Erläuterungen

zur

Geologischen Karte

von

Hessen

im Maßstabe 1 : 25000

Blatt Bingen-Rüdesheim

mit 3 Tafeln

von

W. Wagner und Fr. Michels

6013

Kart. H
86

Darmstadt 1930
Hessischer Staatsverlag.

SUB Göttingen
204 672 899

Blatt Bingen-Rüdesheim.

Breite $\frac{49^{0}\ 54'}{50^{0}}$. Länge 7°50'—8°.

Geologisch aufgenommen und erläutert von **W. Wagner** und **Fr. Michels.**

I. Einleitung. (W. Wagner)

Das geologisch aufgenommene Blatt trägt den Doppelnamen: **Bingen-Rüdesheim**, da es das Gebiet des hessischen Messtischblattes Bingen und des preussischen Rüdesheim umfasst. Die Nahe bildet die Grenze zwischen Preussen und Hessen. Das Gebiet östlich der Nahe, links des Rheins gehört zur Provinz Rheinhessen. Der preussische Anteil rechts des Rheins, wie ein etwa 600 m breiter Streifen links des Flusses unterhalb von Bingerbrück, ist bereits 1899—1901 von A. Leppla (28) geologisch bearbeitet, der preussischen Karte Blatt **Pressberg** 1:25000 angeschlossen und mit dieser zusammen veröffentlicht worden. Herr Fr. Michels hat diesen Teil 1925/1926 neu begangen und vielfach Änderungen auf der Karte vorgenommen. Insbesondere bedurfte das Unter-Devon einer Nachprüfung, stellenweise mussten Neubegrenzungen der Tertiär- und Diluvialvorkommen vorgenommen werden und die Darstellung der Tektonik auf der Karte erfuhr eine wesentliche Umgestaltung. Neu aufgenommen wurden von Herrn Fr. Michels der übrige preussische Teil der Karte bis zu der Linie, die sich links der Nahe von der Trollmühle südlich Sarmsheim westwärts nach Waldlaubersheim erstreckt, d. h. das Devongebiet des Rheinischen Schiefergebirges nördlich der Saar-Saale-Störung. Diese selbst wurde gemeinsam bearbeitet. Der rotliegende Anteil des preussischen Gebietes wurde von Herrn W. Wagner aufgenommen. Ebenso das etwa die Hälfte des Blattes ausmachende hessische Gebiet. Gemeinsame Begehungen fanden in einem grossen Teil des preussischen Anteils und auf dem hessischen Rochusberg statt.

Bei einer durch W. Wagner (52) bearbeiteten und im Notizblatt für Erdkunde und der Hessischen Geologischen Landes-Anstalt V. Folge Heft 9 1927 im Massstab 1:50000 erschienenen Terrassenkarte, welche das Gebiet der Blätter Wöllstein-Kreuznach und Bingen-Rüdesheim umfasst, wurden die geologischen Aufnahmen von Herrn Fr. Michels auf Blatt Bingen-Rüdesheim benutzt. Für den sich auf das Rheinische Schiefergebirge erstreckenden Blattanteil wurden vielfach die Leppla'schen Erläuterungen (s. o.) zugrunde gelegt.

Die ältesten und bisher bekannt gewordenen Siedelungen auf Blatt Bingen-Rüdesheim gehören, wie in einem so alten, durch das Zusammentreffen von Nahe und Rheintal bedingten Kulturland zu erwarten ist, bereits der jüngeren Steinzeit an. Ja, der auf Blatt Kreuznach bei Heddesheim von K. Geib gemachte Fund aus dem Magdalénien (siehe Erl. Blatt Wöllstein-Kreuznach **61** S. 81), der von Dr. O. Schmitdgen (**38**) beschriebene Fund von einer Freilandsiedelung des Lössmenschen (Aurignac) am Linsenberg bei Mainz und endlich die Sommer 1928 gemachten Moustierfunde bei Wallertheim auf Blatt Wörrstadt (**45** S 59 f) lassen auch auf eine ehemalige Anwesenheit des Eiszeitmenschen in unserem Gebiet schliessen. Neolithische Siedlungen sind bekannt geworden von Langenlonsheim, Waldhilbersheim, Laubenheim, insbesondere Sarmsheim, Dorsheim, Waldalgesheim, Bingerbrück, Rochusberg, Dietersheim.

Auf die keltische Bevölkerung in der jüngeren Eisenzeit folgen die Germanen. Noch haben sich Spuren der Anwesenheit der Kelten in unserem Gebiet erhalten, wie aus den Ausführungen von Dr. P. Richter (**42**) hervorgeht. Die Namen der Flüsse Rhein, Main und Nahe und der Gebirgsname Taunus sind keltischen Ursprungs, und bei Winkel, Geisenheim und Rüdesheim sind keltische Niederlassungen nachgewiesen oder mit Sicherheit zu vermuten. Während der römischen Kaiserzeit waren die Römer die Herren in unserem Gebiet. Die Drususbrücke über die Nahe bei Bingen, deren Fundamente noch römischen Ursprungs sind, erinnert noch heute an die Zeit der Römer, die bei Bingen ein Kastell hatten.

Im 5. Jahrhundert sind die germanischen Stämme wieder im Besitz des Landes, von denen die Franken im 6. und 7. Jahrhundert sich hier sesshaft machten. Fast alle Dörfer auf Blatt Bingen tragen Namen, die mit „heim“ enden, was auf fränkische Gründungen hinweist. Geisenheim ist das Heim der Geiso, Rüdesheim das des Ruodin. Überdies wurde bei Laubenheim ein grösserer fränkischer Friedhof aufgedeckt. Der fränkische Stamm ist auch heute der hier fast ausschliesslich ansässige.

Das Blattgebiet gehört heute zur Wein- und Industriezone des Rheins und seiner unmittelbaren Umgebung, worauf auch die hohe Bevölkerungsdichte der Gegend zurückzuführen ist.

II. Oberflächenformen und Gewässer.

1. Oberflächenformen. (W. Wagner u. F. Michels)

Drei grosse Landschaftsgebiete stossen auf Blatt Bingen-Rüdesheim aneinander: **Das Rheinische Schiefergebirge,** das **Pfälzer Bergland** und das **Mainzer Becken.**

Zeitlich wie stofflich ist die Entstehung dieser Gebilde eine grundverschiedene, und so kann es uns nicht wundernehmen, dass die Vielseitigkeit der geologischen Erscheinungen wie die Mannigfaltigkeit in der Art der auftretenden Gesteine eine besonders grosse ist. Dazu kommt, dass in der Diluvialzeit, in der sich im wesentlichen die heutigen Landschaftsformen herausbildeten, die Einwirkung der Flüsse

— Rhein und Nahe mit ihren Nebenbächen — hier eine besonders vielseitige war, da die Widerstandsfähigkeit der Gesteine, entsprechend den verschiedenen Gebirgsgliedern, denen sie angehören, einem starken Wandel unterworfen ist. So schuf sich der Rhein, so lange er in den weichen Tertiärschichten des Mainzer Beckens floss, ein breites Tal, das bei Geisenheim-Ockenheim stark 5000 m breit ist. Aber schon 3,5 km unterhalb des Eintrittes des Flusses in das harte Schiefergebirge, am Binger Loch, beträgt die Talbreite kaum noch 500 m. Auch die Nahe arbeitete in den Tertiärschichten ein breites Tal östlich ihres heutigen Laufes aus, und erst in der jüngeren Diluvialzeit schnitt sie sich, das Engtal von Bingen bildend, in die harten Gesteine des Schiefergebirges ein. So kann das heutige Landschaftsbild als das entwicklungsgeschichtliche Ergebnis der Einwirkung der Gewässer und der atmosphärischen Äusserungen auf die am Aufbau der verschiedenen Gebirgsglieder beteiligten Gesteine bezeichnet werden, wobei tektonische Bewegungen einerseits oftmals den Anstoss für die erste Anlage des Gewässerbettes gaben und anderseits bereits bestehende Geländeunterschiede noch kräftiger zum Ausdruck brachten.

Sehen wir von den Randbildungen des **Mainzer Beckens** ab, die ihrer Bildungszeit nach noch zu diesem, also in das Tertiär, gehören, aber noch auf das Rheinische Schiefergebirge und das Pfälzer Bergland übergreifen, so bilden diese Gebirge einen erhöhten Rahmen um das Mainzer Becken, der morphologisch jedem Beobachter auffällt und der im Norden und Westen durch das Rhein- und Nahetal, welche die Gebirgsränder im wesentlichen begleiten, noch stärker betont wird. In der Hauptsache bauen die durch Rhein und Nahe geschaffenen breiten und flachen Abhänge des Rheinhessischen Plateaus, weniger dieses selbst, den Teil des Mainzer Beckens auf, der auf Blatt Bingen zu liegen kommt. Dieses tertiär-diluviale Gebirgsglied hat den Charakter des Stufenlandes, einerseits bedingt durch den Wechsel des weichen mergeligen Oligocäns zum härteren kalkigen Miocän, anderseits geschaffen durch Rhein und Nahe, die auf dem Plateau und an seinen Rändern ihre Schotter stufenweise abgesetzt haben. Das Rheinhessische Plateau steigt aus den rund 90 m NN hoch gelegenen Talsohlen zu einer Hochfläche von 260—270 m an. 273,7 m NN liegen die am Schild von Aspisheim und am Ockenheimer Hörnchen befindlichen höchsten Punkte des Plateaus. Entsprechend seinem Aufbau aus tertiären Mergeln und Kalken sowie aus den diluvialen Flussbildungen und dem Löss, ist es ein ausgesprochenes Acker-, Obst- und Weinbauland, dem der Wald so gut wie ganz fehlt.

Unbedeutende wasserarme Bächlein, die bis zum Austritt aus dem Plateau in das Flussterrassenland nur von schmalen Alluvialrinnen begleitet sind, entsenden Wasser zum Rhein und zur Nahe. Sie entspringen auf der Grenze der tonigen Süsswasserschichten des Oberoligocäns zu den darüber liegenden klüftigen miocänen Corbiculakalken oder etwas tiefer in dem Schuttfeld derselben. An diesen Bächlein sind am Fusse des Plateaus die Dörfer Horrweiler, Aspisheim, Dromersheim und Ockenheim gelegen. In den Kiessanden der Talwegterrasse verschwinden die Bächlein meist oder werden in künstlichen Gräben hindurchgeleitet. Am Rande der Talwegterrasse zur Niederterrasse, wo der wasserundurchlässige tertiäre Mergeluntergrund unmittelbar unter Tag liegt, wie z. B. bei Sponsheim, treten die Bächlein wieder aus, um ihre geringen Wassermengen der Nahe

in offenem Lauf zuzusenden. An dieser Geländestufe liegen die Orte Sponsheim und Büdesheim, während am Rande der Niederterrasse zum heutigen Nahetal Grolsheim und Dietersheim gelegen sind. Auf dem entsprechenden Rand der Rheinniederterrasse erheben sich die Dörfer Gaulsheim und Kempten.

Eine im Nahetal etwa Nord-Süd ziehende Störung, längs der das östliche Gebiet — das Mainzer Becken — bis zum Nahedurchbruch am Rochusberg abgesunken ist, begrenzt das auf unserer Karte ausschliesslich links der Nahe zutage tretende Nordende des **Pfälzer Berglandes**. Es stellt, wie L. v. Ammon in den Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken (1) ausgeführt hat, das Zwischenglied zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Buntsandsteingebiet des Pfälzerwaldes dar. Es ist ein nordöstlich streichendes Faltengebirge, dessen auf Blatt Bingen-Rüdesheim liegender Teil zum nördlichen Flügel der Nahemulde gehört, die ihrerseits das Nordwestglied der **Saar-Saale-Senke** in diesem Gebiet darstellt. Sie bricht im Nordwesten an einer Südwest-Nordost ziehenden Störung ab, die in der Linie Waldlaubersheim (Südende) — Burg Layen — Sarmsheim das Rheinische Schiefergebirge vom Pfälzer Bergland scheidet. Sein höherer westlicher Teil, der sich im wesentlichen aus tonigen Sandsteinen und Konglomerat-Breccien des Oberrotliegenden aufbaut, trägt Wald, der sich im Langenlonsheimer Wald bis zu einer Höhe von 297,5 m NN erhebt. Die Abhänge sind dem Acker- und Weinbau gewidmet.

Das Pfälzer Bergland endet wie gesagt an einer grossen Südwest-Nordost streichenden Verwerfung, die von kleineren Querverwerfungen unterbrochen wird, was auch morphologisch in dem Tal zum Ausdruck kommt, das jene Störung begleitet. An den Querstörungen traten offenbar Kieselsäurelösungen auf, welche an diesen Stellen die rotliegende Konglomeratbreccie verhärteten. Die spätere Erosion modelierte diese verhärteten Gesteinsglieder heraus und so entstanden zwischen Burg Layen und der Trollmühle bei Sarmsheim die nahezu Nord-Süd ziehenden, abenteuerlichen mauerartigen hohen Felsgestalten. (siehe Tafel 1, Bild 1 und 2.)

Die nordwestliche Hälfte des Blattes wird von dem **Rheinischen Schiefergebirge** eingenommen.

Von Kempten oberhalb Bingen an durchschneidet es der Rhein mit tief eingesenkter schmaler Talsohle und trennt es in den linksrheinischen **Hunsrück** und den rechtsrheinischen **Taunus.** Diesem ist bis zum Ost-West fliessenden Strom ein durch Quertälchen in Blöcke aufgelöstes Hügelland vorgelagert, das östlich von Geisenheim noch zum Mainzer Becken zu rechnen ist und das zusammen mit dem Südrand des Taunus allgemein als **Rheingau** bezeichnet wird.

Ein schmaler niedriger Höhenzug erstreckt sich in Nordwest-Südostrichtung zwischen dem Schiefergebirge am Rochusberg und dem Rheinhessischen Plateau am Ockenheimer Hörnchen. Er bildet die Wasserscheide zwischen Rhein und Nahe. Sie senkt sich stellenweise auf kaum 100 m NN herab, erhebt sich also nicht viel über 20 m über den Wasserspiegel von Rhein und Nahe. Gewässer entspringen diesem Höhenzug allerdings nicht, aber der Bahneinschnitt der Strecke Geisenheim-Sarmsheim erschloss einen starken zur Nahe ziehenden Grundwasserstrom östlich von Büdesheim, der das durch diesen Ort fliessende Bächlein speist.

In steilem Anstieg heben sich die Höhen des **Rheinischen Schiefergebirges** im nordwestlichen Teil des Blattes heraus und bilden hier die nordwestliche Randmauer des Mainzer Beckens. Der Rhein durchbricht hier in tiefeingesägtem Tal den geologisch völlig zusammengehörigen Gebirgszug. Diese tiefe Scharte hat aber den Anlass zu verschiedener geographischer Bezeichnung der Gebirgsteile rechts und links des Stromes gegeben.

Der rechtsrheinische Teil gehört zum Rheingaugebirge = westlicher Taunus, der im Volksmund von alters her und auch jetzt noch „Die Höhe" heisst, der linksrheinische zum Soonwald = östlicher Hunsrück. Die geologische Zusammengehörigkeit beider Teile hat frühere Autoren veranlasst, den Soonwald als „linksrheinischen Taunus" zu bezeichnen. (C. Lossen **31**.)

Das härteste Gestein dieses Gebirgszuges ist der Taunusquarzit, der der Verwitterung grossen Widerstand entgegensetzt und die höchsten Höhen hier bildet. Durch Schichtenfaltung tritt er in mehreren von SW nach NO verlaufenden Zügen auf und bedingt auch morphologisch die Wiederholung mehrerer fast paralleler Höhenzüge. Der südlichste umfasst die Höhen: Horet 336,6, Büdesheimer Wald 325, Münsterer Kopf 300,8 und Rochusberg 245,6. Bei Kempten findet dieser Zug an einer Verwerfung nach Osten hin ein jähes Ende und erscheint erst — wesentlich erniedrigt — auf der rechten Rheinseite auf dem Rotenberg (154,5) bei Geisenheim und bei Johannisberg (160 über NN) wieder. Nach Norden hin folgen dann linksrheinisch 3 Parallelrücken, die ihre höchsten Erhebungen im Stöckert 387,1, Druidenberg 384,7 und Veitsberg 390,4 (zugleich der höchste Punkt des ganzen Blattgebiets) aufweisen.

Rechtsrheinisch bildet die Verlängerung der Züge Stöckert und Druidenberg eine morphologische Einheit, die im Niederwald 348 über NN ihren höchsten Punkt hat, während die rechtsrheinische Fortsetzung des Veitsberg im Bacharacher Kopf 341,9 (hart nördlich der Blattgrenze Bingen auf Blatt Pressberg) nördlich Assmannshausen zu suchen ist.

Wir beobachten von SO nach NW hin ein Höherwerden der einzelnen Quarzitrücken. Die höchsten Höhen des ganzen Gebirgszuges liegen nordwestlich des Blattbereiches. Salzkopf 627,6 m (Bl. Stromberg), Franzosenkopf 618,1 im Bingerwald (Bl. Kaub) und Jägerhorn im Kammerforst 537,8 (Bl. Pressberg). Auffallend ist die Erscheinung, dass unmittelbar westlich des Rheinstroms ein starker Anstieg in den einzelnen Höhenzügen zu verzeichnen ist. Darauf wird im Abschnitt Tektonik noch näher eingegangen werden.

Die tiefgelegensten Punkte des Blattes liegen im Einschnitt des Rheines, der im Nordosten des Blattes in etwa 80 m über NN in das Blattgebiet eintritt und es in 78 m über NN wieder verlässt. Der Rhein läuft zunächst etwa 8 km nach Westen in breitem, ruhigen Bett. Er erreicht in der Gegend von Kempten die ansehnliche Breite von nahezu einem Kilometer, verengt sich aber dann bald unterhalb Rüdesheim nördlich des Rochusberges auf etwa 500 m. Kurz unterhalb der Nahemündung biegt er dann scharf nach Norden um; er folgt hier einer durch SSO nach WNW verlaufenden Verwerfung bedingten Zerrüttungszone im Gebirge, worauf schon Rothpletz (**43**) hingewiesen hat. Diese Rothpletz'sche Auffassung konnte bei der Neukartierung erhärtet werden.

Richtunggebend im allgemeinen für den Nord-Verlauf des Stromes ist die Tatsache, dass, wie bereits LEPPLA in den früheren Erläuterungen ausführt, „nördlich des Taunus-Bingerwald eine vom Tertiär eingenommene Senke tiefer lag als das Mainzer Becken und dass bereits in der Tertiärzeit ein Durchbruch zwischen beiden Becken in der Gegend zwischen Bingen und Lorch geschaffen wurde. Ihn fand die jungtertiäre und diluviale Ausnagung vor und damit auch die Möglichkeit, das begonnene Werk mit Erfolg fortzusetzen. Ich muss daher zu dem Schluss kommen, dass das enge Rheintal nur die Vertiefung eines schon in der Tertiärzeit vorhandenen Durchbruchs darstellt" (27) (vergl. auch S.) In diesem Abschnitt des Stromes wurde aber die endgültige Richtung durch die oben erwähnten alten Verwerfungen vorgezeichnet, als das Gebirge sich dort in jüngster Zeit heraushob.

Ebenso ist der Durchbruch der jüngsten Nahe westlich des Rochusberges aufzufassen. Die Nahe zeigte noch zur Zeit der unteren Mittelterrasse einen Verlauf südlich des Rochusberges mit einer Mündung in der Gegend von Kempten. In dem heutigen Tal bewegte sich damals wahrscheinlich nur ein kleiner Seitenbach zum Rhein hin. Durch rückwärtige Erosion in dem tektonisch präformierten Gebiet konnte dieser jedoch die ältere Nahe anzapfen und ihr die heutige Mündung bei Bingerbrück geben.

Die übrigen Wasserläufe sind unbedeutend. Von Norden her fliesst bei Geisenheim der Blaubach dem Rhein zu, der nahezu senkrecht die südlicheren Taunusquarzitrücken durchbricht. Fast alle anderen Wasserläufe folgen dem Schichtenstreichen und haben ihr Bett in die weicheren Schiefergesteine eingegraben, so der Krebsbach in Hunsrückschiefer. In seinem Mittellaufe durchbricht er sehr auffällig den Taunusquarzitzug zwischen Münsterer Kopf und Büdesheimer Wald. An dieser Stelle sind aber auch bedeutende SO—NW-Störungen zu beobachten.

Der Mühlbach folgt „bunten Schiefern", desgleichen Postbach und rechtsrheinisch der bei Assmannshausen mündende Aulhausener Bach.

Auffällig ist der breite Talboden, der sich zwischen den Quarzitzügen des Stöckert einerseits und Horet—Büdesheimer Wald—Münsterer Kopf anderseits von Weiler bis über Waldalgesheim hinaus in über 1 km Breite hin erstreckt. Für die Bächlein, die ihn heute entwässern (Mühlbach und oberer Krebsbach), ist er viel zu breit. Von den Höhen bei Geisenheim aus betrachtet sieht er wie die westliche Fortsetzung eines alten Rheintals aus. In der Gegend von Stromberg verschwindet diese breite Eintalung. Dort ist ja das Gebirge in jüngerer Zeit stark herausgehoben. Eine Erklärung für dieses auffällige breite Tal steht noch aus.

Es fällt auch hier die relativ geringe Zertalung der Taunusquarzitrücken auf. In den Taunusquarzit kann das meiste Niederschlagswasser relativ leicht einsinken, sodass wenig oberflächlicher Ablauf entsteht. Mithin entfällt auch die Möglichkeit zur Erosion. Anders ist es auf den undurchlässigen Schiefern, wo fast das gesamte Niederschlagswasser oberflächlich abläuft und zumal in dem weicheren Gestein eine starke Erosionskraft besitzt. Besonders deutlich zeigt sich das beim Eintritt des Postbaches in das Gebiet der „bunten Schiefer". Dort schwillt der Wasserreichtum plötzlich an, ausserdem tritt sofort stärkere Talbildung ein. Wo allerdings ein schon wasserreicher Bach in das Taunusquarzit-

gebiet eintritt, schafft er bei genügendem Gefälle sehr markante Talformen, deren schönste im Morgenbachtal (Nordwestecke des Blattes) einen durchaus klammartigen Charakter zeigt. Auf die auffällige Erscheinung, dass auf der linken Rhein- und Naheseite eine ganze Anzahl der kleinsten Nebenbäche kurz vor ihrer Einmündung gegen den Lauf des Hauptflusses umbiegen und im flussaufwärts gerichteten Teil ihres aufgeschütteten Schuttkegels münden, sei nur kurz hingewiesen.

2. Gewässer. (W. Wagner.)

Das Blatt gehört zum **Flussgebiet des Rheins und der Nahe,** die bei Bingen in den Rhein mündet. Bei der Fulder Aue, die sich bis 4 m über dem Mittelwasserstand des Rheins erhebt, tritt der Rhein in das Blattgebiet ein. Bis zur Rüdesheimer Aue, also etwa bis zum Eintritt in das Schiefergebirge, beträgt das Stromgefälle nur etwa 0,50 m, also ungefähr 13 cm auf den Kilometer. Auf dieser Strecke fliesst der Rhein noch auf seinen eigenen Schotterablagerungen, wie Bohrungen für den Bau der Hindenburgbrücke bei Kempten erwiesen haben. Im Kempter Fahrwasser wurden 80 m südlich der Aue 3,25 m, 200 m südlich derselben 1,90 m Rheinschotter ermittelt. Nördlich der Aue im Rüdesheimer Fahrwasser verringert sich der Kies auf 0,50 m. In Höhe der Ilmen-Aue sind im Rheinuntergrund durch Bohrungen 0,50 m bis 1,70 m Rheinschotter festgestellt worden. In diesem Gebiet ehemaliger Akkumulation des Flusses, die jetzt durch eine ganz schwache Erosion abgelöst ist, bildet in seinem heutigen Bett das Rotliegende nicht den unmittelbaren Untergrund der Kiese, sondern viele Meter mächtiger Rupelton bezw. Meeressand. Das Gebiet gehört demnach noch zum Senkungsfeld des Mainzer Beckens. Bis hierhin finden sich auch die sich in der Stromrichtung erstreckenden und durch die Anschwemmungen gebildeten Rheininseln die Fulder Aue, die Ilmen Aue und die Rüdesheimer Aue. Ein Blick auf eine Karte des Rheingaues aus dem 18. Jahrhundert zeigt uns, dass vor der Stromregulierung die Zahl dieser Inseln eine noch grössere und z. T. anders gelegene gewesen ist, als dies heute der Fall ist.

Senkungen des Saar-Saale-Grabens, insbesondere des in ihm gelegenen Mainzer Beckens und Hebung des Rheinischen Schiefergebirges, Bewegungen, die im Diluvium noch von grossem Ausmass waren und sich noch heute wahrscheinlich vollziehen, bewirkten das Einsägen des Rheins in das Rheinische Schiefergebirge. Von hier an bilden, sieht man von dem der Nahemündung vorgelagerten aus Naheschottern bestehenden sogen. „Nahegrund“ ab, die devonischen Schiefer und Quarzite den Untergrund des Strombettes, aus dem mehrfach kleine Felsinseln riffartig herausragen wie die Krause Aue bei Rüdesheim, die Mäuseturminsel bei Bingerbrück, die Lochsteine in der Stromschnelle des Binger Loches und die Leisten von Assmannshausen. Den Flussabschnitt von Rüdesheim bis nach St. Goar nennt man deshalb die **„Felsstrecke“ (55.)** Besonderes Interesse hat von jeher hier das **Binger Loch** hervorgerufen. Hier durchzieht den Rhein eine Quarzitbank, die so hoch liegt, dass bei kleineren Wasserständen die Felsmassen an vielen Stellen zu Tage treten, und auch da, wo dies nicht der Fall ist, ragen sie bis zu geringer Tiefe unter dem Wasser-

spiegel empor und werden dem Auge durch die darüber liegende Brandung bemerkbar. (Tafel 2, Bild 1.) Nur an vereinzelten Stellen befinden sich tiefere Lücken, durch die der Strom mit grosser Gewalt abstürzt. Die grösste und tiefste dieser Lücken ist das Binger Loch. Dieses ist unweit vom rechten Ufer gelegen und diente von alters her als der eigentliche Fahrweg durch diesen Stromabschnitt. „Die nutzbare Tiefe war aber bei kleinen Wasserständen hier so gering und das von der Schiffahrt zu überwindende Gefälle so stark, wie an keiner anderen Stelle unterhalb der Felsenstrecke, dabei betrug die Breite des Fahrwassers nur wenig über 20 m". Schon Kaiser Heinrich IV hat Verbesserungsarbeiten ausführen lassen. Die preussische Regierung hat im vorigen Jahrhundert viele Sprengungen vornehmen lassen, um das Fahrwasser auf eine Tiefe von 200 cm unter den gemittelten Niedrigwasserstand zu bringen. Das stärkste Gefälle beträgt bei einem Wasserstand von 1,50 m am Binger Pegel auf 17 m Länge im Binger Loch 1:122. (**55** S. 5.) Die grösste Geschwindigkeit ist hier 3 m in der Sekunde. (**55** S. 6.) Auf der ganzen Felsstrecke unseres Gebietes ist bei einem Wasserstand von 1,20 m am Binger Pegel das Gefälle auf 1310 m etwa 1 m, d. h. etwa 76 cm auf den Kilometer, also etwa 6 mal so viel wie vor dem Eintritt in das Rheinische Schiefergebirge.

Die Abflussmengen des Rheins unterhalb der Nahemündung stellen sich bei einem Wasserstand von 2,01 m auf 1531 cbm in der Sekunde. 2,08 m ist nach den Berechnungen aus den Jahren 1908—1923 der Mittelwasserstand von Bingen.

Der Nullpunkt des Binger Pegels ist 76,117 m NN. Der Wasserspiegel des Rheins liegt also hier bei Mittelwasserstand auf 78,20 m NN. Der höchstbekannte Wasserstand wurde am 9. Februar 1855 mit 6,75 m ermittelt. 83 m NN dürfte als höchster Punkt für das Überschwemmungsgebiet bei Bingen angenommen werden.

Sehen wir von der **Nahe** ab, so fehlen in dem Bereich des Blattes dem Rhein grössere seitliche Zuflüsse. Der vom rheinhessischen Plateau herabkommende Ockenheimer Bach verliert sich bei dem Eintritt in das sandige Schlickgebiet der Niederterrasse. Unterhalb von Bingen treten aus dem Schiefergebirge ebenfalls nur unbedeutende Wassermengen dem Rhein zu. Der Kreuzbach, der Postbach und der Morgenbach mit dem Adderbach. Ebenso wenig Bedeutung haben die aus dem Taunus kommenden Bäche, welche dem Rhein von rechts zufallen: der Elsterbach bei Winkel, der Blaubach bei Geisenheim, der Rüdesheimer Bach und der Assmannshauser Bach.

Die **Nahe** tritt bei rund 90 m NN in das Kartengebiet von Süden her ein. Sie fliesst bis zu ihrem Durchbruch durch das rheinische Schiefergebirge oberhalb von Bingen, westwärts begrenzt durch den Abfall des rotliegenden Pfälzer Berglandes und das Rheinische Schiefergebirge, in süd-nördlicher Richtung. Am rechten Ufer breitet sich das Senkungsfeld des Mainzer Beckens aus. In kurzer, kaum 200 m breiter und 150 m hoher Talschlucht durchbricht sie dann den harten Felsriegel des Rheinischen Schiefergebirges, der sie bei Bingen von dem Rheine trennt, in den sie in 78,8 mm NN einmündet. Ihr Gefälle beträgt im Blattgebiet nur 0,12‰. Am südlichen Kartenrand bei Grolsheim mündet der Wiesbach als rechter Nebenbach in die Nahe ein. Im übrigen fehlen in diesem ganzen Bereich des unteren Nahelaufes nennenswerte seitliche Zuflüsse, insbesondere von der Seite des rheinhessischen Plateaus aus. Die aus dem Rotliegenden und dem

Schiefergebirge kommenden spärlichen Gewässer sind von Süden nach Norden: Der Langenlonsheimer Bach, der Trollmühlenbach, der Krebsbach und der Mühlbach.

Die Wassermengen, welche die Nahe dem Rheine zuführt, werden nach EGGER (**6** S. 136) bei Niederwasser zu 20 cbm, bei Mittelwasser auf 50 cbm pro Sekunde angegeben, die grösste sekundliche Wassermenge soll 1260 cbm betragen haben. Der mittlere Jahreswasserstand der Nahe betrug in den Jahren 1921 bis 1927 bei Grolsheim 68,7 cm. Entsprechend dem Zufluss von Wasser aus dem kalkreichen rheinhessischen Plateau ist die Härte des Nahewassers auf Blatt Bingen (oberhalb von Bingerbrück) höher als auf Blatt Kreuznach-Wöllstein, nähmlich 4,97°. Sehr bemerkenswert ist der **hohe Chlorgehalt** des Nahewassers, der in der Hauptsache auf die Beimengen durch die Kochsalzquellen von Kreuznach und Münster am Stein zurückzuführen ist. Er beträgt nach Messungen von DR. K. ASCHOFF (**2**) noch oberhalb von Bingerbrück 16—21,4 mg in 1 Liter, ja bei Niederwasser wurden 1886 sogar 27 mg ermittelt. Es ist nicht unmöglich, dass auf der Nahetalstörung auch noch im Bereich des Blattes Bingen Kochsalzquellen auf Klüften aus der Tiefe aufsteigen.

Klimatisch gehört das Gebiet zu den regenärmsten Gebieten von Hessen. Die jährliche Niederschlagsmenge, berechnet aus den Angaben der hessischen Landesanstalt für Wetter- und Gewässerkunde für die Zeit von 1901 bis 1926 (26 Jahre), beträgt in Bingen 520,7 mm (im trockenen Jahr 1921 nur 271,2 mm).

Die **mittlere Jahrestemperatur** des unweit auf dem östlich anstossenden Blatt Ober-Ingelheim gelegenen Ortes Frei-Weinheim beträgt 9,2° C. (1921—1926.)

III. Geologische Übersicht.

An dem geologischen Aufbau des Blattes Bingen-Rüdesheim beteiligen sich:

1. Devon.

a) Unterdevon.

α Bunte Schiefer ($tu_1 \varphi$)
β Hermeskeilschichten ($tu_1 h$)
γ Taunusquarzit ($tu_2 q$)
δ Hunsrückschiefer ($tu_3 w$)
ε Untere Koblenzschichten ($tu_3 u$)

b) **Mitteldevon** (Massenkalk.) ($tm_2 k$)

c) **Eruptivgesteine** (Quarzkeratophyr, Felsitkeratophyr, Diabas.)

2. Rotliegendes.

a) **Unter-Rotliegendes** (Lebacher Schichten?) (ru)

b) **Ober-Rotliegendes** (Waderner Schichten) (ro_1)

3. Tertiär.

a) **Mitteloligocän.**

α Meeressand ($om_1 \sigma$) = Rupelton (om_1) (Septarienton.)
β Schleichsand (om_2) ($om_2 \sigma$)

b) **Oberoligocän.**

α brackischer Cyrenenmergel (oo_1)
β Süsswasserzone (oo_2)

c) **Untermiocän.**

α Corbiculaschichten = Schichten mit Hydrobia inflata (miu_2)
β Hydrobienschichten (miu_3)

d) **Pliocän** (p) (Dinotheriensande, Kieseloolithschotter.)

