuhr, an der Schalstein über das Oberdevon überschoben war. Diese Beobachtungen bestätigen gleichzeitig die bereits im geologischen Teil mehrfach ausgesprochene Vermutung, daß die einzelnen Untermitteldevon- und Schalsteinzüge nördlich des Dernbachtales nicht etwa Sattelaufbrüche innerhalb des Oberdevons darstellen, sondern die Reste einer großen von SO her über das Oberdevon verlaufenden Überschiebungsdecke bilden, deren Wurzel im Niederbieler Unterdevonsattel zu suchen ist.

Die große wirtschaftliche Bedeutung der Grube Fortuna, die in den letzten Jahren die größte Roteisenstein-Förderung von allen Gruben des Lahngebietes aufzuweisen hatte, beruht z. Z. vornehmlich auf dem Lager im Ostfelde, insbesondere dem mächtigen etwa 100—130 m langen Lagerstücke nahe der NS-

Verwerfung. Der Roteisenstein dieses Lagerteils weist infolge seiner Entkalkung bis zu größerer Tiefe einen sehr hohen Eisengehalt auf (Durchschnittsförderung 50—53 %). Auch der Brauneisenstein steht im Eisengehalte kaum hinter dem Roteisenstein zurück. Der im südöstlichen Teil des Ostfeldes in 1—2 m Mächtigkeit entwickelte und noch nicht oxydierte Spateisenstein ist dagegen infolge seiner innigen Verwachsung mit dem Nebengestein insbesondere mit dem Kalke, kaum noch bauwürdig. Zu erwähnen ist, daß sich hier ebenso wie in einzelnen Teilen des Schalsteinlagers im Westfelde der Roteisenstein örtlich in Magneteisenstein umgewandelt erwies. Nachfolgend die Förderung und Durchschnittsgehalte der Grube Fortuna in den letzten Jahren:

	Förderung in t	Durchschnittsgehalt in %			
		Fe	P	Kalk	SiO_2
1913	57 224	49,52	0,232		
1914	55 446	48,63	0,259	9,57	16,28
1915	58 095	46,21	0,221	8,75	16,78
1916	58 383	45,15	0,321	8,75	16,78

Gegenüber dem mächtigen Lagerzuge, der z. Z. durch den Tiefbau der Grube Fortuna erschlossen ist, treten die übrigen Lagervorkommen, die im nordwestlichen Teile des Feldes Fortuna und im anschließendenden Felde Elisabeth zu Tage bekannt sind, an praktischer Bedeutung erheblich zurück. Südlich des Hackenberges kommen Teile eines im Schalstein liegenden Lagers zu Tage, das in der Nähe der Oberfläche zwar aus hochprozentigem Roteisenstein besteht, nach der Tiefe jedoch in Flußstein übergeht. Die Mächtigkeit dieser Lagerstücke schwankt zwischen 0,5 und 2 m; weitere kleinere Lagerfetzen innerhalb des Schalsteins liegen hart am Südrande des Dilltales in den Feldern Ottmar und Gefion westlich Berghausen. Das Grenzlager im Bezirke Willberg (Feld Elisabeth) und im Felde Juliane ist nach der Tiefe noch nicht näher untersucht.

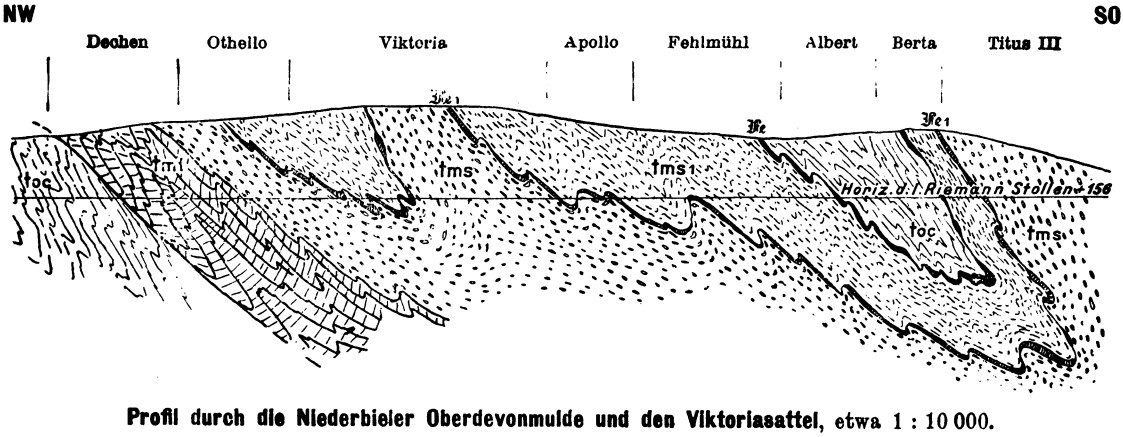
3. Die Niederbieler Oberdevonmulde.

Die letztgenannten Vorkommen des Grenzlagers leiten über zu den Lagerzügen entlang der Oberdevonmulde westlich von

Niederbiel. Diese Oberdevonmulde bildet eine südliche und nach SW sich rasch aushebende Spezialmulde des großen Oberdevonzuges, der vom Ulmtale her (Blatt Merenberg) über das obere Helgenbachtal in das Dernbachtal hinüberstreicht. Beide Oberdevonzüge werden durch eine schmale Oberdevonbrücke südlich der Bielerburg verbunden, die nach NO nahe dem Grundbachtale an einer Querverwerfung gegen Schalstein abschneidet, während im SW das Oberdevon an dem sich zu Tage heraushebenden Schalsteinsattel östlich des Ulmersberges (Viktoriasattel) endigt.

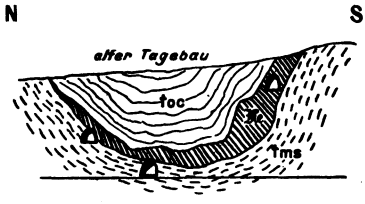
Bereits auf dem Wechsel des nach O eintauchenden Viktoriasattels gegen das Oberdevon tritt das Grenzlager zu Tage auf und ist hier teils durch Tagebaue, teils durch Stollenbetriebe in den Grubenfeldern Dechen, Viktoria und Apollo abgebaut worden. Die nach SW anschließende Niederbieler Oberdevonmulde, im Durchschnitt etwa 300 m breit, zeigt Lagerführung auf beiden Muldenflügeln; sie ist durch mehrere Querverwerfungen stark zerstückelt und hebt sich an diesen im oberen Teil der Hasselbachschlucht in den Feldern Berta und Albert völlig aus (vergl. das Profil Fig. 6 durch die äußerste Südwestspitze der Mulde, ferner das Profil Fig. 5 durch den mittleren Teil der Mulde und den nordwestlich anschließenden Viktoriasattel).

Fig. 5



Profil durch die Niederbieler Oberdevonmulde und den Viktoriasattel, etwa 1 : 10 000.

Fig. 6



Profil durch die Südwestspitze der Niederbieler Mulde im Felde Berta, etwa 1 : 1000.

Der NW-Flügel der Niederbieler Mulde ist früher durch mehrere Stollenbetriebe (Apollostollen bei + 199 m, Albertstollen bei + 206 m) in den Feldern Albert, Fehlmühl und Apollo abgebaut worden, der Südostflügel in den Feldern Berta und Albert. Das Lager erwies sich allerdings nur auf dem Nordwestflügel durchweg von bauwürdiger Mächtigkeit; auf dem steil überkippten SO-Flügel ist das Grenzlager infolge örtlicher Überschiebung des Schalsteins stark gezerrt und namentlich nach der Tiefe meistenteils verdrückt. Die Lagermächtigkeit betrug auf dem NW-Flügel, abgesehen von örtlichen Anschwellungen an den Klüften, im Durchschnitt 2 m; das Erz bestand in den oberen Teufen aus einem hochhaltigen, milden Roteisenstein. Ähnlich war die Lagerbeschaffenheit in den nach N anschließenden Feldern Viktoria und Dechen. Hier fällt das Lager mit etwa 40° nach NO bezw. O ein und streicht nach der Tiefe in die östlich anschließenden Felder Frosch, Richardszeche und Hartmann hinüber. In den Feldern Frosch und Richardszeche ist früher auch ein lebhafter Abbau auf Rollerzlager in zahlreichen kleinen Tagebauen umgegangen; diese Rollerze, aus einem über 60prozentigen, kalkfreien Roteisenstein bestehend, stammen in der Hauptsache von den langgestreckten Lageraus-bissen am Viktoriasattel und bilden eluvial angereicherte Gehängeschuttmassen.

Der südwestliche Teil der Niederbieler Oberdevonmulde ist in neuerer Zeit vom Grubenfelde Berta aus durch den Hugostollen, der bei + 191 m in der Hasselbachschlucht seinen Ansitz nimmt, und letzthin durch den tiefen Riemannstollen (Ansitz am Rande des Lahntales bei + 156 m) in der Tiefe aufgeschlossen worden. Hier bestätigte sich die bereits im

Albertstollen gemachte Beobachtung, daß das Grenzlager auf dem SO-Flügel stark gezerrt und größtenteils verdrückt ist, während im Muldentiefsten (vergl. die Profile Fig. 5 u. 6) die Lagermächtigkeit infolge örtlicher Stauchung auf 4—6 m steigt.

Die beiden letzgenannten Stollen hatten neben der Erschliessung des Grenzlagers entlang der Oberdevonmulde gleichzeitig den Zweck, mehrere Lagerzüge innerhalb des Schalsteins, die früher bereits durch Tagebau und kleine Schächte von Tage her untersucht und abgebaut waren, in größerer Tiefe zu erschließen. Ein solcher Lagerzug im Schalstein (Fe1 in Fig. 5) umgibt die südwestliche Ausspitzung des Niederbieler Grenzlagers in einer etwa 300 m langen, schmalen Mulde, die sich ebenfalls nach SW bald aushebt. Drei weitere Lagerzüge treten auf der Höhe östlich des Ulmerberges innerhalb des Schalsteins des Viktoriasattels zu Tage; sie bilden in sich, wie die Aufschlüsse über Tage und im tiefen Riemannstollen ergeben haben, einen langgestreckten Lagersattel im Schalstein innerhalb des Feldes Viktoria.

Die genannten Schalsteinlager hatten im Durchschnitt zwar nur 1—2 m Mächtigkeit, führten aber in den oberen Teufen einen hohprozentigen, meist mulmigen und daher leicht zu gewinnenden Roteisenstein. Auf der Riemannstollensohle erwies sich die Fortsetzung dieser Lagerzüge in der Tiefe als völlig unbauwürdig, da das Erz unterhalb der Entkalkungszone in einen sehr kalkigen Flußstein bezw. eisenschüssigen Kalk überging. Hier wiederholt sich die auch sonst stets beobachtete Tatsache, daß die Lagerzüge innerhalb des Schalsteins primär aus einem sehr eisenarmen Flußstein bestehen, der nur innerhalb der tertiären Verwitterungs- (bezw. Entkalkungszone) in einen brauchbaren, porösen bezw. mulmigen Eisenstein umgewandelt ist.

In der südwestlichen Fortsetzung des Viktoria-Schalsteinsattels treten noch an verschiedenen Stellen kleine Lagerstücke innerhalb des Schalsteins zu Tage, die vermutlich mit dem Viktoria-Schalsteinlager gleich sind, ohne daß ein unmittelbarer Zusammenhang bei der Gleichförmigkeit des hangenden und liegenden Nebengesteins mit Sicherheit nachweisbar wäre. Ein

solcher Lagerausbiß liegt im südwestlichen Teile des Feldes Viktoria, nordöstlich des Dallberges; weitere treten südöstlich des Dallberges in den Feldern Alter Fritz, Stern und Eckstein zu Tage. Im letztgenannten Felde wurde das Lager hart an der Kreisstraße zwischen Leun und Niederbiel vor einigen Jahren durch einen kleinen Stollen aufgeschlossen. Es führte einen ziemlich rauhen, kieseligen Roteisenstein und erwies sich daher trotz erheblicher Mächtigkeit (2—3 m) nicht als bauwürdig. Ein größeres Lagervorkommen innerhalb des Schalsteins ist früher durch Tagebau und einen Stollen von der Lahn her im Felde Prinz Bernhard hart an der Westgrenze des Blattes westlich von Leun abgebaut worden; es streicht nach SW bis in die Nähe von Stockhausen (vergl. Erläuterungen Blatt Merenberg). Auch hier mag der Abbau infolge rascher Zunahme des Kalkgehaltes nach der Tiefe zum Erliegen gekommen sein.

4. Lagerzüge an der Oberdevonmulde zwischen Bahnhof Braunfels und Tiefenbach.

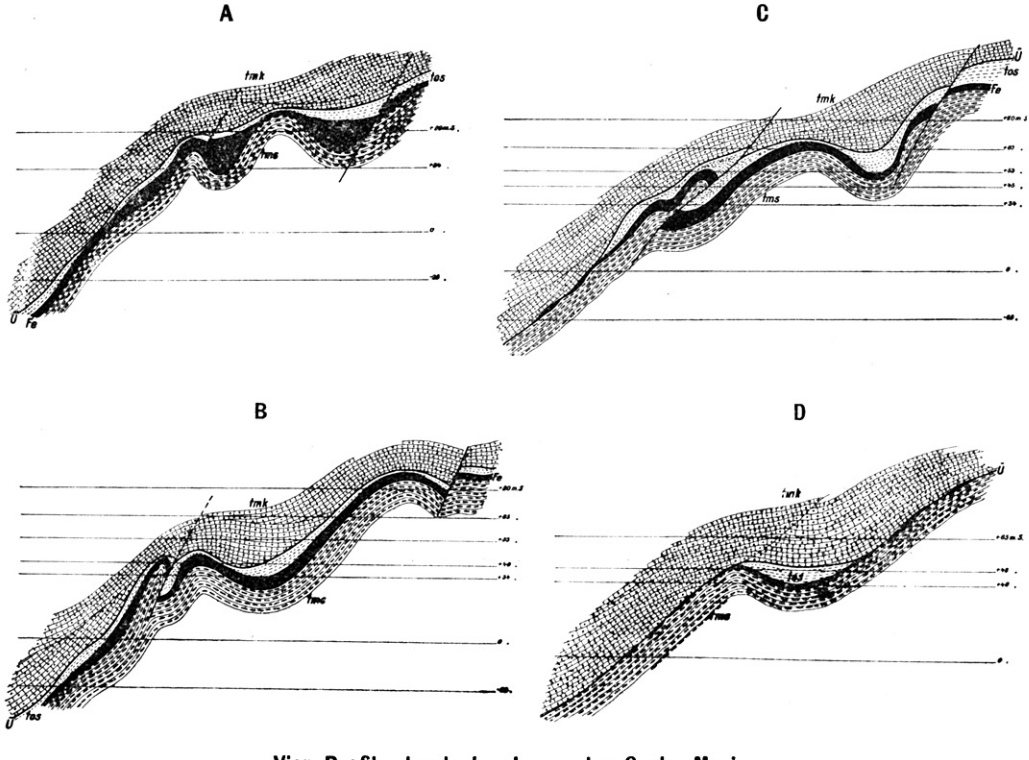
Diese schmale und langgestreckte Oberdevonmulde bildet tektonisch die südwestliche Fortsetzung der Niederbieler Oberdevonmulde; sie beginnt unmittelbar östlich vom Bahnhof Braunfels auf der rechten Seite des Iserbachtales und wird hier in der Hauptsache aus gangförmigen Durchbrüchen von körnigem Diabas mit oberdevonischem Kontaktgestein gebildet. Auf dem S-Flügel ist das Mitteldevon überschoben, der N-Flügel ist von Alluvium verhüllt. Westlich des Iserbachtales begleitet der körnige Diabas anfangs noch in über 200 m Mächtigkeit das Oberdevon der Mulde, die Ränder der Mulde werden indessen bereits beiderseits von Eisenerzlagerzügen begleitet.

Der Lagerzug auf dem NW-Flügel wird auf der Grube Maria bei Braunfels abgebaut, während der Südflügel (sog. Breitheckerlager) zur Zeit von der genannten Grube aus durch einen Stollen im Streichen erschlossen wird.

Der nordwestliche Lagerzug (eigentliches Marialager) war im nordöstlichen Teil, unmittelbar bei der heutigen Grube, über Tage durch Spezialfaltung und Überschiebung in beträchtlicher Mächtigkeit entwickelt und wurde in ausgedehnten Tagebauen,

später durch eine Reihe von Stollen, deren tiefster der an der Lahn angesetzte Karl-Bernhard-Stollen ist, im Streichen nach SW erschlossen. Mittels des Maschinenschachtes ist dieses Lager nach der Tiefe verfolgt und wird z. Zt. auf der 75 m-Tiefbausohle (unter dem Lahnstollen) abgebaut. Das Lager fällt, abgesehen von den Spezialmuldungen und Überschiebungen nahe der Tagesoberfläche, durchschnittlich mit 40° nach SO bezw. O ein; sein Liegendes bildet normaler Schalstein, über dem Lager folgen schmale und auf tiefere Einmuldungen im Lager beschränkte Lagen von feinem Schalstein und Oberdevonschiefer (**tos**; Fig 7), darüber an einer großen dem Lager ungefähr parallellaufenden Überschiebung (**Ü**) starkgefaltete Plattenkalke des tieferen Mitteldevons (**tmk**; vergl. Profile A—D, Figur 7). Wie die einzelnen

Fig. 7



Vier Profile durch das Lager der Grube Maria.

durch die Grubenbaue gelegten Profile erkennen lassen, verläuft die genannte Überschiebung im NO (Profil A) im Hangenden des Lagers, schneidet sich aber nach SW mehr und mehr in das Lager ein, sodaß dieses sich schließlich auf allen Sohlen nach SW ausspitzt (Profil D). Versuche, das Marialager im weiteren Verlauf dieser großen Störung nach SW wieder auszurichten, sind bisher gescheitert; man stieß in einer Reihe von Versuchsschächten südwestlich der Schäferburg stets auf die mit mächtigen Reibungsmassen und Resten vom Lager erfüllte Störung.

Das Marialager führte in den oberen Teufen einen sehr hochprozentigen Roteisenstein; nach der Tiefe nahm jedoch der Kalkgehalt rasch zu, sodaß das Erz auf der heutigen Tiefbausohle nur noch mit einem Gehalt von etwa 30% Fe, 30% Kalk und 18% Rückstand auskommt. Die Mächtigkeit stieg in den oberen Teufen (Muldensäcke in den alten Tagebauen) bis auf 15 m; in der Tiefe ging die Mächtigkeit durchschnittlich auf 2—3 m zurück, stellenweise keilte sich das Lager im Streichen und Einfallen sogar ganz aus, dort nämlich, wo die Überschiebung im Hangenden des Lagers bis in den liegenden Schalstein durchsetzt. Auf das ungewöhnliche Streichen des Marialagers (h 1—2) und die dadurch bedingte regelmäßige Zerklüftung und Verschiebung der Lagerstücke durch Geschiebeklüfte wurde oben schon hingewiesen (vergl. Seite 63 und Figur 3). Im einzelnen weist das Lager eine für seine Bildung bezeichnende deutliche Bankung auf; die einzelnen 30—50 cm starken Bänke werden durch schmale Schalsteineinlagerungen von wenigen cm Stärke getrennt, die oft auf über 100 m im Streichen in den einzelnen Abbauen zu verfolgen sind. Der Eisengehalt ist erfahrungsgemäß, wie dies auch bei anderen regelmäßig geschichteten Lagern der Fall zu sein pflegt, in den untersten Bänken am höchsten und nimmt nach dem Hangenden infolge zunehmenden Kalk- bezw. Rückstandgehaltes ab.

Früher besaß die Grube Maria eine beträchtliche Förderung. In den letzten Jahren ist sie ziemlich zurückgegangen, da nach der Tiefe die Abbausohlen infolge des spießwinkligen Einschneidens der Überschiebung nach Süden ständig kürzer wurden.

	Förderung	Gehalt Fe	Kalk	R
1913 .	39 754	39,40	18,39	18,16
1914 .	31 702	36,24	24,34	16,94
1915 .	21 516	27,15	34,62	19,40
1916 .	21 435	28,11	32,22	16,63

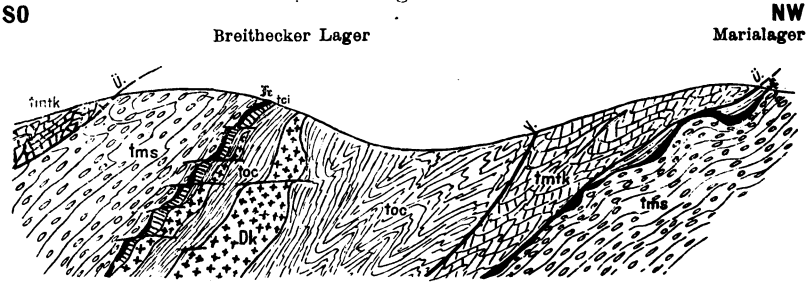
Das Lager auf dem südöstlichen Muldenflügel (Breithecker-lager) tritt zwischen der Wolfsmühle und dem Lindenbachtale südöstlich von Tiefenbach in zahlreichen, meist stark verkieselten Ausbissen zu Tage und ist früher durch kleinere Tagebaue und eine Reihe von Schurfschächten namentlich im Osten untersucht worden. Es fällt durchschnittlich mit 50—60° nach SO ein und hat Schalstein zum Hangenden, Cypridinen-Schiefer bezw. oberdevonischen Flaserkalk und Kalkknotenschiefer zum Liegenden. Im NO legt sich der gangförmige, das Oberdevon durchbrechende körnige Diabas unmittelbar unter das Lager, sodaß sich dieses schließlich kurz vor dem Iserbachtale zwischen Schalstein und körnigem Diabas zu Tage ganz verdrückt. Nach W verläuft der Diabasgang mehr innerhalb der Oberdevonschiefer bei ständig abnehmender Mächtigkeit; erst kurz vor dem Lindenbachtale nimmt die Diabasmächtigkeit wieder rasch zu, und hier verdrückt sich abermals das Grenzlager zwischen Schalstein und Oberdevon.

Wegen des verschiedenen Nebengesteins (im NW Schalstein als Liegendes, Plattenkalk als Hangendes, im SO Schalstein als Hangendes, Oberdevonschiefer als Liegendes) und wegen der verschiedenen Erzbeschaffenheit wurden Maria- und Breithecker-lager früher als besondere und altersverschiedene Erzlager angesehen. Durch die Feststellung indessen, daß der Plattenkalk über dem Marialager einer überschobenen Scholle mitteldevonischer Gesteine angehört, und daß über dem Marialager in Resten noch Oberdevon erhalten geblieben ist, wurde der Nachweis geführt, daß beide Lagerzüge altersgleich sind und die Gegenflügel einer schmalen, steil nach NW überkippten Oberdevonmulde bilden.

Neuerdings wurde vom sog. Tagebaustollen der Grube Maria aus die ganze Oberdevonmulde zwischen Marialager und

Breitheckerlager durchquert und hierbei festgestellt, daß das über dem Marialager ruhende ältere Mitteldevon an einer steilen SO einfallenden Verwerfung in die Oberdevonmulde eingesunken ist (vergl. Profil Fig. 8). Nach Durchörterung der Plattenkalke durchfuhr der Stollenquerschlag stark gefaltete Oberdevonschiefer

Fig. 8



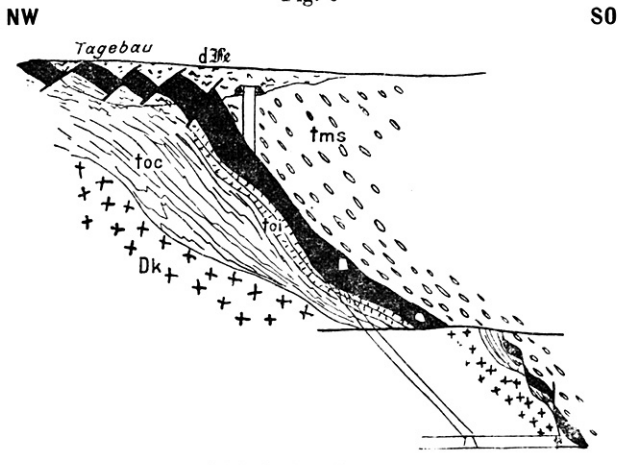
Profil durch die Oberdevonmulde der Grube Maria in Richtung des Tagebaustollenquerschlages.
Ü Überschiebung; V Verwerfung.

und Kalkknotenschiefer mit zwei gangförmigen Durchbrüchen von körnigem Diabas und traf unmittelbar über dem 2. Diabasgange das Breitheckerlager an. Dieses wird zur Zeit auf der genannten Sohle nach SW im Streichen ausgerichtet. Obwohl das Breitheckerlager zu Tage oft in beträchtlicher Mächtigkeit ansteht, erwies es sich in der Tiefe großenteils verdrückt und durch zahlreiche kleinere und größere Deckelklüfte nach NW verschoben (vergl. Fig. 9). Die große Mächtigkeit in der Nähe der Tagesoberfläche ist, wie Figur 9 zeigt, zum Teil auf die Abtragung des Lagerausbisses zurückzuführen; das gegen Verwitterungseinflüsse widerstandsfähige Lager hat mit der Abtragung des weichen und leicht zersetzbaren Nebengesteins nicht Schritt gehalten und ist in großen Trümmermassen an der Oberfläche liegen geblieben.