4. Diluvium.

(Fluss-Kiese, -Sande und Schlicke, Löss und Lösslehm, Flugsand)

5. Alluvium.

A. Devon. (Fr. Michels.)

Am Schichtenaufbau sind beteiligt Schichten vom tiefsten Unterdevon (Bunte Schiefer) bis zum Oberen Mitteldevon.

Fast ausschliesslich alle hierher gehörigen Bildungen sind echte Meeresablagerungen. Nur hier und da sind Eruptivgesteine lagerartig eingeschaltet oder wie der Diabas vom Friedersberg gangförmig durchgebrochen.

Die Schichtenfolge unseres Gebietes beginnt mit tonigen Absätzen eines wohl nur wenig tiefen Meeres. Es sind dies die sogenannten „bunten Schiefer" $tu_1 \varphi$ mit ihren Einlagerungen (Quarziten und „körnigen Phylliten".) Allmählich hebt sich der Meeresboden. Grössere Landnähe ermöglichte den Eintransport von gröberem Material, es bildeten sich die Hermeskeilschichten (tu_1 h.) Noch strandnäher sind die Bildungen der weissen Taunusquarzite (tu_2 q.) Schon während der Ablagerung des Taunusquarzites setzt eine neue Meeresvertiefung ein. Toniges Material wurde reichlicher zusammengeführt. Der obere Taunusquarzit zeigt deshalb schon dunklere, durch tonige Beimengungen hervorgerufene Farbe, ausserdem sind Bänke von reinerem Tonschiefer in ihn eingeschaltet. Die Meeresvertiefung ging weiter; es lagerten sich die reineren Tonschiefer der Hunsrückschiefer (tu_3 w) ab. Bei Wiederauffüllung des Meeresbeckens entstanden mehr unreinere Schiefer und Grauwacken (Unterkoblenzschichten tu_3 u.) Ablagerungen des Oberkoblenz und unteren Mitteldevon sind in unserem Gebiete an der Tagesoberfläche nicht aufgeschlossen. Dass zum mindesten die Oberkoblenzschichten früher da waren,

kann aus ihrem Vorhandensein auf dem benachbarten Bl. Stromberg geschlossen werden. Zur Zeit des oberen Mitteldevon ist es in unserem Gebiete zu Riffbildungen gekommen, wie das Vorkommen von dolomitisiertem Kalk bei Bingerbrück zeigt.

Jüngere Bildungen des Devon sind im Blattgebiet nicht bekannt geworden.

Die genannten Schichten sind in der variskischen Gebirgsfaltung starkgefaltet und in eine Reihe von Sätteln und Mulden zerlegt worden, die unten im Abschnitt Tektonik ausführlicher besprochen werden.

Im Verlauf des Mesozoikum wurde dann das ganze Gebiet eingeebnet, wobei die Oberfläche des Gesteins oft tiefgründig verwitterte.

B. Rotliegendes—Alluvium (W. Wagner.)

Der Teil unseres Gebietes, in dem Bildungen des Rotliegenden zutage treten, d. h. das zum Pfälzer Bergland gehörige links der Nahe gelegene Vorland des Hunsrücks ist ein kleiner Teil des zu einer geologischen Einheit zusammenfassbaren **Saar-Nahe-Gebietes.** In diesem, das zunächst eine von oberkarbonischen und unterrotliegenden Sedimenten eingenommene Senke darstellte, setzte am Ende des Unterrotliegenden eine faltende Bewegung ein. Es entwickelte sich ein Gewölbe, das sich von Neunkirchen bis nach Kreuznach hin verfolgen lässt und das durch eine weitere faltende Bewegung, die zwischen dem Oberrotliegenden und dem Buntsandstein zu liegen kommt, noch weiter ausgestaltet wurde. So entstehen der nordöstlich streichende **Pfälzer Sattel** und die **Nahemulde** mit ihren Teilsätteln und Mulden aus zwei zeitlich getrennten, faltenden Bewegungen, die von F. Kühne (25 S. 432) als **saalische Faltung** und **Pfälzer Faltung** bezeichnet werden. Zugleich mit der Ausgestaltung des Pfälzer Sattels dringen in der Zeit der oberen Lebacher Schichten (Tholeyer Schichten)die Quarzporphyre stock- und lagerförmig ein, die auf dem südlich anstossenden Blatt Kreuznach-Wöllstein als grösserer Stock eine bedeutende Rolle spielen. Die mit der saalischen Faltung verknüpfte Bruchbildung bot weiteren magmatischen Massen Gelegenheit in grossen Mengen emporzudringen und sich — zumeist als Melaphyre — über grosse Flächen zu ergiessen. In unserem Gebiet treten diese vulkanischen Bildungen nirgends mehr auf.

Eine Sedimentation, welche die durch die saalische Faltung geschaffenen und durch anschliessende Bruchbildung vertieften Mulden erfüllte, beginnt auf unserem Blatt im mittleren Oberrotliegenden (Waderner Schichten) und endet mit den Sandsteinen der Kreuznacher Schichten.

Nach Ablagerung des Rotliegenden folgt die Periode der **prätriadischen Faltung (Pfälzer Faltung)** mit einer anschliessenden stärkeren Bruchbildung. Die mannigfache Ausgestaltung des Pfälzer Sattels und der Nahemulde erfolgt.

Auf unserem Kartengebiet umfasst das Gebiet links der Nahe den nördlicheren Teil der nördlich an den Pfälzer Sattel anschliessenden Nahemulde, deren Achse etwa am Südrand der Karte bei Langenlonsheim ins Mainzer Becken ausstreichen dürfte. Das Gebiet gehört also völlig zum nördlichen Flügel der Nahemulde, die sich aber nicht mit allen Schichtgliedern des Rotliegenden an das nördlich anstossende Rheinische Schiefergebirge in mehr oder weniger regelmässiger Aufeinanderfolge anschliesst. Eine vormitteloligocäne Störung

von grossem Ausmass trennt das unterdevonische Rheinische Schiefergebirge von dem nördlichen Nahemuldeflügel derart, dass mit Ausnahme geringer in der Störungszone erhalten gebliebener Schollen des Unterrotliegenden (Kuseler oder untere Lebacher Schichten) nur die oberrotliegenden Waderner Schichten hier die zutage tretenden Gesteine der Nahemulde bilden. (Tafel 3, Fig. 3)

Reste des Mesozoikums sind weder auf unserem Kartenblatt noch in seiner weiteren Umgebung erhalten. Dagegen sind nach Fr. Michels die aus unterdevonischen Gesteinen hervorgegangenen Verwitterungsböden bei Rümmelsheim als vormitteloligocän zu bezeichnen, da die mitteloligocänen Bildungen sich vielfach aus diesem zersetzten Material aufbauen.

Die nächst jüngeren Bildungen, die sich ungleichmässig auf das Rotliegende und im Rheinischen Schiefergebirge auf das Unterdevon und dessen Verwitterungsböden aufbauen, gehören dem **Mitteloligocän** an.

In dem Gebiet zwischen Rhein und Nahe südlich des zum Schiefergebirge zählenden Rochusberges liegt das den Sockel der mitteloligocänen Gesteine bildende Rotliegende durch Störung in so grosse Tiefe versenkt, dass es nirgends mehr den Blicken offenliegt.

Als sich die grosse Senke zwischen Schwarzwald und Vogesen, Odenwald und Haardt durch langsame Vertiefung jenes Gebietes zu Beginn des Unteroligocäns herausbildete, die mit dem Pariser Becken während dieser Zeit in Zusammenhang gestanden haben muss (**59** S. 76—77), da lag die Wetterau über dem Meeresspiegel (**59** S. 60—61). Von hier aus kann das Unteroligocänmeer also nicht in die Rheintalsenke gedrungen sein, in der dieses mächtige Ablagerungen zum Absatz brachte, die teils lagunärer, teils seicht mariner und teils limnischer Natur sind. Im Süden im Sundgau fand die Bucht ebenfalls ihren Abschluss (**59** S. 66), für einen östlichen Zutritt des Meeres fehlen alle Vorbedingungen, sodass nur eine Verbindung im Westen gesucht werden kann, die in der Pfalzburger Mulde angenommen werden darf (**67** S. 581).

Wie weit jene von unteroligocänen Bildungen erfüllte Senke nach Norden sich erstreckte, entzieht sich bis jetzt unserer Kenntnis. Es bestehen aber Anhaltspunkte dafür, dass die unteroligocäne Senke noch in die Gegend nördlich von Worms reicht. Jedenfalls fehlt Unteroligocän aber im Mainzer Becken im engeren Sinne. Die ständige, stark senkende Bewegung, auf so schmalem Raum beschränkt, bewirkte wahrscheinlich schon im Unteroligocän Spannungen, die sich in Randbrüchen auslösten. Sie verstärken sich zur Zeit des Mitteloligocäns. Aber jetzt bleiben die Senkungen nicht nur auf das südlichere Rheintal beschränkt, sondern auch die Gegend von Mainz, die Rhein-Mainebene, die Wetterau und Niederhessen befinden sich in stark senkender Bewegung, so dass das Nordmeer Gelegenheit hat, zu Beginn des Mitteloligocän in diese Senken einzutreten. Es scheint, als ob das Nordmeer im unteren Mitteloligocän von dem Meer des elsässischen Rheintales, wo lagunäre Bildungen (Gipszone) weiterhin den Buchtcharakter verraten, noch getrennt war, so dass hier unterer Foraminiferen führender Septarienton fehlt; dass erst vom mittleren Septarienton (Rupelton) an, der Zeit der Fischschiefer eine einheitliche Meeresverbindung des südeuropäischen und nordeuropäischen Meeres durch das Rheintal, das Mainzer Becken, die Wetterau und die niederhessische Senke bestand. Der südliche Meereseinfluss,

der sich in einer charakteristischen Fischfauna ausdrückt, ist im Oberelsass stark, im Unterelsass schwächer und im Mainzer Becken noch geringer vorhanden (57 S. 277—280).

Der weitere Einbruch jenes grossen Nord-Südgrabens zur Mitteloligocänzeit war von seitlichen Erweiterungen begleitet, deren bedeutendste das **Mainzer Becken** darstellt. Diese Erweiterung vollzieht sich in der Hauptsache innerhalb der alten Saar-Saale-Senke und ergreift noch Randgebiete des Rheinischen Schiefergebirges. Der Einbruch kann als ein Wiederaufleben, das durch den Rheintalgrabenbruch angeregt wurde und sich in dem benachbarten Gebiet, das heute als Mainzer Becken bezeichnet wird, auswirkte, angesehen werden. Das **Mainzer Becken ist im wesentlichen ein tertiäres Senkungsfeld innerhalb der alten Saar-Saale-Senke.**

Wir wissen heute, dass die West- und Nordwestufer des Mainzer Beckens im Mitteloligocän keineswegs mit den jetzigen Gebirgsrändern des Pfälzer Berglandes, des Hunsrücks und des Taunus gleichzusetzen sind. Die scheinbaren natürlichen Grenzen sind nur insofern Grenzen, als hier die Geschlossenheit der Oligocänbildungen aufhört, dass an ihre Stellen die mannigfaltigen, vortertiären paläozoischen Gesteine überragend in die Erscheinung treten. Aber diese sind auf weite Erstreckung westwärts und nordwestwärts noch von vereinzelten Resten mitteloligocäner Ablagerungen bedeckt, die uns die wahre Ausdehnung des Tertiärmeeres erst klar machen.

Als das mitteloligocäne Meer seinen Einzug in das Mainzer Becken hielt, fand es in dessen Randgebieten eine Landoberfläche vor, die beträchtliche Höhenunterschiede aufwies. Bedingt waren diese teils durch die Einwirkung der Erosion auf die verschieden harten Gesteine, teils prägte eine alte Tektonik dieser Landschaft charakteristische Züge auf. So ist offenbar die Nahemulde nicht nur eine Mulde im geologisch-tektonischen Sinne, sondern sie tritt auch orographisch im Mitteloligocän als Mulde in die Erscheinung. Alle die mannigfaltig entstandenen Vertiefungen erfüllte das hereinbrechende mitteloligocäne Meer, sodass die Randgebiete zur Zeit der Bildung des Meeressandes und des Rupeltones eine Küstenlandschaft darstellten, in der tief eingeschnittene Buchten und schmale Wasserrinnen, alten Talböden folgend, oft viele Kilometer weit, in das Innere des Landes eingriffen.

An den dabei entstandenen Inseln und in Buchten, die einer starken Brandung ausgesetzt waren, veranlasste diese, je nach den örtlichen Verhältnissen, an der Schlagseite die Bildung von Brandungsschutthalden in Form eines mehr oder weniger breiten Gürtels aus gröberen Geröllen und Sanden. An den von weniger bewegtem Wasser berührten Ufern und in dem tieferen Untergrund kamen die feinsandigen und tonigen Gebilde zum Absatz.

Die heutigen, von Meeressanden ausgefüllten Täler des Randgebietes sind vielfach wiedergefundene Täler, deren Entstehung auf paläozoischem Boden sich vor Ablagerung des Tertiärs vollzogen hat.

Während der **oberen Rupeltonzeit** war das Mainzer Becken und die Nahemulde in stärkerer Senkung, denn der obere Rupelton transgrediert in auffallender Weise über den Meeressanden, und küstennahe Gebiete werden in küstenferne

verwandelt. Anders scheint es in unserem Blattbereich im rheinischen Schiefergebirgsanteil der Fall gewesen zu sein. Mächtige Konglomeratablagerungen lassen vermuten, dass auch in der Zeit der Bildung des oberen Rupeltones hier das Meer stets eine Küste vorfand, an der die Meeresbrandung mächtigere Geröllmassen zum Absatz brachte, d. h. dass im Rheinischen Schiefergebirge **der Senkungsvorgang sich langsamer vollzog, als in dem Saar-Saalegraben.**

Zur **Schleichsandzeit** verlangsamte sich die senkende Bewegung, die rein tonigen Bildungen machen den sandigtonigen Platz, aber Strandbildungen fehlen auch hier nicht ganz, wie Ablagerungen am Nordrand des Blattes nördlich von Rüdesheim (Ebental) erweisen. Bemerkenswerter sind noch die Beobachtungen, die der unermüdliche Heimatforscher Gymnasiallehrer K. Geib in Kreuznach in der Gegend zwischen dem Jägerhaus und Waldalgesheim nördlich dieses Ortes machte (9 S. 24 f). Sie lassen den zuerst von Geib gezogenen Schluss zu, dass diese dem mitteloligocänen Meeressand ausserordentlich ähnlichen Schotter zum grössten Teil die Küstenbildungen des Schleichsandmeeres darstellen, ja möglicherweise können in ihnen noch Vertretungen des brackischen Cyrenenmergels erblickt werden (auf der Karte mit $om_1\sigma$ zusammengefasst).

Wie die Aufschlüsse von 1927 bei Hüffelsheim 6 km westlich von Kreuznach zeigten (63 S. 41 f), muss die Ansicht aufgegeben werden, dass mit Beginn der Bildung der Schleichsande eine derartige Hebung im Mainzer Becken und seiner Randgebiete eintrat, dass eine wesentliche Verenguug des Meeresbeckens nach dem Pfälzer Bergland und dem Taunus hin eintrat. Es findet in den Randgebieten offenbar nur eine Verlangsamung der Senkung und damit eine Abnahme der Wassertiefe und der Mächtigkeit der Sedimente statt. Bei diesem verlangsamten Senkungsprozess zur Schleichsand- und Cyrenenmergelzeit kamen im Rheinischen Schiefergebirge die küstennahen Bildungen, in der Nahemulde die küstenferneren Bildungen zur Ablagerung, von denen auf Blatt Bingen Reste nur noch bei Langenlonsheim erhalten blieben.

In dem Randgebiet des Mainzer Beckens, das in die Saar-Saale-Senke zu liegen kommt, der Nahemulde, haben sich die Reste des Schleichsandes und insbesondere des oberoligocänen brackischen **Cyrenenmergels** und der **Süsswasserbildungen** besser erhalten können, als die entsprechenden Küstenbildungen im Randgebiet des Rheinischen Schiefergebirges, das später eine stärkere Aufwärtsbewegung erlebte, als das rotliegende nördliche Pfälzer Bergland, somit einer stärkeren Ablagerung unterworfen wurde als das letztere. Im Oberoligocän vollzog sich ein Brackischwerden und dann eine Aussüssung der noch vorhandenen beträchtlichen, von Wasser eingenommenen Senken. Die fossilreichen brackischen Cyrenenmergel und die mächtigen darüber folgenden Süsswasserschichten sind die Zeugen jener Zeit. Hiermit ist die Lebensgeschichte dieses oligocänen Meeres zu Ende. Eine Trockenlegung und damit verknüpfte Abtragung der Schichten setzte ein. Eine nochmalige senkende Bewegung gestattete zur Zeit der **Cerithienschichten** dem Meere erneuten Eintritt in das Mainzer Becken, aber die Senkung war nicht mehr so beträchtlich, dass der Teil des Rheinhessischen Plateaus, der auf Blatt Bingen liegt, geschweige denn die Randgebiete des Rheinischen Schiefergebirges und des nördlichen Pfälzer Berglandes noch in den Bereich dieses Meeres gekommen wären.

Zwar findet in der nachfolgenden Zeit der Ablagerung der **Corbiculaschichten** oder **Schichten der Hydrobia inflata,** infolge eines Abschlusses vom offenen Meer, bald wieder eine Aussüssung des Beckens statt, sodass Brackwasserformen in diesen Schichten herrschen und es zeit- und stellenweise sogar zur Trockenlegung kam; aber trotzdem vollzieht sich ein bedeutend weiteres Vordringen der Gewässer, sodass auch das ganze Rheinhessische Plateau wieder Sedimentationsgebiet wurde.

Über eine evtl. Verbreitung der Corbiculaschichten noch westlich der Nahe sind keinerlei Anhaltspunkte vorhanden, aber auf dem nordöstlich anstossenden Blatt Eltville—Heidenfahrt liegt am Rand des Taunus südlich von Rauenthal auf der sogen. Bubenhauser Höhe noch ein Rest von Corbiculakalk.

Als jüngste Miocänbildung auf Blatt Bingen ist noch ein kleiner Rest der untersten **Hydrobienschichten** zwischen dem Ockenheimer Horn und dem Trapistenkloster 14 Nothelfer am Jakobsberg erhalten.

Die Aussüssung des Beckens schritt immer weiter vor und im weiteren Verlauf des unteren Miocäns tritt eine Verlandung desselben ein.

Der mehrfache Wechsel von Meeresbildungen mit solchen des Brack- und Süsswassers und die Trockenlegung des Gebietes nach Ablagerung der Süsswasserschichten des Cyrenenmergels und nach Bildung der Hydrobienschichten, lässt sich nur unter Annahme tektonischer Vorgänge in Form von Hebungen und Senkungen verstehen. Aber auch Bruchbildungen müssen sich vor dem Pliocän ereignet haben, wie wir noch bei der Besprechung der Lagerungsverhältnisse sehen werden.

Als eine Festlandsperiode mit mehr oder weniger starker Abtragung der Hydrobien- und Corbiculaschichten stellt sich uns das mittlere und obere Miocän im westlichen Mainzer Becken dar.

Neubildungen treten hier erst im **Unterpliocän** wieder auf. Sie bestehen aus Kiesen, Sanden und untergeordnete Tonen, welche Bildungen zusammen als Dinotheriensande oder Kieseloolithschotter bezeichnet werden. Es handelt sich um die Ablagerungen eines grossen, gefällsarmen Flusses, die sich auf dem ganzen Rheinhessischen Plateau bald mehr bald minder ausgedehnt und mächtig finden und die auf Blatt Bingen bei Ockenheim ihr nordwestliches Ende erreichen. Von hier bis nach St. Goar und St. Goarshausen, d. h. auf eine Strecke von 28 km sind nach C. Mordziol (**36** S. 10) Kieseloolithschotter nicht mehr gefunden worden. Neuerdings glaubt M. Galladé (**7** S. 79) die Verbindung in Verebnungen zu erkennen, die sich in 320—330 m Höhe im westlichen Rheingaugebirge finden. Ihre höhere Lage gegenüber derjenigen der unterpliocänen Schotter Rheinhessens ist auf das spätere stärkere Ansteigen des Rheinischen Schiefergebirges zurückzuführen. Der Fluss wird gemeinhin als pliocäner Urrhein bezeichnet, womit aber keinesfalls gesagt sein soll, dass dieser Fluss wie der diluviale Rhein in den Alpen seinen Ursprung hatte. Vielmehr wird angenommen, dass er in dem Rheintalgraben wahrscheinlich im Unterelsass sein Quellgebiet hatte.

Jungpliocäne Bildungen fehlen auf Blatt Bingen und in seiner weiteren Umgebung völlig.

Der Ausgang des Miocäns und das Pliocän waren die Zeiten der grossen vulkanischen Tätigkeit. Ganz ohne Spuren dieser unterirdischen Gluten ist auch unser Gebiet nicht geblieben. Auf dem Schnittpunkt zweier grosser

Spalten muss der sogen. **„Basalt des Rochusberges"** aufgestiegen sein, den R. Lossen 1867 erstmals in seiner Karte des linksrheinischen Taunusgebirges einzeichnete, von dem aber heute, da er schon vor bald 60 Jahren für Strassenschotterung abgebaut wurde, nichts mehr zu sehen ist. **Rollstücke von Basalt** sind nicht selten in dem von Süden nach Norden ziehenden Weg am **O** von Osterberg, einem Teil des südlichen Rochusberges und am Burg Berg in der Störungszone westlich der Trollmühle.

Erst das **Diluvium** bringt uns, in Form verschiedener Ablagerungen, Kenntnis von den Vorgängen in dieser Zeit. Entsprechend den Eiszeiten und ihren Unterbrechungen durch wärmere Zeiträume wurde ein starker Wechsel in den Niederschlagsmengen hervorgerufen. Dieser veranlasste in unserem Gebiet, das stets eisfrei war, eine verschiedenartige Flusstätigkeit, die sich teils in einer Aufschotterung bei kaltem Klima, teils in einer Talvertiefung bei feuchtem und wärmerem Klima äusserte. Diese durch klimatische Ursachen im wesentlichen bedingte verschiedene Flusstätigkeit war aber vermutlich nicht der alleinige Faktor, der eine so mannigfaltige Höhenlage der Schotterterrassen von Flüssen wie dem Rhein und der Nahe hervorbrachte. Junge Bodenbewegungen, insbesondere das Aufsteigen des Rheinischen Schiefergebirges und das Absinken der dem Rheintalgraben benachbarten Gebiete des Mainzer Beckens, spielten durch Neubelebung der Erosion eine gewisse Rolle bei der Talvertiefung. Sowohl der Rhein als auch die Nahe und ihre Nebenflüsse haben verschiedenartige Terrassen geliefert, die sich, entsprechend dem verschiedenen geologischen Ursprungsgebiet der Flüsse und Bäche, durch ihre Gesteinszusammensetzung unterscheiden lassen. Deutlich lassen sich im Rheintal wie im Nahetal die Niederterrasse, die Talwegterrasse (untere Mittelterrasse), ein bis zwei höhere Mittelterrassen (Hochterrasse) und eine ältere Terrassengruppe (Hauptterrassengruppe) von einander trennen.

Dem eiszeitlichen Absatz, dessen Bildung nur einer Wasserwirkung zuzuschreiben ist, der Terrasse, entspricht ein ebenfalls eiszeitlicher Absatz, der im wesentlichen dem Winde seine Entstehung verdankt, der Löss. Es ist kein einheitliches Gebilde, sondern Verlehmungszonen lassen sich in ihm erkennen, die auf Unterbrechungen in seiner Entstehung hinweisen. Jeder Löss entspricht wie jede Terrasse einer Kälteperiode, jede Verlehmungszone und Talvertiefung einer Wärmezeit, welche Zeiten unter sich aber wohl nicht gleichwertig waren. Leider sind die Aufschlüsse nicht derart, dass allgemein die Lösse im Gelände getrennt werden können, nur in Ziegeleigruben sehen wir, dass tatsächlich der Löss Verlehmungszonen aufweist, sodass eine mehrfache Lössbildung und somit mehrfache Kälteperioden angenommen werden müssen, zu welchem Ergebnis uns ja schon die verschiedenen Terrassen brachten. Aber wie heute Rheinhessen sich durch ein besonders trockenes Klima auszeichnet, so muss dies auch in noch stärkerem Masse bisweilen in den Zwischeneiszeiten der Fall gewesen sein, denn an Stelle der Verlehmungszonen treten hin und wieder Schwarzerdeböden, die zu ihrer Entstehung ein trockenwarmes Klima fordern, auf. Häufig weist der Löss unserer Gegend Schichtung auf, oder dünne Geröllbänder sind ihm eingeschaltet, ohne dass der sonstige petrographische Lösscharakter dadurch beeinträchtigt worden wäre. Die Tatsachen zeigen, dass Umlagerungen des Lösses

durch Wasser gleich nach seiner äolischen Entstehung häufig und in grösserem Umfang vor sich gegangen sein müssen, oder dass der vom Wind herbeigetragene Lösstaub in einem Wasserbecken zum Absatz kam.

Die Zeit des Diluviums ist die Zeit der Entstehung unseres heutigen Flussnetzes und unserer heutigen Landschaftsform, die sich zwar in der Jetztzeit noch weiter unter der Einwirkung geologischer Kräfte umbildet, die aber, besonders was die Wirkung der Flüsse anbelangt, durch die menschliche Kultur eine gewisse Beschränkung erfährt.

An die Wende zur Jetztzeit ist die Entstehung der grossen Masse der Flugsandbildungen zu setzen. Sie sind eine charakteristische Erscheinung im Landschaftsbild der Rheinebene zwischen Gau-Algesheim und Mainz. Teils liegen sie noch innerhalb des Tales und verhüllen grössere Gebiete der Niederterrasse und der Talwegterrasse. Teils ziehen sie das Gehänge des Rheinhessischen Plateaus hinauf und bekleiden grosse Gebiete desselben wie mit einem Mantel. Sie dringen aber auch noch weit nach Süden in die Täler und Tälchen ein, die sich von der Hochfläche nach Norden zur Rheinebene hin erstrecken.

Das Gebiet zwischen dem Rochusberg (Kempten) und Gau-Algesheim ist nahezu frei von Flugsandbildungen. Es ist gewissermassen das Deflationsfeld, aus dem die während einer gewissen Zeit vorherrschenden Westwinde, die vorher aus nördlicher Richtung zugebrachten Flugsande nach Osten verlagerten. So können wir vielleicht am besten das besonders starke Anschwellen der Dünen bei Mainz erklären.

Ein weiteres, weniger ausgeprägtes Flugsandgebiet liegt rechts der Nahe zwischen Sponsheim—Dromersheim und Büdesheim—Ockenheim. Es ist im wesentlichen auf das Gebiet der Talwegterrasse der Nahe beschränkt.

IV. Geologische Beschreibung der einzelnen Formationen.

A. Devon. (F. Michels.)

1. Unterdevon.

Noch immer begegnet die stratigraphische Einteilung der untersten Devonschichten grossen Schwierigkeiten, da es noch immer nicht gelungen ist, hier bezeichnende Versteinerungen in den unter dem Taunusquarzit liegenden Schichten zu finden. Wir lassen deshalb die von A. Leppla in den Erläuterungen zu Bl. Rüdesheim (Lief. 111) S. 9 und folgende gegebenen einleitenden Bemerkungen zum Unterdevon wörtlich folgen:

„Seit den grundlegenden Arbeiten von André Dumont (5) über die Gliederung der Schichten des Rheinischen Schiefergebirges haben eine Reihe anderer und ebenbürtiger Forscher Licht in das Wirrnis von gefalteten, verquetschten und verworfenen Schiefern, Quarziten und Phylliten im Süden des Gebirges zu

bringen versucht: K. A. Lossen (31), K. Koch (24), die Herren Gosselet (12) und Holzapfel (18). Vornehmlich den auf die Versteinerungsführung gegründeten Folgerungen ist die bis jetzt gewonnene Klärung zu danken. Nur äusserst selten gestatten jedoch die Reste ehemaliger Lebewesen einen Einblick in die Altersverhältnisse der Schichten, und so sind bis heute manche Fragen ohne eine allzeitig befriedigende Antwort geblieben, wenngleich uns die Arbeiten von Koch, Gosselet und Holzapfel durch Vergleiche und paläontologische Studien dem Ziel wesentlich näher rückten.

Dunkel muss noch vor allem das Alter der versteinerungslosen Schichten bleiben, von denen K. A. Lossen (31) eine enge Altersverbindung mit den jüngeren Schichten des Unterdevon vermutete. Diese Meinung wird auch heute noch vielfach geteilt und Holzapfel scheint ihr auch zuzuneigen.

Die Arbeiten von Gosselet in den Ardennen und im Maastal und die von ihm am Rhein versuchten Deutungen scheinen mir hinreichend zu bezeugen, dass die Stufe der „bunten Phyllite" (= „bunte Schiefer") aufs engste mit dem versteinerungsführenden Taunusquarzit durch die Lagerung verbunden ist, und die darunter nachgewiesene Devon-Fauna (Schistes de Mondrepuits) lässt es nahezu sicher erscheinen, dass diese so bezeichnende Schichtenreihe noch mit dem Unterdevon vereinigt werden muss. Damit wäre auch der von K. Koch stets verteidigten Annahme einer ähnlichen Stellung Recht geben.

Hält man an dieser Stellung der bunten Phyllite (hier = „bunte Schiefer") von Assmannshausen fest, so wird die im Rheintal, Taunus und im ganzen Hunsrück und Hochwald beobachtete Gliederung des Unterdevon und Gédinnien ziemlich scharf festgelegt. Man sieht alsdann, dass der im Taunus und am Fuss des Soonwald südlich vorgelagerten Zone von grünen und grauen serizitreichen Phylliten, Schiefern, Gneisen und Quarziten kein Platz in der Schichtenreihe des Unterdevon zugewiesen werden kann. Sie müssen als vordevonisch gelten wie ich das bereits anderwärts auszuführen suchte (26). Welche Stellung sie hier einnehmen, bleibt künftigen Untersuchungen vorbehalten. Im Bereich des Blattes Rüdesheim treten sie nur auf dem linken Rheinufer da auf, wo genaue geologische Aufnahmen, der mangelnden, genauen topographischen Unterlage wegen, nicht möglich waren."

So ist denn bei der Neuaufnahme als Grundlage für die Stratigraphie die Leppla'sche Gliederung geblieben. Nur wurden die oben als Vordevon bezeichneten Bildungen auf dem linken Rheinufer (vom Bahnhof Bingen bis Diedesberg südlich Weiler) dem **Gedinne** zugezogen. Bestimmend war für mich gerade das Profil westlich der Drususbrücke. Bei Punkt 170,8 stehen genau dieselben Schichten an (rote und apfelgrüne Schiefer) wie im Assmannshäuser Sattel. Weiter südlich davon folgen sandige Einlagerungen, die von den gleichen im Postbachtal nicht zu unterscheiden sind. **Sind** die Schichten des Assmannshäuser Sattels Gedinne (und zwar höheres, etwa Stufe von Oignies), dann sind es auch die Schichten bei Punkt 170,8. Unmittelbar westlich der Drususbrücke und am Bahnhof Bingerbrück dagegen gleichen die grünen Schiefer sehr den „vordevonischen" Schichten Leppla's, z. B. den Eppsteiner Schiefern. Wenn man über die guten Aufschlüsse von Punkt 170,8 ins Mühlbachtal hinunterschreitet, dann beobachtet man einen derart kontinuierlichen Übergang zwischen beiden

Gesteinsausbildungen, dass eine Trennung unmöglich ist. M. E. ist die mehr phyllitische Ausbildung im Süden dieses Sattels durch **eine stärkere Metamorphose im Gefolge der starken tektonischen Beanspruchung am Südrand** dieser Zone bedingt. Ich habe deshalb den ganzen Zug zu den „bunten Schiefern" gestellt.

Die Gliederung des Unterdevon ist nunmehr, nachdem QUIRING triftige Gründe für die Stellung des Hunsrückschiefers (zum mindsten eines Teils desselben) zur Koblenzstufe gebracht hat:

tu_3 Koblenzstufe	tu_3 o Oberkoblenz tu_3 φ Koblenzquarzit tu_3 u Unterkoblenz tu_3 w Hunsrückschiefer (Wisperschiefer)
tu_2 Siegener-Stufe	tu_2 w Teile des Hunsrückschiefers tu_2 q_2 Oberer Taunusquarzit tu_2 q_1 Unterer Taunusquarzit
tu_1 Gedinne Stufe	tu_1 h Hermeskeilschichten (Schichten von St. Hubert) tu_1 φ „bunte Schiefer" (Schichten von Oignies) „Vordevon"?

Für sicher kann die Festlegung der als tu_2 und tu_3 bezeichneten Schichten gelten. Ob die Hermeskeilschichten (tu_1 h) nicht zweckmässiger der Siegener Stufe zuzurechnen seien, weil ja mit ihnen schon der sandige Zyclus, der zum Taunusquarzit hinüberleitet, beginnt, mag dahingestellt bleiben. Wir folgen hier noch der z. Zt. üblichen Auffassung der Hermeskeilschichten als Oberes Gedinne.

Gedinne-Stufe.

a) Bunte Schiefer ($tu_1φ$.).