5. Lagerzüge im Oberdevongebiet zwischen Oberndorf, Nauborn und Wetzlar.

Das mehrere km breite Oberdevongebiet südlich der Lahn, zwischen Burgsolms und Wetzlar einerseits, Bonbaden und Nauborn anderseits, wird von einer großen Anzahl kleiner und

Fig. 9



Sohle des Tagebaustollens

Schnitt durch das Breithecker Lager rd. 100 m südwestlich des Tagebaustollenquerschlages.

nur auf kurze Erstreckung über Tage anhaltender Schalsteinsättel durchzogen, an denen unter meist sehr verwickelten Lagerungsverhältnissen das Grenzlager zu Tage tritt. Solche Schalsteinaufbrüche, begleitet von Lagerzügen treten in mehrfacher Wiederholung im Felde Ferdinand bei Oberndorf auf; weitere Vorkommen liegen im Felde Oberndorferzug östlich von Oberndorf, nördlich davon in den Feldern Metzeburg und Geduld. Nach Osten anschließend folgen ähnliche kurze und mehrfach sich wiederholende Lagerausbisse in den Feldern Prinz Alexander, Martha und Schwalbe, sodann in den Feldern Gesellschaft, Eduard, Laubach, Uranus, Amanda, Juno, ferner weiter südlich in den Feldern Zuversicht und Adelheid bei Laufdorf, endlich unmittelbar östlich von Bonbaden in den Feldern Falter und Kirchhofsfund.

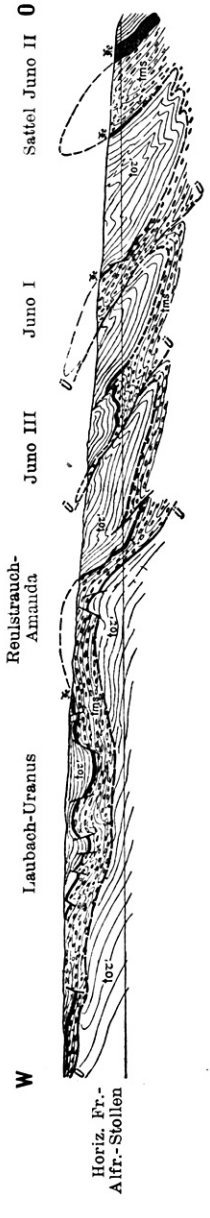
Über die meisten dieser Lagervorkommen sind nur wenige verläßliche Angaben bezüglich des Lagerverhaltens nach der Tiefe und im Streichen vorhanden, da der Bergbau auf den genannten Vorkommen in den meisten Fällen bereits seit langem still liegt. Dies gilt vor allem für die im W gelegenen Felder. Der östlich des Albshäuser Tales gelegene Felderkomplex ist in

den letzten 10 Jahren erneut mittels eines etwa 4 km langen Stollens (Friedrich-Alfred-Stollen) durch die Firma Krupp unterfahren worden. Der Stollen nimmt im Albshäuser Tal an der Talgabelung nordwestlich der Grube Martha seinen Ansitz, verläuft anfangs nahezu südlich, mit dem östlichen Talrande parallel, und wendet ungefähr unter dem südlichen Tagebau der Grube Martha nach OSO in der Richtung auf den Tagebau der Grube Juno südwestlich Nauborn, wo er abermals zu Tage tritt. Zwei große nach Süden vorgetriebene Querschläge, von denen der eine in der anfänglichen Stollenrichtung auf das Feld Dreifuß, der andere auf das Feld Zuversicht zuläuft, erschließen auch die südliche um Laufdorf herum gelegene Feldergruppe, die heute nahezu ganz im Besitze der Firma Krupp ist. Abgesehen von diesem großen Stollen sind die Felder Amanda (Buderus'sche-Eisenwerke) und Juno (Krupp) bei Nauborn auch durch Tiefbauanlagen erschlossen.

Es kann an dieser Stelle nur die Aufgabe sein, im großen ein Bild von den Lagerungsverhältnissen zu geben. Die wichtigste Feststellung dürfte sein, daß eine große Zahl von Lagerausbissen und der sie unterlagernde Schalstein nicht in die Tiefe setzen, sondern kleine Schuppen bilden, die als Reste großer Überschiebungen wurzellos auf der Oberdevonmasse wie auf einem Sockel aufruhen. Dieses gilt namentlich von den oberen Lagerzügen der Grube Ferdinand (vergl. das Profil der Karte) sowie von den Lagerzügen in den Feldern Oberndorferzug, Prinz Alexander und Martha. Die letzgenannten werden vom Friedrich-Alfredstollen in der Tiefe unterfahren; der Stollen verläuft jedoch fast ausschließlich durch Oberdevon und seine südlichen Querschläge erreichen südlich der Straße Laufdorf—Oberndorf den Massenkalk.

Die Lagerungsverhältnisse im östlichen Teil des Gebietes bei Nauborn zeigt ein Profil durch den östlichen Teil des Friedrich-Alfredstollens (Figur 10 und Tafel 4). Hier sind vom Friedrich-Alfredstollen 4 Schalstein-Aufbrüche innerhalb des Oberdevons durchfahren worden, im W zunächst ein schmaler Schalsteinsattel, der sich über der Stollensohle stark verbreitert und in flacher muldenförmiger Lagerung über das Oberdevon überschoben ist;

Fig. 10



Profil durch den östlichen Teil des Friedrich-Alfredstollens.

Ü Überschiebungen.

das Hangende dieses Schalsteinzuges wird vom Grenzlager in den Feldern Laubach und Uranus gebildet. Ein zweiter Schalsteinaufbruch führt ebenfalls das Grenzlager auf dem Hangendflügel im Felde Juno (sog. Juno III Lager). Es folgt ein dritter Schalsteinaufbruch im Friedrich-Alfredstollen, auf beiden Flügeln von Störungen begleitet, im Streichen jedoch lagerführend bekannt (Juno I Lager) und endlich hart am Rande des Wetzbachtales südöstlich von Nauborn ein breiter Schalsteinsattel mit dem Haupt-Junolager (Juno II Lager) auf dem Hangendflügel und einem schwach entwickelten sog. Braunen Lager auf dem Liegendflügel. Der westliche Teil des Profils bietet eine Erklärung für die wurzellosen im W zwischen Oberndorf und dem Albshäuser Tal zu Tage bekannten Lagerstücke; auch im Felde Laubach und Uranus fuhr man mehrere 100 m unter dem zu Tage bekannten Lager und Schalstein im Schiefer auf, ohne den erwarteten nach der Tiefe setzenden Sattel anzutreffen und neigte bereits zu der Schlußfolgerung, daß der Schiefer des Friedrich-Alfredstollens als älterer Schiefer anzusehen sei.

Nach O werden die einzelnen Schalsteinaufbrüche zunehmend steiler und gehen in mehr nördliche

Streichrichtung über (vergl. Tafel 4). Diese Erscheinung steht offenbar im Zusammenhang mit großen NS-Verwerfungen, die im Wetzbachtale verlaufen und an denen das Oberdevon westlich von Nauborn gegen das Unterdevon des Naubornerkopfes abschneidet. Der Grundriß der Tafel 4 gibt ein Bild von den Aufschlüssen in den beiden Feldern Amanda und Juno, in denen in den letzten 10 Jahren in der Hauptsache Abbau umgegangen ist. Der in Profil Figur 10 erscheinende 1. bezw. westlichste Schalsteinsattel des Friedrich-Alfredstollens setzt nach N über die Consolidationsfelder Uranus und Eck in das Feld Amanda hinüber. Hier bildet das ganze Lagervorkommen mit dem Schalstein im Liegenden einen flachen, über das Oberdevon des Friedrich-Alfredstollens überschobenen Sattel, dessen östlicher Flügel flach nach O einfällt (vergl. Profil 2, Tafel 4), während der nordwestliche Flügel steil nach NW einfällt und hier, wie die Tiefbausohlen der Grube Amanda gezeigt haben, an einer großen streichenden Störung abschneidet, an der das Unterdevon südwestlich Magdalenenhausen zu Tage tritt. Dieser Unterdevonaufbruch von Magdalenenhausen ist auch im Friedrich-Alfredstollen und in seinem Querschlage II. nach Süden durchfahren worden; er wird von konglomeratischem Schalstein umkleidet, über dem Roteisenerzlager und dann das Oberdevon des Friedrich-Alfredstollens folgt. Damit ist zugleich der Beweis erbracht, daß nicht, wie die Grubenverwaltung beim Vortrieb des Stollens annahm, der Schiefer im Liegenden des Laubach-Uranus-Lagers älterer Schiefer ist, sondern tatsächlich Oberdevonschiefer, und daß der flache Schalsteinsattel der Grube Amanda eine schmale und flache Überschiebungsscholle über dem Oberdevon darstellt.

Das Lager der Grube Amanda wurde ursprünglich durch den Amandastollen, später durch den tiefen Junostollen und dann durch einen Tiefbauschacht bis 100 m unter der Junostollensohle ausgerichtet und abgebaut. Zur Zeit liegt die Grube still.

Der zweite Schalsteinsattel im Friedrich-Alfredstollenprofil (Juno III Lager) ist bisher im Streichen noch nicht näher untersucht. Der dann folgende Sattel führt namentlich auf dem Liegenden Sattelflügel ein regelmäßig entwickeltes Lager

(Juno I Lager). Dieser Flügel wird z. Zt. nach S weiter verfolgt. Der hangendste Schalsteinsattel führt auf dem Ostflügel das Hauptlager der Grube Juno, das im S zunächst stark gestört und nur wenige m mächtig ist, nach N jedoch rasch an Mächtigkeit zunimmt und vom Junostollen in über 20 m Mächtigkeit durchfahren ist. Unmittelbar nördlich des Stollens endigt es an einer Querverwerfung und setzt nur in Gestalt eines schmalen Besteges zwischen Schalstein und Schiefer nach N fort. Durch den Tiefbauschacht der Grube Juno ist es z. Zt. bis zu 50 m Tiefe unter der Junostollensohle erschlossen. Das sog. Braune Lager am Liegendflügel des Juno-Hauptsattels führt ein nur geringmächtiges und wenig brauchbares Erz. Über die Förderung und die Durchschnittsgehalte des Erzes der Gruben Amanda und Juno geben die folgenden Zahlen Aufschluß:

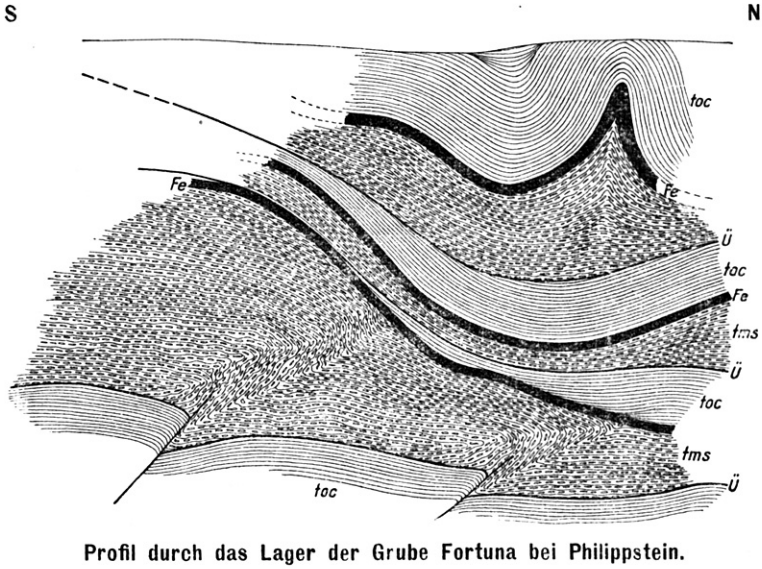
		Gehalte			
Amanda	Förderung	Fe	P	Kalk	R
1913	8 554	34,07		32,54	13,72
1914	9 704	32,10		32,81	15,24
1915	865	23,58		44,38	13,97
Juno-Laubach					SiO_2
1913	50 735	45,07	0,253	13,43	—
1914	42 588	43,24	0,251	13,43	19,10
1915	52 907	43,95	0,244	16,08	17,59
1916	52 099	41,0	0,3	—	18,0
1917	50 545	40,5	0,299	19,69	16,0

In der nordöstlichen Fortsetzung der vier Schalsteinaufbrüche des Friedrich-Alfredstollens über die Felder Juno und Amanda hinaus sind in dem Oberdevongebiete zwischen Nauborn und Wetzlar noch an verschiedenen Stellen schmale Schalsteinsättel mit Lagerführung bekannt. Zwei solcher Sättel sind in früheren Jahren mittels eines am Goldbach nördlich Nauborn vorgetriebenen Stollens im Felde Johann Heinrich festgestellt worden. Weiter nach NO tritt ein größerer Lagerzug in den Feldern Margarete Neufang und Eisenhardt zu Tage. Er ist in umfangreichen Tagebauen und kleinerem Stollen früher abgebaut worden. Ihm parallel läuft ein schmaler lagerführender Schalsteinzug hart am Wetzbachtale durch die Felder Tuegut

und Westphal. Zwei weitere Schalsteinaufbrüche liegen unmittelbar südlich der Basaltkuppe des Kalsmunt in den Feldern Engelsberg und Prinzessin Louise. Das Lager im Felde Engelsberg ist ebenfalls früher durch Tagebaue und durch einen Stollen vom Nauborntale her abgebaut worden. Nahe der Oberfläche führten alle diese Erzvorkommen einen kieseligen hochprozentigen Roteisenstein.

In der westlichen Fortsetzung des Oberdevongebietes von Bonbaden erscheint westlich der Grauwackentafel des kleinen Tiergartens das Oberdevon nochmals hart an der Südgrenze des Blattes mit einem Schalsteinsattel, der, wie die Aufschlüsse auf dem südlichen anschließenden Blatt bei Weilmünster ergeben haben, einen flach auf das Oberdevon überschobenen, stark gestörten Sattel bildet, mit Lagerführung auf beiden Flügeln. Der Nordspitze dieses Sattels, die in sich aus mehreren flachen Schuppen besteht, gehören die Lagerausbisse der Gruben Fortuna und Ottilie bei Philippstein an. Ein Profil durch die Baue der Grube Fortuna, das diesen schuppenförmigen Aufbau des Schalsteinsattels deutlich zeigt, ist in Figur 11 wiedergegeben. Die

Fig. 11



Profil durch das Lager der Grube Fortuna bei Philippstein.

Wurzel des Schalsteinsattels fällt bereits auf das südlich anschliessende Blatt Weilmünster (vergl. Erläuterungen Blatt Weilmünster, Profil Fig. 9).

Lagerzüge im Schalstein südlich der Lahn.

Auf die vereinzelten und meist unbedeutenden Schalsteinlager nördlich der Lahn wurde oben bereits bei Besprechung des Grenzlagers hingewiesen. Südlich der Lahn ist durch mehrere ausgedehnte Grubenbaue ein auf mehrere km Länge zu verfolgender Lagerzug innerhalb des Hauptschalsteinsattels nachgewiesen worden, der auch dadurch eine besondere Stellung einnimmt, daß sich, namentlich auf den südwestlich anschliessenden Blättern Merenberg und Weilburg, an ihm ein deutlicher Gesteinswechsel innerhalb des Schalsteins vollzieht (normaler ungeschichteter Schalstein im Liegenden, geschichteter Schalstein im Hangenden). Der Unterschied in dieser Entwicklung des Schalsteins ist vor allem auf den Blättern Weilburg und Merenberg deutlich ausgesprochen, und dort zeigt auch das Erzlager seine Hauptentwicklung (vergl. Erläuterungen der Blätter Merenberg und Weilburg).

Auf Blatt Braunfels ist der Gesteinswechsel nur noch im äußersten SW im südlichen Teil des Lindenbachtals erkennbar und verliert sich in nordöstlicher Richtung rasch, sodaß in dem breiten Schalsteingebiet zwischen Braunfels und Bahnhof Braunfels eine Unterscheidung nicht mehr möglich ist. An der SW-Grenze des Blattgebietes tritt mit dem Wechsel zwischen dem liegenden, normalen Schalstein und dem hangenden, geschichteten Schalstein ein Lagerzug in das Blattgebiet ein, der im Felde Anna und in dem südwestlich anschliessenden Felde Kohlhaag (vergl. Erläuterung Blatt Merenberg) teils durch Tagebau, teils durch Stollen und Tiefbau abgebaut worden ist (siehe Tafel 5). Das Annalager tritt von Westen mit ungefähr nordöstlichem Streichen in das Blatt Braunfels ein, bildet dann einen scharfen, nach S und SW sich wendenden Sattel, um über Tage erneut die alte Streichrichtung nach NO anzunehmen; in der Tiefe schneidet dieser letztgenannte Lagerteil an einer streichenden Störung ab, an der Schalstein und schließlich Massenkalk über

den Lagersattel überschoben ist; nach O endigt der ganze Lagerzug an einer Querwerfung. Die mutmaßliche Fortsetzung ist im Felde Gut Glück zu suchen. Hier sind beiderseits des Iserbachtales je zwei Lagerzüge durch Tagebaue und kleinere Stollenbetriebe festgestellt worden. Im südwestlichen Teile des Feldes, nordwestlich des Homburger Hofes, treten die beiden Lagerzüge, vermutlich die Flügel eines Sattels bildend, aber beide nach SO einfallend, in einem Abstande von etwa 200 m zu Tage. Östlich des Iserbachtales fällt der südliche Zug flach nach S ein, der nördliche, der nahezu 800 m nordwestlich des südlichen zu Tage tritt, mit etwa 45° nach NW ein (vergl. das Profil, Fig. 4, S. 65).

Das Annalager, namentlich in oberen Teufen und in der Sattelwendung in beträchtlicher Mächtigkeit (bis zu 4 m) entwickelt, führte z. T. bis zur tiefen Stollensohle einen hochprozentigen Roteisenstein; nach der Tiefe geht das Lager jedoch in mehr oder weniger unbauwürdigen Flußstein über. Im Felde Gut Glück waren bauwürdige Lagerpartien auf die oberen Zonen beschränkt, und bereits auf der Sohle des Alsenstollens (rd. 50 m über dem Lahntal) erwies sich das Lager vielerorts so kalkig, daß ein Abbau nicht mehr lohnte.

2. Manganeisenerzlagerstätten.[1])

Die Manganeisenlagerstätten sind fast ausschließlich an die Nähe bezw. an den unmittelbaren Kontakt der großen Massenkalkzüge innerhalb des Lahngebietes gebunden. Die Erze treten in der Regel als unregelmäßige Lager und Muldenfüllungen (vergl. Fig. 12, 13, 14) innerhalb der Schluchten und Schlotten

[1]) In den statistischen Veröffentlichungen des Reichsamtes des Innern werden die in Betracht kommenden Erze nach ihrem Mangangehalte in folgender Weise eingeteilt und bezeichnet:

unter 12 % Mn = Manganhaltige Eisenerze,
12—30 „ Mn = Eisen-Manganerze,
über 30 „ Mn = Manganerze.

Da jedoch innerhalb der hier zu betrachtenden Lagerstätten der Mangangehalt im Verhältnis zum Eisengehalt in sehr weiten Grenzen schwankt, empfiehlt sich im vorliegenden Falle die Sammelbezeichnung Manganeisenerz bezw. Eisenmanganerz.

des Massenkalkes auf und werden ihrerseits teils von den ursprünglich dem Kalk auflagernden devonischen Sedimenten (Schalstein bezw. Oberdevonschiefer), teils von jüngeren Deckschichten (tertiären Tonen 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 ausgeschieden.

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 nachträglicher Anreicherungsvorgänge, stückige Reichmanganerze (Hartmanganerze und Pyrolusit). Bereits die Natur des Brauneisenerzes, sein krotziges und häufig glaskopfähnliches Gepräge, läßt vermuten, daß das Ursprungserz dieser Manganeisenerzlagerstätten 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 erreicht haben, solches Eisen- bezw. Mangankarbonat als das primäre Erz der Manganeisenoxyde festgestellt worden. Die Quelle der Erzbildung ist nach Beobachtungen, die auf den Nebenblättern angestellt werden konnten, mit großer Wahrscheinlichkeit in den Mineralquellen zu suchen, die im Gefolge der großen Basalteruptionen während der Mitteltertiärzeit emporstiegen und bei der Berührung mit dem Kalk ihren Gehalt an Mangan- und Eisenbikarbonat gegen kohlensauren Kalk austauschten, wobei gleichzeitig eine starke Dolomitisierung des Kalkes, herrührend von dem hohen Mangnesiumbikarbonatgehalte der im Kalk aufsteigenden Quellen, in der Nähe der Erzlager stattfand (vergl. oben S. 72).

Auf die Einwirkung der Mineralsäuerlinge ist ferner die starke und oft bis in große Tiefe verfolgbare Zersetzung des den Kalk begleitenden bezw. überlagernden Nebengesteins (Schalstein, Oberdevonschiefer usw.) zurückzuführen. Die Fest-

stellung der Art dieser Gesteine ist daher oft nicht leicht, und auf den Gruben werden sie meist schlechthin als bunte Letten bezeichnet; hinzu kommt, daß die ursprünglich dem Kalk in regelmäßiger Schichtung auflagernden Schalsteine und Schiefer mit der fortschreitenden Zerschluchtung und Auflösung des Kalkes nachgesackt und dabei zusammen mit dem Erz regellos in die Schluchten gestürzt sind. Zahlreiche Rutschflächen zwischen Erz und Kalk, im Erz und im auflagernden Nebengestein beweisen, daß diese Zerschluchtung des Kalkes in der Hauptsache erst nach der Erzbildung vor sich gegangen ist, und zwar während der jüngeren Tertiärzeit, als bei stark gesenktem Grundwasserstande zugleich die Oxydation des ursprünglich abgesetzten Manganeisenkarbonates in die oxydischen Eisen-Manganerze erfolgte.

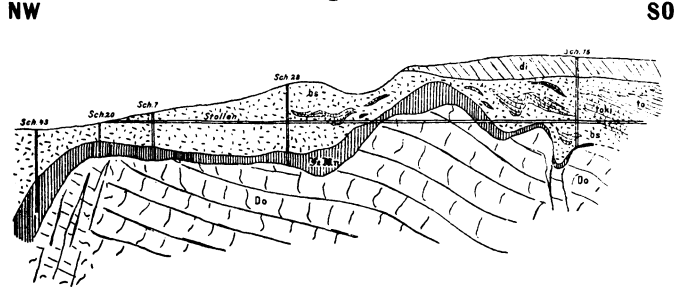
Die Erzablagerungen scheinen auf den ersten Blick völlig regellos über den ganzen Massenkalk verbreitet zu sein; im einzelnen zeigt sich aber doch in vielen Fällen eine gewisse Gesetzmäßigkeit derart, daß die wichtigsten Vorkommen und namentlich die bis in größere Tiefe fortsetzenden an die den Massenkalk durchschneidenden Hauptverwerfungslinien gebunden sind, auch insofern, als die wichtigsten Erzanreicherungen dort entwickelt sind, wo sich an den Kalk das ursprünglich normal auflagernde devonische Nebengestein anlegt. Diese Erscheinung ist offenbar dadurch zu erklären, daß die großen den Kalk durchschneidenden Verwerfungen die Zuträger der Mineralsäuerlinge bildeten, und daß letztere beim Aufsteigen innerhalb des Kalkes besonders an eine Bewegung zwischen Kalk und dem hangenden undurchlässigen Nebengestein gebunden waren.

Im einzelnen ist über die in Frage kommenden Lagerstätten, soweit sie in letzter Zeit in Betrieb gewesen sind, folgendes anzuführen.