Sie bilden in unserem Gebiet die Basis des Devon und gehören zu den oberen Gedinneschichten (Stufe von Oignies, GOSSELET (12). Ob vielleicht Teile dieser Schiefer, wie z. B. am Bahnhof Bingerbrück oder westlich der Drususbrücke, den unteren Gedinneschichten (Stufe von Mondrepuits) zuzurechnen sind, muss vorläufig dahingestellt bleiben.

Sie sind vielerorts gut aufgeschlossen, besonders im Höllental (Teufelsschlucht) bei Assmannshausen, gegenüber im Postbachtal, ferner zu beiden Seiten des Mühlbachtales.

Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus bläulichroten, matt glänzenden, ziemlich dünnspaltenden und ebenflächigen Schiefern, denen im Assmannshäuser Sattel ebensolche von hellgrünlichgrauer Farbe eingeschaltet sind. Im Mühlbachsattel überwiegen bei weitem die apfelgrünen Schiefer, doch sind auch rote Schiefer eingeschlossen, wie z. B. besonders an der Wegeabzweigung 100 m nördlich P. 170,6 (südlich Bingerbrück). Die Zusammensetzung dieser Schiefer ist: ein feinschuppiges Gemenge von einem wenig gefärbten, glimmerartigen Mineral (Chlorit und Serizit) mit Quarzkörnchen und Muskowitblättchen. Das Ganze ist von einem äusserst feinen Staub von Eisenglanzschüppchen durchsetzt, der die rote Farbe erzeugt. Fehlt das rotfärbende Eisenerz, dann erhalten die Schiefer eine hellgraue durch Beimengungen von Serizit ins Grünliche hinüberspielende Farbe.

Die Übergänge von grün nach rot sind sehr häufig, und immer ganz allmählich sowohl horizontal wie vertikal. Die Farben sind sicherlich primär bei der Sedimentation entstanden. Bei reichlicherem Zutritt von Sauerstoff konnten unter Wasser die Eisenlösungen „halmyrolytisch" (s. u. S. 21) zu Hämatit werden und dem Gestein rote Färbung verleihen, während bei einer schwächeren Oxydation das Eisen wohl als Silikat ausfiel und mit den grünen Magnesia- und Alkalisilikaten (Chlorit und Serizit) dem Gestein grüne Farbe gab. Bei labilen Oxydationsbedingungen darf auch nicht wundernehmen, wenn zu gleicher Zeit hier die Schichten mehr rot gefärbt wurden (z. B. Assmannshäuser Sattel) und gar nicht weit davon (heutiger Mühlbach-Bahnhof Bingen — Sattel) das Gestein überwiegend grüne Farbe zeigt. Aus der verschiedenen Färbung (rot und grün) kann nicht auf verschiedenes stratigraphisches Alter geschlossen werden. Es muss aber auch auf die Möglichkeit hingewiesen werden, dass ein Teil der rotgefärbten Partikelchen von einem nahen Festland eingespült wurde, auf dem zu damaliger Zeit oder unmittelbar zuvor starke Rotverwitterung herrschte (wie sie uns z. B. aus der Zeit des Oldred oder dem Rotliegenden bekannt ist).

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins geht aus folgenden Analysen hervor, die von einem violettroten Schiefer (I) aus der Schiefergrube 150 m nördlich Schloss Vollrads (Blatt Pressberg, etwas nördlich des Nordrandes von Blatt Bingen-Rüdesheim) und einem rötlichen, etwas verwitterten Tonschiefer von ebendaher (II) durch Herrn A. Lindner im Laboratorium der Preuss. Geol. Landesanstalt angefertigt wurden:

	I	II
	in Prozenten	
Kieselsäure	66,40	67,16
Titansäure	0,54	0,69
Tonerde	16,96	16,38
Eisenoxyd	7,61	6,89
Magnesia	0,75	0,69
Kalkerde	0,30	0,18
Natron	0,61	0,73
Kali	4,01	4,38
Phosphorsäure	0,14	0,18
Schwefelsäure	0,01	0,01
Glühverlust bis 105°	0,51	0,14
Gebundenes Wasser	2,39	2,40
	100,23	99,83

In den Analysen fällt der recht hohe Kaligehalt auf, der von verwitterten Feldspäten herzurühren scheint. Ob dieser Feldspat von einem Gebiet anstehender granitischer Gesteine in den Sedimentationsraum mit eingeschwemmt wurde, oder ob er mit Tuff während der Sedimentation in das Meer hineinfiel, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, da der Verwitterungszustand und die relativ starke Metamorphose des Gesteins keine einwandfreien mikroskopischen Bilder erlauben. Es erscheint aber auch aus anderen Gründen (s. u.) wahrscheinlich, dass zur Zeit der Bildung der „bunten Schiefer" Tufferuptionen erfolgt sind.

Bei der Verwitterung zerfallen bei der dünnen Spaltung und dem feinschuppigen Gefüge der kleinen Glimmerblättchen die bunten Schiefer leicht zu einem feinen Grus. Die grünen Schiefer nehmen dann gelbbraune Farbe an, während in den roten bei der Verwitterung der rote Farbton lange erhalten bleibt. Wegen des hohen Kaligehaltes geben diese Böden einen gesuchten Weinbergboden (Lagen von Assmannshausen), ausserdem werden sie zu Düngezwecken in Weinberge auf anderem Untergrund gebracht.

In unserem Gebiete spalten die bunten Schiefer nur selten in grossen Platten und dünn genug, um als Dachschiefer Verwendung zu finden.

Den „bunten Schiefern" sind nun eine ganze Reihe von Gesteinen eingelagert, die in vielfacher Wiederholung auftreten können. Die Sedimentation vollzog sich nicht ruhig, sondern rasch wechselnd.

Am besten zeigt dies der prachtvolle Aufschluss bei Punkt 200,4 im Postbachtal gegenüber Assmannshausen. In der Hauptmasse des aus rotvioletten Schiefern bestehenden Gesteins tritt dort in mindestens 6maliger konkordanter Wiederholung folgendes Profil auf:

Gesamtmächtigkeit ½—¾ m.

6. sehr milde feine rotviolette Schiefer (etwas gerunzelt),
5. glimmereiche rote Schiefer mit Quarzkörnern, dazwischen feine Lagen reiner Schiefer,
4. glimmerreiche körnige rote Schiefer mit zahlreicheren kleinen Quarzkörnern,
3. glimmerreiche körnige grüngraue Schiefer mit zahlreicheren kleinen Quarzkörnern ganz allmählich übergehend in 4),
2. glimmerreiche körnige grüngraue Schiefer mit zahlreicheren Quarzkörnern und kleinen Feldspaten,
1. glimmerreiche grobkörnige grüne Schiefer-Phyllite mit zahlreichen Quarz- und Feldspatkörnern, sie liegen ziemlich scharf abgeschnitten aber konkordant auf ganz milden rotvioletten Schiefern, die mit grünen Schiefern wechsellagern.

Die häufige — nicht tektonische, sondern primäre — Wiederholung dieses Profils zeigt die unruhige Sedimentation. Plötzlich erfolgte die Zufuhr von gröberem Material cf. 1. Allmählich klingt diese Zufuhr aus. Bei 1—3 des obigen Profils schnelle Sedimentation. Zu einer submarinen Zersetzung („Halmyrolyse") war keine Zeit, das Gestein zeigt demgemäss grüne Farbe. Erst von 4—6 konnte das vorhandene Eisen zu Hämatit oxydieren und gab dem Gestein die rote Farbe.

Diese Verhältnisse lassen sich dort besonders gut beobachten, weil dort das Gestein horizontal gelagert ist und lediglich von einer schwachen 55° nach SO fallenden Schieferung durchzogen ist.

Solche durch Zufuhr gröberen Materials entstandenen körnigen Schiefer, die oft ein phyllitisches Aussehen haben, treten auch in dickeren Bänken auf und sind dann als **„körnige Phyllite"** und sandige Einlagerungen (der von K. Koch gegebene Name wurde beibehalten) tuffig ausgeschieden. Es gibt grüne, hauptsächlich aber rote „körnige Phyllite". Auffälligerweise zeigen die roten ein viel stärker phyllitisches Aussehen als die grünen. Die grünen sind im obigen Profil 1 bei Assmannshausen, im Mühlbachtal und am Bahnhof Bingen zu sehen. Die roten hauptsächlich im Postbachtal und besonders gut in dem bei Assmannshausen mün-

denden Höllental. Rot waren wohl auch die jetzt bei der Kaolinisierung gebleichten körnigen Phyllite am Rotenberg bei Geisenheim, die dort zusammen mit dem Felsokeratophyr auftreten.

Makroskopisch sind die meist violetten körnigen Phyllite (die grünen spielen meist schon zu den unten beschriebenen Quarziten $tu_1\pi$ hinüber) körnig schuppig und mit kleinen Knötchen bedeckt, die sich im Querbruch als Quarz zu erkennen geben. Äusserlich besonders im Höllental gleichen sie oft Tuffen und zwar den Keratophyrschalsteinen des Lahngebietes.

Das mikroskopische Bild ist nach LEPPLA: Meist sieht man gerundete „Quarzkörner, die in der glimmerigen Serizitmasse eingebettet liegen. Die letztere schmiegt sich jedoch nicht den Rändern des Quarzkorns an, sondern setzt schichtig an ihnen im Querbruch ab. Sie enthält natürlich auch Quarz, aber mehr von sekundärer Form und in unregelmässiger Anhäufung und Verteilung zwischen der glimmerigen Schiefer- und Grundmasse. Man wird die bis zu 2 mm grossen Quarzkörner als eine grobsandige Beimengung in den sonst wenig sandigen und mehr tonigen und glimmerigen Schichten auffassen müssen. Grössere Blättchen von Muskowit und dann und wann feldspatähnliche, aber stark verwitterte Gemengteile werden noch beobachtet. Das Eisenerz ist sehr unregelmässig verteilt und oft klumpig angehäuft."

Bei der Verwitterung zerfallen die körnigen Phylitte bei der ungleichmässigen Zusammensetzung sehr leicht. Sie sind dann an der Oberfläche nicht mehr zu erkennen und durch diese Tatsache erklärt sich z. T. das scheinbar nur kurze Aushalten dieser Bänke im Streichen.

In Grenzfällen nähern sich diese körnigen Phylliten **gröberen Konglomeraten,** wie im Kern des Assmannshäuser Sattels. LEPPLA misst diesen Konglomeraten grösste Wichtigkeit bei und möchte sie als Basis des Devon bezeichnen, „die ein bereits vor ihrer Ablagerung in seiner Lagerung gestörtes und gefaltetes Schiefergebirge ungleichförmig (diskordant) überlagern". Aber es spricht dagegen, dass diese **konglomeratischen Bänke inmitten der „bunten Schiefer"** liegen und dass nirgends der alte Untergrund durchspiesst, was man doch in der Nähe der Basis erwarten könnte.

Lassen wir zunächst Lepplas Beschreibung dieser Konglomerate folgen: „Das auffälligste Konglomerat steht als 0,7 m dicke Bank zwischen hellgrünlichgrauen Quarziten in einem Weganschnitt etwa 600 m westlich bis westsüdwestlich von Aulhausen auf der rechten Seite des Behlingsbaches (Weg zum Kammerforst) an. Es enthält in einer aus Quarz und grünem Glimmer (Serizit) bestehenden Zwischenmasse grössere, eckige oder wenig gerundete, nussgrosse Brocken von Kieselschiefer, flache Bruchstücke von Phyllit und Quarzit". „Das Konglomerat fällt mit den umgebenden Quarziten und Schiefern mit nahezu 90° nach NW ein". Der erwähnte Phyllit und Quarzit entstammt wohl den „bunten Schiefern". Ein grosses Problem bietet die Herkunft der Kieselschiefer. Anstehend sind sie im Taunus nicht bekannt. Linksrheinisch in nicht zu ferner Umgebung finden sich Bänkchen von Kieselschiefer im oberen Taunusquarzit und im Hunsrückschiefer. Sie können also in keiner Weise hier in Frage kommen. Herr R. RICHTER zog in einer mündlichen Mitteilung eine mögliche Aufarbeitung herausragender Klippen silurischer Kieselschiefer in Erwägung. Auffallend ist, dass der Kieselschiefer hier (und auch in einigen Vor-

kommen auf Blatt Eltville bei Eberbach und Kiedrich) als sehr grosse eckige Bruchstücke in relativ sehr feinen quarzitigen bezw. schiefrigem Material liegen. Man könnte daran denken, dass ein Vulkanausbruch grössere Massen eines tief liegenden älteren Kieselschiefers zertrümmerte und über weitere Strecken hinweg zerstreute. Die Frage muss vorläufig ungelöst bleiben.

Weniger grobe Konglomerate liegen in der Nähe der grünen Quarzite am West- und Südfuss des Eckersteinkopfes bei Assmannshausen. LEPPLA beschreibt sie in den alten Erl.: „Sie führen in der Hauptsache bis 5 mm grosse, gerundete und eckige Körner von Quarz und bis 1 cm grosse, flache Bröckchen von phyllitischen bis feinglimmerigen Schiefern, auch von Glimmer. Daneben scheint zuweilen etwas Feldspat aufzutreten" (der für tuffige Beimengungen verdächtig ist!) „Das Bindemittel ist reich an Quarz und meist tonschieferähnlich oder phyllitisch. Wie bei den körnigen Phylliten legen sich die feinen Schieferblättchen nicht gleichlaufend der Umrandung an die Quarzkörner an, sondern stossen quer an ihnen ab, ja manchmal scheinen sie sich senkrecht auf den Quarzrand zu stellen und hierbei dünne Quarzblättchen einzuschliessen". (Diese auffallende Stellung ist auch oft an den Kieselschieferbrocken in den oben besprochenen Konglomeraten zu beobachten!)

In der Nähe der Kirche von Assmannshausen liegen konglomeratische Schichten, die in einzelnen dünnen Lagen bis erbsengrosse Quarzkörner in feinem dunkelgrünen Bindemittel zeigen.

Ferner ist noch das Konglomeratvorkommen des „Leistenfels", einer Klippe im Rhein vor Assmannshausen, wo Konglomeratbänke in grünen und auch rötlichen Schiefern eingelagert sind, zu nennen. LEPPLA hat sie schon eingehend beschrieben: „Es sind Quarz, Feldspat einfach und verzwillingt, Glimmer, Tonschiefer, Phyllite, alles in Bruchstückform beteiligt und zwischen ihnen tritt, aber in meist untergeordneter Menge, ein flasriger und schuppiger Chlorit mit Quarz zusammen auf. Der reichlich vorhandene, trikline und mikroklinartige Feldspat, sowie manche seiner Verwachsungen mit Quarz deuten auf die Herkunft aus einem granitischen Eruptivgestein. Viel opakes Erz, auch Kalkspat und andere nicht sicher bestimmbare Mineralbruchstücke nehmen noch an der Zusammensetzung teil".

Flasrige Konglomerate mit flasrigen Bruchstücken von Tonschiefern und Phylliten beobachtet man am Abhang unterhalb des Schweizerhauses und südlich von P. 170,6 westlich der Drususbrücke (südlich Bingerbrück).

LEPPLA folgert in den Erl. von 1904 aus allem: „Man sieht hieraus, dass die Ufer des Unterdevons oder seine Unterlage hier wesentlich aus Tonschiefern und Phylliten, daneben aber auch aus Kieselschiefer und granitischen Gesteinen bestanden haben".

Es ist aber sehr auffällig, dass in den „vordevonischen Gesteinen", die doch die Unterlage des Gedinne zu bilden scheinen, keine Kieselschiefer auftreten und dass andererseits in all den Konglomeraten kein typisches Gestein des „Vordevon" nachgewiesen werden kann. Selbst wenn wir vulkanische Tätigkeit zur Zeit des oberen Gedinne („bunte Schiefer") annehmen, bei der grosse Mengen des Untergrundmaterials in die sich bildenden Sedimente eingeschleudert wurden, bleibt doch immer noch ein Teil der Probleme vorläufig ungelöst.

Eine weitere Einlagerung in den bunten Schiefern sind Quarzitbänke (tu_1 z). Sie erreichen keine grosse Mächtigkeit (selten bis zu 10 m), treten aber infolge ihrer grossen Härte vielfach als Klippen und Leisten an den Steilhängen zu beiden Seiten des Rheins bei Assmannshausen deutlich heraus. Es ist ein meist feinkörniger Quarzit, der durch Beimengung von viel Serizit eine grünliche Färbung hat und sich dadurch gut vom Taunusquarzit unterscheiden lässt. Ausserdem fehlen ihm die für den Taunusquarzit so charakteristischen durch Eisenausscheidung verursachten roten Flecken.

Zusammengesetzt ist das Gestein von meist kleinen (bis 0,2 mm, stellenweise aber auch bis 3,5 mm grossen) eckigen und zackigen Quarzkörnern. Dazwischen liegt Muskowit, Serizit, Chlorit und vereinzelt Zirkon.

Diese Quarzite entwickeln sich meist durch reichlichere Zufuhr von Quarzmaterial aus **grünen** Schiefern und **grünen** „körnigen Phylliten", was aber selbstverständlich nur eine auf Beobachtung gegründete und nicht genetisch notwendige Erscheinung ist. Bei der Verwitterung werden diese Quarzite gelblich. Sie zerfallen in eckige Bruchstücke.

Vielfach sind sämtliche Gesteine der „bunten Schiefer" von Trümern und Gängchen durchzogen, die meist mit Quarz erfüllt sind. Im südlichen Teil des Mühlbach-Bahnhof Bingen — Sattels treten aber auf solchen Gängchen (in der Nähe grosser Störungen) neben Quarz Feldspat und stellenweise Kalkspat in dickeren Knauern auf. Eigentliche Einlagerungen von Kalk konnten nicht beobachtet werden. In der Teufelsschlucht bei Assmannshausen sieht man ein kalkspatverkittetes Konglomerat. Bei diesem handelt es sich aber um eine ganz junge (alluviale bezw. diluviale) Bildung. Aus bunten Schiefern und grünen Quarziten bestehender Gehängeschutt wurde dort durch Kalkspat verfestigt.

Nicht unerwähnt darf ferner bleiben, dass auf der rechten Talseite des Mühlbachtals, sowie am Bahnhof Bingen in den dort stark metamorphosierten grünen Schiefern Bänkchen auftreten, die äusserlich an stark gepresste Grünschiefer erinnern. Der Beweis für Grünschiefer konnte allerdings nicht erbracht werden, doch ist das Auftreten von Grünschiefer innerhalb der „bunten Schiefer" andernorts bekannt geworden (auf Batt Stromberg durch Beyenburg).

Versteinerungen konnten in den „bunten Schiefern" und ihren Einlagerungen nirgends gefunden werden. Undeutliche Anzeichen von Fossilien (Pflanzen) enthalten die körnigen grünen Einlagerungen am linken Hang des Mühlbachs südlich des Rupert-Berges.

b) Hermeskeilschichten tu_1 h.

Sie liegen bei normaler Lagerung zwischen den „bunten Schiefern" und dem Taunusquarzit und bilden gewissermassen einen Übergang von den mehr tonig ausgebildeten „bunten Schiefern" zu den überwiegend quarzitischen Schichten des Taunusquarzit. Ihre Mächtigkeit dürfte im Blattgebiet 100 m nicht übersteigen. Es sind in der Hauptsache Sandsteine, die gegenüber den Taunusquarziten durchweg grössere Quarzkörner und auch meist grössere Glimmerblättchen haben. Das Gefüge ist meist locker. Die Farbe der Gesteine ist weiss, grau (wie besonders auf der linken Rheinseite am Nordrand des Blattes), gelblich und vor allem rötlich. Die rötlichen Sandsteine sind die

charakteristischsten dieser Stufe. LEPPLA nimmt zwar S. 17 seiner Erläuterungen an, dass diese rötliche Farbe durch Verwitterung entstanden sei; es erscheint jedoch jetzt wahrscheinlicher, dass das so sehr bezeichnende Rot der Hermeskeilsandsteine, das über den ganzen Hunsrück hinweg bis nach dem östlichen Taunus hin zu beobachten ist, **primär** durch Beimengung von Hämatitschüppchen hervorgerufen ist. Liegen doch auch meist die ebenfalls primär gefärbten roten Schiefer der „bunten Schiefer" unter ihnen. Besonders typisch sind im Blattgebiet die Hermeskeilschichten zu sehen auf der rechten Rheinseite hart und östlich Bahnhof Assmannshausen, 400 m nördlich des Bahnhofs (der Zahnradbahn) Jagdschloss Niederwald, in dem Bruche west-südwestlich Aulhausen und auf der linken Rheinseite im Morgenbachtal (bei dem Buchstaben **n** von Morgenbach der Karte, an letzterem Punkt mit besonders grossen Glimmern. Die übrigen Varietäten sind oft von den Taunusquarziten kaum zu unterscheiden. Es ist möglich, dass das Fehlen der Hermeskeilschichten zwischen bunten Schiefern und Taunusquarzit in den Sätteln bei und südlich Bingerbrück weniger auf tektonischen Ursachen beruht, sondern vielmehr auf dem Umstand, dass in der dortigen Gegend die rote Färbung der bunten Schiefer sehr zurücktritt und dass in dem gleichen Sedimentationsraum bei der Ablagerung der Hermeskeilschichten ebenfalls die Bedingungen zur Bildung des farbgebenden Eisenoxyds fehlten und dass dort evtl. Hermeskeilschichten liegen, die bei der Kartierung von den Taunusquarziten nicht unterschieden werden konnten und auf der Karte als Taunusquarzit erscheinen.

Von wenig mächtigen Einlagerungen in den Hermeskeilsandsteinen sind noch zu nennen grünlichgraue und graue Tonschiefer; ausserdem reichert sich in einigen Lagen zu Kaolin zersetzter Feldspat, der übrigens fast überall in den Hermeskeilschichten vorkommt, so an, dass man von Arkosesandsteinen sprechen kann, wie z. B. südlich der Mündung des Postbachtales.

Fossilien konnten hier in den Hermeskeilschichten nicht aufgefunden werden.

Bei der Verwitterung zerfallen sie viel leichter als die Taunusquarzite. Es entstehen mehr gerundete Brocken, die dann schliesslich sandig zerfallen. Der Verwitterungsboden ist meist ein gelbbrauner ziemlich sandiger Lehm.

Siegener-Stufe.

c) Taunusquarzit tu_{2q}.

Als das härteste Gestein der ganzen Gegend hebt er sich morphologisch in den Höhenzügen und besonders an den Talhängen als Klippen sehr markant heraus. Einige besonders feste Bänke haben auch der Erosionskraft des Rheins grossen Widerstand entgegengesetzt und ragen als die früher so gefürchteten und auch heute noch nicht ungefährlichen Klippenzüge des „Binger Loches" besonders bei Niederwasser aus dem Strom heraus; noch heute sind dort umfangreiche Sprengungen der Felsklippen, die mittels Taucherschächten ausgeführt werden, erforderlich, um für die Schiffahrt ungefährliche Fahrrinnen zu schaffen.

Die Hauptmasse des Gesteins ist als ein Quarzitsandstein zu betrachten, doch sind viele z. T. ziemlich mächtige Bänke als typischer „Felsquarzit" ent-

wickelt. In letzterem sind die einzelnen Quarzkörner durch Kieselsäurezement fest miteinander verkittet. Die Verwachsung des sekundären Quarzes mit den primär bei der Sedimentation vorhandenen Quarzkörnern ist „orientiert", d. h. der sekundäre Quarz des Zementes ist an das nächstliegende Quarzkorn so angewachsen, dass er physikalisch (optisch) genau so orientiert ist, wie das umwachsene Quarzkorn. Durch die intensive Verwachsung der einzelnen Quarzkörner ist der Bruch im geschlagenen Handstück „schuppig", ja stellenweise „schneidend", d. h. die ursprünglichen Quarzkörner brechen beim Schlagen nicht aus ihrem Gefüge heraus, sondern werden selbst durchgespalten In den Quarzsandsteinen ist das Gefüge weniger fest.

Das Gestein ist meist feinkörnig, überwiegend bleibt der Durchmesser der einzelnen Quarzkörner unter 1 mm, jedoch treten auch vereinzelt Bänke auf, in denen die einzelnen Quarzkörner bis zu 4 mm Durchmesser haben.

Die Farbe ist verschieden: weiss, hellgrau bis dunkelgrau. Glimmer tritt im allgemeinen gegenüber den Hermeskeilschichten sehr zurück. In einzelnen Bänken, z. B. in den Klippen des Binger Loches, beobachtet man reichlich kleine Muskowitblättchen. In den mehr weissen Varietäten zeigt sich auf den Schichtflächen oft ein grünlicher Glimmer (Serizit). Sehr häufig liegen in den Quarziten zahlreiche weisse und gelbe, grössere und kleinere Punkte von Kaolin, die von zersetztem Feldspat herrühren. Stellenweise, wie in Lesestücken unterhalb P. 284 (westlich Bingerbrück), wird das Gestein dadurch zum Arkosequarzit. Oft sind auch kleine und grössere Tonschieferflasern beigemengt. Am Leiengipfel (auf der rechten Rheinseite westlich Rüdesheim), gleichen einige solcher Bänke Tuffablagerungen. Im übrigen sind Tongallen und Tonschieferflasern, die flach linsenförmig eingelagert sind, im Taunusquarzit häufig. Auf Klüften ist oft ein dünner Überzug von einem sekundären hellroten Eisenerz zu sehen. Besonders oft sind die Tonflasern von Eisen hellrot gefärbt. Meist ist die Rotfärbung aber nur auf die Schichtflächen beschränkt und ergreift das Innere des Gesteins nicht.

Die chemische Zusammensetzung zeigen zwei Analysen, die im Laboratorium der Preuss. Geol. La. von A. Lindner ausgeführt wurden. Probe I stammt von einem weissen Quarzit von der Rossel am Niederwald, II von einem grauen Quarzit vom Ostabhang des Rheinbergs, am linken Rheinufer, 1 km nordwestlich von Bahnhof Bingerbrück.

	I	II
	in Prozenten	
Kieselsäure	94,80	94,52
Titansäure	0,03	Spuren
Tonerde	2,69	2,87
Eisenoxyd	0,58	1,31
Magnesia	0,11	0,15
Kalkerde	0,38	0,09
Natron	0,09	Spuren
Kali	0,74	0,41
Phosphorsäure	0,03	0,01
Wasser	0,44	0,60
	99,89	99,96
Spezifisches Gewicht:	2,649	2,642

Stellenweise werden die reineren Quarzite von Milchquarz-Trümern dicht durchzogen, die dann dem Gestein eine ganz ausserordentliche Festigkeit verleihen, so z. B. am Rammstein westl. Rüdesheim, an den Bingerlochklippen und vielen anderen Punkten.

Der Zerfall ist meist langsam, es bildeten sich kleinere und grössere Quarzitblöcke, oft mit sehr wenig Lehm, so dass reine Blockhalden („Rosseln") resultieren, im übrigen entsteht ein lehmig sandiger Boden mit sehr vielen kleinen und grösseren Quarzitbrocken,

Seit der LEPPLA'schen Aufnahme (Lieferung 111 der Preuss. Geol. Spezialkarte) sind besonders bei der Neuaufnahme auf dem linken Rheinufer eine ganze Reihe von neuen Fossilfundpunkten bekannt geworden.

K. KOCH (**24** S. 203) hatte in den meist grauen Quarziten an der Burg Ehrenfels und am Leiengipfel westlich Rüdesheim gefunden:

Coccosteus sp.
Ctenacanthus sp.
Homalonotus roemeri de KONINCK
Pterinea subcrenata de KONINCK
Grammysia deornata de KONINCK
Roemeria (Kochia) capuliformis KOCH
Spirifer primaevus STEININGER
Pleurodictyum problematicum GOLDFUSS

Diese Fundpunkte liefern auch jetzt noch gute Faunen. Meist findet man diese Versteinerungen in losen Blöcken am Hang zwischen Ehrenfels und Leiengipfel und darüber hinaus nach dem Nationaldenkmal zu. Anstehend liegen sie in einem meist etwas porösen Gestein dicht unterhalb des Leiengipfel und 200 m ostnordöstlich davon, wo besonders Herr Dr. GALLADÉ (Wiesbaden) in letzter Zeit eine grosse Anzahl hier bisher unbekannter Arten finden konnte (**8**). Herr GALLADÉ stellte mir in liebenswürdiger Weise, wofür ich ihm auch an dieser Stelle bestens danke, seine vorläufige Faunenliste für diese Punkte zur Verfügung. Er konnte bis jetzt feststellen:

Onchus sp. α
Onchus sp. β
Machaeracanthus Kayseri KEGEL
Placodermen-Reste
Homalonotus sp. div.
Euomphalus sp.
Bellerophon bipartitus SOW
Tentakulites grandis F. ROEM.
Pterinea paillettei VERN. u. BARR.
Aktinodesma obsoletum GOLDF.
Kochia capuliformis KOCH
Myalina sp.
Modiomorpha carinata MAUR.
„ sp.
Prosocoelus pes anseris ZEIL u. W.
Solenopsis sp.
Palaeosolen sp.
Leptodomus latus KRANTZ
Leptodomus sp.
Orthis circularis SOW.
Stropheodonta Sedgwicki A. u. V.
Stropheodonta Murchisoni A. u. V.
Spirifer primaevus STEIN
Spirifer hysterikus SCHLOTH
Spirifer sp.
Rensselaeria crassicosta KOCH
Rensselaeria strigiceps F. ROEM.
Pleurodictyum problematikum GOLDF.
Anthozoa indet,
Kriechspuren verschiedener Arten.

Eine zweite relativ artenreiche Fauna fand Herr GALLADÉ in dem Steinbruch Fischer 755 m nördl. der Kirche Assmannshausen. Dieser Fundpunkt wird in der Folgezeit nicht mehr zugänglich sein, weshalb die GALLADÉ'schen Aufsammlungen (Museum Wiesbaden) um so wertvoller sind. GALLADÉ fand dort u. a.:

Machaeracanthus bohemicus BARR.
Crossopterygier-Reste (Zähne, Schädelknochen, Schuppen)
Placodermen-Reste
Homalonotus sp.
Murchisonia taunica KAYS.
Bellerophon sp.
Tentakulites grandis F. ROEM.
Aktinodesma obsolotum GOLDF.
Kochia capuliformis KOCH
Cucullella trunkata STEIN.
Palaeosolen spec. (*simplex* MAUR)
Rensselaeria crassicosta KOCH
Anthozoa indet.

Alle Fundpunkte der linken Rheinseite (siehe Karte) enthalten *Spirifer primaevus* Stein. Die reichste Fauna fand sich dort in losen Blöcken etwa 600 m östl. Forsthaus Heiligkreuz, darunter *Spirifer primaevus* Stein. *Rensselaeria crassicosta, Kochia capuliformis* Koch, sowie zahlreiche Zweischaler.

Bemerkenswert ist der Fundpunkt westnordwestlich Schloss Rheinstein In einem porös verwitterten von Eisenlösungen getränkten Quarzit findet man: *Spirifer primaevus, Rensselaeria crassicosta, Gastropoden, Kochia capuliformis, Goniophora* sp., *Pleurodictyum* sp., *Anthozoa* sp. div.; ferner aber liegen in dem Gestein dort noch ganz unverwitterte Bänke eines dichten eisenhaltigen Kalksandsteins von gelbgrauer Farbe. An tierischen Resten enthält er unbestimmbare Knochenplatten von Fischen. Diese Bänke lassen den Schluss zu, dass weitaus die grösste Zahl der versteinerungsführenden Bänke früher reichen Kalkgehalt besassen, der dann bei der Verwitterung ausgelaugt wurde.

Die Fossilien bestimmen das Gestein als Siegener Schichten, ohne aber vorläufig eine genaue Einstufung in denselben zuzulassen.

In den oben bestehenden Quarziten treten häufig Tonschieferbänke auf, die stellenweise auch grössere Mächtigkeit (über 20 m) erreichen können. Besonders in der Zone der mehr grauen Quarzite gewinnen die Tonschiefer an Bedeutung.

LEPPLA hat deshalb in seiner Aufnahme den Taunusquarzit gegliedert in oberen und unteren Taunusquarzit. Und diese Gliederung wurde auch bei der Neuaufnahme beibehalten.

LEPPLA unterscheidet:

Unterer Taunusquarzit (tu_2q_1); vorwiegend hellgraue bis weisse, grobbankige oft mit Milchquarz verkittete Quarzite mit untergeordneten Tonschieferzwischenlagen.

Oberer Taunusquarzit (tu_2q_2); vorwiegend graue bis hellgraue Quarzite, die mit grauen bis dunkelgrauen, oft quarzitischen oder sandigen Tonschiefern wechsellagern.

Es scheint, dass die meisten Versteinerungsfunde dem oberen Taunusquarzit zugehören, doch finden sich besonders auf der linken Rheinseite auch in typischem unterem Taunusquarzit *Sp. primaevus*, z. B. Nordhang Veitsberg.

Ein besonders auffallendes Gestein sind sehr dünnbankige Kieselschiefer im oberen Taunusquarzit am Nordhang des Ruppertsberges. Allem Anschein nach sind sie durch sekundäre Verkieselung entstanden.