Im SW beginnt der Kalkzug an einer Querverwerfung in den Feldern Franziska, Lindenbach und Gloria. Im Felde Franziska waren die Haupterzablagerungen, die teils durch Tagebaue, teils durch Querschläge vom Annastollen aus aufgeschlossen wurden, an die Nachbarschaft der genannten Querverwerfung gebunden. Das gleiche gilt für die südöstlich an-

schließenden Felder Lindenbach und Gloria. Eine zweite Anreicherungszone verläuft durch das obere Lindenbachtal. Hier ist Abbau hauptsächlich in den Feldern Würgengel, Wrangel, Dicke Lohe, Martha und Wetzlarerburg umgegangen. Im südlichen Teil des Feldes Würgengel, noch mehr in den Aufschlüssen der Grube Martha und Wetzlarerburg legt sich in zunehmender Mächtigkeit das den Kalk ursprünglich überlagernde Oberdevon als Deckgebirge auf die Erzablagerung (vergl. Profil Fig. 12 durch den Stollen von Wetzlarerburg). Mit zunehmender

Fig. 12



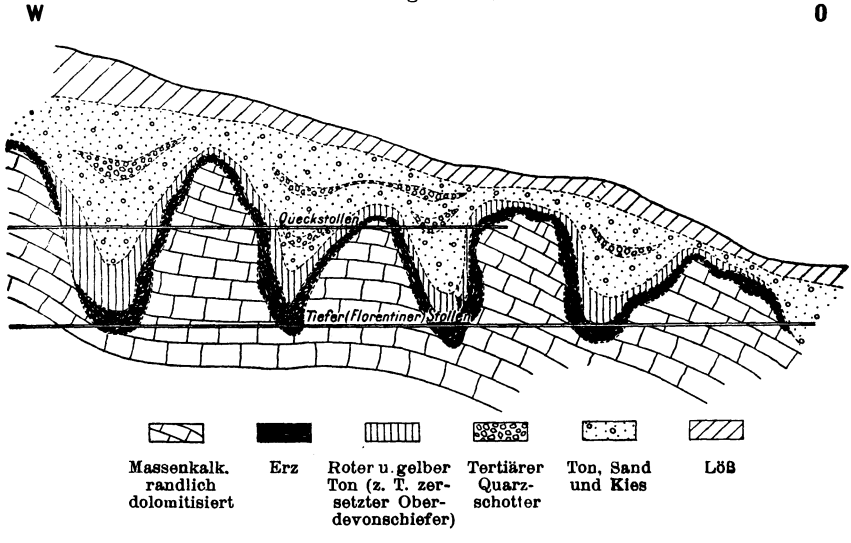
Profil durch die Lagerstätte von Grube Wetzlarer Burg bei Braunfels
etwa 1 : 4000.

Do = Dolomitisierter Massenkalk
Fe Mn = Erz
to = Oberdevonschiefer
to ki = Kieselschiefereinlagerungen in **to**
bs = Zersetzte Devonschiefer vermischt mit Tertiärschottern
di = Löß.

Mächtigkeit des Oberdevons nach SO verliert dieses die starke Zersetzung, und das Erz verschwindet auf dem Kontakte zwischen Kalk und unzersetzem Oberdevon.

Ausgedehnte Lagervorkommen erscheinen weiter nach O in den Feldern Florentine und Quäck. Ein Profil durch den Stollen von Quäck ist in Figur 13a wiedergegeben. Das Erz umkleidet hier die steilen Kalkrücken und Kalkschluchten, die gelegentlich sogar überhängen, nahezu geschlossen. In den Mulden steigt die Mächtigkeit auf 4—5 m, auf den höchsten Rücken ist sie meist nur $^1/_2$—1 m, gelegentlich auch nur noch als Besteg vorhanden. Die Dolomitisierung des Kalkes unter

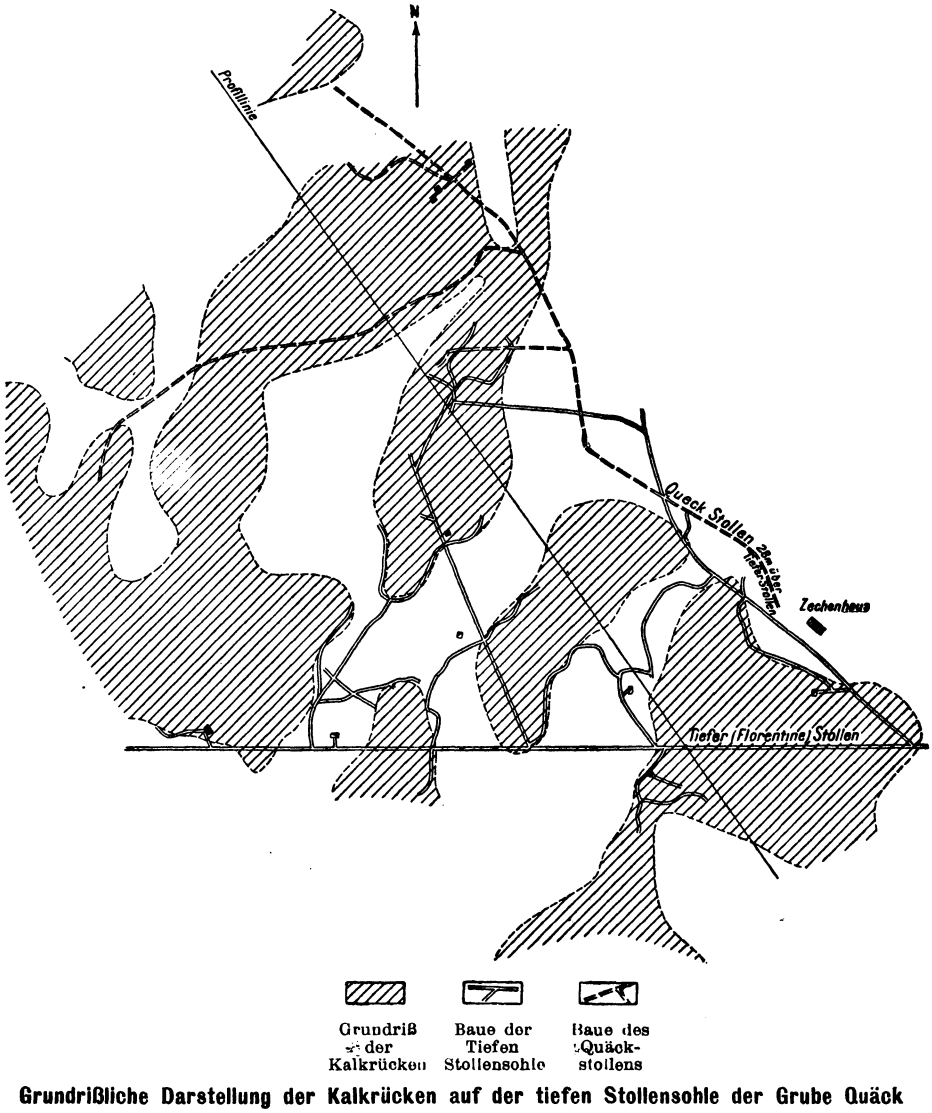
Fig 13a



Profil durch die Brauneisen-Manganerzlagerstätte von Grube Quäck bei Braunfels etwa 1 : 2500.

dem Erze ist an der Oberfläche am stärksten und nimmt von hier aus nach dem Innern der Kalkrücken ständig ab, sodaß der innere Kern der vom Stollen durchfahrenen Kalkrücken (vergl. den Grundriß Fig. 13b) meist noch aus reinem, nicht dolomitisierten Kalk besteht. Das hangende Deckgebirge besteht unmittelbar über dem Erze aus bunten, meist leuchtend roten und gelben Tonen, die kaum noch ihre Herkunft (Oberdevonschiefer) verraten; bewiesen wird die Natur des Gesteins durch zahlreiche Einlagerungen von Kieselschieferbänken, die freilich infolge der Versackung der Gesteine in die Kalkschluchten meist wirr durcheinander geknetet sind. Über dem zersetzen Oberdevon folgen dann Tertiärsande mit Quarzschottereinlagerungen, die ebenfalls an ihrer Schleppung längs der Muldenränder deutlich das nachträgliche Versacken des Deckgebirges in die Kalkschluchten erkennen lassen. Zahlreiche Harnische durchsetzen das Erz und das Deckgebirge, namentlich an den steilen und überkippten Kalkwänden; sie beweisen, daß die Zerschluchtung des Kalkes größtenteils erst nach der Erzablagerung erfolgte.

Fig. 13 b



Grundrißliche Darstellung der Kalkrücken auf der tiefen Stollensohle der Grube Quäck bei Braunfels.

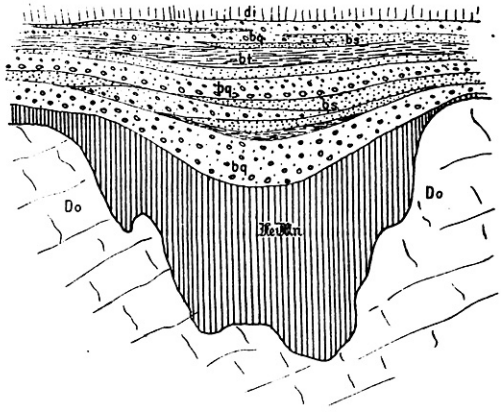
Es folgen kleinere Erznester unmittelbar nördlich und nordöstlich von Braunfels, wo der Kalk an der großen Braunfelser

WO-Verwerfung zwischen Schalstein und Oberdevon nahezu ganz verschwindet. Größere Erzablagerungen erscheinen erst wieder beiderseits des Solmsbachtales zwischen Oberndorf und Burgsolms. Auf der Grube Weidenstamm werden z. Zt. 3 größere Erzablagerungen abgebaut. Der Kalk liegt hier in flacher muldenförmiger Lagerung auf dem Schalstein und schneidet gegen diesen an einer ungefähr h 10 verlaufenden Störung nach W ab. Über dem Kalke liegt unmittelbar das aus bunten Tonen, Quarzschottern und Sanden bestehende Tertiär. Die Erzablagerung ist in der Hauptsache auf die Schluchten innerhalb der Kalkmulde beschränkt, zieht sich aber auch an der Grenze von Kalk und liegendem Schalstein in größerer Mächtigkeit entlang.

Die Grube Weidenstamm führt außer dem sonst allgemein verbreiteten mulmigen Eisenmanganerz bezw. krotzigen, manganarmen Brauneisenstein auch gelegentlich größere Nester von reinem Pyrolusit.

Weiter nach N folgen kleinere Erzablagerungen in den Feldern Angelica, Wuth und Discordia. Östlich des Solmsbachtales ist Abbau vorwiegend durch Tagebau auf einzelnen Erznestern in den Feldern Aurora II und Wilhelmsfreude umgegangen. Östlich Burgsolms kreuzt der Kalkzug das Lahntal und erscheint nördlich der Lahn zwischen Oberbiel und Altenberg. Hier ist in früheren Jahren eine ausgedehnte und mächtige Erzablagerung im Felde Schlagkatz durch Tagebau gewonnen worden; noch heute sind die durch den Tagebau freigelegten steilen Kalk- bezw. Dolomitrücken zu sehen und bieten das Bild einer bizarren Karstlandschaft. Das Erz der Grube Schlagkatz zeigte einen besonderes hohen Mangangehalt (im Durchschnitt 20 % Eisen und 14—16 % Mangan), wie er sonst nur auf den Gruben am Außenrande des Rheinischen Gebirges und in der Umrahmung des Limburger Beckens bekannt ist. Auch reiche Manganerze sind früher in größerer Mächtigkeit abgebaut worden. Das Hangende bildet, wie auf Grube Weidenstamm, unmittelbar das Tertiär, bestehend aus einer ständig wechselnden Folge von groben Quarzschottern, feinen Quarzsanden und einzelnen Tonbänken (vergl. Fig. 14).

Fig. 14



Schnitt durch einen Erzsack im Tagebau der Grube Schlagkatz etwa 1 : 600.

Do	Dolomit	**bs**	Sand	Tertiär
Fe Mn	Eisen-Manganerz	**bt**	Ton	Tertiär
bq	Schotter (Tertiär)	**di**	Diluv. Löß.	

Weiter nach NO folgen ausgedehnte Erzablagerungen in den Feldern Carolus II bei Altenberg und Grube Jean an der Dahlheimer Kapelle, ferner im Felde Neutiefenbach am Ausgange des Dilltales. Grube Carolus II ist z. Zt. wieder in Betrieb. Östlich des Dilltales bei Hermannstein, wo der Kalk, soweit er noch innerhalb des Blattgebietes erscheint, fast durchweg zu Tage tritt, sind nennenswerte Erzablagerungen nicht vorhanden. Erst östlich der Blattgrenze (Blatt Wetzlar) stellen sie sich erneut ein.

Die folgende Zusammenstellung gibt einen Überblick über die Förderung der zur Zeit in Betrieb befindlichen Gruben und den Durchschnittsgehalt des geförderten Erzes.

Grube	Jahr	Förderung	Durchschnittsgehalt in %				
			Fe	Mn	P.	R.	SiO_2
Quäck-Florentine . . .	1917	36 657	36	3	0,7	24,0	17,0
Weidenstamm	„	11 647	28	10	0,5	—	13
Schlagkatz	„	1 020	21,65	7,18	—	39,87	—
Carolus II	„	9 219	25,2	10,65	0,22	36,4	—

3. Phosphorit.

Im Anschlusse an die Beschreibung der Manganeisenerze ist das Vorkommen von Phosphorit zu erwähnen. Der Phosphorit tritt in gleicher Weise wie die Eisenmanganerze in kleinen Nestern auf dem Massenkalk bezw. zwischen ihm und dem zersetzten Deckgebirge auf. Seine Herkunft mag in den Mineralquellen zu suchen sein, denen auch die tertiären Eisenmanganerze ihre Entstehung verdanken. Es ist daher verständlich, daß der Phosphorgehalt in den meisten Eisenmanganerzvorkommen ziemlich hoch ist und durchschnittlich zwischen 0,5 und 1% schwankt. Phosphorit in reinerer Ausbildung ist innerhalb des Blattes bisher nur an wenigen Stellen nachgewiesen worden. Ein kleineres Vorkommen wurde in früheren Jahrzehnten südöstlich von Burgsolms nahe der Straße Braunfels—Wetzlar abgebaut. Neue Versuche in den letzten Jahren (1916/17) sind erfolglos geblieben; es wurden lediglich einzelne festere Phosphoritknollen, eingebettet in manganhaltigem Ton, angetroffen. Auch südöstlich und östlich von Braunfels ist verschiedentlich Phosphorit in kleinen Stückchen festgestellt worden. Praktische Bedeutung besitzen die Vorkommen nicht.

B. Sonstige Erzvorkommen.

Die übrigen Erzvorkommen innerhalb des Blattgebietes besitzen keinerlei praktische, sondern nur eine gewisse geologische Bedeutung.

Als magmatische bezw. Kontaktausscheidungen des körnigen Diabases im Oberdevon sind gelegentlich nickelhaltige Magnetkiese beobachtet worden. Meist ist dieses Erz im Diabas nahe dem Kontaktgestein eingesprengt. Ein Versuch wurde noch kürzlich in einem auf Nickel verliehenen Felde nordwestlich von Leun angestellt, er ist jedoch erfolglos geblieben, da nur Spuren von Erz festgestellt werden konnten.

Schwefelkies erscheint abgesehen von gelegentlichen Ausscheidungen im Diabas vor allem in Begleitung des Lahnporphyres. Er mag, wie einzelne Vorkommen auf den Nachbarblättern erkennen ließen, eine magmatische Ausscheidung oder jedenfalls ein Erzgefolge des genannten Eruptivgesteins sein. Versuche

sind südöstlich Berghausen (Verleihung Heinrich) und am Hermannsteinerkopf hart an der Kreisgrenze zwischen Wetzlar und Hermannstein umgegangen. Das Erz erwies sich jedoch wegen geringer Ausdehnung und zu starker Verunreinigung mit dem Nebengestein nicht als bauwürdig.

Ohne praktische Bedeutung ist ferner ein vereinzeltes kleines Vorkommen von Galmei auf dem Massenkalke östlich Hermannstein (Verleihung Freundlich). Auch die mehrfach an Querverwerfungen beobachteten Kupfererze (Felder Kupferzeche bei Niederbiel, Florenz und Julian bei Bhf. Braunfels, Louishoffnung bei Werdorf und andere) haben zu keinem nachhaltigen Bergbau geführt.

C. Nutzbare Gesteine und Bodenarten.

1. Diabas.

Diabas wird vorzugsweise zur Herstellung von Schottern für die Beschotterung der Straßen und Eisenbahndämme gewonnen. Besonders geeignet hierfür sind die dichten, sehr wetterbeständigen Abarten (Dh), wie sie namentlich an der Kreisstraße bei Niederbiel (zwischen Niederbiel und Leun) und westlich des letztgenannten Ortes am Lahntalrande auftreten. Der körnige Diabas eignet sich weniger für diese Zwecke, weil er meist zu grobkörnig ist, leicht zerfällt und auch wegen seiner großen Zähigkeit schwierig zu gewinnen ist.

2. Basalt.

Basalt findet ebenfalls vornehmlich zur Herstellung von Schottern für Straßenbau Verwendung. Dort, wo er in schönen Säulen abgesondert auftritt (Gangvorkommen der Leuner Burg, Bieler Burg usw.), findet auch Herstellung von Pflastersteinen statt.

3. Schalstein.

Schalstein eignet sich wegen seiner leichten Spaltbarkeit in dicken Platten und sehr leichten Verarbeitungsfähigkeit besonders als Baumaterial für Rauhmauerungen. Demselben Zwecke dienen die dünnplattigen Partien der Karbongrauwacke im SO-Teile des Blattgebietes (Brüche bei Laufdorf und im Siebenmühlental).

4. Kalk.

Zur Herstellung von Mörtel werden teils reine Kalke, wie sie namentlich der große Massenkalkzug liefert, teils die dolomitisierten Kalke (sog. Graukalk) benutzt. Dolomit wird wegen seiner höheren Bindefähigkeit als Mörtel sogar bevorzugt. Daneben werden große Mengen von reinem Kalk als Zuschlag auf den Hochofenwerken in Wetzlar und Burgsolms verbraucht (großer Bruch an der Dahlheimer Kapelle westlich der Wetzlarer Neustadt und Brüche westlich Burgsolms). Diese Kalke haben einen Gehalt von durchschnittlich 90—95% $CaCO_3$. Graukalk wird in größerem Umfange in den Brüchen zwischen Burgsolms und Albshausen gewonnen und auf dem Albshäuser Kalkwerke gebrannt.

5. Schotter.

Natürliche Schotter liefern namentlich die tertiären Quarzschotter und Kiese (Kiesgruben westlich Oberndorf) und die Diluvialterrassen der Lahn (Kiesgruben westlich Burgsolms und an der Kreisstraße Niederbiel und Leun).

6. Lehm.

Zur Ziegelherstellung eignen sich namentlich die umgelagerten und entkalkten Lößlehme, besonders dort, wo sie durch feine Sandbeimischungen verunreinigt sind; sie liefern einen festen, porösen Ziegelstein (Ziegeleien nordwestlich der Wetzlarer Neustadt, bei Nauborn, Laufdorf, Ehringshausen usw.).

D. Kohlensäuerlinge.

Das Vorkommen von kohlensauren Mineralquellen ist auf eine Quelle hart an der südlichen Blattgrenze nördlich von Schwalbach beschränkt (Schwalbacher Mineralbrunnen). Die Quelle tritt in einem kleinen Wiesentälchen innerhalb der großen Schwalbacher Grauwackentafel zu Tage; ob auf einer Störung und welcher Art diese ist, läßt sich bei der Einförmigkeit der umgebenden Grauwacke nicht feststellen. Die Quelle ist gefaßt und wird zur Herstellung von Mineralwasser benutzt. Eine

Analyse des Mineralbrunnens, hergestellt 1898 im Laboratorium von H. R. Beyer, Wetzlar, hatte folgendes Ergebnis:

	In 100 Gew. Wasser sind enthalten:
Doppelt kohlensaures Natron	0,131060 p. M.
„ „ Lithion	0,000700 „ „
„ „ Ammon	0,006972 „ „
„ kohlensauren Kalk	0,649430 „ „
„ „ Strontian . . .	0,004306 „ „
„ „ Baryt	0,000225 „ „
„ kohlensaure Magnesia	0,160870 „ „
„ kohlensaures Eisenoxydul . . .	0,016029 „ „
„ „ Manganoxydul . .	0,000993 „ „
Schwefelsaures Kali	0,010727 „ „
„ Natron	0,012811 „ „
Chlornatrium	0,062296 „ „
Phosphorsaure Tonerde	0,001931 „ „
Kieselsäure	0,002154 „ „
Völlig freie Kohlensäure	1,575266 „ „
Summe sämtlicher Bestandteile	2,635771 p. M.

Daneben sind in unwägbarer Menge vorhanden: Brom und Jod.

Nach dem Ergebnis der chemischen Analyse ist das Schwalbacher Sauerwasser ein einfacher, alkalisch-muriatischer Säuerling, ausgezeichnet durch einen verhältnismäßig hohen Gehalt an Kohlensäure.

Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
I. Orographische und hydrographische Übersicht	1
II. Grundzüge des geologischen Baues	4
III. Einzelbeschreibung	16
A. Die paläozoischen Sedimente	16
Unterdevon	16
Mitteldevon	18
Oberdevon	35
Unterkarbon (Culm)	43
Oberkarbon	44
B. Palävulkanische Eruptivgesteine	45
C. Tektonik	56
D. Neozoische Ablagerungen	68
Tertiär	68
Diluvium	73
Alluvium	76
IV. Lagerstätten nutzbarer Mineralien, Gesteine und Bodenarten	77
A. Eisen- und Manganerze	77
1. Roteisenstein	77
2. Manganeisenerzlagerstätten	107
3. Phosphorit	115
B. Sonstige Erzvorkommen	115
C. Nutzbare Gesteine und Bodenarten	116
D. Kohlensäuerlinge	117

Druckfehlerverzeichnis.

S. 1 Zeile 8 von unten lies statt „gerichtetem“ — „gerichteten“.
S. 3 Zeile 7 von oben lies statt „zurückretendem“ — „zurücktretendem“.
S. 7 Zeile 8 von unten lies statt „augerichteten“ — „aufgerichtetem“.
S. 8 Zeile 5 von oben lies statt „Mitteldovons“ — „Mitteldevons“.
S. 9 Zeile 5 von unten lies statt „typischen“ — „typischem“.
S. 10 Zeile 5 von oben lies statt „des“ — „der“.
S. 11 Zeile 3 von oben lies statt „paläocoischen“ — „paläozoischen“.
S. 11 Zeile 6 von oben lies statt „Überblick“ — „Überblick“.
S. 12 Zeile 2 von unten lies statt „Muldentone“ — „Muldenzone“.
S. 15 Zeile 1 von oben lies statt „geolodischen“ — „geologischen“.
S. 15 Zeile 5 von oben lies statt „Laufdorf“ — „Steindorf“ und statt „Magdalenenhauses“ — „Magdalenenhausen“.
S. 17 Zeile 12 von oben lies statt „*Strophemena*“ — „*Strophomena*“.
S. 17 Zeile 13 von oben lies statt „*Chonates*“ — „*Chonetes*“.
S. 17 Zeile 19 von oben und Zeile 11 von unten lies statt „*Rynchonella*“ — „*Rhynchonella*“.

S. 20 Zeile 15 und Zeile 22 von oben lies statt „*Rynchonella*“ — „*Rhynchonella*“.
S. 21 Zeile 2 von oben lies statt „*Rynchonella*“ — „*Rhynchonella*“.
S. 21 Zeile 5 u. 6 von unten lies statt „Tentakulitenchiefern“ — „Tentakulitenschiefern“.
S. 22 Zeile 4 von oben lies statt „Ubergang“ — „Übergang“.
S. 24 Zeile 7 von unten lies statt „Schiefer“ — „Schiefers“.
S. 25 Zeile 9 von unten lies statt „Strinocephalenkalk“ — „Stringocephalenkalk“.
S. 26 Zeile 18 von oben lies statt „Außerlich“ — „Äußerlich“.
S. 30 Zeile 10 von oben lies statt „*Rynchonella*“ — „*Rhynchonella*“.
S. 31 Zeile 2 von oben lies statt „Obermitteldevonischen“ - „obermitteldevonischen“.
S. 31 Zeile 16, Zeile 17 und Zeile 20 von oben lies statt „Oberdevonisch“ — „oberdevonisch“.
S. 33 Zeile 19 von oben und Zeile 7 von unten lies statt „Drommertshausen“ — „Drommershausen“.
S. 37 Zeile 10 von oben lies statt „*serrato striata*“ — „*striato-striata*“.
S. 39 Zeile 15 von oben lies statt „Verwandschaft“ — „Verwandtschaft“.
S. 40 Zeile 4 von unten lies statt „*cryphtopthalmus*“ — „*cryptophthalmus*“.
S. 43 Zeile 10 von oben lies statt „*Rynchonella*“ — „*Rhynchonella*“.
S. 43 Zeile 6 von unten lies statt „nnvermittelt“ — „unvermittelt“.
S. 44 Zeile 3 von oben lies statt „*Posidomya*“ — „*Posidonia*“.
S. 45 Zeile 18 von oben lies statt „Palävulkanische“ — „Paläovulkanische“.
S. 45 Zeile 22 von oben lies statt „Eruptionphase“ — „Eruptionsphase“.
S. 45 Zeile 23 von oben lies statt „obermitteldenonischen“ — „obermitteldevonischen“.
S. 46 Zeile 6 von oben fällt der Punkt hinter „Tuffe“ fort.
S. 47 Zeile 3 von oben lies statt „Olivinführende“ — „olivinführende“.
S. 47 Zeile 13 von unten lies statt „gelegenlich“ — „gelegentlich“.
S. 47 Zeile 11 von unten lies statt „fleichrotem“ — „fleischrotem“.
S. 47 Zeile 3 von unten lies statt „Einchlüsse“ — „Einschlüsse“.
S. 48 Zeile 16 von oben lies statt „Klein-Alterstädten“ — „Klein-Altenstädten“.
S. 49 Zeile 6 von oben lies statt „Quarzardern“ — „Quarzadern“.
S. 49 Zeile 16 von unten lies statt „Obermitteldevonischen“ — „obermitteldevonischen“.
S. 49 Zeile 14 von unten lies statt „Untermitteldevonischen“ — „untermitteldevonischen“.
S. 49 Zeile 8 von unten lies statt „aufragenden“ — „aufragende“.
S. 50 Zeile 3 von unten lies statt „hell“ — „hell-“.
S. 51 Zeile 14 von oben lies statt „Contakt“ — „Kontakt“.
S. 53 Zeile 8 von oben lies statt „spilositiche“ — „spilositische“.
S. 53 Zeile 12 von oben lies statt „kontaklich“ — „kontaktlich“.
S. 53 Zeile 16 von unten lies statt „kryptakrystallinen“ — „kryptokrystallinen“.
S. 54 Zeile 9 von oben lies statt „Verwandschaft“ — „Verwandtschaft“.
S. 55 Zeile 1 von unten lies statt „Oberdevonischen“ — „oberdevonischen“.
S. 56 Zeile 10 von unten lies statt „Tertiäre“ — „tertiäre“.
S. 57 Zeile 13 von unten fehlt hinter „gefaltet“ ein Komma.
S. 61 Zeile 2 und Zeile 10 von oben lies statt „Kl. Altenstädten“ — Kl.-Altenstädten“.
S. 61 Zeile 19 von unten lies statt „Ahnlich“ — „Ähnlich“.
S. 62 Zeile 7 von oben lies statt „entgegengesetzten“ — „entgegensetzten“.
63 Zeile 21 von unten lies statt „lm“ — „im“.