Die Grenzen zwischen oberem und unterem Taunusquarzit sind natürlich sehr schwer zu ziehen. Trotzdem wurde der Versuch auf der Karte durchgeführt. Nicht immer sind die Gesteine so leicht zu trennen, wie z. B. in dem Profil südöstlich Bahnhof Assmannshausen. An anderen Stellen wie z. B. am Rochusberg und an gegenüberliegender Talseite besteht der Verdacht, dass gerade die **untersten** Teile des Taunusquarzit mehr schiefrigen Charakter tragen. Diese Schichten nähern sich petrographisch den Siegener Schichten im Siegener Land. Im tieferen Unterdevon wechselten z. B. an der Grenze von Taunus und Hunsrück auf kurze Entfernung hin die Sedimentationsbedingungen rasch und bedingten leicht fazielle Verschiedenheiten in Horizonten gleichen Alters. Darauf mag auch der fazielle Unterschied der Schichten des Assmannshäuser- und des Mühlbach-Sattels beruhen.

d) Hunsrückschiefer tu_{3W}.

Kontinuierlich entwickeln sich aus dem oberen Taunusquarzit durch Zunahme der Tonschiefereinlagerungen die Hunsrückschiefer. Es ist schwer zu entscheiden, ob man mächtigere Lagen von reinen Tonschiefern noch zum oberen Taunusquarzit oder schon zu den Hunsrückschiefern stellen soll. In den tieferen Teilen der meist blaugrauen oft ebenmässig spaltenden Schiefer sind oft quarzitische Bänke eingelagert, die vereinzelt noch Siegener Fauna haben (s. u. a. KEGEL **22** Seite 17 u. 18), vergleiche auch LEPPLA (**29** Seite 7). Das etwa 40—50 m mächtige Schieferpaket nordw. Rheinstein ist ebenfalls von Schichten mit Siegener Fauna überlagert. H. QUIRING (**30**) setzt den **Hunsrückschiefer** als selbständige stratigraphische Stufe zwischen Siegener Stufe und Unterkoblenz und rechnet ihn wegen seiner Fauna **zum oberen Unterdevon.** Um die Einheitlichkeit mit andern Blättern zu wahren, hat der Hunsrückschiefer auch hier das Symbol tu_3 bekommen, wobei wir aber bemerken müssen, dass mindestens ein Teil des unteren Hunsrückschiefers noch der Siegener Stufe tu_2 zuzugehören scheint; die Grenze zwischen Siegener und Koblenzstufe liegt anscheinend innerhalb des als Hunsrückschiefer bezeichneten Schieferpaketes.

Die Gesteine selbst sind im Blattgebiet dachschieferähnliche, graue bis dunkelblaugraue Tonschiefer. Die Spaltflächen sind meist eben, wie z. B. nordw. Rheinstein und an der Ruine nördl. Münster bei Bingerbrück. Stellenweise, wie westlich des letztgenannten Ortes, tragen die Hunsrückschiefer phyllitischen Charakter; sie sind dort stark gefältet und seidig glänzend. Immer aber zeigen sie blaugraue Farbe (abgesehen von sekundärer Färbung). (Die blaue Farbe galt hier auch als Unterscheidungsmerkmal für die Hunsrückschiefer gegenüber den charakteristisch apfelgrün oder rotvioletten Schiefern des Gedinne, besonders wo beide Gesteine durch tektonische Vorgänge direkt aneinander lagern, wie z. B. bei Bingerbrück. Vielleicht ergeben spätere glücklichere Aufschlüsse, dass noch ein Teil der jetzt als Hunsrückschiefer kartierten Schiefer dem Gedinne zururechnen sind oder umgekehrt. Die heutige Trennung erscheint aber vorerst die einzig mögliche, bis vielleicht neue Fossilfundpunkte Licht in diese Frage bringen.)

Die Schiefer bestehen aus dünnen Schuppen eines glimmerartigen Materials. Zwischen den Schuppen liegt feinverteilter Quarz. Die dunkle Farbe wird durch feinverteiltes Schwefeleisen hervorgerufen.

Stellenweise liegen Knollen von dichtem Schiefer mit Schwefelkieskristallen und zahlreichen haarfeinen Kalkspattrümerchen in dem Gestein so im Rheinstollen. H. REINS beschreibt in seiner Prüfungsarbeit „Ein Beitrag des Blattes Rüdesheim" Archiv der Prüfungsarbeiten der Preuss. Geol. La. Nr. 1936 (1909) zwischen Elisenhöhe und Prinzenkopf ein etwa 20 cm mächtiges Kalkbänkchen von schwarzem, geschiefertem Kalk. Es konnte nicht wiedergefunden werden.

Bei der Verwitterung wird der Hunsrückschiefer gebleicht und oft sekundär rötlich gefärbt. Er liefert einen lehmigen Boden mit oft zahlreichen Schieferstückchen. Der immer noch hohe Kaligehalt des Hunsrückschiefers (über 3%) veranlasst die Winzer, Hunsrückschiefer auf die Weinberge zu Düngezwecken zu bringen. (Diese Verfrachtung von z. T. weit entfernt anstehenden Gesteinen auf die Weinberge kann leicht einen anderen Untergrund dem Beobachter vortäuschen).

Der Schwefelkies im Gestein verwittert meist zu Brauneisen, doch ist er auch an einigen Stellen in andere Eisenverbindungen ($FeCl_3$) umgewandelt. Schiefer mit hohem Gehalt an solchen bitter schmeckenden Eisensalzen (wie z. B. nördlich Burglayen) beeinträchtigen den Weinbau empfindlich. Die Winzer nennen solche Böden fälschlich „Salpeterböden" und meiden ihn für den Weinbau. **Alaun** konnte darin bei der chemischen Untersuchung nicht nachgewiesen werden.

e) Unterkoblenzschichten (tu_3u).

400 m südöstlich Gerhardshof ist eine kleine Mulde von blauen Tonschiefern und Grauwackenschiefern eingelagert. Ihr Aussehen gleicht den Unterkoblenzschichten der weiteren Umgebung. In stark verwittertem von Eisen braungefärbtem Grauwackenschiefer konnte bei der Neuaufnahme eine kleine Fauna gefunden werden, die unter anderem folgende Arten enthielt:

Tropidoleptus sp.
Spirifer arduennensis SCHNUR
Camarotoechia (*Rhynchonella*) *daleidensis* F. ROEM.
Chonetes sp.
Cucullella truncata STEIN.
Goniophora sp.
Gastropoden-Reste
Homalonotus sp.
*Crinoiden*stielglieder

Diese Fauna spricht ebenfalls für Unterkoblenzalter der betreffenden Schichten und gab den Anlass für die Ausscheidung dieser kleinen Mulde von Unterkoblenz, das sonst in der nächsten Umgebung nicht auftritt.

f) Oberkoblenzschichten.

An der Tagesoberfläche sind sie im Blattgebiet nicht bekannt geworden. Im Tiefbau der Grube Amalienhöhe bei Waldalgesheim finden sich aber am Nordrand des Kalkes eingekeilte kleine Fetzen von weichen Tonschiefern und Grauwackensandsteinen, die H. POHL (40 S. 133 u. 134 u. f.) zu

den Oberkoblenzschichten rechnete. POHL fand auf der 70 m Sohle der Grube Amalienhöhe zahreiche Versteinerungen. GEIB (9) beschreibt von dort S. 15 u. f.:

Spirifer sheciosus, Pterinea lineata Goldf., *Athyris concentrica* v. Buch und *Cryphaeus rotundifrons* Emmr. und stellt diese Schichten ebenfalls ins Oberkoblenz.

MARTHA WOLF (70 S. 15) zieht aber nach nochmaliger Durchsicht der Fauna das Oberkoblenzalter dieser Schichten in Frage und hält sie für Hunsrückschiefer. Bisher erlaubten aber die bisher gefundenen Fossilien noch keine ganz einwandfreie Bestimmung, obwohl ich auch aus tektonischen Gründen die fraglichen Schichten eher für Hunsrückschiefer halten möchte. Es seien aber beide Auffassungen hier mitgeteilt.

2. Mitteldevon tm

Obermitteldevonischer Massenkalk tm_2k.

Eingekeilt zwischen Schichten des unteren Unterdevon erscheint in Bingerbrück ein etwa 90 m mächtiger Zug von Dolomit, der dort in dem Steinbruch von Geyger aufgeschlossen ist. Das Vorkommen ist dort nur auf eine Länge von 250 m zu verfolgen und verschwindet nach Westen unter diluvialen und tertiären Schichten. Durch die bergbaulichen Arbeiten der Grube Waldalgesheim (Gewerkschaft Dr. Geier) ist die Fortsetzung dieses Dolomitzuges bis unter das Dorf Waldalgesheim nachgewiesen. Nach Osten hin hört an der Tagesoberfläche der Kalk (Dolomit) in Bingerbrück auf. Er soll nach GEIB (9 S. 12) in Bingen selbst noch einmal durch Bohrungen der Binger Aktienbrauerei angetroffen worden sein. Er soll auch bei Stromregulierungsarbeiten im Rheinbett gefunden worden sein. Für letzteres Vorkommen fehlen aber genaue Unterlagen.

Der Steinbruch in Bingerbrück zeigt am besten die Natur des Dolomits. Meist sind es dicke Bänke eines dunkelblaugrauen bis schmutziggelben Dolomits von feinkristalliner Beschaffenheit. Hier und da sind schmale, aber auch bis metermächtige Bänke von zersetztem Tonschiefer, der aus Kalkschiefer hervorgegangen zu sein scheint, eingelagert. Im nordwestlichen Teile des Bruches liegt eine etwa $^1/_2$ m mächtige Bank von zelligem, porösem braun verwittertem Dolomit, in dem neuerdings eine Reihe von Versteinerungen gefunden werden konnten, die von MARTHA WOLF (69) untersucht und bestimmt wurden. M. WOLF nennt: in mehreren Lagen Korallen in Form von kleinen unbestimmbaren Steinkernen; ausserdem:

Zahlreiche Jugendformen einer *Brachiopoden*-Art in verhältnismässig guter Kernerhaltung. Es handelt sich um *Uncites* (*Bornhardina*) *laevis,* SCHULZ oder um *Stringocephalus burtini* DEFR.

Ferner *Newberria amygdala* GOLDF. bezw. *N. amygdalina* STEIN. Durch diese Versteinerungen ist der Bingerbrücker Dolomit als **Oberes Mitteldevon sicher** bestimmt. Er gehört mit dem Stromberger Kalk, in dem GEIB (9 S. 11) *Murchisonia bilineata* GOLDF. fand, zusammen zum **Stringocephalenkalk.** Der Kalk bei Stromberg bis auf einige Bänke ist wenig dolomitisiert. Nach Osten ist die Dolomitisierung stark vorgeschritten. Während der Stromberger

Kalk etwa 97,5% $CaCO_3$ und 1,12% $MgCO_3$ enthält, zeigt der Bingerbrücker Dolomit etwa 56% $CaCO_3$ und 30 und mehr % $MgCO_3$. Dieser petrographische Unterschied ist am besten so zu erklären, dass die Dolomitisierung dieses Kalkzuges von der Oberfläche aus erfolgt ist, dass dann ferner bei der intensiven jüngeren Hebung des Gebirges der westlich (bei Stromberg) gelegene Gebirgsteil herausgehoben wurde. Dabei wurde der dolomitisierte Teil abgetragen und der reine Kalk kam an die Tagesoberfläche, während im Osten (zwischen Waldalgesheim und Bingerbrück) die stärker verwitterten und dolomitisierten Teile erhalten blieben. Es scheint, dass Dolomitisierung und die reichliche Bildung von Brauneisen (besonders am Nordrand des Dolomitzuges) zusammenhingen; denn in der Gegend von Stromberg fehlt am Kalk das grosse Erzvorkommen, das bei Waldalgesheim zu dem grossen Bergbau Anlass gegeben hat. In den Tiefbauten der Grube Waldalgesheim trifft man auch nur Dolomit mit Ausnahme auf der 175 m Sohle, wo während der Neuaufnahme ein Vorkommen von nichtdolomitisiertem Kalk zugänglich war. Dieses Erscheinen des Kalkes in der Tiefe stützt den oben gegebenen Erklärungsversuch. Das von Lossen (32) bei Münster bei Bingerbrück mitgeteilte Kalkvorkommen konnte bei der Neukartierung nicht gefunden werden. Anscheinend handelt es sich um Kalkbänkchen innerhalb der Hunsrückschiefer.

Der Dolomit von Bingerbrück wurde früher zu Zement verarbeitet. Jetzt wird er als Schwarzkalk, der einen guten hydraulischen Mörtel liefert, gebrannt.

3. Eruptivgesteine.

a) Quarzkeratophyr Kq.

In der rechten Hälfte des Rheines treten südwestlich des Rammsteines (gegenüber Bahnhof Bingen) bei niedrigem Wasserstand die Klippen der „Krause Aue“ zu Tage. Sie werden von einem sehr festen, äusserlich durch die Tätigkeit des Wassers stark gerundeten Gestein gebildet. Das Gestein selbst ist von grauer bis hellgrauer Farbe und zeigt eine dichte Grundmasse, in der vereinzelte, oft deutlich kristallographisch begrenzte Quarze und Feldspäte liegen. In einzelnen Handstücken finden sich auch zahlreichere Körnchen von Schwefelkies.

Das mikroskopische Bild ist nach Leppla, der das Gestein in den Erläuterungen zu Blatt Pressberg-Rüdesheim als Quarzporphyr beschrieben hat: ein sehr feinkörniges Gemenge von meist unregelmässig begrenzten, mitunter auch leistenförmigen Körnchen von Feldspat und Quarz, beide jedoch in schlieriger Verteilung, bald in gröberem, bald in feinerem Korn auftretend. Der feldspatige Gemengteil zeigt kleine glimmerähnliche kaolinische Einschlüsse, die aus der Umwandlung herzurühren scheinen. Die Einsprenglinge von Quarz zeigen vielfach sogenannte Anätzungserscheinungen und scharfe Umrandung; die von Feldspat dagegen nicht. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist bei ihnen häufig. Quarz tritt im Feldspat als Einschluss auf. Auch trikliner Feldspat scheint aufzutreten. Leppla bemerkt, dass dies Gestein mehr den permischen Quarzporphyren entspreche als dem unten beschriebenen Gestein von Geisenheim.

Das bei der Leppla'schen Kartierung nicht aufgefundene porphyrartige Gestein am Bahnhof Rüdesheim (s. alte Erl. S. 37) konnte jetzt wieder aufgefunden werden. Das Vorkommen liegt 500 m unterhalb Bahnhof Rüdesheim auf der Nordseite des Eisenbahnausschnittes. Äusserlich ist das rauchgeschwärzte Gestein schwer zu erkennen, ausser an seinen auffallend geraden Klüftungsflächen. In der Mitte des kleinen Vorkommens ist das Gestein weissgelb bis hellgrau. Zahlreich sind die Quarz- und Feldspateinsprenglinge. Das Gestein ist identisch mit dem Gestein der „Krause Aue". SCHLOSSMACHER (**44** S. 421) bezeichnet das Gestein als „einen nur wenig metamorphen Quarzkeratophyr". LOSSEN (**32** S. 534), gibt folgende Analyse dieses ihm schon bekannten Gesteins, das er als „kaum serizitisches Porphyr-Gestein unterhalb des Bahnhof Rüdesheim" erwähnt. (Analytiker HAMPE).

SiO_2	66,42
TiO_2	0,05
Al_2O_3	16,76
Fe_2O_3	1,22
FeO	0,62
MgO	0,37
CaO	0,32
Na_2O	1,26
K_2O	12,55
H_2O	1,05
P_2O_5	Spur
SO_3	0,71
CO_2	0,03
	101,36

Spez. Gew. 2,56

In der Analyse überrascht der hohe Gehalt an Kali. Auffallend ist, dass das Gestein nach seinen beiden Rändern hin stärkere Metamorphose zeigt, eine immer stärkere Schieferung aufweist, dass seine Farbe durch Auftreten von Serizit grün wird, kurz dass es dort ganz den Habitus der Serizitgneise des Vordertaunus annimmt. Deshalb halte ich das Gestein auch nicht für permisch, sondern rechne es zum „Vordevon" Leppla's. Es muss aber vorläufig die Frage offen bleiben, ob dieses „Vordevon" wirklich vordevonisch ist oder ob die hierhergehörigen mehr oder weniger metamorphen Eruptivgesteine noch in die Zeit des tiefsten Unterdevon zu rechnen sind.

b) Felsokeratophyr Kf.

Nördlich des Roten-Berg bei Geisenheim liegt ein kleines örtlich begrenztes Vorkommen von Felsokeratophyr, den LEPPLA in den alten Erläuterungen als **Felsitporphyr** beschrieben hat. Das Gestein steht am Weg von Geisenheim nach Mariental an und ist unmittelbar südwestlich davon in dem grossen Tagebau der Geisenheimer Kaolinwerke aufgeschlossen. Es ist z. T. stark kaolinisiert und fällt durch seine weisse Farbe sehr auf. Die weniger verwitterten Partieen zeigen ein stark zerklüftetes und in scharfkantige, schiefwinklige kleine Brocken zerfallendes, weisses bis hellgraues,

gleichmässig feinkörniges Gestein. Im südwestlichen Teil des Vorkommens, wo auch der Abbau stattfindet, besteht es aus einem fast rein weissem Material, das von zahlreichen, dem Schichtenstreichen gleichlaufenden Rissen und Klüften durchzogen wird. Auf diesen ist öfter hellgrüner Serizit abgeschieden. Das ganze wird von dünnen Milchquarzadern durchzogen.

Die mikroskopische Untersuchung durch LEPPLA ergab, dass die Hauptmasse des noch frischeren Gesteins aus einem feinen Haufwerk von trüben, also schon in Umwandlung begriffenen Körnern von grösseren gedrungenen und kleineren leistenförmigen Feldspäten besteht. Die letzteren scheinen verzwillingt und gehören wahrscheinlich einer natronreichen Abart an. Sie legen sich oft kreisförmig (konzentrisch-schalig) um die grösseren, vermutlich aus Kalifeldspat bestehenden Kerne herum und bezeichnen so die mit der Lupe oft schon sichtbaren rundlichen Körner oder Kügelchen. Dieses Gesteinsgefüge wird häufig als felsosphärisch oder allgemein als sphärolithisch bezeichnet. Unregelmässige eckige Quarzkörner liegen zwischen den Kügelchen, treten aber der Menge nach sehr stark gegen den Feldspat zurück.

Die chemische Zusammensetzung zeigen zwei von A. LINDNER im Laboratorium der Preuss. Geol. La. angefertigte Analysen von dem ziemlich festen und frischen Gestein am Weg (I) und von dem Gestein aus dem Tagebau (II):

	I	II
	in Prozenten	
Kieselsäure	74,33	73,05
Tonerde	15,21	17,35
Eisenoxyd	0,93	1,55
Magnesia	0,12	0,33
Kalkerde	0,09	0,06
Natron	4,28	1,07
Kali	4,92	1,91
Wasser	0,15	4,14
	100,03	99,49

Die Analysen ergeben durch den gleichmässigen und hohen Kali- und Natrongehalt, dass eine Mischung von Kali- und Natronfeldspat vorhanden sein muss.

Die Zusammensetzung ähnelt sehr derjenigen der Felsokeratophyre von Bl. Königstein (siehe Erl. z. Bl. Königstein 2. Ausgabe S. 18), deshalb wurde auch dieses Gestein bei der Neuaufnahme als Felsokeratophyr bezeichnet.

Bei der Kaolinisierung betraf die Zersetzung, wie aus der Analyse hervorgeht, hauptsächlich die Feldspäte. Die Alkalien sowie etwas Quarz wurden fortgeführt, Tonerde dagegen angereichert. Die Kaolinisierung ist auch in den am meisten zersetzten Gesteinen noch nicht völlig abgeschlossen, sodass bei der Gewinnung von Kaolin auch noch Feldspat gewonnen wird.

Das Alter dieses Gesteins ist ebenfalls noch ungewiss. Höchstwahrscheinlich gehört es in die Reihe der „vordevonischen" Eruptivgesteine des Vordertaunus. (Verschiedentlich ist auch die Vermutung ausgesprochen worden, dass dieses Gestein mitteldevonisch sei. LEPSIUS (30 S. 439) geht sogar so weit, sämtliche Serizitgesteine des Vordertaunus, zu denen ja auch unser Gestein zu rechnen ist, als Mitteldevon zu erklären).

Auf der Südseite ist dies Vorkommen anscheinend konkordant begleitet von „körnigen Phylliten" des Gedinne, die zwar sehr stark kaolinisiert sind, aber in einigen wenigen zersetzten Bänken völlige Übereinstimmung mit „körnigen Phylliten" im Kerne des Assmannshausener Sattel zeigen. Stellenweise haben diese körnigen Phyllite, die nebenbei den besten Kaolin der Geisenheimer Grube liefern, tuffähnliches Aussehen, sodass der Verdacht naheliegt, dass das Magma, das diesen Felsokeratophyr förderte, auch Tuffe in das gleichzeitig entstehende Sediment lieferte. Es ist dies ein Moment mehr, an eine Entstehung dieses Eruptivgesteins in der Zeit des untersten Devon zu denken. Das Geisenheimer Vorkommen würde dann einen stark gestörten Sattelaufbruch von tiefstem Unterdevon im mittleren Unterdevon (Taunusquarzit) darstellen.

c) Diabas. D.

Er ist im Blattgebiet auf ein kleines Vorkommen am Frieders-Berg (südwestlich Münster bei Bingerbrück) beschränkt. Der schmale Gesteinszug hat eine Mächtigkeit von etwa 30—40 m. Im Innern sieht man ein graugrünes, lagenweise grobkörniges Gestein, das von einzelnen Kalkspatadern durchsetzt ist. Stellenweise ist dieser Diabas stark verkieselt. Das äusserst zähe Gestein ist von vielen Rutschflächen durchzogen, auf denen sich Asbest und Chlorit gebildet haben. An den Aussenseiten dieses Vorkommens ist der Diabas zu einer stark geschieferten erdigbraunen oft auch weisslichen Masse zersetzt, die stellenweise an das sogenannte „Weisse Gebirge" erinnert.

Unter dem Mikroskop beobachtet man als Hauptmasse verzwillingte Plagioklase, die zu den Labradoren zu rechnen sind. Das Gefüge ist intersertal. Zwischen den Feldspaten liegen helle bis schwach grün-braun gefärbte Augite. Olivin tritt nur vereinzelt auf. Daneben beobachtet man Leukoxen und Chlorit sowie als weitere Neubildungen Hornblenden. Stellenweise tritt Schwefelkies auf, der an einigen Stellen auch makroskopisch gut erkennbar ist.

Das Gestein ist den körnigen Diabasen zuzurechnen. Das Einfallen des Diabasganges ist senkrecht. Er ist lediglich von der gleichen Schieferung wie der des umgebenden Hunsrückschiefers betroffen worden, in welchem er sonst anscheinend diskordant liegt.

Diese stark gefälteten Hunsrückschiefer sind stark zersetzt. An den Berührungsstellen mit dem Diabas scheint der Hunsrückschiefer kontaktmetamorph verändert. Über das Alter dieses Diabases lässt sich nichts genaueres aussagen. Er dürfte aber zum Mitteldevon zu rechnen sein und würde dann einen Lagergang im Hunsrückschiefer darstellen.

B. Das Rotliegende. (W. Wagner)

1. Das Unterrotliegende (Lebacher Schichten ru_2 ?).

Die sehr wahrscheinlich zu den Lebacher Schichten zu rechnenden Ablagerungen finden sich nur in der Störungszone an der Grenze zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und Saale-Saar-Senke, dem Nordrand der Nahe-

mulde, unmittelbar nordöstlich von Burglayen am Südabhang des Honig-Berges. Sie liegen hier, allseitig von Störungen begrenzt, auf eine Längserstreckung von 500 m und einer Breitenerstreckung von etwa 100 m.

Gut aufgeschlossen sind die Schichten in dem Hohlweg, der von Burglayen nach Norden auf die Höhe führt. Es handelt sich hier um dunkelgraue bis grauschwarze Tonschiefer und Schiefertone, die mit dünnen Lagen von mehr oder weniger sandigen und eisenschüssigen, etwas Glimmer führenden Schiefertonen wechseln. Auf den Schichtflächen liegen Anhäufungen von Pflanzenhäcksel. Vereinzelt schalten sich dünne Konglomeratbänkchen ein. Die Schiefer fallen steil nach Nordwesten ein. Etwas abweichend davon sind die Ablagerungen ausgebildet, die in den frischgerodeten Weinbergen weiter östlich am Südhang des Honig-Berges beobachtet wurden. Hier finden sich zwischen Tonschiefern teils braune eisenschüssige Kalksandsteine, teils tonige dunkelgraue Kalksteine. Wenn keine Neurodung vorliegt, sieht man nur einen schweren tonigen dunkelgrauen Boden, der vereinzelte Brocken des zähen tonigen Kalksteins enthält.

2. Das Oberrotliegende.

1) Waderner Schichten ro_1

Alle Ablagerungen des Oberrotliegenden gehören auf Blatt Bingen-Rüdesheim der Stufe der Waderner Schichten an. Sie bilden den Nordwestflügel der Nahemulde und sind auf das linke Naheufer beschränkt. Insbesondere besteht der grösste Teil des Langenlonsheimer Waldes aus ihnen und sie nehmen einen grossen Teil des südöstlichen Blattes ein.

Gute Aufschlüsse haben wir in dem Steinbruch 1,5 km nordwestlich von Langenlonsheim, in den Steinbrüchen nördlich von Laubenheim am linken Naheufer und in dem Tälchen zwischen Burglayen und der Trollmühle.

Die Waderner Schichten bestehen aus einem Wechsel von rotbraunen, mürben schiefrigen Sandsteinen mit wenig tonigem Bindemittel und tonigen Einlagerungen und dicken, in sich wenig geschichteten **Konglomerat- und Breccienbänken.** Die Konglomerate liegen mehr nach dem Innern der Nahemulde, die Breccien mehr nach dem Rande des Schiefergebirges hin. Die Konglomerate und Breccien setzen sich aus Devongesteinen zusammen, aus Hunsrückschiefern, Taunusquarzit, Milchquarz und Kalksteinen. Besonders charakteristisch für unser Gebiet treten aus dem rotbraunen Gestein die mitteldevonischen Kalksteine mit ihrer hellen Verwitterungsrinde hervor, die sich in allen Grössen bis zu der eines Kopfes einstellen. Nach einer Beobachtung von Fr. Michels treten bei Burglayen die Kalkeinlagerungen sehr zurück, die wenigen Kalkgerölle dort sind stark abgerollt. „Am Burgberg (Goldloch) und an der Trollmühle dagegen wird die Hälfte des Rotliegend-Konglomerates aus zum Teil sehr grossen Kalkgeröllen gebildet. Auffallend ist, dass dieser Kalk nicht dolomitisiert ist. Er dürfte seine Herkunft von dem Massenkalkzug zwischen Waldalgesheim und Bingerbrück haben. Die hier nicht dolomitisierten Kalkgerölle sprechen dafür, dass das Ausgehende des Bingerbrücker Kalkes damals noch nicht dolomitisiert war, dass also dort die Dolomitisierung in einer späteren Zeit erfolgte".

Auffällig ist auch die starke Verkieselung der Taunusquarzitgerölle in den Konglomeraten. Das damalige Ausgehende des Taunusquarzits wird wahrscheinlich in der Rotliegendzeit eine Verkieselung erfahren haben, wie sie sich später zur Zeit der Bildung der Tertiärquarzite wiederholte.

Die rotliegenden Eruptivgesteine, die im südlichen Teil der Nahemulde bei Oberstein einen sehr wesentlichen Bestandteil der Waderner Schichten ausmachen, fehlen hier völlig. Das Absatzbecken dieser Schichten hat seine Zufuhr nur von seinem Nordufer, dem Hunsrück empfangen.

Die Schichten fallen nach Südsüdosten und zwar nimmt das Einfallen vom Muldeninnern nach dem Rande, dem Rheinischen Schiefergebirge hin zu von 5° bis zu 25°. Hier an der Störungszone kommt es bei Burglayen zu einer Steilstellung mit einem Einfallen von 70—80° nach Südosten.

Die Waderner Schichten sind offenbar in einem Becken am Rande des Hunsrücks zum Absatz gekommen. Es ist ein Verwitterungsschutt, der von dem Gehänge nach der Mulde wanderte und durch gelegentliche starke Regengüsse weiter nach dem Innern derselben geschaffen wurde. Hier fand eine Umlagerung statt. Eine beginnende Sortierung nach der Korngrösse trat ein, die mit einer Abrollung der Brocken Hand in Hand ging. Die Waderner Schichten weisen einen nicht unbeträchtlichen Kalkgehalt auf, was sich auch im Pflanzenwuchs bemerkbar macht.

Auffallend häufig ist das Auftreten von Mauerwurz (Sedum), das die kalkfreien Devonschichten zu meiden pflegt.

In dem Tal von Burglayen nach der Trollmühle bilden die Breccien der Waderner Schichten sehr eigenartige **Felsformen** (Tafel 1, Bild 1 und 2). Steile, viele meterhohe völlig isolierte, schmale Felsriffe ziehen mauerartig in nordnordwestlicher Richtung von der Bachsohle den linken Talhang hinauf. Es sind die ruinenhaften Reste der ehemals zusammenhängenden und mit etwa 20° nach Südsüdosten fallenden Waderner Schichten. Ihre Anordnung in nordnordwestliche Züge beruht auf einem derartig gerichteten **Kluftsystem,** das seinerseits wahrscheinlich auf die tektonischen Vorgänge zur Tertiärzeit zurückzuführen ist. An den Spalten konnte die Verwitterung leichter einsetzen und ihr Zerstörungswerk vollziehen als im festzusammengefügten Gesteinskörper. Hier nahm der Vorgang der Zerstörung seinen Anfang und wirkte sich je nach der Beschaffenheit des Gesteinskörpers aus. Diese muss eine ungleiche gewesen sein und noch sein. Gerade längst der Klüfte muss sich ein stark verfestigtes Gestein gebildet haben, sodass dieses als eine, von parallelen Spalten begrenzte Mauer aus den leichter zerstörbaren Schichten durch die Verwitterung herausmodeliert wurde. An den Klüften aus der Tiefe aufsteigende Lösungen brachten vermutlich die Verhärtung des Gesteins auf schmalen Zonen zustande. Für das Aufdringen von Minerallösungen aus der Tiefe spricht die Kupfererzimprägnation des Gesteins an einer Kluft im gleichen Tälchen bei dem sogen. „Goldloch" etwa 1 km östlich von Burglayen.

Wir haben hier nahe der Störungszone von Rheinischem Schiefergebirge zu dem Saar-Saale-Graben eine Morphologie der Landschaft im Kleinen, wie sie im Grossen im Buntsandsteingebiet des südlichen Pfälzerwaldes dem Felsenland von Dahn auftritt und von D. Häberle (16) beschrieben und erklärt worden ist.

c) Tertiäre Verwitterungsböden des Rheinischen Schiefergebirges.

(F. Michels).

Bei der Erstaufnahme des rechtsrheinischen Blattanteils hat A. Leppla nordwestlich Rüdesheim einen Zug von Gesteinen ausgeschieden, die er in den Erläuterungen als „Veränderte Tonschiefer und Quarzite tu v" beschreibt. Diese veränderten Schichten finden sich auch auf der linken Rheinseite in grosser Verbreitung bei Rümmelsheim und Weiler.

Leppla gibt ihnen (28) S. 23 sogar eine stratigraphische Stellung und vermutet dass sie den höheren Schichten des Taunusquarzits nahe stehen, gibt aber S. 24 auch der Möglichkeit Raum, dass die Veränderung dieser Schichten durch auflagernde Tertiärbildungen erfolgt sei. Mittlerweile sind uns die grossen Zersetzungen der alten Landoberfläche geläufig geworden und in den vorliegenden Bildungen haben wir solche Reste der tertiären oder gar praetertiären Landoberfläche zu erkennen. Auf der Karte sind die von dieser Zersetzung betroffenen Gesteine (meist Oberer Taunusquarzit und Hunsrückschiefer) mit ϱ kenntlich gemacht.

Die damals zersetzten Schiefer fallen besonders auf. Sie sind weiss, gelb und braun-zinnoberrot gefärbt und stellen kaolinische, feinschuppige dünnblätterige und leicht zerreibliche Massen dar. Die rote Farbe (sekundäre Rotfärbung) beruht wahrscheinlich in dem Gehalt an wasserarmen Brauneisen und ist bei einiger Übung sehr leicht zu unterscheiden von dem mehr ins violette spielenden Rot (primäre Rotfärbung) der „bunten Schiefer", die durch Hämatitschüppchen hervorgerufen ist. Bei der intensiven tertiären Verwitterung wurde das Gestein kaolinisiert und meistens stark gebleicht. Das Eisen ging in Lösung und wurde nach einigem Transport an andern Stellen wieder ausgeschieden. Dabei bildeten sich Eisenkrusten (Krusteneisensteine) vom Typus der Hunsrückerze, wie z. B. im Hohlweg nördlich Weiler und bei Rümmelsheim, z. T. aber auch unechte Gängchen von braunem-rotbraunen Brauneisen, wie an der Rossel, westlich des Nationaldenkmals und in der Nähe des Bahnhofs Rüdesheim. Die stärkste Ausscheidung der bei dem Verwitterungsvorgang gelösten Erze erfolgte aber am Nordrand des Waldalgesheim-Bingerbrücker Dolomitzuges, wo in dieser Zeit das mächtige Brauneisen-Manganerzlager entstand (s. auch unten). Anscheinend erfolgte in dieser Verwitterungsperiode auch die Dolomitisierung des Kalkes, ferner die Bildung von Taschen und Schlotten im Kalk, besonders am Nordrand des Zuges, wo man noch im Tiefbau eingeschwemmte tertiäre Gerölle, die zu festen Bänken verkittet sind, nachweisen kann. Im westlichen Feldteil der Grube sieht man in einigen Schlotten sogar regelmässig geschichtete tertiäre Schotter, so dass man annehmen kann, dass zur Zeit dieser Schotterbildung die Schlotten nach oben offen standen.