Fig. 1.

Übersicht der Faziesverhältnisse des Devons im östlichen Lahngebiete.

(Längsschnitt)

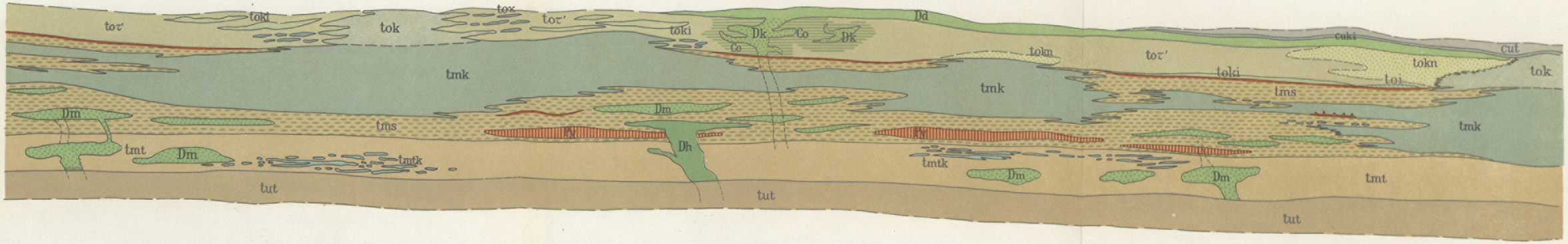
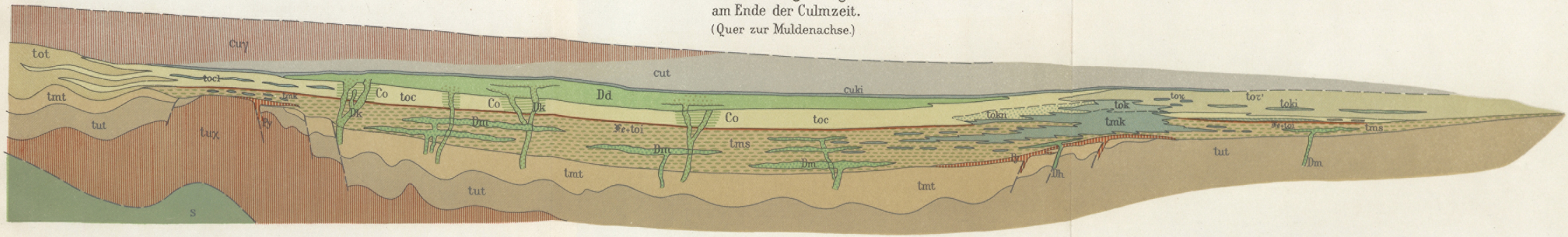


Fig. 2.

Idealschnitt durch die Ablagerungen der Lahnmulde am Ende der Culmzeit.

(Quer zur Muldenachse.)



Farben-Erklärung.

Unter-Devon.

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

Mittel-Devon.

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

Ober-Devon.

- tok — Oberdevon. Massenkalk. (Iberger Kalk.)
- toc — Cypridinenschiefer.
- tot — Oberdevon d. nördl. Randzone.
- tor' — Tonschiefer d. Ob. Dev. i. d. südlichen Randzone.
- toi — Flaserkalke der Intumescensstufe.
- tocl — Flaserkalke der Clymenienstufe.
- tokn — Kalkknotenschiefer.
- toki — Kieselschiefereinlagerungen in tor'.
- tox — Plattenkalk in tor' (Braunfelser Kalk)

Culm.

- cuki — Culmkieselschiefer.
- cut — Culmtonschiefer.
- cuy — Culmgrauwacke.

Eruptivgesteine.

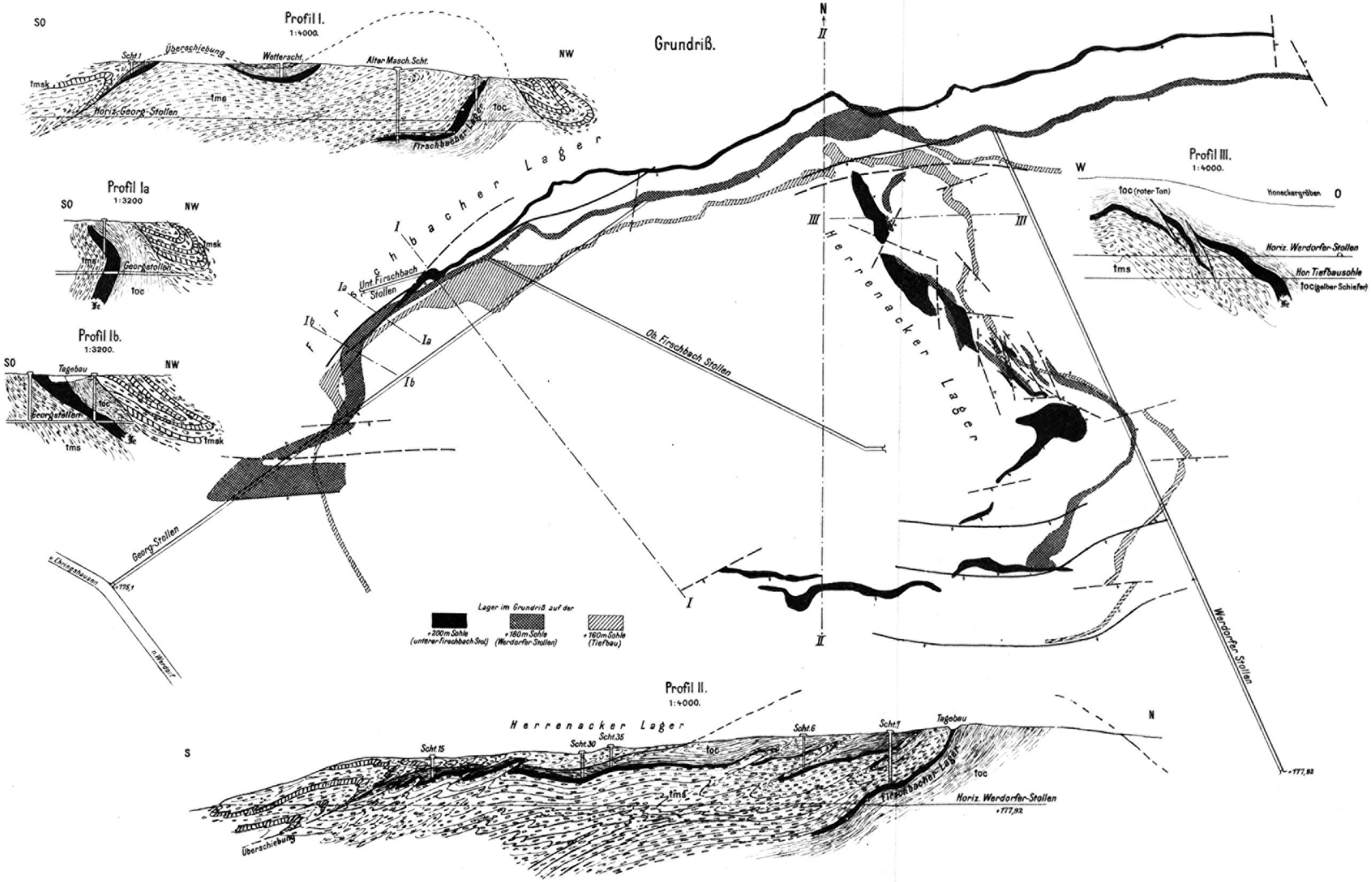
- Fy — Lahnporphyr (O.M. Dev.)
- Dh — Hornblende Diabas. (O.M. Dev.)
- Dm — Diabasmandelstein u. Diabas deckenförmig (O.M. Dev.)
- Dk — Körniger Diabas (Ob. Dev.).
- Dd — Deckdiabas (Oberstes Ob. Dev.)
- Co — Contakthöfe von Dk.

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

Berliner Lithographisches Institut, Berlin W 35.

Das Eisenerzlager von Grube Heinrichssegen bei Werdorf.

1:4000.

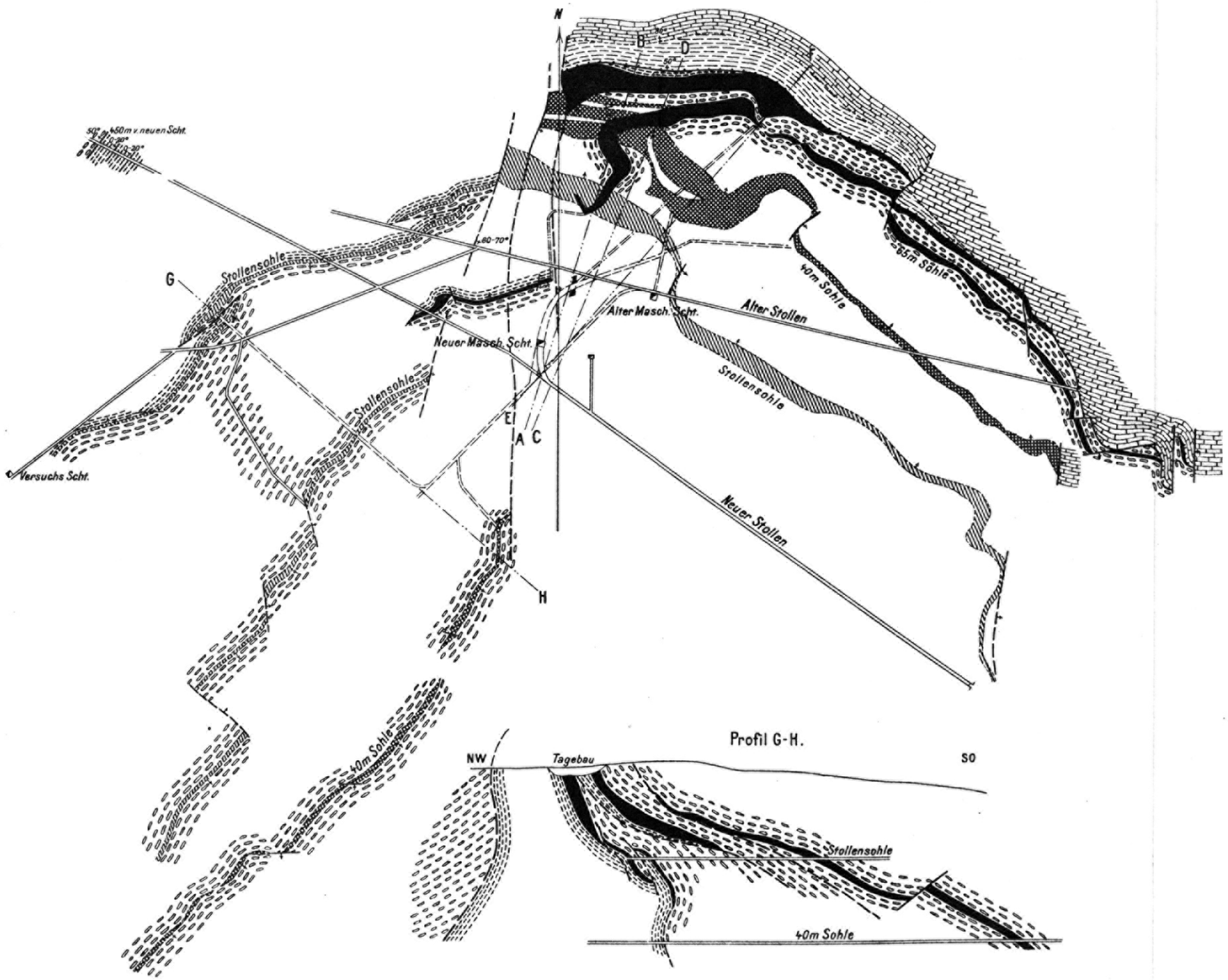


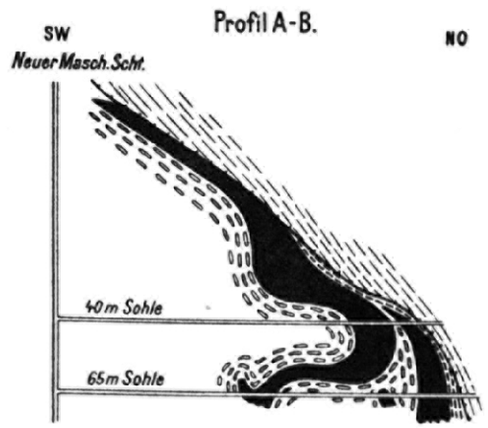
Die Eisenerzlager von Grube Fortuna bei Berghausen.