Während die färbenden Bestandteile der Gesteine, z. T. auch ein Teil der Kieselsäure entfernt wurden, blieben die tonigen Bestandteile und die reinen Quarze (sowohl die Milchquarzgängchen als auch die Quarzkomponenten der Quarzite) zurück. Das Gefüge wurde allerdings in all diesen Gesteinen mit Ausnahme der mit Kieselsäure verfestigten Quarzite sehr gelockert, sodass das lockere Material bei der besonders in der Tertiärzeit einsetzenden stärkeren

Denudation leicht transportiert werden konnte. So lieferten für die Ablagerungen des Mainzer Beckens die Milchquarze und festeren Quarzite in der hiesigen Gegend die strandnahen Bildungen des Meeressandes, die kaolinisierten Schiefer das Hauptmaterial für Rupelton und Cyrenenschichten, daneben natürlich auch im Innern und an den Rändern des Gebirges das gröbere (Schotter) und feinere (Sande und Tone) Material der Flussablagerungen.

Wahrscheinlich ist auch die Kaolinisierung des Geisenheimer Keratophyrs und der begleitenden Schiefer diesen Verwitterungsprozessen zuzuschreiben. Die dabei frei werdende Kieselsäure und auch das Eisen konnte auf der grossen in das Vorkommen hineinstreichenden Spalte Rochusberg-Rotenberg sich weiter bewegen und dort in der Spalte die am Rotenberg und am Kemptener Eck so gut beobachtbare Gangbreccie verkieseln. Die Verkieselung darin zeigt besonders durch die Anwesenheit der typischen ockergelben Schnüre, die hier merkwürdigerweise immer nur auf der Nordseite der verkieselten Brocken zu beobachten ist, sehr grosse Übereinstimmung mit der Oberflächenverkieselung der Tertiärquarzite. Hier muss aber auf die davon abweichende Auffassung meines Kollegen Herrn W. Wagner hingewiesen werden, der (60 S. 227) für Kaolinisierung, Lieferung der Kieselsäure und des Brauneisens ascendente Lösungen annimmt. Die Entscheidung bleibt vorläufig m. E. offen.

Das Alter dieser Verwitterungsvorgänge ist nicht ganz genau festzulegen. Wahrscheinlich wirkten sie schon im Alttertiär, dürften aber während der ganzen Tertiärzeit angedauert haben.

D. Tertiär. (W. Wagner)

1. Mitteloligocän.

a) Meeressand (om$^1\sigma$).

Unter Meeressand als Formationsstufe kann nur das erste Transgressionsprodukt des im Mitteloligocän hereinbrechenden Meeres verstanden werden, also auf Blatt Bingen die ersten Ablagerungen auf der alten Oberfläche des devonischen Rheinischen Schiefergebirges und der oberrotliegenden Waderner Schichten innerhalb der Saar-Saale-Senke. Da sich aber sehr bald an Stellen mit weniger bewegtem Wasser tonig-mergelige Massen absetzten, während an den Küsten weiterhin Sand- und Strandgeröllbildungen entstanden, so lässt sich eine Trennung der Meeressande als Formationsstufe von solchen Sanden, die den Rupeltonen (Septarientonen) zeitlich entsprechen, nicht durchführen, zumal die Oberfläche, über die sich das Meer ergoss, von sehr unregelmässiger Gestalt gewesen sein muss. Auf Blatt Bingen haben wir ferner den bisher vergeblich gesuchten Fall, dass eine **breitere Übergangsfazies zwischen Rupelton und Meeressand** an der steilen und hohen devonischen Taunusküste nachgewiesen werden kann. Diese Übergangsfazies konnte in Bohrungen ermittelt werden, die im Rhein bei der Ilmen-Aue und dem anschliessenden Ufer bei Kempten anlässlich des Baues der Hindenburg-Brücke ausgeführt wurden (Bohrverzeichnis Bohrungen 1—5). Hier schalten sich zwischen die Quarzschotterlagen

hellgraue und rötliche Tone, sandige Tone und Tonlagen, die von feinen Kiesstreifen durchzogen werden, ein. Keine der Bohrungen hat sie völlig durchsunken. Ihre Mächtigkeit ist — auf Grund der Bohrungen — mehr als 16 m. Überlagert werden diese Bildungen von bis 20 m mächtigen Rupeltonen, die der unteren und mittleren Stufe (Fischschieferzone) angehören dürften. Diese letztgenannten Rupeltone sind knapp 1 km weiter westlich, wie andere Bohrungen zeigen (Bohrungen Nr. 16 bis 20) fast völlig durch Strandbildungen ersetzt, die sicher eine Mächtigkeit von über 20 m erreichen. Da die Untersuchungen von H. JÜNGST noch nicht abgeschlossen sind, die bezwecken, eine Trennung innerhalb des Meeressandes sowie des Transgressions-Konglomerates nach der Fossilführung durchzuführen, so sollen unter dem Kapitel Meeressand zugleich alle Küstenbildungen des Rupeltonmeeres (Septarientones) beschrieben werden.

Im Allgemeinen entspricht der Meeressand den Bildungen des unteren und mittleren Rupeltones. Eine weitgehende Transgression setzte im oberen Rupelton ein, die eine Überlagerung des Meeressandes durch oberen Rupelton zur Folge hatte, wie z. B. zwischen Langenlonsheim und dem Forsthaus Langenlonsheim. Da im Bereich des devonischen Rheinischen Schiefergebirges aber bis zu den Höhen von 355 m NN (Binger Wald) keinerlei Reste von Rupelton gefunden wurden, so liegt die Vermutung nahe, dass der angrenzende Teil des Rheinischen Schiefergebirges schon zur Zeit des unteren Mitteloligocäns sich in aufsteigender Bewegung befand, so dass es in dieser Zeit stets eine mehr oder weniger steile Küste darstellte, an der es nur zur Bildung von strandnahen Ablagerungen kam. Verstärkt wird diese Vermutung durch die Verhältnisse an der Südseite des Scharlachkopfes (Rochusberg). In 200 m NN tritt hier eine geringmächtige Lage von Mergel auf, die nur als oberer Rupelton gedeutet werden kann, wenn man das Vorkommen in Beziehung zu den Meeressanden bringt, die in zahlreichen Gruben an der Südseite des Rochusberges aufgeschlossen sind. Über dem geringmächtigen Mergelvorkommen auf der Höhe des westlichen Rochusberges am Scharlachkopf liegen aber noch in 220—230 m grobe Gerölle, die dann nur in Gestalt von Strandbildungen dem oberen Rupelton oder untersten Schleichsand entsprechen können.

Verbreitung des Meeressandes: Die Meeressande sind auf den westlichen und nördlichen Teil der Karte, also die Randgebiete des Mainzer Beckens, das Pfälzer Bergland und das Rheinische Schiefergebirge (Hunsrück und Taunus) beschränkt. Mit Ausnahme des Rochusberges liegen alle Meeressande westlich der Nahe und nördlich des Rheines.

Art des Auftretens der Meeressande: Innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges treten sie flächenhaft auf und bilden horizontale breite Schuttflächen, wie die Grube am Heer-Berg bei Weiler zeigt.

Am Heer-Berg liegen, im Aufschluss 7 m mächtig erschlossen, horizontale Meeressande, die aus einem Wechsel von feinen und groben Geröllagen und feinen weissen Quarzit-Sanden bestehen. Am Käsekopf von Rümmelsheim enthüllen die dortigen Kiesgruben eine mit 15° nach Südwesten bis Südsüdwesten abfallende Brandungsschutthalde, deren Gesamtmächtigkeit mindestens 12 m beträgt. Das Einfallen der Geröllbänke glaube ich, braucht nicht auf spätere tek-

tonische Einwirkungen zurückgeführt zu werden. Südlich des Käsekopfes liegen grössere Gebiete des Hunsrückschiefers, die eine starke nach F. MICHELS vormitteloligocäne Verwitterungsdecke tragen, während am Käsekopf selbst unterer Taunusquarzit ansteht. Offenbar machte sich der Gegensatz zwischen dem harten Taunusquarzit und den weichen Verwitterungsprodukten der Hunsrückschiefer stark im morphologischen Landschaftsbild zur Zeit des Mitteloligocäns bemerkbar. Das mitteloligocäne Meer fand in dem Taunusquarzit des Käsekopfes eine Steilküste, an der sich eine nach Südsüdwesten geneigte Brandungsschutthalde anlagern konnte.

Am heutigen Rande des Rheinischen Schiefergebirges und im Gebiet des Oberrotliegenden westlich der Nahe ist die Küstenlinie des mitteloligocänen Meeres bis zur Zeit der stärkeren Transgression des oberen Rupeltones, wie schon mehrfach betont wurde — eine sehr reich gegliederte gewesen. Sie ist durch eine vielgestaltige vormitteloligocäne Landschaft bedingt. So sehen wir hier die Küstensedimente des Meeressandes nur noch in abgeschlossenen Vertiefungen und alten Senken und Rinnen erhalten. In diesen kamen sie in Form von Brandungsschutthalden zur Ablagerung. Bei der ziemlich sicheren Annahme einer ständigen Meeres-Transgression während ihrer Bildungszeit, hervorgerufen durch eine mehr oder weniger langsame Absenkung des ganzen Gebietes, überschüttete jede jüngere Brandungsschutthalde die ältere, sodass bei dem Untertauchen einer besonders steilen Küste die jüngsten Brandungsgerölle innerhalb eines grossen Höhenunterschiedes zum Absatz kommen konnten. Diese Art der Sedimentation im Küstengürtel täuscht eine grössere Mächtigkeit als die tatsächlich vorhandene vor, die meist nicht mehr sicher ermittelt werden kann. Besonders schön können diese Brandungsschutthalden in den Sandgruben auf der Südseite des Rochusberges studiert werden, wo sich eine zusammengesetzte Schutthalde mit rund 80 m Höhenunterschied auf eine Abhangsfläche von stark 400 m innerhalb einer alten nach Südosten gerichteten Vertiefung im Taunusquarzit hinab erstreckt. Dieser Brandungsschutt übermantelt aber nicht einen nahezu gleichmässig geneigten Berghang, sondern die Grubenaufschlüsse zeigen, dass das Unterwasserprofil dieser Quarzitküste an dieser Stelle von kolkartigen Vertiefungen unterbrochen war. In diesen kamen, geschützt durch die vorgelagerte Felsbarre, die feineren Brandungssedimente mit nahezu horizontaler Schichtung zur Ablagerung. Sie erreichen in der „Binger Sandgrube" eine Mächtigkeit von etwa 12 m. An der Ausenseite dieser wannenartigen Vertiefung, der eigentlichen mehr oder weniger steilabfallenden Küste, sehen wir dagegen die Küstengerölle dieser in schräger Lagerung, als Schutthalde aufgesetzt. Neuerdings hat sich H. JÜNGST mit der Sedimentation des Meeressandes beschäftigt (20).

Ausbildung. Es handelt sich im allgemeinen um Sande von sehr verschiedener Korngrösse und um Brandungsgerölle, deren Umfang starken Schwankungen unterworfen ist. Vereinzeilt (z. B. am Rochusberg) treten Blöcke auf, deren Durchmesser 0,30 m beträgt. Diese Schwankungen innerhalb des Verbreitungsgebietes beruhen auf der Tatsache, dass es sich um ein küstennahes Absatzgebiet handelt, wo Buchten in das Land einschneiden und Felsen als Inseln der Küste vorgelagert sind. Eine besondere Ausbildung weisen manche Lagen in der Übergangsfazies zwischen Rupelton und Meeressand auf, in denen

die Schotterlagen tonige Gemengteile aufweisen, die mitunter so überhand nehmen, dass über 5 m starke Ton- bezw. Mergellagen auftreten, denen nur noch feine Kiessandstreifen eingeschaltet sind. Diese Verhältnisse finden sich in dem durch Bohrungen erforschten Gebiet des Rheinbettes bei der Ilmen-Aue und am Ufer bei Kempten. (z. B. Bohrung Nr. 2)

In dem der Schiefergebirgsküste näher gelegenen Gebiet in den Bohrungen im Rheinstromgebiet bei der Rüdesheimer Aue herrschen die Strandbildungen des Meeressandes, doch treten auch hier noch zwischen den Schottern Lagen von lichtgraugrünen Tonen auf, die 60 cm stark werden. Das Material der Schotter besteht hier fast ausschliesslich aus Milchquarz und Quarzitgeröllen, deren Grösse zwischen einem Stecknadelkopf und einer Wallnuss schwanken, wobei die Erbsengrösse vorherrscht. In diesem Gebiet sind die Schotter und sandigen Tone reich an Eisensulfat, das die grüne Färbung in einzelnen Lagen hervorruft. Ferner ist Markasit und Pyrit nicht selten, der hin und wieder auch als Bindemittel dient. Bis 1 mm grosse Pyritkristalle (O. ∞ O ∞) stellen sich ein. Da in den Schichten dieses Gebietes meist noch ein nicht unbeträchtlicher Chlorgehalt ermittelt werden konnte, der nur aus Kochsalz herrühren kann, so muss man annehmen, dass diese, durch starke Verwerfungen in die Tiefe versenkten Meeressande, durch aufsteigende Mineralquellen eine Durchtränkung erfahren haben, die ihren Weg aus der Tiefe auf Klüften in dem Störungsgebiet fanden. Eine Bestätigung dieser Ansicht finden wir in dem nahe gelegenen St. Hildegardis-Sprudel, der eine an Sulfaten reiche Sole zutage fördert. Die Mächtigkeit der Meeressande beträgt hier mindestens 20 m. (Bohrung Nr. 16.)

Fossilführung. Besonders reichlich ist die Fossilführung des Meeressandes in den Sandgruben des Rochusberges. Sieht man von dem vereinzelten Auftreten von Zähnen von *Odontaspis cuspidata* und Rippen von *Halitherium Schinzi* in den scharfen meist eckigen Sanden ab, so kann man diesen als fossilfrei bezeichnen. Dagegen findet sich eine sehr starke Anreicherung von Fossilspuren in den bis 60 cm stark werdenden Kalksandsteinbänken. Es sind aber ausser Schalenresten von *Ostrea callifera* und Foraminiferen nur Steinkerne erhalten. Es fanden sich:

Axinea (*Pectunculus*) *obovata; Meretrix* (*Cytherea*) *splendita*, *Natica crassatina* und besonders häufig die Koralle *Balanophyllia inaequidens*. In der unteren sog. Wolfschen Grube und der oberen, die am weitesten nach Westen gelegen ist, treten Kalksandsteine auf, die völlig erfüllt sind von *Foraminiferen* und geradezu als **Foraminiferenkalksandsteine** bezeichnet werden können. Sie ähneln denen vom Südwestabhang des Haarberges zwischen Wöllstein und Frei-Laubersheim. Eine *Cornuspira* und *Quinqueloculina* konnten erkannt werden.

Bemerkenswert ist die Verteilung des Kalkgehaltes in den Meeressanden am Rochusberg. Entsprechend der Kalkfreiheit des Ursprungsmaterials des Sandes des Taunusquarzits, ist auch dieser eckige Sand vollständig kalkfrei. Dagegen sind die fossilführenden Bänke ausgesprochene Kalksandsteinbänke. Die Grenze zwischen den kalkfreien und kalkhaltigen Lagen ist überaus scharf. Wie ist dies zu erklären? Ich glaube, dass eine reiche Tierwelt diese Küste bevölkerte, durch deren Absterben ein beträchtlicher Kalkgehalt dem an sich kalkfreien Strandschutt zugeführt wurde, sodass dieser ursprünglich in seiner ganzen Mächtigkeit kalkführend wurde. Viel später fand eine Wanderung des

Kalkes in den für Wasser durchlässigen Sanden statt, was eine völlige Zerstörung des Kalkgerüstes der Fossilien in den gröberen Sanden zur Folge hatte. Da wo eine Änderung in der Korngrösse des Sandes sich einstellte, kam es an der Grenze von für Wasser durchlässigem zu weniger durchlässigem Material zum Absatz des Kalkes. Auf eine starke Auflösung weist ferner der Umstand hin, dass die Fossilien, mit Ausnahme eines Teiles der Foraminiferen, ihre Anwesenheit in den Kalksandsteinen nur noch durch Steinkerne bestätigen. Für eine nachträgliche Wanderung von Lösungen kann ferner die Tatsache herangezogen werden, dass die Kalk- und Fossilsteinkerne führenden Bänke vielfach auch eine starke Anreicherung an Brauneisen aufweisen, ja es kommt in den Sanden zur Bildung dünner Eisenkrusten von grösserem Flächenausmass. Gegen eine syngenetische Entstehung kalkhaltiger und kalkfreier Bänke spricht endlich die messerscharfe Trennung derartiger Bänke. Übergangsschichten, wenn auch nur in kleinem Ausmass wären zu erwarten.

Auffallend ist ferner, dass Foraminiferen in einer petrographisch als strandnahen Gesteinsablagerung auftreten und die Küste selbst ist ja tatsächlich, wie die Aufschlüsse am Rochusberg zeigen, in unmittelbarer Nähe.

Foraminiferen in grösserer Zahl spielen im allgemeinen nach L. Strauss (**53**) nur eine grössere, sogar gesteinsbildende Rolle in den Kalksandsteinen und sandigen Kalken des seichtesten Neritikums („Die litorale Region soll bis dahin gerechnet werden, wo noch bedeutender Wellenschlag vorhanden ist.“ Die neritische Region wird vom Litoral bis zu einer Tiefe von 200 m gerechnet“) und in den tiefen pelagischen und hemipelagischen Ablagerungen.

Es liegt hier der Fall vor, dass Foraminiferen auch noch in der litoralen Region in grösserer Menge auftreten. Eine Untersuchung der Foraminiferen aus den Kalksandsteinen des Rochusberges, die vermutlich benthonische Formen enthalten, wäre zu begrüssen, zumal sie hier wie am Haarberg bei Frei-Laubersheim (siehe Erl. zu Blatt Wöllstein-Kreuznach) in Begleitung von Korallen und Austern auftreten.

Auf der **linken Naheseite** sind die fossilführenden Meeressande auf das Gebiet südlich der breiten Senke beschränkt, die von Waldalgesheim nach dem oberen Mühlbachtal bei Bingerbrück zieht.

Hier sind zwei Gebiete im Meeressand zu scheiden, dasjenige, in dem das Schiefergebirge (Taunusquarzit) den Strand bildete und dasjenige, in dem das Oberrotliegende Küste war. Beide sind durch die Saar-Saale-Störung getrennt, die schon vor Ablagerung des Meeressandes zur Entstehung kam.

Die Meeressande des Devongebietes nehmen grössere zusammenhängende Flächen ein und weisen beträchtliche Mächtigkeit auf; diejenigen des Rotliegenden bilden zahlreiche über das ganze Gebiet verstreute kleinere Vorkommen.

Fossilien fand ich in den Sandgruben am Südabhang des Horet-Berges westlich von Rümmelsheim und am Käsekopf nördlich vom gleichen Ort. Michels erwähnt solche auch noch im Nordosten dieser Sandgruben bei Punkt 266.

Mit dem Vorkommen am Horet-Berg hat sich besonders K. Geib beschäftigt. Er gibt in einer Arbeit: „Beiträge zur Geologie von Stromberg und Umgebung“ eine Liste der dort von ihm gesammelten Fossilien, die im Heimatmuseum Kreuznach aufgestellt sind. Da die Arbeit von K. Geib (**3**) in der

wenig bekannten Zeitschrift des Rhein. Provinzial-Lehrervereins für Naturkunde (2. Jahrg. 1909—1913, Kreuznach R. Voigtländer 1914) erschienen ist, so will ich die Angaben K. Geibs hier wiederholen. Er sagt: „Die Versteinerungen sind selten unzerstört, meistens nur als Steinkerne und Schalenabdrücke in kalk- oder eisenschüssigen Sandsteinen oder auch Konglomeraten erhalten. In den Sandgruben am Südabhang des Horet sammelte ich (Geib):

1. *Cerithium dentatum Defr.*
2. *Xenophora scrutaria Phil.*
3. *Calyptrea striatella Nyst.*
4. *Trochus (Elenchus) rhenanus Mer.*
5. *Natica crassatina Lam.*
6. *Natica Nysti d'Orb.*
7. *Dentalium Kickxii Nyst.*
8. *Tritonium (Triton) flandricum de Kon.*
9. *Ostrea cyathula Lam.*
10. *Pecten (Chlamys) compositus Goldf.*
11. *Pecten (Chlamys) pictus Goldf.*
12. *Perna Sandbergeri Desh.*
13. *Pectunculus (Axinea) obovatus Lam.*
14. *Pectunculus (Axinea) angusticostatus Lam.*
15. *Lucina (Phacoides) tenuistriata Heb.*
16. *Cardium scobinula Mer.*
17. *Cardium Raulini.*
18. *Cardium tenuisulcatum Nyst.*
19. *Cytherea (Meretrix) incrassata Sow.*
20. *Cytherea (Meretrix) splendida Mer.*
21. *Tellina Heberti Bosq.*
22. *Teredo anguina Sandb.*
23. *Balanophyllia spec.?*
24. *Lamna (Odontaspis) cuspidata Ag.*
25. *Carcharodon angustidens Ag.*
26. *Halitherium Schinzi Kaup.*

„Dieselbe Ausbildung haben die Sande, die in der Fortsetzung dieses Vorkommens am Käsekopf bei Rümmelsheim liegen; sie führen auch dieselben Versteinerungen."

Am Horet-Berg haben wir 2 Gruben, von denen die am weitesten nach Westen gelegene besonders reich an Fossilresten ist. Hier herrscht ein steter Wechsel von Kiessanden mit Breccienbänken, bei denen die Verkittung auf Eisenlösungen zurückzuführen ist. In der östlichen Grube haben wir folgendes Profil:

0,50 m verlehmter Gehängeschutt,

1,80 m geschichteter Löss mit Lagen von Lösskonchylien und Gehängeschuttstreifen,

3,10 m Kiessand aus vorwiegend eckigem, seltener gerundetem Quarzit von Erbsen- bis Haselnussgrösse, seltener sind Schieferstückchen, hin und wieder etwas durch Eisenlösungen verkittet, kalkhaltig,

0,80 m weissgelber scharfer Quarzitsand, kalkhaltig.

In dem Gebiet des Rotliegenden findet sich der Meeressand in verschiedener Ausbildung, einmal ebenfalls wie im Devon in Form von eisenschüssigen Sanden und Breccien bis Konglomeraten und anderseits in Form von gelben Feinsanden. Die Schichten enthalten in der einen wie in der anderen Ausbildung an einigen Orten Fossilreste. In besonderer Einbettung treten Fossilien östlich vom **B** von **Honig-Berg** westlich der Trollmühle auf. Hier liegen in teils hellen teils roten sandigen Mergeln, die offenbar aus umgearbeitetem Rotliegenden hervorgegangen sind, Toneisensteingeoden, aus denen folgende Fossilien bestimmt wurden: *Cytherea (Meretrix) splendita Mer., Chenopus speciosus Schloth.* und *Cardium sp.* In den sandigen Mergeln fanden sich Schalen von *Ostrea cyathula.*

Am Nordabhang des **Sponsheimer Berges** SW der Trollmühle liegen in 180—185 m NN eisenreiche Breccien, welche Steinkerne enthalten von:

Pectunculus (Axinea) oboratus Lam.
Cytherea sp.
Pleurotoma (Surcula) belgica Goldf.
Panopaea (Glycimeris) Heberti Bosq.
Natica crassatina. Lam.

Ebenfalls in einer sehr eisenschüssiger Breccie treten Fossilreste westlich am **Zimmerberg von Dorsheim** in 230 m NN auf. Neben *Pectunculus (Axinea) oboratus* finden sich besonders häufig Steinkerne und Abdrücke von *Cerithium (Potamides) laevissimum Schl.* Endlich liegen noch fossilführende eisenreiche Breccien am Südrande der Karte westlich und südwestlich vom **Saukopf** westlich von Langenlonsheim.

Sie führen: *Crassatella bronni Mer., Cardium sp., Cerithium (Potamides) laevissimum Schl.* und *Rissoia michaudi Nyst.*

Hier fällt in dem kleinen Hohlweg rechts des Tälchens, das nördlich von Punkt 200 nach Süden sich senkt, ein braunroter Eisensandstein anf, in dem ebenfalls Fossilien festgestellt wurden. Unmittelbar am Kartenrand zu Blatt Wöllstein-Kreuznach liegen Sandgruben, die Reste von *Ostrea callifera, Pecten* und einige *Lamnazähne* lieferten.

Die oben erwähnten tonigen gelben Feinsande wurden fossilführend an zwei Stellen gefunden. Einmal in der Störungszone der Saar-Saalegraben-Störung am Honig-Berg östlich von Burglayen. Die Fossilabdrücke sind schlecht erhalten (Lucina, Meretrix, Pectunculus).

Weit fossilreicher sind die gelben tonigen, mitunter blättrigen, etwas Glimmer führenden Feinsande aus der alten Formsandgrube am Rande des Langenlonsheimer Waldes, südwestlich von Dorsheim. K. Geib hat das Vorkommen ausgebeutet und die folgenden Angaben in seinen oben erwähnten Beiträgen zur Geologie von Stromberg und Umgebnng gemacht: „Diese feinkörnigere Ausbildung verdankt der Sand nicht allein dem Umstand, dass das Meer der Mitteloligocänzeit hier rotliegende Sandsteine aufgearbeitet hat, sondern auch der Tatsache, dass der Detritus hier unzweifelhaft küstenweiter abgelagert wurde. Sogar Lettenbänkchen schieben sich in die Sande ein, die abschliessend von dem oberen, auch strandferner gebildeten Septarienton überlagert werden. Die Fauna der Sande zeigt darum auch einige andere Züge als die der Strand-

ablagerungen vom Horet und Käsekopf. An 70 Foraminiferenarten sammelte ich (Geib) hier; 3 Brachiopoden, darunter eine neue Art; 4 Pectenarten, dabei ebenfalls eine neue Spezies, die ausser anderen Merkmalen, sich von den bereits bekannten Pectenarten des Mainzer Beckens durch ihre bedeutende Grösse auszeichnet. Bryozoen finden sich auch in reicherer Artenzahl. Als Seltenheit mögen von dieser Fundstelle die Randplatten eines Goniodiscus genannt sein, des bis jetzt einzigen bekannten Seesternes aus dem Mainzer Becken. Ich (Geib) sammelte überhaupt hier weit über 100 Arten." Im Anschluss an diese Ausführungen Geibs gebe ich eine Fossilliste der von mir im Heimatmuseum Kreuznach ermittelten Fossilien und derjenigen, die ich selbst in der Formsandgrube gesammelt habe:

Odontaspis cuspidata Ag.
Ostracoden
Capulus sp.
Xenophora sp.
Isocardia sp.
Cardium Raulini
Lucina sp.
Arca sandbergeri Desh.
Pecten (Chlamys) compositus
Pecten (Chlamys) hoeninghaussii
Pecten (Chlamys) pictus (sehr gross)
Anomia sp. (häufig)
Terebratula specularis
Terebratulina fasciculata Sandb.
Argiope subradiata Sandb.
Bryocoën (Mempranipora)
Seeigelplatten, Kieferteil und Stachel
Goniodiscus sp.

zahlreiche *Foraminiferen,* die sich durch besondere Grösse auszeichnen.

Die meisten Formen von Dorsheim, insbesondere die auffallend grossen harren noch der Bestimmung. Herr Prof. Dr. Stolz ist während der Bearbeitung 1928 gestorben. Folgende Foraminiferen wurden bereits von ihm festgestellt:

Bolivina antiqua
Bulimina pupoides d'Orb.
Globigerina bulloides d'Orb.
Truncatulina lobatula d'Orb.
Fissurina globosa Borw.
Rotalina badensis Czjzeks.
Polymorphina gibba d'Orb.
Glaudryina chilostoma Rss.
Pullenia bulloides d'Orb.

Endlich sei noch des fossilreichen Aufschlusses im Meeressand gedacht, der sich südlich des Pavillon in 180 m NN am Wege von Langenlonsheim nach dem Roten Berg 1 km NW von diesem Dorfe befindet. Es liegen hier lehmige rotbraune Sande, in denen sich sehr zahlreiche Schalen

von *Pectunculus* (*Axina*) *angusticostatus Lam.* wobei oft noch beide Schalen im Zusammenhang sind, finden, ausserdem stellte ich *Cyprina rotundata Sandb.* und *Cerithium* (*Potamides*) *laevissimum Schloth.* fest.

In den Sand- und Kiesgruben, die, rechts des Rheines nördlich und nordwestlich von Rüdesheim, Meeressande oft als Konglomerate, vielfach durch Brauneisen verkittet, erschliessen, fand ich bisher keine Fossilien. Es sind im Allgemeinen mehr oder weniger grobe Schotter von hellgrauer und gelber oder brauner Farbe, hin und wieder von Tonstreifen unterbrochen. Das Material besteht zumeist aus Milchquarz und Quarzit, seltener Tonschiefer. Gerölle von mehr oder weniger zersetztem Tonschiefer, die bis 2 kopfgross werden, finden sich in der Kiesgrube von Ebental nördlich Kloster St. Hildegardis. In der Sammlung der Geol. Land. Anst. Darmstadt liegen einige eisenschüssige Konglomerate des Roten-Berges von Geisenheim, welche Reste von Ostrea callifera und Steinkerne von Cardium sp. enthalten.

Ob alle diese rechtsrheinischen Vorkommen dem Meeressand als Formationsstufe angehören, oder einige bereits der Küstenbildung der „Schleichsande" zuzurechnen sind, kann vorläufig nicht sicher entschieden werden. Jedenfalls sind die Küstenbildungen links des Rheins nördlich der Senke Waldalgesheim-Weiler bei Bingerbrück, wie wir später sehen werden, als jüngere strandnahe Bildungen des Mitteloligocäns, die der Stufe des Schleichsandes angehören, aufzufassen.

b) Rupelton (Septarienton) om[1]

Der viel gebräuchliche Name „Septarienton" rührt von gelegentlich in denselben auftretenden Kalkkonkretionen (Septarien) her, die aber kein Charakteristikum dieser Schichten bilden, sondern auch in den höheren oligocänen und miocänen Mergelbildungen angetroffen werden.

Sind keine guten Aufschlüsse im Rupelton vorhanden, so ist eine Trennung desselben in 3 Stufen, wie es E. Spandel (47) getan hat, nicht möglich. Es ist deshalb auch auf der Karte eine Ausscheidung nach Horizonten unterblieben. Einzelne schiefrige Mergelstückchen verraten mitunter die Zone des mittleren Rupeltones, des sogenannten Fischschiefers mit seiner mehr dunkelbraungrauen Färbung. Auch die Grenze zum Schleichsand, der nächst höheren Mitteloligocänstufe, ist keine scharfe. Sie wurde dahin gelegt, wo der Sandgehalt ein etwas stärkerer wird und wo Glimmerblättchen in grösserer Zahl sich einstellen. Sicher wird die Grenze erst, wenn Schalenreste von *Cytherea* (*Meretrix*) *incrassata,* die dem Schleichsand angehören, auftreten und die Lagerungsverhältnisse des folgenden jüngeren Schichtenkomplexes (Schleichsand, Cyrenenmergel und Süsswasserschichten) eine Abtrennung auf Grund der Mächtigkeit dieser Schichten gestatten.

Die Foraminiferen können nicht zur sicheren Trennung des oberen Rupeltones vom unteren Schleichsand Verwendung finden. Sie kommen nur als Beihilfe zur Trennung der beiden Stufen des Mitteloligocäns in Betracht.

Im frischen Zustand ist der Rupelton ein dunkelblau oder grüngrauer toniger Mergel, doch fehlen auch hellgrüngraue und in der Mitte dunkelbraune Lagen nicht. Die längere Zeit zu Tage liegenden Rupeltone (Acker und Weinbauflächen) zeigen eine lichtblau bis grüngraue oder gelbgraue Farbe.

Nur an wenigen und nicht ausgedehnten Stellen tritt der Rupelton auf Blatt Bingen zutage.

Rechts der Nahe finden wir ihn an 3 Orten zwischen dem südlichen Kartenrand und Sponsheim. Er bildet hier an der Grenze der Niederterrasse zur Talwegterrasse der Nahe den Sockel der letzteren und wird durch kleine Talbildungen angeschnitten. Ferner haben wir zwei Vorkommen am Südfuss des Rochusberges (Affenberg und Kasborn) und endlich ein kleines Vorkommen am Scharlachkopf in etwa 200 m NN, das seiner Lage nach als oberer Rupelton anzusprechen ist. Sicher bildet der Rupelton den tieferen Untergrund des ganzen Kartengebietes rechts der Nahe östlich der Niederterrasse, wie aus den Bohrungen 32—34 zu ersehen ist. Dass er ferner im Gebiet der Niederterrasse des Rheins bei Kempten-Gaulsheim deren Unterlage darstellt, beweisen die zahlreichen Bohrungen in diesem Gebiet (Bohrungen 5 bis 11, 15 und 21 bis 26). In der Bohrung 5, die am Gaulsheimer Leinpfad in 79.63 m NN angesetzt wurde, traf man unter 4,80 m alluvialen und diluvialen Rhein-Mainschotterablagerungen zunächst schiefrige, bituminöse dunkelbraungraue Mergel bis zu einer Tiefe von 30,2 m (49,43 m NN) — also 25,40 m — stark, die zum mittleren Rupelton, dem Fischschiefer zu rechnen sind. Es fanden sich auf den Schichtflächen die für diese Stufe charakteristischen Kalkhäutchen, mehr oder weniger zahlreiche Fischrestchen und kleine Foraminiferen. Die tieferen bis 44,10 m (35,53 m NN) erbohrten Schichten gehören wahrscheinlich dem Übergang des mittleren zum unteren Rupelton an. Im oberen Teil dieser Stufe herrschen milde graue Mergel im unteren Teil feinsandige Tone und Mergel. Die letze Bohrprobe von 44,10 m Tiefe ergab einen festen Kalksandstein. Die Mergel sind lagenweise sehr reich an Foraminiferen, die in einer späteren Arbeit eine besondere Bearbeitung erfahren sollen. Ausser diesen fanden sich Muschelschalenreste, Fischreste und Gebilde, die vorläufig als Schwammnadeln angesprochen werden. Wir haben hier also mit einer Mächtigkeit des Rupeltons von 40 m zu rechnen.

Dieser bildet ferner den Rheinuntergrund in geringer Entfernung östlich der Störungen, die das Rheinische Schiefergebirge vom Saar-Saale-Graben trennen (Bohrungen 1—4). Es handelt sich hier wohl um unteren bis mittleren Rupelton, der in Bohrung 4 im Gaulsheimer Rheinarm (78,82 m NN) 29,60 m stark ist und dann von Bildungen unterlagert wird, die der Übergangszone des Rupeltons zum Meeressand angehören. Diese Rupeltone zeigen alle Tönungen von grau, sind meist kalkhaltig und hin und wieder feinsandig und sind sehr reich an Foraminiferen. Sie weisen ferner einen bedeutenden Gehalt an Markasit und Pyrit auf.

Links der Nahe liegen in dem Bereich der alten Nahemulde ebenfalls Rupeltonvorkommen, die wohl alle dem oberen Rupelton angehören.

An der Strasse von Langenlonsheim nach dem Forsthaus legt er sich in etwa 190 m NN auf Meeressand auf und erweist sich somit als oberer Rupelton, da die Meeressande im allgemeinen nur die Küstenfazies des unteren und mittleren Rupeltones darstellen. Doch ist anzunehmen, dass das Meer der oberen Stufe des Rupeltones im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges vielfach nicht mit toniger Sedimentation transgredierend auftritt, sondern ebenfalls Küstenbildungen (Meeressand) zum Absatz brachte. Im Schlämmrückstand des dunkel grüngrauen Mergels verblieben: wenig Quarzsand, etwas Brauneisen, einige

geringe Reste von *Fischen* und Conchylienschalenreste und *Bolivina beyrichi Reuss*. Als oberen Rupelton oder vielleicht unterste Stufe der Schleichsande spreche ich ferner die Tone und kalkarmen Mergel an, die in Hohlwegen am Lettkopf nordwestlich vom Forsthaus Langenlonsheim auftreten und bis 240 m NN ansteigen. Im Schlämmrückstand fanden sich: rötlicher Quarzsand, Magneteisen und Augit, glimmerhaltiger Granit, Glimmerschieferstückchen und an Fossilresten nur 1 Muschelschalenrestchen und 2 Foraminiferen (*Lagena sp.*)

Von grösserer Ausdehnung ist das Rupeltonvorkommen in einer abgesunkenen Scholle westlich von Laubenheim, wo an Formaminiferen reiche graue Mergel zwischen 155 m und 200 m NN liegen. Die Schlämmprobe ergab: bräunlicher Quarzsand, wenige *Schwammnadeln?, Ostracoden, Fischrestchen, Nucula chasteli Nyst* und zahlreiche *Foraminiferen*: *Spiroplecta* (*Textularia*) *carinata d Orb. Rotalia soldani d'Orb, Pulvinulina nonioninoides Andr.* und *Triloculina sp.* Auch die tiefsten Teile der grauen Mergel, etwa in Höhe 130–140 m NN., NNW Langenlonsheim dürften noch zum oberen Rupelton gerechnet werden. Im Schlämmrückstand fanden sich *Nucula chasteli Nyst, Fischreste* und *Spiroplecta* (*Textularia*) *carinata d'Orb* und endlich eine *Lagena*.

Weiter westwärts liegt der Rote Berg von Laubenheim—Dorsheim. Hier legt sich unmittelbar auf die Konglomerate der Waderner Schichten in 240 m NN ein hellgrauer Mergel auf, dessen Schlämmrückstand Quarzsand, zersetzten Eisenkies, Brauneisenerzstückchen und Kalkröhrchen enthält. Foraminiferen konnten keine festgestellt werden, aber geringe Restchen von *Fischen* und Muschelschalen.

Ferner ist noch zu erwähnen, dass der als Meeressand angesprochene tonige Feinsand, der am Waldrand südwestlich von Dorsheim gelegenen Grube nach oben langsam in einen schwach kalkhaltigen Ton übergeht, der als Rupelton bezeichnet werden kann, und wahrscheinlich gehören zu diesem die hellgrauen Mergel unmittelbar hinter der Kirche von Dorsheim, obwohl im Schlämmrückstand keine Fossilreste ermittelt wurden.

Wie schon gesagt, treten im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges links der Nahe und des Rheines nur Küstenbildungen des Meeres auf und Rupeltone fehlen, sie sind vermutlich durch küstennahe Ablagerungen ersetzt.

Rechts des Rheins sind einwandfreie Rupeltone nicht nachgewiesen worden, aber es ist möglich, dass die bei der sogen. Steingrube etwa 1 km nördlich von Geisenheim in 150 m NN gelegenen weissen sandigen Tone zum Rupelton gehören; denn 75 m höher treten am Südrand von Blatt Pressberg graue sandärmere Mergel auf, die ich zu den Süsswassermergeln stellenzu dürfen glaube, welche die brackischen Cyrenenmergel überlagern; die dazwischen liegenden Sande, tonigen Sande und Konglomerate entsprechen dann den Schleichsanden, die hier ebenfalls in küstennaher Entwicklung sich einstellen würden.

c) Schleichsand om²

α mergelige Ausbildung

Unter den auf Blatt Bingen-Rüdesheim zutage tretenden Tertiärschichten nehmen die Gesteine der Schleichsandstufe den grössten Raum ein. In Form von sandigen Mergeln setzen sie den Sockel des Rheinhessischen Plateaus zusammen. In der gleichen Ausbildung treten sie in dem Senkungsfeld von

Langenlonsheim im Gebiet des Rotliegenden auf. Insbesondere aber ist diese mitteloligocäne Bildung im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges anzutreffen, wo sie nördlich der Linie Waldalgesheim, Weiler bei Bingerbrück, ferner auf dem Rochusberg und nördlich von Rüdesheim in küstennaher Ausbildung in Form von gröberen Sanden und Brandungsschutt weite Strecken überdeckt.

Auf die Schwierigkeit der Abtrennung des Schleichsandes vom oberen Rupelton wurde schon bei Besprechung des letzteren hingewiesen. In den meisten Fällen ist der Schleichsand auf Blatt Bingen nur wenig reicher an feinem Quarzsand als der obere Rupelton und von diesem, wenn der Glimmergehalt nicht stärker hervortritt, bei mangelndem Fossilgehalt, nicht zu unterscheiden.

Es sind in der Hauptsache zarte, schwach feinsandige, glimmerhaltige, kalkreiche Mergel. Die Farbe ist hellgrau, blaugrau bis lichtgrau, doch stellen sich auch schwarzgraue Lagen bisweilen ein.

Die Schleichsande sind aber nicht überall und in ihrer ganzen Mächtigkeit in dieser Ausbildung entwickelt, sondern den oben beschriebenen Mergeln sind häufig mergelige Feinsandlagen bis nahezu reine Feinsande eingeschaltet, die einen mehr oder weniger reinen Glimmergehalt aufweisen und die in ihrer Mächtigkeit starken Schwankungen unterworfen sind.

Solche Sandlagen treten insbesondere unmittelbar um das Dorf Horrweiler auf, wo Keller in sie eingebaut sind und wo die Sande 4 m mächtig werden; ferner in dem sog. Steinbruch in dem Tälchen nördlich von Horrweiler.

Infolge der grossen Feinkörnigkeit und des schwächeren Tongehaltes neigen die Schleichsande bei starker Durchfeuchtung, namentlich nach einem schneereichen Winter zum Breit- und Abfliessen, was die gefürchteten Rutschungen an etwas steileren Gehängen, sowohl am Plateaurand wie am Bosenberg, hervorruft. Diese Eigenschaft der sandigen Mergel ist die Veranlassung für die Bezeichnung „Schleichsande" geworden. Die zu Rutschungen neigenden Gebiete zeichnen sich durch unruhige wellige Geländeform aus. Nicht selten verschleiern die Abrutschmassen auch das normale geologische Bild, indem scheinbar anstehende Gesteine in einem wesentlich tieferen Niveau auftreten, als ihnen der ursprüngliche geologische Aufbau aufweist.

Die Mächtigkeit des gesamten, durch seine Fossilführung als marine Bildung aufzufassenden Schleichsandes beträgt 40 bis 50 m.

Die Dreiteilung nach der Fossilführung, wie sie in den Arbeiten von Gross und Boettger (**14, 4**) durchgeführt wurde, lässt sich auf Blatt Bingen nicht anwenden. Die untersten Schleichsande sind meist von diluvialen Ablagerungen verhüllt oder, da sie den Gehängefuss bilden, durch Verlehmung verschleiert. Die Fossilzonen gehen nicht geschlossen durch die ganze Ablagerung und die Zahl der Aufschlüsse ist sehr gering. Die Fossilien sind in bestimmten Lagen des Schleichsandes nur lokal angehäuft, an anderen Stellen fehlen sie vollständig oder sind nur spärlich anzutreffen.

Will man für die untersten Schleichsande eine Bezeichnung nach dem Fossilinhalt geben, so ist angebracht, für den westlichen Teil von Rheinhessen diese Mergel Cythereenmergel zu nennen, obwohl diese Muscheln insbesondere *Cytherea* (*Meretrix*) *incrassata* auch im mittleren und oberen Teil des Schleichsandes recht häufig sein kann. Aber auf Blatt Bingen ist sie das einzige Fossil.

was einigermassen häufig in diesen unteren mergeligen Partieen des Schleichsandes auftritt. Diese Cythereenmergel entsprächen demnach stratigraphisch in der Hauptsache den fossilreichen „oberen Meeressanden" von Elsheim und Stadecken.

Besonders reich an *Cytheren* ist der Waschberg bei Horrweiler. Die schwach sandigen Mergel enthalten im Schlämmrückstand *Ostracoden* (*Cytheridea muelleri* Münster) und kleine Foraminiferen: *Pulvinulina nonioninoides Andr., Polymorphina lanceolata Reuss.* und *Quinqueloculina impressa Reuss.* Ziemlich häufig tritt am Waschberg *Pectunculus* (*Axinea*) *obovatus* auf, endlich fand sich *Corbulomya crassa* und Stücke von *Cyprina rotundata Sandb.*

Die Mitte der Schleichsande nehmen die mehr oder weniger sandigen und glimmerhaltigen, kalkreichen grauen Mergel mit *Chenopus tridactylus Sandb.* ein. Doch konnten weder diese Chenopusschichten noch die obersten Schleichsandlagen, die Pernabank und die Papillatenschichten deutlich nachgewiesen werden. Vereinzelt fand sich (*Cherithium*) *Potamides plicatus var. papillatus* (*Sandb.*) in den obersten Schleichsandlagen in der Umgebung von Ockenheim.

In dem Schlämmrückstand einer Mergelprobe aus dem Gebiet NW Langenlonsheim bei Punkt 153 ergab Quarzsand. Material des Rotliegenden, ferner viele Ostracoden und an Foraminiferen: *Pulvinulina nonioninoides,* eine kleine *Bolivina, Polymorphina gibba Orbigny* und *lanceolata Reuss, Quinqueloculina impressa Reuss.* Endlich fanden sich zahlreiche *Muschel*schalenreste.

Ebenfalls zum Schleichsand gehören die weissen sehr sandigen Tone nördlich von Geisenheim und bei Johannisberg.

3. Strandnahe Bildungen des Schleichsandes om^{2}σ.

In dergleichen Weise wie der Rupelton in der Nähe der Küste seine Vertretung in Meeressand, Strandgeröllen und Konglomeraten findet, stellen sich auch die gleichen Bildungen ein, die an der Küste des Schleichsandmeeres zur Ablagerung kamen.

Diese Strandbildungen des Schleichsandes sind im allgemeinen von denen des Rupeltones petrographisch nicht zu unterscheiden. Nur wo Sande auftreten, zeichnen sie sich durch einen stärkeren Glimmergehalt aus. Die Zuweisung strandnaher Bildungen zum Schleichsand erfolgte einerseits auf Grund der Lagerungsverhältnisse, anderseits auf Grund von Fossilfunden.

So sehe ich die Küstengerölle, die den westlichen Rochusberg (Scharlachkopf) überstreuen als Schleichsandbildung an, da zwischen diesen und einwandfreien Meeressanden der Rupeltonstufe sich oberer Rupelton einschaltet.

Dass die Sande und mächtigen Konglomerate nördlich der Linie Waldalgesheim-Weiler bei Bingerbrück der Schleichsandstufe angehören, erkannte zuerst K. Geib in Kreuznach. In seiner Schrift: Beiträge zur Geologie von Stromberg und Umgebung berichtet er S. 524 über die Vorkommen wie folgt: „Zwischen Waldalgesheim und dem Jägerhaus im Binger Walde liegen weisse Quarzitkiese und eisenreiche feinere Sande, die in ihrem Habitus mitteloligocänen Meeressanden ausserordentlich ähnlich sehen, aber als Oberoligocän angesprochen werden müssen (richtiger als oberes Mitteloligocän, Wagner). Stellen-

weise sind die Quarzitkiese durch Manganeisen zu grossen Blöcken verkittet. Dieses Auftreten von Erz war die Ursache zum Schürfen. Die Schürfungen ergaben, dass diese Schichten an anderen Stellen noch von gelben und braunen Sandtonen überlagert waren. Denn unter der Konglomeratschicht, die ausserordentlich stark entwickelt war, folgte eine ansehnliche Schicht eines gelben sandigen Tons, in dem sich *Cerithium* (*Potamides*) *plicatum* fand Unter dem Ton lag leberbrauner, eisenschüssiger Plattensandstein mit Blätterabdrücken, der als gleichaltrig mit dem oberen (Elsheimer) Meeressand aufzufassen ist. Wir haben also im vorliegenden Falle eine ganz eigenartige Ausbildung des oberen Mitteloligocäns des Mainzer Beckens vor uns, die sich wesentlich von der typischen Ausbildung in Rheinhessen unterscheidet." „Die sandigkiesigen Schichten, die nördlich von Waldalgesheim bis zum Morgenbachtal reichen, sind, so erscheint es mir, als Strandbildungen der jungen Oberoligocänzeit (besser Mitteloligocänzeit) aufzufassen. Nördlich von Waldalgesheim wurden noch innerhalb der Feldmark, an einer Stelle, an der heute noch grosse mangangekittete Konglomerate von grossen Ausmessungen zu beiden Seiten des Weges liegen, beim Versuchsschürfen auf Mangan ein dünnes Flötzchen von zu Pechkohle umgewandelter Braunkohle gefunden. Die Pechkohle ist tiefschwarz, glänzend und hat muscheligen Bruch. So scheinen sich demnach die oberoligocänen Schichten (es kann sich hier schon um ein Äquivalent des brackischen Cyrenenmergels handeln [Wagner]) bis in die Nähe des Dorfes Waldalgesheim zu ziehen. Auch die am Südhange des Stöckert nach den Grubenfeldern „Amalienhöhe", „Waldalgesheim", „Weiler-West" und dem Dorfe Weiler selbst anzutreffenden sandig-tonigen tertiären Ablagerungen scheinen mir hierher zu gehören. Westlich von Weiler wurde bei einer Ausschachtung ein graugrüner Sandton ausgehoben, in dessen Schlämmrückstand ich ausser vielen kleinen Quarzitsplitterchen, sehr viele Ostracoden und einige Balanusstücke fand. Damit gewinnt diese Schicht ausserordentliche Ähnlichkeit mit Mergeln vom Rheingrafensteiner Plateau bei Kreuznach, die auch sehr reich an Ostracodenschälchen und Balanusstückchen sind, deren Alter aber als obermitteloligocän erwiesen ist. Endlich scheint mir noch der gelbe Formsand, der sich nördlich von den Manganmulmlagerungen findet, und der örtlich zu einem Sandstein verkittet ist, obermitteloligocänen Alters zu sein. Dieser gelbe Sand bis Sandstein trennt beispielweise auf Grube „Amalienhöhe" das „alte" und das „neue" Lager. Es tritt hier in grosser Mächtigkeit auf und ist schon bis zur 115 m Sohle der Grube nachgewiesen."

Einen besonders guten Aufschluss in die obermitteloligocänen Strandbildungen bietet die Grube am Heer-Berg nördlich Weiler. Hier stehen etwa 7 m mächtig Schichten an, die einen Wechsel von feinen und groben Sand und Brandungsschuttlagen mit ganz weissen und feinen Quarzitlagen bilden. Die Brandungsgerölle werden selten über kopfgross. Die Schichten liegen horizontal. In einer 4 m tiefen Sandgrube nordwestlich von Weiler fallen die Schichten mit 10° nach SW. Nähert man sich von hier aus dem Quarzitzug des Stöckert, so kann man beobachten, dass der Brandungsschutt immer gröber wird. Einen weiteren guten Einblick in diese Ablagerungen bieten die Gruben südlich der Waldstrasse südöstlich des Veits-Berges.

Bei Ebental nördlich von Rüdesheim an der Kartengrenze liegen stark glimmersandige Mergel, die ihrer petrographischen Beschaffenheit wie ihrer hohen Lage (310 m NN) nach zum Schleichsand zu zählen sind. Und aus Analogiegründen rechne ich auch die Konglomerate, die über 250 m NN nördlich von Rüdesheim und Eibingen liegen und diejenigen von Aulhausen zu den Strandbildungen des Schleichsandes.

2. Oberoligocän.

a) Brackischer Cyrenenmergel 00[1].

Unter der Bezeichnung „Cyrenenmergel" ist auf Blatt Bingen-Rüdesheim wie auch auf Blatt Wöllstein-Kreuznach nur die Brackwasserbildung mit Cyrena convexa Brong. zu verstehen. Ich schliesse mich in dieser Hinsicht der alten Auffassung von Weinkauff 1865 an (66).

Die kalkreichen und zum Teil tonigen Mergel sind grüngrau oder graugelb und meist nur wenig feinsandig. Doch wechselt der Sandgehalt örtlich oft beträchtlich. Die Mergel sind infolge des geringeren Tongehaltes weniger zäh und wasserdurchlässiger als die Rupeltone. Der Fossilreichtum der Mergel erlaubt in den meisten Fällen ein leichtes Erkennen dieses Horizontes im Gelände. Nur selten setzt die Fossilführung ganz aus.

Die Mächtigkeit der fossilführenden Schicht schwankt zwischen 15 und 20 m, wobei fossilreiche und arme Lagen miteinander wechseln.

Nennenswerte Süsswassereinschaltungen, wie solche an anderen Orten Rheinhessens innerhalb des Cyrenenmergel vorkommen, finden sich in unserem Gebie nicht, auch fehlen jegliche Braunkohlenbildungen, nur ab und zu kann man eine schwarzgraue Mergellage feststellen.

Die zahlreichen Fossilien kommen nicht immer zusammen vor. In dem gleichen Horizont überwiegen bald die einen, bald die anderen. Einzelne häufen sich auch in bestimmten Horizonten an. So liegen nördlich von Horrweiler an der Platte in den unteren Teilen vorwiegend Cyrenen, in den höheren Lagen Cerithien. Insbesondere scheint *Tympanotomus margaritaceus* die jüngere Bildung des Cyrenenmergels zu charakterisieren. Er tritt z. B. auffallend häufig in den oberen Lagen an der Platte von Horrweiler auf. Ferner auch an der Strasse vom Bahnhof zum Ort Dromersheim am Anfang des Dorfes.

Die zahlreichen Fossilfundstellen sind in der Karte durch Fossilzeichen kenntlich gemacht worden, als besonders günstige Fundstellen gebe ich folgende an: die Platte nördlich von Horrweiler; die Felder östlich der Strassenkreuzung Gensingen-Ockenheim und Büdesheim-Dromersheim und die Höll unmittelbar östlich Ockenheim. Hier finden sich folgende Fossilien:

Cyrena convexa (häufig)
Meretrix (*Cytherea*) *incrassata Sandb.*
Corbula subarata Sandb.
Tympanotomus margaritaceus Brocchi (häufig)
Potamides plicatus galeottii Nyst. (häufig)
Potamides lamarcki (*Brong.*) (ziemlich häufig)
Murex conspicuus Sandb. (sehr selten)

Comminella (*Buccinium*) *cassidaria Bronn* (ziemlich häufig)
Hydrobia debuissoni (*Bonillet*)
Stenothyra lubricella Sandb.
Cytheridea muelleri (*Münster*) (häufig)
Balanus stellaris A. Braun
Fischzähnchen

Hin und wieder zeigen die Cyrenen noch Farbstreifen. Auffallend verschieden ausgebildet sind die Gehäuse von *Tympanotomus margaritaceus*, sodass man einige Exemplare als besondere Varietäten bezeichnen möchte. Neben der *var. marginatum*, die sich durch stachelige Knoten auf dem obersten Hauptkiel eines Umgangs auszeichnet, tritt eine Form auf, die weniger kegelförmig, sondern viel schlanker gebaut ist und bei der die Umgänge durch Nähte getrennt sind, die mehr als doppelt so tief sind, wie bei der gewöhnlichen Form. Häufig sind auch Exemplare mit Schalendefekten, die wieder ausgeheilt sind. O. Schmidtgen (64), der solche Formen von Gau-Algesheim in Rheinhessen untersucht hat, glaubt, dass zur Zeit des damaligen Brackwassers ein orkanartiger Sturm wütete, der das Wasser bis zum Boden aufwühlte und die dort liegenden und festsitzenden Schnecken von ihrer Unterlage losriss und mit empornahm. „Bei den meisten Verletzungen hat man den Eindruck, als ob die langen Gehäuse geknickt worden und dann wieder schief durch Neubildung der inneren Schalenschicht zusammengewachsen wären."

Auf sehr bewegtes Wasser deutet auch der dicke Rand des Mundsaumes hin, der öfters bei dem Weiterwachsen als Verstärkungsleiste erhalten geblieben ist, sodass Exemplare gefunden werden, bei denen 4 starke aus alten Mundrändern hervorgegangene Querleisten auftreten. Ähnliche verheilte mechanische Verletzungen wie bei *Tympanotomus margaritaceus* finden sich ferner bei *Potamides plicatus galeotii Nyst* und *Potamides lamarcki*, so z. B. am L von Laberstall südlich von Ockenheim.

Da die eben besprochenen Erscheinungen sowohl am West- und Nordrand des Rheinhessischen Plateaus als auch bei Weinheim (Alzey) beobachtet werden konnten, so liegt der Schluss nahe, dass im ganzen rheinhessischen Gebiet während der Cyrenenmergelzeit eine Brackwasserbildung, stellenweise unterbrochen von Aussüssungen, in einem seichten See herrschte, in dem die starken Winde Gelegenheit hatten, den mit Schnecken reich bevölkerten Untergrund aufzuwühlen. Das massenhafte Auftreten der Fossilreste ist wahrscheinlich auf ein Massensterben zurückzuführen, wie ein solches bei den damals vorhandenen Schwankungen im Salzgehalt des Wassers zu erwarten war.

Die Oberkante des brackischen Cyrenenmergels findet sich am Hang des Rheinhessischen Plateaus, auf das sein Vorkommen auf unserem Blatt in der Hauptsache beschränkt ist, zwischen 170 und 130 m NN. Diese Unterschiede in der Höhenlage, die in einer Abnahme derselben von Süden nach Norden bestehen, beruht nicht auf einem gleichmässigen Einfallen nach Norden. Die Schichten liegen vielmehr horizontal und kommen durch mehrere kleinere, teils nordwestlich teils nordöstlich gerichtete Verwerfungen in die tiefere Lage. Die anscheinend 30 m betragende Mächtigkeit nördlich von Horrweiler (Waschberg-Platte) beruht auf einer Wiederholung der Schichten durch eine Verwerfung,

die über die kleine Einsenkuug zwischen dem Waschberg und der Platte verläuft. Geringe Reste des brackischen Cyrenenmergels treten ferner in 120 m NN auf dem schmalen Rücken auf, der die Wasserscheide zwischen Rhein und Nahe zwischen Rochusberg und dem Plateau bei Ockenheim bildet (Tröbelsheim, Staarberg, Galgenberg).

Links der Nahe finden sich fossilführende brakische Cyrenenmergel nur in einem schmalen, nordnordwestlich ziehendem Graben im Gebiet des Oberrotliegenden etwa 800 m WNW. Langenlonsheim in 140 bis 155 m NN. Rechtsrheinisch liegen auf unserem Blatt keine Cyrenenmergel.

b) Süsswasserschichten 00^2.

Schon Weinkauff hatte 1865 (S. 208) die weite Verbreitung einer Süsswasserschicht über dem brackischen Cyrenenmergel im ganzen westlichen Rheinhessen festgestellt und sie als besondere Stufe im Tertiär beschrieben, und vor Weinkauff hat schon Gross auf die grosse Ausdehnung der Süsswasserschichten hingewiesen.

Das regelmässige Erscheinen dieser Süsswasserschicht zwischen Cyrenenmergel und Corbiculaschichten (Schichten mit Hydrobia inflata) am Abhang des Rheinhessischen Plateaus, wie sie die Kartierung bisher vom Wiesberg über Dromersheim bis nach Heidesheim und ebenso bei Essenheim erwiesen hat, erlaubt eine Auszeichnung der Süsswasserschicht auf der Karte durchzuführen. Es herrschen in dieser Stufe tonige und kalkreiche Mergel von grauer und schmutzig graugrüner Farbe. Dazu treten kreideweisse z. B. am Kolben von Dromersheim und tiefschwarze Mergel z. B. „auf dem Bums“ östlich Ockenheim.

Meist sind die Mergel fossilleer, beim Ausschlämmen finden sich wenige *Chara*früchtchen und stark zertrümmerte Schalenreste von *Lymnea*. Reicher an Süsswasserconchylien sind gewöhnlich nur die dunkelgrüngrauen Mergel, doch sind die zarten Schalenreste meist gestört, sodass nur in frischen Aufschlüssen sich die Fossilführung der Mergel nachweisen lässt z. B. im oberen Teil des Friedhofes von Dromersheim und am jüdischen Begräbnisplatz unterhalb des Hörnchens.

Die feinen, gelbgrauen Kalkglimmersande und Glimmerkalksandsteine innerhalb der Zone sind ganz lokale Bildungen von geringer Ausdehnung und Mächtigkeit. Sie sind an der Strasse von Aspisheim nach Ober-Hilbersheim an der grossen Strassenkurve bei Aspisheim angeschnitten. Einen weiteren Aufschluss in diesen Bildungen boten die frischgerodeten Weinberge bei dem Füllkopf südlich von Ockenheim und die Weinberge oberhalb der kleinen Quelle zwischen „Auf dem Bums“ und auf dem Johannisberg östlich von Ockenheim.

Die sandigen schwärzlichen Mergel vom Waschberg bei Horrweiler ergaben im Schlämmrückstand rötlichen Quarzsand, viel Magneteisen und ziemlich häufig Stückchen von Sericitschiefern. Die Sandzufuhr in diesem oberoligocänen Süsswassersee scheint demnach vom Taunus her erfolgt zu sein. Von Süsswasserschnecken konnten ermittelt werden: *Klikia osculum Thomae* und *Lymnaea fabula Brong.*

Zwischen die, die Hauptmasse der Ablagerung bildenden Mergel schieben sich Mergelkalkbänke ein. Sie sind gelblichweiss und graugelb, teils mürb porös und kreidig, teils fest, dann mehr oder weniger deutlich porös und deutlich geschichtet. Mitunter sind undeutliche Pflanzenrestchen schichtweise angehäuft und Röhrchen, die wahrscheinlich auf Algen zurückzuführen sind, durchziehen das Gestein. Die Mächtigkeit der Kalkbänke schwankt zwischen 10 und 50 cm. Sie lassen sich nie im Zusammenhang über eine grössere Entfernung hier verfolgen. Sie sind meist reich an Süsswassermollusken:

Lymnaea fabula Brongniart
Planorbis cornu Brongniart
Gyraulus cordatus Sandb.
Strophostoma cf. tricarinatum M. Braun.

Dazu treten *Chara*früchtchen. Nie fanden sich andere als Süsswasserfossilien. Wie bei Horrweiler, so liegen auch westlich von Aspisheim schwarzbraune Süsswasserkalke, die bei dem Zerschlagen einen bituminösen Geruch verbreiten (Stinkkalke). Sie enthalten neben den oben angeführten Süsswassermollusken besonders reichlich Charenreste, auf deren Anhäufung der Bitumengehalt wahrscheinlich zurückzuführen ist. Fundstellen für fossilführende Süsswasserkalke sind: Nördlich der Höhlgasse nördlich von Aspisheim in der Nähe der Wegkreuzung in 190 m NN. Hier liegen 2 Bänke von etwa 40 und 50 cm Stärke dicht übereinander, die besonders reich an Süsswassermollusken sind. Etwa in der gleihen Höhe „Am Kolben" von Dromersheim. Im Tälchen östlich von Dromersheim in 170 und 180 m NN. Im Silgretz SO Ockenheim bei 180 m NN, hier z. T. als Stinkkalk ausgebildet. In der Schönhöll östlich Ockenheim in 140 m NN, wobei die Schichten hier durch Rutschung in eine anormal tiefe Lage gekommen sind.

An der oberen Grenze der Süsswasserzone stellt sich auf Blatt Bingen, wie auch auf dem gesamten Blatt Wöllstein, und auf Blatt Ober-Ingelheim bis zum Selztal, weniger deutlich östlich des Selztales z. B. südlich von Heidesheim am Geisberg eine Lage ein, die aus groben Quarzsanden und Milchquarzschottern besteht **(Milchquarzkonglomerate)** $00^2 \alpha$. Sie lässt sich in vielen Fällen auf weitere Strecken, immer den gleichen Horizont einnehmend, verfolgen, sodass eine Kartierung des auffallenden Gebildes zwischen Mergeln und Kalken vorgenommen werden kann. Es handelt sich um eine Milchquarzanhäufung, deren Gerölle meist wenig gerundet und von Erbsengrösse sind. Die grössten Gerölle sind haselnussdick. Neben Milchquarz tritt vereinzelt ein gelblicher und rötlicher Gangquarz als Gerölle auf. Verbunden mit diesen Milchquarzschottern sind gelbliche und weisse scharfe Quarzsande, die bei frischen Rodungen in diesem Horizont zwischen den Mergellagen besonders auffallend in die Erscheinung treten. Sehr bemerkenswert ist, dass an einzelnen Stellen die Gerölle mit Mergel verbacken auftreten.

Es handelt sich offenbar bei diesen Milchquarzschottern um den Absatz von Flüssen in einem Süsswassersee, wobei auffällt, dass das Material nur Milchquarz ist, der dabei keine starke Abrollung aufweist, also keinen allzuweiten Transport durchgemacht haben kann. Berücksichtigt man diese eigenartige Gesteinsauslese im Zusammenhang mit der geringen Abrollung, so ist das Herkunftsgebiet der Kiesgerölle in einem Gestein zu suchen, in dem der

Milchquarz bereits auf secundärer Lagerstätte auftritt und in dem sonst keine festeren, einem Flusstransport widerstehenden, Bestandteile vorhanden sind. Da die Milchquarzschotter und Konglomerate sich immer in gleicher Höhenlage bei grosser räumlicher Verbreitung einstellen — es finden sich solche z. B. noch bei Alzey am Bahnhof — so können sie nicht als Flussbildungen an sich angesehen werden, sondern als Absatz von Flüssen in dem grossen Süsswassersee. Die Mächtigkeit ist infolgedessen eine ziemlich schwankende. Stärker als 5 m werden sie in dem bisher kartierten Gebiet nie, doch ist anzunehmen, dass die Mächtigkeit stellenweise bis fast auf Null herabsinkt.

Meist beginnt unmittelbar über dem Milchquarzkonglomerat der Corbiculakalk (Schichten mit Hydrobia inflata), an einigen Stellen jedoch konnten noch über ihm einige Meter umgearbeiteter Süsswassermergel festgestellt werden.