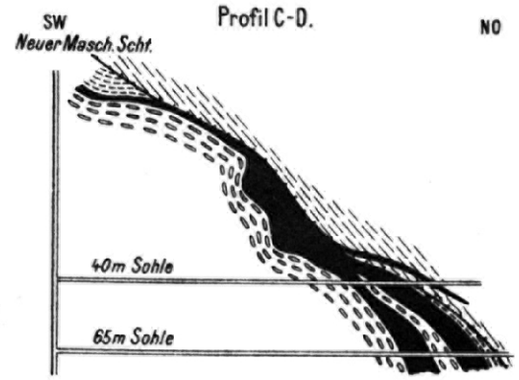
1:2500

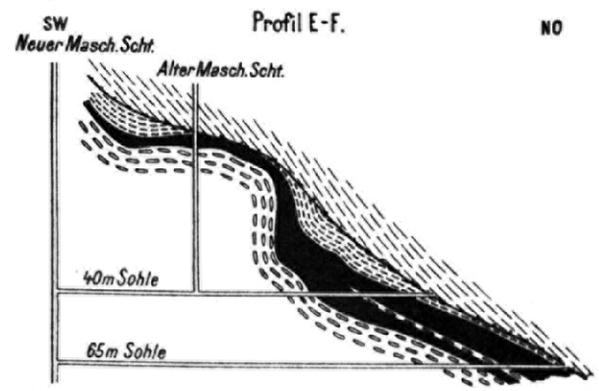
Erläuterungen zu Bl. Braunfels.

Tafel 3.









Erklärung.

U.M. Dev. Schiefer. | Mittel-Dev. Plattenkalk. | Schalstein. | Cypridinenschiefer (Ober-Devon). | Lager im Grundriß: Stollensohle. | 40m Sohle. | 65m Sohle.

1:2500.

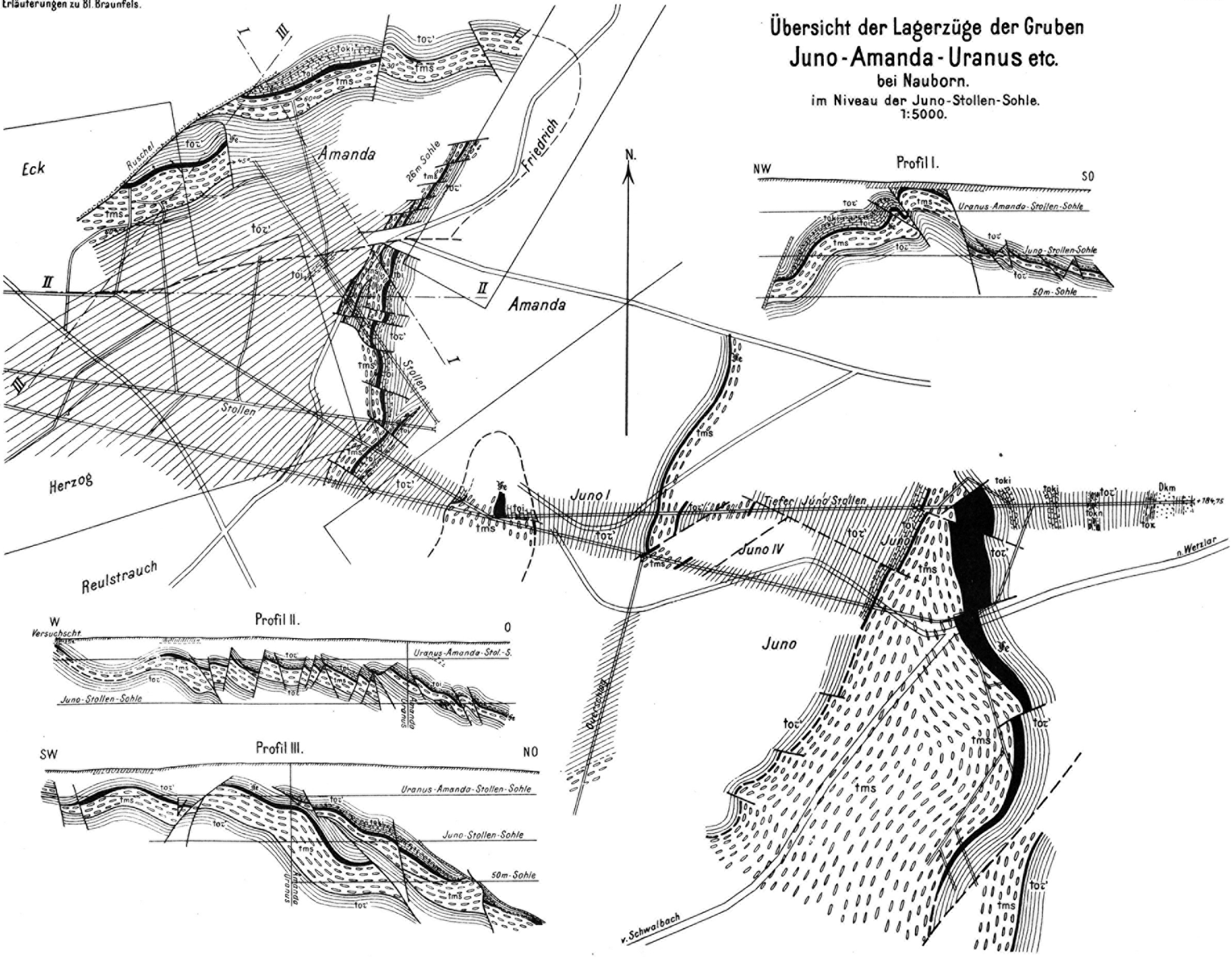
0 20 40 60 80 100 m

Übersicht der Lagerzüge der Gruben Juno-Amanda-Uranus etc.

bei Nauborn.

im Niveau der Juno-Stollen-Sohle.

1:5000.

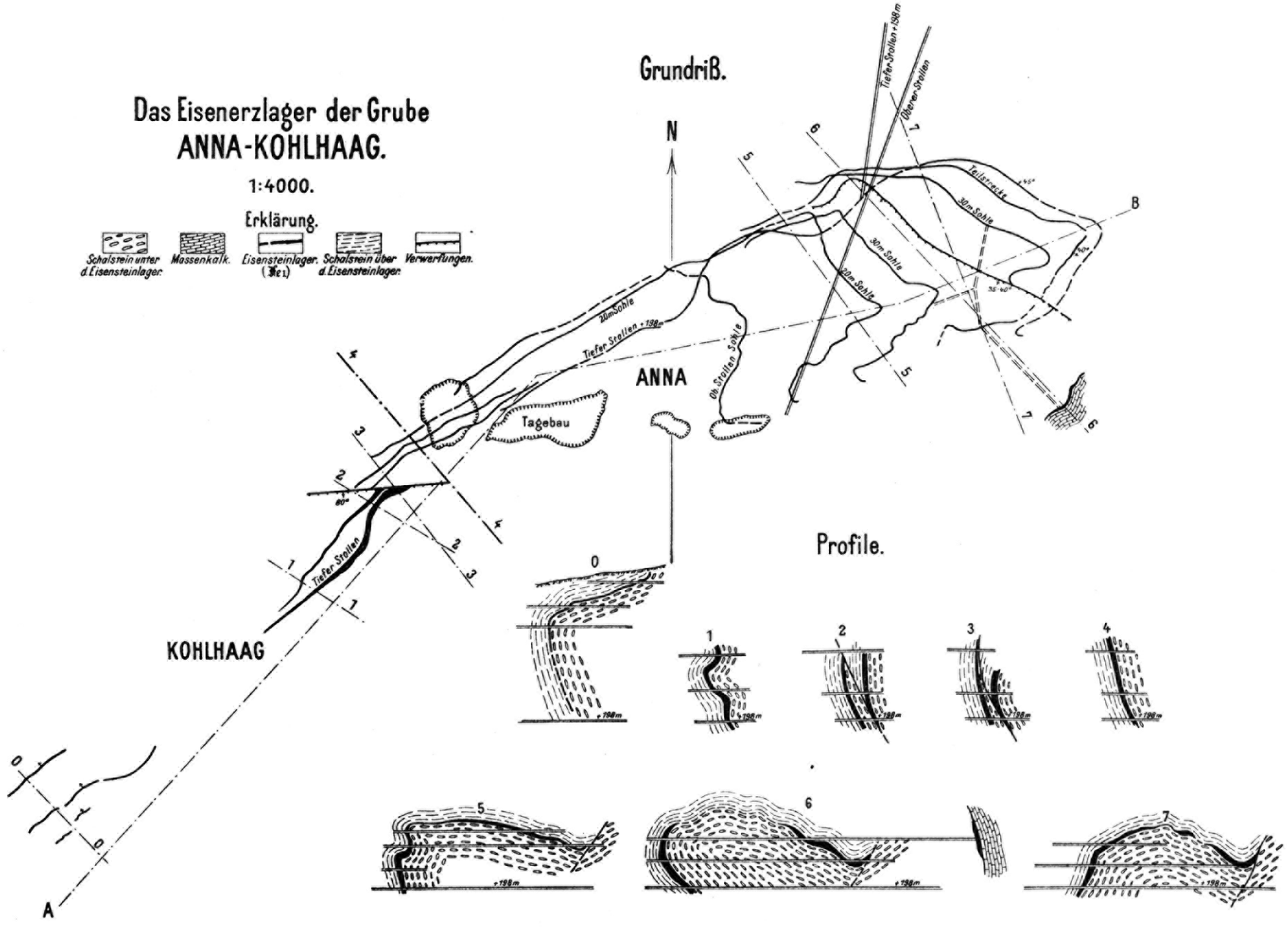


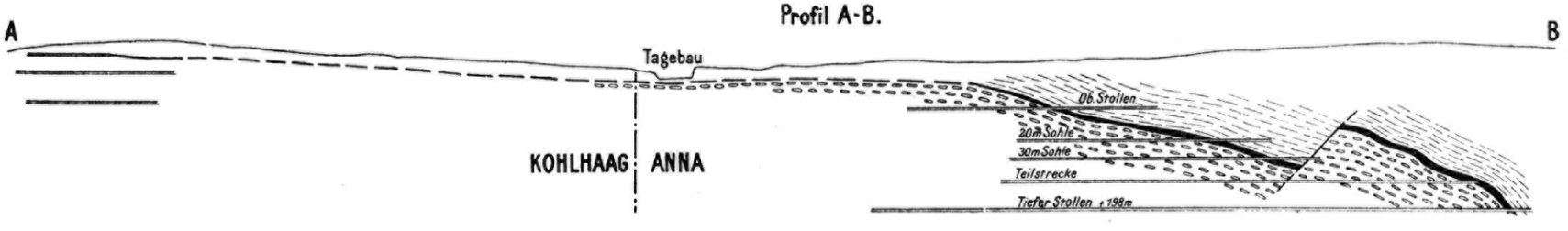
Das Eisenerzlager der Grube ANNA-KOHLHAAG.

1:4000.

Erklärung.

Schalstein unter d. Eisensteinlager. | Massenkalk. | Eisensteinlager. (Fe1) | Schalstein über d. Eisensteinlager. | Verwerfungen.





Photolithographie: Berliner Lithographisches Institut. Berlin W 35.

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