Bemerken möchte ich hier noch, dass bereits Gross 1866 (15 S. 127) auf die Milchquarzkiesel aufmerksam machte, von denen er sagt: „Bei Dromersheim und Ockenheim sind die Cerithienkalke teilweise durch Lagen von weissen, wenig abgerundeten Kieseln vertreten.“ „Sie gehen rasch in echten Cerithienkalk über.“

Ich glaube nicht, dass man diese Milchquarzschotter und Konglomerate als eine Art Transgressionskonglomerat der Cerithienschichten ansehen kann, denn sie selbst enthalten noch z. B. am Sprendlinger Horn Süsswassermollusken.

Wenn man gelegentlich wie z. B. am Geisberg südlich von Heidesheim (Blatt Ober-Ingelheim) Foraminiferen in reichlich mit Mergeln vermischten Milchquarzschottern dicht unter den Corbiculaschichten findet, so sind nach meiner Meinung in diesen Bildungen die tiefsten, dort nur sehr gering mächtigen Cerithienschichten zu erblicken, die Material der Süsswassermergel und Milchquarzschotter bei dem Hereinbrechen des Cerithienmeeres zu ihrem Aufbau verwandten. Ich sehe bei dem Stand meiner jetzigen, durch die geologische Aufnahme erworbenen Kenntnisse in den Milchquarzschottern keine Süsswasserbildung, die zeitlich den Cerithienschichten entspricht. Sie gehören meiner Ansicht nach an den Schluss der Aussüssungsphase der oligocänen Wasserbedeckung im westlichen Mainzer Becken. Sehr wahrscheinlich kam es in unserem Gebiet nach dem Absatz der Milchquarzschotter zu einer Trockenlegung.

Gute Aufschlüsse in den Milchquarzschottern liegen: Am Hippel nördlich Aspisheim, am Neuberg und Hörnchen östlich von Dromersheim. Am Füllkopf südlich von Ockenheim, wo sie in gelben und gelbweissen sandigen Mergeln auftreten, die ihrerseits von schmutzig olivgrünen kalkfreien oder kalkarmen Tonen unterlagert werden. Ferner hat der grosse Bergsturz von 1924 SO Ockenheim die Milchquarzschotter schön freigelegt und gezeigt, dass sich Glimmersande linsenförmig dazwischen schalten. Endlich scheint die Quelle auf dem Johannisberg auf der Grenze dieser Milchquarzschotter zu den darunter liegenden tonigen Süsswassermergeln zu entspringen.

3. Untermiocän.

a) Corbiculakalke (Mergel und Kalke mit Hydrobia inflata) miu$_2$.

Mit der Süsswasserzone schliesst die sandige, mergelige und tonige Abteilung des Tertiärs im Mainzer Becken und im Innern desselben setzt mit

den Cerithienschichten die kalkig mergelige Abteilung ein. Diese unterste Stufe derselben fehlt im westlichen Teil des Beckens, zu dem unser Gebiet gehört. Erst östlich des Selztales (Blatt Ober-Ingelheim) beginnt der Cerithienkalk in geringer Mächtigkeit.

Über der Süsswasserzone folgt hier der Corbiculakalk. Diese Stufe des unteren Miocäns tritt am Ostrand des Blattes Bingen auf; sie ist hier auf das Gehänge über 200 m NN des Rheinhessischen Plateaus, östlich der Nahe beschränkt.

Steuer (51 S. 41—67) hat 1909 in seiner Arbeit: „Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und über ihre Fauna" hervorgehoben, dass die kalkige, mergelige Abteilung im Mainzer Becken (Cerithienschichten, Corbiculakalk, Hydrobienschichten) nach der Gesteinsentwickelung nicht in einzelne Stufen zerlegt werden kann. Die eigentlichen Corbiculaschichten sind nur in einem Teil des Mainzer Beckens charakteristisch entwickelt. Eine Abgrenzung auf Grund des Verschwindens der Cerithien vorzunehmen, wie dies Kinkelin vorgeschlagen, hat sich als nicht zweckmässig erwiesen. Um aber doch zu einer praktischen Gliederung zu gelangen, wird von Steuer das als Corbiculakalk unscharf begrenzte mittlere Glied nach dem Auftreten von *Hydrobia inflata* neu begrenzt, und als Mergel und Kalke mit Hydrobia inflata bezeichnet. Diese ist als Leitfossil anzusehen. Da sich in unserem Gebiet sowohl *Hydrobia inflata*, als auch *Corbicula faujasi* häufig in den fraglichen Schichten einstellen, so sind beide Namen beibehalten worden.

Die Ausbildung der Corbiculaschichten auf Blatt Bingen ist derart, dass die Mergel die Kalke an Menge überwiegen. Die Mergel sind sehr kalkreich, seltener tonig, die dann meist dünne Lagen zwischen Kalkbänken bilden. Die Farbe der Mergel und Tone ist stark wechselnd. So kommen oft weisse kreidige Mergel unmittelbar neben nahezu braunschwarze zu liegen, wobei die letzteren einen stärkeren Tongehalt aufweisen, als die weissen Mergel. Es ist dieser Farbenunterschied wahrscheinlich auf die verschiedenartige Auslaugemöglichkeit der Mergel zurückzuführen. Gelbe und gelbgraue, in frischem Zustand blaugraue Mergel sind die herrschenden. An der neuen Strasse, die von Ockenheim nach dem Kloster auf dem Jakobsberg führt, wurden reine Tone von schmutzig olivgrüner, grauschwarzer und blutroter Farbe angeschnitten, deren Schlämmrückstand wenig Quarzsand enthielt. In den Mergeln finden sich *Hydrobia inflata, Hydrobia obtusa* und *Potamides plicatus pustulatus*. Die schwarzen tonigen Mergel sind vermutlich auf Sumpfbildung zurückzuführen, Planorbisreste in ihnen sprechen für eine Aussüssung.

Einen Übergang zwischen den Mergeln und Kalken bilden weisse Kreidemergel und graue Steinmergel, während die ersteren meist fossilleer sind, zeichnen sich die letzteren durch einen grösseren Reichtum an Conchylien aus: *Hydrobien, Corbicula faujasi*, deren Schalenreste sich stellenweise stark anhäufen, *Potamides plicatus pustulatus, Tympanotomus submargaritaceus* und *Congeria brardi*. Mitunter sind die Schalen von Corbicula lagenweise in den Kalkschlamm eingebettet, häufig aber treten Bänke auf, die bis 30 cm stark werden können und die nur aus den meist gut erhaltenen Schalen der Corbicula bestehen, die durcheinander liegen. Man kann diese Muschelanhäufung,

bei der auch die geschlossene Doppelmuschel nicht fehlt, wohl als „Schillbildung“ ansprechen, wie man sie heute z. B. am Strand von Scheweningen beobachten kann. Diese weit verbreiteten Corbiculaanhäufungen bilden meist keine allzuweit durchlaufenden Bänke, sie sind also typische Bildungen der Litoral-Region eines seichten Meeres mit flacher Küste. Die Cerithien sind in den tieferen Lagen häufiger als in den höheren. Die Kalkbänke sind meist gering mächtig, solche über 2 m sind in dem Aufnahmegebiet nicht festgestellt worden. Die Kalke sind meist dichte, reine gelbe oder grauweisse, im frischen Zustand bläulichgraue, teils kavernöse Sinterkalke, die eine mehr dunkelgraue oder grauschwarze Farbe mit weisslicher Verwitterungsrinde aufweissen.

Mitunter finden sich Kalkbänke, deren Struktur auf den ersten Blick brecciös erscheint. Bei genauerer Betrachtung sieht man, dass es sich um dunkelbraune oder braunschwarze, zonar gebaute Kalkstücke handelt, die gewissermassen durch einen hellen Kalk, der sich fast völlig aus Schalentrümmern, hauptsächlich von Hydrobien aufbaut, verkittet sind. Diese zonar gebauten Kalkstücke sind von sehr verschiedener Grösse, teils nierenförmig, teils langgestreckt wie richtige Tropfsteine und dann oft von Sprüngen durchsetzt. Alle Zwischenräume, jeder kleinste Riss ist von dem an Schalenbreccien reichen Kalk ausgefüllt, während die Sinterkalke selbst, wie zu erwarten, fossilfrei sind. Die Bildung dieser recht verbreiteten Sinterkalke dürfte vielleicht wie folgt zu erklären sein:

Die Corbiculakalke sind Absätze aus einem seichten Meer. Wie die Funde einer Trockenrissplatte aus den Corbiculaschichten von Weisenau durch Herrn Prof. Dr. Schmidtgen und von mir bei Nieder-Ingelheim zeigen, muss es sogar zeitweise zu einer Trockenlegung des Brackwassersees gekommen sein. Es bildeten sich Klüfte und Sprünge in dem ausgetrockneten Material, diese fanden zunächst durch ausspülende Wässer eine Erweiterung und später wieder eine Auskleidung durch den Sinterabsatz kalkreicher Wässer. Solche Sinterkalke finden sich z. B. am Jakobsberg bei Ockenheim.

Zu den Sinterkalken sind auch die sogen. Phryganeenkalke zu rechnen, die allerdings nicht in dem Blattgebiet bisher nachgewiesen werden konnten. Selten sind auch die Algenkalke. Als einen solchen spreche ich einige Kalkbänke am Hippel nördlich von Aspisheim an. Zwischen dem versinterten Algenrasen sitzen zahlreich die Hydrobien. Eine Mythilusbank wurde in 190 m NN am Steinkautenweg östlich Ockenheim festgestellt. Sie deutet ebenfalls auf wenigstens zeitweise litorale Bildung der Corbiculaschichten hin.

Die oberen Schichten der Corbiculastufe zeichnen sich durch ein Auftreten von mehr dünnplattigen Kalkbänken mit rauher Schichtfläche aus, die besonders reich an *Hydrobia obtusa* sind, so am Hippel N. Aspisheim. Nicht selten sind in höheren Lagen auch bräunliche Oolithkalke. In den oberen Kalken stellen sich am Hippel bei Aspisheim und am Steinkautenweg östlich Ockenheim eingeschwemmte Landschnecken ein (*Cepea subglobosa Grateloup*), wie solche in Steinbrüchen bei St. Johann und besonders in der Umgebung von Ober-Ingelheim reichlich auftreten. An guten Profilen mangelt es, da Steinbrüche in den stark mergelig entwickelten Corbiculaschichten in dem Blattgebiet unwirtschaftlich sind und deshalb fehlen.

Ein Bild über den wechselvollen Aufbau der Schichten gibt ein Aufschluss in etwa 260 m NN am Steuerweg östlich von Dromersheim, von oben nach unten:

0,75 m Ackerboden, verlehmte Mergel
0,15 m blätteriger grauer Mergel
0,20 m gelbe Kalkbank
0,15 m grauer Mergel
0,45 m braungrauer bis schwarzgrauer Mergel
0,15 m weisse Kalkbank
0,02 m blätteriger grüngrauer Mergel
0,03 m Bänkchen aus Hydrobienschalen
0,15 m grüngrauer Mergel mit Hydrobien
0,05 m braungelber Hydrobienkalk
0,25 m grüngraue Mergel mit *Hydrobia inflata* und *Hydrobia obtusa*
0,35 m weisser kreidiger Mergelkalk mit Hydrobienlagen
0,05 m grüngrauer Mergel
0,25 m grauer gelbgefleckter Mergel
0,13 m Mergel reich an Hydrobien in Lagen, die bis 4 cm stark werden
0,07 m kreidige Mergel, hin und wieder mit *Hydrobia inflata*
0,25 m rauher, gebankter, geschichteter bis schiefriger grauer Mergel mit Gypskristallen
0,17 m gelbgrauer und grüngrauer Mergel, auf Spalten Gypskristalle
0,03 m Mergel mit zahlreichen Hydrobien. Im Schlämmrückstand:
Hydrobia obtusa sehr häufig
Hydrobia inflata etwas weniger häufig
einige *Ostracoden*schälchen
viele Fischrestchen, darunter ein Zähnchen
viel Gyps, etwas Quarzsand
0,17 m gelbgrauer Mergel
0,08 m grauer schiefriger feinstreifiger Mergel
0,23 m gelbgrauer schiefriger Mergel mit dünnen Hydrobienlagen
0,02 m Hydrobienkalk
0,35 m graue Mergel mit *Hydrobia inflata*
0,20 m gelbweisser gebänderter Kalkmergel mit ganz dünnen Lagen von *Hydrobia inflata*
0,02 m schiefriger Mergel
0,30 m grauer und grüngrauer Mergel mit *Corbicula faujasi*

Die Corbiculaschichten erreichen auf Blatt Bingen eine Mächtigkeit von mindestens 50 m. Die Gesamtmächtigkeit wird von Lepsius zu 50 m, von Steuer zu 40 m angegeben. Neuerdings erwiesen meine Kartierungsarbeiten auf Blatt Ober-Ingelheim sogar eine Mächtigkeit von 60 m der vorwiegend mergelig entwickelten Schichten mit *Corbicula faujasi* bezw. der *Hydrobia inflata* bis zum linken Ufer der Selz, rechts der Selz ist die Entwickelung der Schichten eine vorwiegend kalkige und von hier an beginnt die grössere Mächtigkeit. Ferner zeigen die untersten Partieen einen Übergang zu den Cerithienschichten.

„In dem von der Ostseite nach dem Geisenheimer Koalinvorkommen getriebenen Stollen fand Herr Prof. Dr. LÜSTNER, dem ich ausser für diesen auch noch für zahlreiche andere Hinweise zu Dank verpflichtet bin, 7 m unter Tag ein Bänkchen von hellgelbem Kalk mit zahlreichen Exemplaren von *Hydrobia elongata*. Es ist aber nicht mit Sicherheit festzustellen, ob es sich hier um ein kleines Restvorkommen von Corbiculaschichten handelt oder um durch Eistrift verschleppte grössere Teile von Corbiculakalken, die hier in eine ehemalige Flussterrasse eingelagert wurden." (FR. MICHELS)

b) Hydrobienschichten (miu$_3$)

Am Jakobsberg zwischen dem Ockenheimer Horn und dem Trapistenkloster 14 Nothelfer wurden unmittelbar unter den pliocänen Kieseloolithschottern gelegentlich gelbweise plattige, dichte milde Kalke gefunden, die Fischreste enthielten. Ein Stück mit *Lebias meyeri Agass.* liegt im Naturhistorischen Museum zu Mainz. Es handelt sich hier um die unterste Lage der Hydrobienschichten. Durch diesen Fund ergibt sich für die darunter liegenden Schichten der Hydrobia inflata am Jakobsberg eine Gesamtmächtigkeit von stark 50 m.

In grösserer Ausdehnung finden sich die Hydrobienschichten auf dem östlich anstossenden Blatt Ober-Ingelheim auf dem Gau-Algesheimer-Kopf. Es ist anzunehmen, dass sie ursprünglich, auch noch den zum Blatt Bingen gehörenden Teil des Rheinhessischen Plateaus bedeckt haben, aber hier der vorpliocänen Abtragung zum Opfer gefallen sind.

4. Unter-Pliocän.

Dinotheriensande = Kieseloolithschotter (p).

Jüngere Schichten des Miocäns als die untersten Lagen der Hydrobienschichten mit Hydrobia elongata und Lebias meyeri Agass treffen wir auf Blatt Bingen nicht. Wahrscheinlich kamen noch weitere Hydrobienschichten, wie solche bereits bei Gau-Algesheim anstehen, zur Ablagerung, aber sie sind einer späteren Abtragung anheimgefallen.

Erst im Unter-Pliocän kam es wieder zum Absatz von Bildungen, deren Reste uns in recht beträchtlichen Kies- und Flussandablagerungen erhalten blieben.

Der Name „Dinotheriensande" rührt daher, dass Dinotherium giganteum das bedeutendste Fossil dieser Ablagerung ist, doch sind im Gebiet des Blattes Bingen bis jetzt keinerlei Reste gefunden worden.

Die Kiese und Sande lagern in ziemlich gleichmässiger Höhenlage auf der denudierten Corbiculakalkoberfläche zwischen 245 m und 265 m NN. Und selbst diese geringen Höhenunterschiede in der unteren Grenzfläche sind z. T. noch in kleineren Störungen zu suchen, die in nachpliocäner Zeit nur in ganz geringem Masse den westlichen Teil des Rheinhessischen Plateaus beeinflusst haben, während sie im östlichen Abschnitt bei Mainz sich in bedeutenden Verwerfungen äusserten.

In unserem Gebiet des Rheinhessischen Plateaus finden sich die Kiessande in der Hauptsache am Westrand, nach Osten werden sie mehr oder weniger

stark von Löss oder entkalktem Löss überdeckt. Ferner treten sie am oberen Ende des Taleinschnittes von Laurenziberg wieder an die Oberfläche, hier allerdings etwa 10 bis 15 m tiefer als an dem ungefähr 800 m westlich gelegenen Rand der Hochfläche. Bei Laurenziberg und in dem südlich davon gelegenen Taleinschnitt fehlen sie stellenweise zwischen den Corbiculaschichten und dem Löss. Die tiefere Lage der Auflagerungsfläche bei Laurenziberg lässt auf eine Neigung dieser alten Oberfläche nach Osten hin schliessen, das stellenweise Fehlen oder die geringe Mächtigkeit des Pliocäns bei Laurenziberg auf eine Abtragung vor Ablagerung des Lösses.

Getrennte grössere, reine Sande und reine Kieslagen fehlen. Es findet sich nur ein Gemisch von grobem Sand bis zu walnussgrossen Flussgeröllen, in dem etwas feinere Sandstreifen eingeschaltet sind. Selten sind Gerölle, die Eigrösse übersteigen.

Über den Aufbau der Ablagerung geben die Sandgruben östlich von Dromersheim guten Aufschluss:

I.

0,80 m Wechsel von Kies- und Sandlagen. Die Gerölle haben zumeist Erbsengrösse. Das Material besteht zu $^3/_4$ aus Milchquarz, ferner tritt Bergkrystall, Onyx, wenig Quarzporphyr, Chalcedon und Quarzit auf.
0,35 m grober heller Quarzsand.
0,10—0,15 m Kieslage mit Geröllen von Erbsen bis Haselnussgrösse.
0,30 m heller Quarzsand, nach unten gröber werdend.
0,30—0,40 m nach unten immer feiner werdender Kies.
1,20 m grober Quarzsand mit kleinen Kieslinsen.

3,15 m

Die grössten Gerölle sind eigross. Alle Schichten sind kalkfrei.

II.

0,30 m verlehmter Kies.
1,20 m Quarzsand, nach oben heller werdend.
0,80 m Kies, nach unten in groben Sand übergehend.
0,70 m grober Quarzsand, der nach oben und unten feiner wird.
0,20 m toniger Kies.
0,30 m grober Quarzsand mit vereinzelten Geröllen, darunter ein eigrosser Buntsandstein?
1,20 m Quarzsand, der nach unten feiner wird.

4,70 m

Das Material besteht aus Milchquarz, schwarzem und schwarzweiss gebändertem Onyx, dunkelbraun durchscheinendem Chalcedon und schwarzweissen oder dunkelbraunen Kieseloolithen. Die schwarzweissen, oft sehr schön gezeichneten Onyxe und Kieseloolithe können als Leitgesteine bezeichnet werden, sie sind im Kartenbereich sehr häufig. Diesen Gesteinen gegenüber treten Sandsteine, Quarzporphyr, rötliche und gelbgraue Quarzite und Bergkrystalle, die z. T. noch Krystallformen aufweisen, zurück. Die Kiesel, zumal die Chalcedone, Onxy und Kieseloolithe sind nicht nur völlig gerundet, sondern

geradezu poliert. Im Widerspruch hierzu scheint zu stehen, dass sich Bergkrystalle mit erhaltener Krystallform finden. Diese rühren aber aus Krystalldrusen her, die sich ebenfalls als solche unter den Geröllen finden und die erst bei dem späteren Transport zertrümmert wurden und so die einzelnen Krystalle frei gaben, die dann keinen weiten Transport mehr erleiden mussten. Mit einem solchen müssen wir bei unseren Geröllen rechnen. Über ihre Herkunft lässt sich noch immer kein bestimmter Schluss ziehen.

Die Achate, wie sie in den typischen Kieseloolithschottern häufig sind und die oft, so besonders an der Kapelle des Jakobsberges von Ockenheim mit ausgezeichneter und sehr feiner Schwarzweissbänderung auftreten, sind richtiger als Onyx mit Festungsachatzeichnung zu benennen. Sie, wie die kaffeebraunen Chalcedone kommen weder in den Melaphyrgebieten des oberen Nahetales noch Rheinhessens (Nack-Wendelsheim) vor.

Ganz vereinzelt treten zwischen den Geröllen kleine Bohnerze von dem bekannten concentrisch-schaligen Bau auf, sodass also die Bohnerze, wie sie anderen Ortes in grösserer Menge und Ausdehnung auf dem Rheinhessischen Plateau angetroffen werden, älter als die unterpliocänen Schotter sind.

Der lockere Aufbau der Kiessande bringt es mit sich, dass sie an dem ziemlich steilen Westhang leicht abgewaschen werden, sodass sie einen grossen Teil der darunter liegenden Corbiculakalke mehr oder weniger stark überschottern. Die Mächtigkeit der Kiessande übersteigt an keiner Stelle 15 m. 10 m wird als mittlere Durchschnittsstärke am Plateaurand anzunehmen sein. Die völlig kalkfreien Kiessande sind für Wasser stark durchlässig. Die verhältnismässig dünne Lössdecke, die sich unmittelbar östlich der Kiese über diesen ausbreitet, ist durch die Sickerwässer ihres Kalkgehaltes stellenweise völlig beraubt worden, die denselben nach der Tiefe auch noch durch die pliocänen Kiessande hindurch abführten: nur weiter nach Osten, wo die Lössbedeckung eine wesentlich stärkere wird, finden wir deshalb nicht entkalkte Lösse.

Die pliocänen Schotter sind Restschotter, die also aus schon vorhandenen Schotterbildungen hervorgingen, wobei eine Auslese unter den Geröllen stattfand, derart, dass nur die widerstandsfähigsten in den Restschottern sich noch finden. Vermutlich entstammen unsere Kieseloolithschotter zum grossen Teil den konglomeratischen Schichten des Buntsandsteins, da sich bei Dromersheim und in viel grösserer Zahl auf der Hochfläche des Blattgebietes Ober-Ingelheim Sandsteingerölle finden, die völlig solchen des Buntsandsteins gleichen. Auch dürften die verkieselten Bänke des Muschelkalks bei der Schotterbildung beteiligt gewesen sein und Kieseloolithe geliefert haben. Ich vermute nach dem jetzigen Stand der Kenntnis des die rheinhessischen pliocänen Schotter zusammensetzenden Materials, dass es von Flüssen herbeigeschafft wurde, welche ein triadisches Gebirge entwässerten. Vielfach wird dieses unterpliocäne Flusssystem als „Urrhein“ bezeichnet. Eine solche Benennung darf aber keinesfalls bedeuten, dass dieser Fluss wie der diluviale Rhein in den Alpen seinen Ursprung hatte, sondern sein Quellgebiet dürfte vielleicht im Unterelsass und Unterbaden gelegen haben.

E. Diluvium. (W. Wagner)

Über die Hälfte des ganzen Blattes Bingen-Rüdesheim und etwa Dreiviertel des hessischen Gebietes wird von diluvialen Ablagerungen eingenommen. Ihrer Entstehung nach sind es ganz verschiedene Gebilde. Wir haben Ablagerungen der Flüsse — Kiese, Sande, Schlicke und Wasserlösse — in verschiedenen Terrassen, ferner Bildungen, die durch den Wind veranlasst wurden: Lösse und Flugsande, alte Zersetzungsböden — Lehme — der verschiedensten Gesteine, die dementsprechend auch einen verschiedenen petrographischen Charakter aufweisen (Lösslehm, Mergellehm, aus devonischen Gesteinen hervorgegangene Lehme), und endlich Schuttbildungen, welche die Abhänge überdecken und grössere Flächen der Niederungen anfüllen.

Anderseits sind die diluvialen Bildungen zum grossen Teil auch ihrer Entstehungszeit nach trennbar. Die verschieden hoch gelegenen Flussterrassen gehören verschiedenen Eiszeiten bezw. Eisphasen innerhalb von Eiszeitgruppen an. Die durch Verlehmungszonen getrennten Lösse verdanken verschieden altrigen glazialen Steppenzeiten ihre Entstehung.

1. Bildungen der Flüsse (Terrassen).

Die starke mechanische Verwitterung z. Zt. eines glazialen Klimas veranlasste eine starke Schuttbildung, und die geringe Stosskraft des Wassers eines niederschlagsarmen Klimas bewirkte im allgemeinen eine Aufschüttung, d. h. die Bildung von Flussterrassen. Die Zwischeneiszeiten dagegen, in denen ein feuchtes bedeutend wärmeres Klima, das etwa dem unsrigen heute entsprochen haben mag, herrschte, sind die Zeiten des Einschneidens und Vertiefens der Täler durch die Stosskraft reicher Wassermassen, welche die in den Eiszeiten im Talgebiet abgelagerten Geröllmassen ausräumten. Ein mehrfacher Wechsel des Klimas von verschieden langer Dauer und von verschieden starkem Wirkungsgrad, veranlasste auf diese Weise die Bildung der verschiedenen Terrassen. Dieser wechselnde Vorgang wurde stellenweise durch Hebungen und Senkungen der Erdkruste beeinflusst, welche Bewegungen streckenweise bei dem Fluss Belebung bezw. Erlahmung der Erosionstätigkeit hervorriefen. In Zeiten der allgemeinen Erosion konnte auf diese Weise streckenweise im Flussgebiet — wie wir dies auch heute sehen — eine Aufschotterung entstehen.

Zweifellos gibt es grosse Gebiete, die im Diluvium hebende bezw. senkende Bewegungen erlitten haben und auf diese Weise mit zur Terrassenbildung beigetragen haben. Sie erklären aber nicht die mehrfach sich wiederholende Bildung von durchlaufenden Terrassen von regionaler Ausdehnung, wie z. B. die Konkordanz der einzelnen Diluvialterrassen im Rhein-, Mosel-, Nahe- und Lahn-Tal. Diluviale tektonische Bewegungen sind weniger für die Bildung, desto mehr aber für das Auftreten gleichaltriger Talaufschüttungen in wesentlich verschiedener Höhenlage und das Überschneiden von verschieden altrigen Terrassen bestimmend. Diluviale tektonische Bewegungen beeinflussen die Flusstätigkeit und komplizieren die Ablagerungserscheinungen, machen aber die Annahme gleichzeitiger Klimaänderungen zur Erklärung von Erosion und Akkumulation in keiner Weise entbehrlich.

Das Blatt Bingen-Rüdesheim gehört zu einem Gebiet, das im Diluvium nicht ganz frei von Störungen war, aber ihr Ausmass ist als gering zu bezeichnen gegenüber demjenigen, das die Störungen der diluvialen Bildungen weiter östlich, am Rande des Rheintalgrabens erreicht haben.

Unser Flussgebiet des Rheins und dasjenige der Nahe lag während der ganzen Diluvialzeit in dem nicht vereisten Gebiet, eine unmittelbare Einwirkung des Eises konnte sich also auf ihre Schotterbildungen nicht bemerkbar machen. Wohl aber ist es möglich, dass die zeitweise Absperrung des Rheins durch das nordische Inlandeis in den Eisphasen des Diluviums eine Aufschotterung in dem ganzen oberhalb gelegenen Flussystem begünstigte, ebenso wie der Rückzug des Inlandeises nach Norden sicherlich nicht ohne Einfluss auf die verstärkte Erosionstätigkeit des Rheins und seiner Nebenflüsse war. Die Staffeln der einzelnen diluvialen Terrassen des Rheins und der Nahe sind natürlich meist nicht mehr in der klaren Gestaltung vorhanden, in der sie entstanden sind, sondern die Staffelung wird durch Schuttmassen (Gehängerutschungen und Gekrieche) verwischt. Dies gilt besonders für die einzelnen Terrassen innerhalb einer zeitlich bis zu einem gewissen Grade einheitlichen Terrassengruppe, und für die älteren Talstufen in stärkerem Masse als für die jüngeren. Auch sind die älteren durch die diluvialen Störungen in Mitleidenschaft gezogen worden. Im allgemeinen werden zur Ausscheidung und Zusammenfassung von Terrassenresten die absolute Höhe und die relative Höhenlage zum heutigen Flusspiegel als ausschlaggebende Merkmale angesehen.

Betrachten wir die Terrassen dem Alter nach und beginnen wir mit den ältesten Rheinterrassen in der Richtung des Stromlaufes.

a) Die ältere Terrassengruppe.

α) Ältere Terrassen des Rheins (Hauptterrassengruppe) dg_1 ♀

Schon K. Oestreich (**39**) stellte 1909 auf dem Rochusberg die Hauptterrasse des Rheins fest. Man erkennt hier deutlich 2 Geländestufen: eine zwischen 185 und 200 m, also etwa 100 m über dem Rheinstrom und eine weitere etwa in 220 bis 230 m. Oestreich sah in diesen beiden Ebenheiten zwei Stufen der Hauptterrasse. Doch ist m. E. nur die untere Geländestufe (185 bis 200 m) sicher als Hauptterrasse zu bezeichnen. Die Gerölle der oberen Verebnung sind oligocäne Brandungsgerölle und zwar Gerölle, die an der Küste des Schleichsandmeeres gebildet wurden.

Die Geröllzusammensetzung der Hauptterrasse ist auf dem Rochusberg keine gleichmässige. Im östlichen Teil haben wir Rheinschotter, in denen das Mainmaterial überwiegt. Am westlichen Rochusberg dagegen mischen sich den Main-Rheinschottern, nach Westen in immer reicherem Masse, Nahegerölle (Quarzporphyr und Melaphyr) bei, sodass diese über der oberen grossen Meeressandgrube vorherrschend sind. Wir haben also am Südhang des Rochusberges einen Teil des Mündungsgebietes der altdiluvialen Nahe vor uns zur Zeit der Entstehung einer der Schotterflächen der Hauptterrassengruppe. (Wagner **60**)

Schon Oestreich stellte die Frage, wo lag der Oberlauf des diluvialen Rheins vom Rochusberg? Er glaubte noch, dass weiter oberhalb, im Rheingau, die Hauptterrasse fehle, dass sie zwar daselbst ehemals auch

in der Höhe der heutigen Hauptterrasse lag, aber in den weichen Tertiärgebieten der Abtragung anheimgefallen ist. Bei der geologischen Spezialaufnahme des östlich an Bingen anstossenden Blattes Ober-Ingelheim habe ich aber zwischen Ober-Ingelheim und Wackernheim, also im nördlichen Teil der Hochfläche zwischen 205 und 223 m vielfach Gerölle der Hauptterrasse des Rheins mit dem starken Einschlag des Mains gefunden. Nur in dem 11 km breiten Raum zwischen der Höhe (Neue Trift) östlich von Ober-Ingelheim und dem Rochusberg sind die Rheinablagerungen der Hauptterrassenzeit der Abtragung durch seitliche Ausräumung anheimgefallen. Die Hauptterrasse des Rheins liegt östlich Ober-Ingelheim, also etwa 20 m höher als auf dem Rochusberg, was mit einem normalen Flussgefälle erklärt werden kann. Da aber in der Hauptterrassenzeit sicherlich mehrere getrennte Terrassen zur Bildung gelangten, so ist der Schluss nicht bindend, dass die Schotter zwischen Wackernheim und Ober-Ingelheim der gleichen Stufe der Hauptterrassengruppe angehören, wie diejenigen des Rochusberges. Östlich von Wackernheim allerdings beginnt ein, zunächst geringes Absinken der Hauptterrasse nach Osten hin, was auf diluviale Störungen zurückzuführen ist. Bei Finthen liegt die Oberkante der Rheinhauptterrasse bereits auf 200 m und östlich von Drais in nur 180 m NN.

Wohin wendet sich der Rhein zur Hauptterrassenzeit unterhalb des östlichen Rochusberges. H. Grebe (13) hat 1885 behauptet, dass über den Scheiderücken zwischen dem Rochusberg und dem Rheinhessischen Plateau bei Ockenheim ein Arm des Rheins seinen Weg nahm, in den die Nahe weiter aufwärts ihrer jetzigen Mündung — bei Sponsheim — sich ergoss, und dieser südliche Rheinarm von hier aus seine Richtung scharf nach Norden änderte und dem heutigen Nahelauf entsprechend nach Bingen seinen Weg fortsetzte. Diese Theorie Grebes hat sich als unrichtig erwiesen. Bei Besprechung der Naheterrasssen werde ich darauf zurückkommen. Auf dem linken Naheufer gegenüber dem Rochusberg (Scharlachkopf) finden sich auf dem Rupertsberg in der 200 m NN Terrasse nur Schotter des Hunsrücks, keine des Rheins. Erst zwischen Rupertsberg und Elisenhöhe bestehen die durchweg kleineren Gerölle mindestens zur Hälfte aus Rhein- und Nahematerial. Neben Radiolarienhornstein findet sich auch Buntsandstein. Auf der Elisenhöhe bei Bingerbrück kann man unmittelbar über steilgestellten Phylliten des Gedinne in Auskolkungen Rheinablagerungen in ~ 205 m NN feststellen. Der Rhein nahm also zur Hauptterrassenzeit wie heute in diesem Abschnitt seinen Weg in nahezu westlicher Richtung vom östlichen Rochusberg zur Elisenhöhe bei Bingerbrück.

Über die Schotter am Sportplatz der Elisenhöhe sind die Meinungen geteilt. Ich sehe in ihnen Lokalschotter aus Quarziten und Gangquarzen. Herr Michels glaubt in ihnen als Seltenheit Achat und Naheporphyr festgestellt zu haben. Sollte sich dieser Fund bestätigen, so müssten wir hier ebenfalls die Hauptterrasse des Rheins annehmen.

Die Entscheidung ist von sehr grosser Bedeutung, da unter den Schottern ein echter Löss mit Lösskindeln auftritt. Auf diese Frage werde ich bei der Besprechung des Löss zurückkommen.

Geringe Hauptterrassenreste finden sich endlich noch in ~ 210 m am Prinzen Kopf nordwestlich von Bingerbrück. Es sind dies auf Blatt Bingen-

Rüdesheim die am weitesten nach Norden festgestellten linksrheinischen Schotter der Hauptterrasse. Eine schotterfreie Felsterrasse, die in 220 bis 240 m Höhe am Turnierplatz westlich von Schloss Rheinstein deutlich erkennbar ist, dürfte vielleicht als Vertreterin der Hauptterrasse angesprochen werden. Aber auf dem nördlich anstossenden Blatt Pressberg liegen nahe der Kartengrenze bei Trechtingshausen wiederum Diluvialschotter des Rheins, die schon länger bekannt sind.

Die Kiesterrasse befindet sich nordöstlich des Morgenbaches in 265 bis 285 m NN und in 300 m NN. Sie wurde von Leppla auf Blatt Pressberg-Rüdesheim eingezeichnet. Steuer (**19** S. 20, **50** S. 23) hat sie wie folgt beschrieben: „Sie setzt sich zusammen aus einheimischen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges, vermischt mit Geschieben des Nahetales, unter denen besonders Achate charakteristisch sind. Auch Geschiebe des Mains, Buntsandsteine, die charakteristischen gelben Jurahornsteine und Lydite fehlen nicht, sie treten aber an dieser Stelle etwas zurück. Von besonderer Wichtigkeit ist es, dass in diesen Kiesen auch einige Radiolarienhornsteine gefunden wurden, die für die Rheinablagerungen charakteristisch sind und dem alpinen Tithon entstammen." Nicht selten sind Gerölle, die über kopfgross sind. Auch noch an anderen Stellen talwärts Trechtingshausen führt die Hauptterrasse des Rheins typische Nahegerölle unterhalb Urbar, am Wege von Biebernheim nach Rheinfels, Lierscheid bei St. Goarshausen usw., siehe B. Stürtz 1908 (**54**). Bei einer Besichtigung des Schotteraufschlusses bei Urbar konnte ich keine einwandfreien Rhein- oder Nahegerölle feststellen. Die Schotter möchte ich eher als Lokalschotter des Hunsrücks ansprechen.

Von Bedeutung ist die auffallend hohe Lage der Terrasse von Trechtingshausen in 265 bis 285 m NN und in 300 m NN. Identifizieren wir sie mit der ältesten, einwandfrei diluvialen Naheterrasse, die in 245 bis 260 m NN südöstlich von Kreuznach auftritt, und nehmen wir nur ein Flussgefälle an, das halb so stark wie das heutige war, so müssten diese Schotter sich bei Trechtingshausen in rund 230 bis 250 m NN einstellen. Wir können uns diesen Höhenunterschied von mindestens 35 m nur so erklären, dass das Rheinische Schiefergebirge nach Ablagerung der Hauptterrassenschotter eine relative Aufwärtsbewegung gegenüber dem Gebiet der Saar-Saale-Senke erfahren hat.

Auf der rechten Rheinseite liegen keine Hochterrassenschotter, die mit Sicherheit dem Rhein zugerechnet werden können.

β) Ältere Terrassen der Nahe (Hauptterrassengruppe $dg_1\ \beta\ v$)

Die ältere Terrassengruppe der Nahe umfasst die Terrassenglieder, die wie bei dem Rhein mit den Namen Hauptterrassen und Deckenschotter bezeichnet werden, da sie sich bereits ausserhalb der eigentlichen Talbildung deckenförmig über grössere Flächen hin verbreiten.

Wie die Untersuchungen östlich von Bad Kreuznach gezeigt haben (**62**), zerfällt die ältere Terrassengruppe mindestens in 3 Stufen, die sich in einem Raum von etwa 60 m Mächtigkeit verteilen. Die Annahme von 80 m Stärke (siehe Erl. zu Blatt Wöllstein-Kreuznach) dürfte zu hoch gegriffen und durch Störungen und Verrollungen vorgetäuscht sein.

Auf Blatt Bingen tritt östlich der Nahe nur auf der Südseite des Rochusberges eine dieser Stufen in grösserer Ausdehnung auf. Sie liegt hier in 190 bis 205 m NN. Bei Annahme eines sehr flachen Flussgefälles müsste hier die Untergrenze in ~ 170 bis 180 m zu erwarten sein: die etwas höhere Lage auf diesem Teil des Südrandes des Rheinischen Schiefergebirges ist möglicherweise auf die mehrfach erwiesene Aufwärtsbewegung desselben während der älteren Diluvialzeit zurückzuführen.

Während man auf dem westlichen Rochusberg nur Geschiebe der Nahe antrifft, macht sich, je weiter man nach Osten wandert, eine immer stärkere Beimengung von Rhein-Main-Geröllen bemerkbar, sodass diese am Ostende des Rochusberges die gesamte Schotterfläche zusammensetzen. Es liegt also auf dem Rochusberg ein Teil des Mündungsgebietes von Nahe und Rhein zur Zeit der Bildung der Hauptterrasse vor (Wagner 60 S. 228).

In dem südlich anschliessenden Gebiet hat im späteren Diluvium eine so starke nach Osten fortschreitende Ausräumung in den weichen oligocänen Schichten stattgefunden, dass zwischen dem Rochusberg und den Inselbergen des Rheinhessischen Plateaus, dem Bosenberg und dem Weilerberg, d. h. auf eine Strecke von 8,5 km, keinerlei Reste der Nahehauptterrasse mehr erhalten geblieben sind.

Aber auch links der Nahe fehlen auf Blatt Bingen reine Hauptterrassenschotter der Nahe in grösserer Ausdehnung. Erst am vorderen, östlichen Rand des Mühlberges und Kesslerberges bei Sarmsheim treten Nahegeschiebe in grösserer Zahl zwischen den charakteristischen Schottern der Gewässer des Hunsrücks in Höhen von 200 bis 210 m NN auf. Als seltene Beimengung dieser Schotter finden sie sich endlich „auf der Rahl“ und dem „Rupertsberg“ zwischen Münster bei Bingen und Bingerbrück in rund 200 m NN.

Wir befinden uns hier schon im Gebiet der alten Nahe-Rhein-Mündung, liegt doch dem Rupertsberg östlich nur durch die enge Naheschlucht getrennt der Rochusberg (Scharlachkopf) gegenüber, wo wir die Vermischung von Rhein und Nahe mit Sicherheit feststellen konnten. Am Rupertsberg hat also die letzte Berührung des Nahelaufes mit den weitausgedehnten Gewässern eines Hunsrückflusses der Hauptterrassenzeit stattgefunden. Die Nahe floss in dieser Zeit von Münster am Stein (Felseneck) an, in der gleichen nordnordöstlichen Richtung wie heute, nur insgesamt nach Osten verschoben, sodass von unterhalb Münster am Stein bis in die Gegend von Sarmsheim, also wenig oberhalb des Mündungsgebietes auf dem heutigen linken Naheufer, keine Naheschotter zum Absatz kamen. Auf ihrem nach Osten in die weichen Tertiärschichten stark ausbiegenden Lauf nördlich vom Weilerberg bei Biebelsheim hat sie aber das heutige Rheinhessische Plateau nicht erreicht. Hier finden sich in den in Frage kommenden Höhenlagen keinerlei Terrassenschotter oder auf ehemalige Schotterterrassen hinweisende Verebnungen. Die meist erbsen- bis haselnussgrossen Milchquarzgerölle, die sich in rund 200 m NN am Gehänge des Rheinhessischen Plateaus mit rund 5 m Mächtigkeit einstellen, sind viel älterer Entstehung; sie bilden den Abschluss der Süsswasserzone (früher oberer Cyrenenmergel genannt), gehören also an das Ende des oberen Oligocäns.

Sehr bemerkenswert ist endlich das S. 67 erwähnte Vorkommen zahlreicher Nahegeschiebe, die den ältesten, höchstgelegenen Diluvialschottern des Rheins bei Trechtingshausen beigemischt sind.

Den besten Aufschluss in den Hauptterrassenschottern der Nahe haben wir in der oberen Meeressandgrube am südlichen Rochusberg (Am Rosengarten), wo sie mit scharfer Grenze den Meeressanden aufgelagert und etwas über 2 m stark freigelegt sind.

Die charakteristischen Gerölle der Terrasse sind: Quarzporphyr, Melaphyr, Porphyrit, Achate, dunkle Kieselschiefer des Rotliegenden, Kieselhölzer, dazu treten besonders häufig helle und dunkle Quarzite und Milchquarze. Als Seltenheit finden sich pliocäne Gerölle.

Die Schotter weisen eine mehr oder weniger starke Zersetzung und Lehmbildung auf. Die Geröllgrösse schwankt beträchtlich, neben Sandlagen treten Gerölle von über Faustgrösse auf.

γ) **Ältere Terrassen der Hunsrück- und Taunusgewässer.** $dg^1\,\alpha\,\sigma$ und $dg^1\,\beta\,\sigma$.

1. Hunsrückgewässer.

Steht man auf dem Scharlachkopf bei Bingen und blickt nach W und nach SSW auf das linke Naheufer, so fallen dem Beschauer die ausgezeichneten Verebnungen auf, die teils 100 bis 120 m, teils 150 m über der Nahe liegen. Diese Terrassen tragen beträchtliche Schottermassen, die aber bis zum Sponsheimer Berg ausschliesslich und nördlich desselben bis zu 90% aus Schottern bestehen, die keine Nahegerölle enthalten, sondern ein reines Hunsrückmaterial aufweisen. Es sind die Hauptterrassenschotter eines Hunsrückflusses. Wie schon die zwei in ihrer Höhe wesentlich getrennten Verebnungen vermuten lassen, handelt es sich um 2 Stufen der älteren Terrassengruppe. Die tiefere ist etwa 15 m stark. Sie liegt westlich von Langenlonsheim zwischen 200 und 220 m, zwischen Dorsheim und Laubenheim (Sponsheimer Berg) in 190 bis 205 m NN, auf der Linde westlich Sarmsheim in 195 bis 212 m NN und auf dem Rupertsberg, wo sie als solche, mit geringer Naheschotterbeimengung, letztmals auftritt zwischen 185 — 200 m NN (siehe Profil Tafel 3 Fig. 1).

Die Terrassen ziehen links der Nahe, gleichlaufend dem heutigen Nahefluss. Sieht man von kleinen Schwankungen in der Höhenlage ab, die durch geringe diluviale Störungen hervorgerufen sein können, so kann man diese untere Stufe der Hauptterrasse als eine durchlaufende, mit geringem Gefälle nach Norden hin bezeichnen. Nur zwischen Laubenheim und Langenlonsheim liegt ein auch in den oligocänen Schichten deutlich erkennbares stärkeres Senkungsfeld diluvialen Alters, in dem m. E. die Hauptterrassen um etwa 40 m abgesunken sein dürften.

Gute Aufschlüsse finden sich in der Kiesgrube an der Strasse von Langenlonsheim nach dem westlich gelegenen Forsthaus in 205 m NN und auf dem Kesslerberg bei Sarmsheim.

Unter den Geschieben finden sich im Gegensatz zu denen der Nahe keine Melaphyrmandelsteine, keine Achate, nur selten Quarzporphyr, der aus dem Vorkommen am rechten Ufer des Ellerbaches stammen kann. Dagegen machen die Hauptmassen der Schotter — etwa Zweidrittel — Milchquarze (Gangquarze) aus. Zu ihnen treten rötliche Quarzite der Hermeskeilschichten, helle und dunkelgraue Quarzite des unteren und oberen Taunusquarzits und der dem

Hunsrückschiefer eingeschalteten Quarzitbänke, rote Eisenkiesel und endlich Phyllite und kleine Gerölle von Tonschiefer. Die Geröllgrösse schwankt örtlich. Die grössten Gerölle haben einen Durchmesser von 15 cm.

Die Gerölle sind meist ziemlich frisch, die Oberflächen der Schotter sind an Lehm arm, da dieser ausgespült worden ist. In Aufschlüssen, wie z. B. an der Strasse westlich von Langenlonsheim (205 m NN), sieht man aber, dass den Schottern nicht selten braune sandige Lehmlagen eingeschaltet sind und die Gerölle einen Eisen-Manganbelag haben.

Die obere Stufe der älteren Terrassen ($dg^1 \alpha_3$) beginnt etwa 40 m über der Basis der unteren. Ihre Mächtigkeit übersteigt an keiner Stelle 10 m. Sie fand sich am Lettkopf bei Langenlonsheim zwischen 240 und 245 m NN, am Roten Berg zwischen 240 und 248 m NN und am Zimmerberg bei Dorsheim zwischen 245 und 252 m NN. Im Senkungsfeld bei Langenlonsheim-Laubenheim dürfte sie zwischen 195 und 205 m NN liegen.

In der oberen Stufe fehlen Nahegerölle völlig. Auf dem Lettkopf herrscht ein Wechsel von Sanden mit mehr oder weniger groben Kiesen. Diese bestehen zumeist aus Taunusquarziten und Gangquarzen, untermischt mit schwarzen Kieselschiefern. Eine gleiche Zusammensetzung weisen die Terrassenreste am Roten Berg und Zimmerberg auf. Von einem schwarzen, bohnengrossen, wie poliert aussehenden Kieselschiefergeschiebe des Roten Berges wurde ein Dünnschliff angefertigt, der diesen von feinen Quarzäderchen durchzogenen Kieselschiefer als Radiolarien führend erwies. Solche Radiolarien-Kieselschiefer sind schon lange aus dem Kulm bekannt. Auf Grund dieses Fundes kann man ihre Anwesenheit auch im Devon vermuten.

Bis zum Affenberg bei Laubenheim finden sich keinerlei typische Nahegeschiebe in den als ältere Terrassen der Hunsrückgewässer bezeichneten Schotterstufen. Bis hierher ist ein selbständiger Fluss mit nördlich gerichtetem Gefälle anzunehmen, der also auf eine längere Strecke hin westlich neben der Nahe floss. Erst auf dem Affenberg und besonders auf dem Kesslerberg westlich von Sarmsheim mischen sich Nahegerölle in grösserer Menge der unteren Stufe der Hauptterrassengruppe bei. Sehr bemerkenswert ist ein Kiessandvorkommen auf dem westlichen Teil des Affenberges etwa 100 m östlich, 214 m NN. In einer Grube liegen hier, von den groben Schotttern, die sonst die Höhe des Affenberges bedecken, abweichend, Kiessande. Sind sie schon durch die geringe Grösse (Erbsen- bis Haselnussgrösse) und den Gehalt an grobem Quarzsand von den übrigen typischen Hunsrückschottern getrennt, so gilt dies noch mehr bezüglich der Geschiebezusammensetzung. Die Kiessande enthalten an Devongesteinen: verschieden gefärbte Quarzite, Gangquarze, grünliche Phyllite, helle Glimmerschiefer und schwarze Kieselschiefer, wie sie im oberen Taunusquarzit vorkommen; an rotliegenden Gesteinen: arkoseähnliche Sandsteine, rötliche und weisse Sandkörner, Melaphyr, Quarzporphyr und Achat. Die drei zuletzt genannten Bestandteile können nur von der Nahe hergebracht worden sein. Kleine, glatte, rotbraune Kieselgesteine erwecken den Anschein, als ob auch Radiolarienhornsteine hier auftreten, die typischen Leitgesteine für den Rhein; aber eine Dünnschliffuntersuchung ergab einen Eisenkiesel, in dem keinerlei Radiolarien festgestellt werden konnten.

Auf dem Kesslerberg treten grössere Melaphyr- und Quarzporphyrgeschiebe der Nahe auf. Ferner fand sich hier ein rauhes dunkles Quarzgestein, das sich im Dünnschliff als ein aus gelblichem Quarz, grünem Aktinolith und Rutil bestehendem Gesteine erwies, von dem Herr KLEMM glaubt, dass es hydrothermaler Entstehung ist. Es ist ein Gestein, das auch in den Naheschottern des Bosenberges angetroffen wurde und das wahrscheinlich aus einem Eruptivgesteinskomplex des Pfälzer Berglandes herrührt. Wiederum weiter nördlich „Auf der Rahl" bei Münster bei Bingerbrück mischen sich ausser gewöhnlichen Nahegeschieben (Quarzporphyr, Achat, verkieselte Stammreste aus dem Rotliegenden) noch einige grössere Geschiebe von Corbiculakalk bei, die nur dem Rheinhessischen Plateau entstammen können und entweder vom Rhein oder der Nahe hertransportiert wurden. Auf dem Rupertsberg bei Bingerbrück endlich, wo die Hunsrückschotter ebenfalls noch völlig herrschen, stellen sich einige Diabasgerölle ein, die den wenigen in diesem Gebiet vorkommenden mitteldevonischen Diabasen entstammen dürften.

2. Taunusgewässer.

Von nördlich Geisenheim bis westlich Rüdesheim erstreckt sich zwischen 180 und 210 m NN in westsüdwestlicher Richtung am Taunusrand ein mehrfach unterbrochener Schotterzug. In diesem fehlen, soweit man bisher feststellen konnte, die Rhein-Main-Gerölle. Das Material entstammt dem Taunus. LEPPLA glaubt, dass es „in der Hauptsache Schotter und Kiese sind, welche die Flussläufe aus den kurzen Quertälern von den Abhängen heruntergebracht und auf den Ebnungen der tertiären Schichten in Form von Schuttkegeln aufgeschüttet haben." Das Material setzt sich vorwiegend aus den Quarziten und den Gangquarzen zusammen; „sehr selten nehmen Gerölle von Tonschiefern teil. Viele Quarzitgerölle sind gebleicht, gebräunt, stark verwittert und, soweit glimmerig, auf den Schichtflächen auch zum Verfall geneigt, besonders in dem höher gelegenen Schotter. Sie enthalten auch wohl Gerölle von brauneisenreichem, schiefrigem Quarzit oder Tonschiefer und, was für ihr Alter bezeichnend ist, von tertiären durch Brauneisen verkitteten Gangquarzgeröllen. Die Zwischenmasse der Schotter ist gewöhnlich ein toniger, eisenreicher Sand." Da diese eben besprochenen Schotter ungefähr eine Höhenlage einnehmen und diese nahezu derjenigen der Rheinhauptterrasse am Rochusberg entspricht, so könnte diese Taunusterrasse ursprünglich auch eine Rhein-Hauptterrasse sein. Eine Entscheidung hierüber kann aber nur das Auffinden rhein-mainischer Gerölle in ihr bringen.

Auch diese Taunushauptterrasse scheint in 2 Stufen zu zerfallen. Die eben besprochene tiefere in ~ 180 bis 210 m NN und eine höhere, die südlich vom Niederwald-National-Denkmal in 250—260 m durch Herrn MICHELS festgestellt werden konnte. Sie entspricht vermutlich der von LEPPLA in 260 m NN erwähnten bei der Antonius-Kapelle auf Blatt Pressberg.

b) Die mittlere Terrassengruppe.

Die mittlere Terrassengruppe umfasst die Mittelterrassen im Sinne KAISERS (21 S. 18f.), d. h., die an den Hängen des eigentlichen Tales zurückgebliebenen

Schotterablagerungen, also die zwischen Niederterrasse und Hauptterrassen eingeschalteten Talstufen. Die wichtigsten derselben sind die sog. Mittelterrasse Steinmanns (48 S. 22) am Niederrhein, die sich hier etwa 5 m über die Niederterrasse erhebt und mit unserer unteren Mittelterrasse auf gleiche Stufe zu stellen ist, neuerdings von Mordziol (37 S. 29) als Talwegterrasse benannt, und die sog. Hochterrasse Steinmanns (= ältere Mittelterrasse von E. Zimmermann II bei Köln), die mit unserer oberen Mittelterrasse zu identifizieren ist. Die untere Mittelterrasse (Talwegterrasse) entspricht der älteren Stufe der Niederterrasse der elsässischen Geologen. Auch A. Leppla bezeichnet (29 S. 72) die unserer unteren Mittelterrasse entsprechende Talstufe, die bis 20 m über das Moselbett ansteigt, als obere Staffel der „Unteren Terrassen" (Niederterrasse).

α Die ältere Mittelterrasse des Rheins $dg_2^{0}{}_{2}$ (Hochterrasse).

Auf der rechten Rheinseite liegen westlich Johannisberger Grund und nördlich von Geisenheim ausgedehnte Schotterlagen (Kilzberg, Mückenberg). Sie nehmen hier Höhen zwischen 115 und 170 m NN ein, und zwar liegt die Schotterfläche westlich Johannisberger Grund zwischen 140 und 170 m NN, diejenige am linken Blaubachufer zwischen 130 und 160 und die des Mückenberges zwischen 115 und 170 m. Offenbar haben Störungen diese 30 m starken Terrassen in die verschiedene Höhenlage versetzt. Es ist aber sehr fraglich, ob diese grosse Mächtigkeit die Folge einer einheitlichen, ununterbrochenen Aufschüttung ist.

Das Material dieser Terrassen besteht vorwiegend aus Taunusgesteinen, doch sind in ihnen Buntsandsteingerölle und granitische Gerölle, die dem Spessart entstammen dürften, nicht selten, sodass wir es hier sicher mit Hochterrassen des Rheins zu tun haben. Schon Leppla (65 S. 19) erwähnt in ihnen, grosse oft wenig gerundete Blöcke von rotem Sandstein, die über 0,80 m Durchmesser haben, und die auf Eisschollen aus dem Spessart durch Main und Rhein hierher verfrachtet worden sind.

Auf dem linken Rheinufer sind nur wenige Reste der Hochterrasse des Rheins noch erhalten. Sie liegen in der Umgebung der Platte etwa 1 km südlich von Kempten und auf den Höhen der kleinen Kuppen, welche die Wasserscheide von Rhein und Nahe zwischen dem Rochusberg und dem Rheinhessischen Plateau bilden. Die Schotter nehmen hier Höhen zwischen 120 und 130 m ein. An der Platte am Staarberg und dem Köpfchen von Tröbelsheim liegen Gemenge von Rhein- und Nahekiesen, sodass also hier zur Zeit der Hochterrasse das Mündungsgebiet beider Flüsse gelegen hat. Möglicherweise sind ferner die wenigen Rheinschotter als Hochterrassenreste zu deuten, die in ~ 125 m am Nordgehänge des Rochusberges auftreten. Im Engtal des Rheins fehlen, wie zu erwarten ist, die Hochterrassenschotter, sie sind bald der Ausräumung durch den Fluss zum Opfer gefallen.

β Die ältere Mittelterrasse der Nahe $dg_2^{0}{}_{\nu}$ (Hochterrasse).

Rechts der Nahe tritt sie nur am Südhang des Rochusberges auf. Südlich desselben ist sie wie die Hauptterrassen durch die Ausräumung vor Ablagerung der Talwegterrasse in Wegfall geraten.

Am Südhang des Rochusberges sehen wir in der Sandgrube im Rosengarten in ~ 190 m die Auflagerung der Hauptterrasse. Geht man von hier die kleine Senke des Kessel herunter, so sieht man in einem kleinen Lössaufschluss am Wege in etwa 152 m eine etwa 20 cm starke horizontale Nahekieslage, überdeckt von 2 m Löss. Der Aufschluss ist leider zu klein, um entscheiden zu können, ob die Kiese von der Hauptterrasse abgeschwemmte sind, oder ob es sich um eine selbständige Naheterrasse handelt. Sollte das letztere der Fall sein, so läge hier eine höhere Stufe der Hochterrasse vor, die also etwa 40 m unter der Basis der Hauptterrasse zu liegen käme.

Die eigentliche Hochterrasse der Nahe befindet sich aber erst in 135 m NN also ~ 55 m unter der Hauptterrasse. Sie ist in der sog. Wolfschen Sandgrube (Rotherde) gut aufgeschlossen. Wir haben daselbst folgendes Profil:

2,20 m Löss mit einer 0.20 m starken Verlehmungsdecke.
1,20 m Nahekiese (Hochterrasse). Die Gerölle werden bis Ei gross.
0,40—0,60 m fossilführender Kalksandstein (Meeressand).
5,20 m z. T. erbohrt grober bis feiner Meeressand.
Gemisch von Sand mit zersetztem Taunusquarzit.

Steigt man endlich über Affenberg nach Büdesheim hinab, so gelangt man in ~ 105 m auf die Oberfläche der jüngeren Mittelterrasse, der Talwegterrasse.

Auf dem linken Naheufer lassen sich auf Blatt Bingen Hochterrassenschotter einwandfrei nicht feststellen. Die bei Sarmsheim zwischen 105 und 120 m gelegenen Kiesschotter gehören sehr wahrscheinlich, wie wir bei der Besprechung der Talwegterrasse (jüngeren Mittelterrasse) sehen werden, dieser letzteren an.

γ) Die jüngere Mittelterrasse (Talwegterrasse) des Rheins. dg_2 up

Die Talwegterrasse hat sich in dem Gebiet vor Eintritt des Stromes in das Rheinische Schiefergebirge auf beiden Seiten des Flusses mit grösseren Schotterflächen erhalten. Rechts des Rheins liegt ein Rest der Terrasse bei Winkel in 95 bis 108 m und links des Flusses lässt sich dieselbe in nahezu zusammenhängendem Zuge von Gau-Algesheim bis zur Bahnlinie Sarmsheim-Kempten zwischen 93 und 115 m verfolgen. Von hier bis nach Kempten ist sie durch einen mächtigen Löss verhüllt, doch tritt sie unter diesem in einem Hohlweg 250 m südlich der Kapelle von Kempten nochmals in ~ 105 m NN zutage. Eine Reihe von Kiessandgruben sind in ihr angelegt, besonders in der näheren Umgebung der Station Ockenheim. In der Sandgrube NO Friedhof Ockenheim haben wir folgendes Profil:

0,4 m rotbrauner sandiger Lehm mit grobem Tertiärschutt und eingespülten pliocänen Geröllen.
0,40—1,20 m kalkfreier rotbrauner Sand, vorwiegend Mainmaterial.
1,20—1,90 m graugelber kalkreicher Sand mit kleinen Kiesgeröllen (Quarzit, Phyllit, Milchquarz, Kieselschiefer), Rheinmaterial vorherrschend.

In der wenig östlich gelegenen neuen Sandgrube sind die Verhältnisse ähnlich:
0,50 m rotbrauner Lehm.
0,50—2 m grober Main-Rheinkies.
2,00—3 m gröberer grauer Rheinsand.

Endlich zeigt auch die Kiessandgrube hart östlich der Bahnstrecke Bingen-Alzey, östlich vom Galgenberg unter einer Lehmdecke zuoberst (3 m) vorwiegend Mainkiese (Buntsandstein, Kieselschiefer) und nach unten zunehmend Rheinmaterial. Dass stellenweise die Sande die Kiese ersetzen, zeigen die Bohrungen 13, 14 und 41 bis 45 an der Anschlusstrecke Bingen-Kempten-Ockenheim (siehe Bohrverzeichnis). Auf Grund dieser Bohrungen lässt sich eine recht ungleichmässige Unterfläche der Talwegterrasse in diesem Gebiet erkennen. In den Bohrungen auf der heutigen Wasserscheide (Nr. 13 und 14) liegt die Unterkante bereits in 106,1 m NN und erreicht die Mächtigkeit der Talwegterrasse nur noch 2,75 m bezw. 3,10 m.

Weiter östlich in der Bohrung (41) liegt die Unterkante der Talwegterrasse in 90,2 m NN, in Bohrung 42 tiefer wie 85 m NN, in Bohrung 43 unter 86,7 m NN, in Bohrung 44 tiefer wie 89,85 m und in Bohrung 45 liegt sie in 104,8 m NN. Die Auflagerungsfläche der Talwegterrasse sinkt also stellenweise noch unter das Niveau der heutigen Niederterrasse, so dass diese hier als randlich eingesenkt in jene angesehen werden kann. Die ursprüngliche Mächtigkeit der Talwegterrasse muss sehr erheblich, über 20 m gewesen sein, da die erst in 96,2 m NN einsetzende Bohrung 42 noch 11,2 m Kies erschlossen hat.

Im Engtal des Rheinischen Schiefergebirges fehlen Reste der Talwegterrasse.

ε) Die jüngere Mittelterrasse (Talwegterrasse) der Nahe dg_2 u. v.

Fast ständig lässt sich auf dem rechten Ufer der Nahe die Talwegterrasse als eine in sich geschlossene Flussaufschüttung, deren Oberfläche sich im Maximum 20—22 m über den heutigen Flusslauf erhebt, bis zum Felsriegel des Scharlachkopfes südlich von Bingen verfolgen.

Besonders deutlich tritt die Talwegterrasse mit fast ebener Oberfläche zwischen Gensingen und Büdesheim westlich der Eisenbahn in Erscheinung. Längs des Terrassenabfalls zur Niederterrasse erstreckt sich ein Streifen von 400 bis 600 m Breite, in dem die Kiese zutage liegen. Die Schnittlinie der Oberkante der Niederterrasse mit der Talwegterrasse kommt ungefähr mit der Sockelkante derselben in gleiche Höhe, wie das gelegentliche Hervortreten von Tertiärschichten, die dem oberen Rupelton oder dem unteren Schleichsand angehören, an dieser Schnittlinie dartut. Die gewaltige Erosion, die der Bildung der Talwegterrasse vorausging, räumte nördlich des Wiesbaches bis zum Rochusberg sämtliche Reste älterer Naheterrassen hinweg und schuf eine nach der Nahe zu ganz schwach geneigte Unterlage aus Mitteloligocän für die Aufschüttung der Talwegterrasse. An den oben erwähnten Kiesstreifen schliesst sich ostwärts eine kalkfreie, mehr oder weniger verlehmte, braunrote Sandfläche bis zur Geländestufe des ansteigenden Rheinhessischen Tertiärplateaus (siehe Karte) an. Unter diesen zum Teil verlehmten Sanden lässt sich die Talwegterrasse bis etwa zur Bahnstrecke nachweisen, östlich derselben ruhen die hier mehr verlehmten Sande auf dem Tertiär auf. Bohrungen zwischen Dietersheim und der Bahn (500 bis 800 m westlich derselben) ergaben zuoberst 1,60 bis 2,20 m mehr oder weniger verlehmte, kalkfreie, braunrote Sande, unterlagert von kalkhaltigem, meist nur schwachsandigem Lehm. In 2 Bohrungen stellten sich darunter in 2,50 m und

3,15 m die Nahekiese der Talwegterrasse in der gleichen Weise wie in dem Bahneinschnitt der Strecke Sarmsheim-Kempten ein. Die kalkhaltigen Lehme dürften mit Tertiär vermischte Naheschlicke sein; die kalkfreien, oft rein sandigen, rotbraunen obersten Schichten sind wahrscheinlich zum Teil verlehmte Flugsande, die aus der kalkfreien Talwegterrasse durch meist westliche Winde ausgeblasen wurde.

Reste der Talwegterrasse, überhaupt von Mittelterrassen, finden sich nicht in dem Durchbruchstal der Nahe bei Bingerbrück-Bingen, dagegen, wie wir sahen, in grosser Ausdehnung am Südfusse des Rochusberges. Zwischen diesem und dem Rheinhessischen Plateau bei Ockenheim liegt ein schmaler und niedriger Höhenzug, der sich kaum 40 m über Nahe- und Rheinspiegel erhebt und beide Flüsse voneinander scheidet. Wie die guten Aufschlüsse in dem Eisenbahneinschnitt Büdesheim-Kempten zeigen, fand hier zur Zeit der Bildung der unteren Mittelterrassen, insbesondere der Talwegterrasse, die Vereinigung von Nahe und Rhein statt.

Weitere wertvolle Aufschlüsse über den Aufbau der Talwegterrasse der Nahe geben die Bohrungen an der Bahnstrecke Kempten-Büdesheim-Sarmsheim. Die im Bohrverzeichnis aufgeführten Bohrungen 29 bis 34, zu denen noch 4 weitere zwischen 31 und 34 gelegenen hinzukommen, die im Bohrverzeichnis nicht aufgeführt sind, erlauben eine Rekonstruktion der Auflagerungsfläche der Talwegterrasse.

Da zeigt sich die merkwürdige Tatsache, dass bis einschliesslich der Gewann „Im Wasser", die Unterkante der Talwegterrasse zwischen 89,85 und 93 m NN schwankt. Die Bohrung, die an dem Weg westlich des I von „Im Wasser" liegt, setzt in 94,25 m NN ein und erreicht schon, nachdem 6,40 m Mutterboden und 1,70 m Naheschotter durchstossen waren, den Rupelton also schon in 92,55 m NN. Die nächste 125 m westlich am Sponsheimer Weg gelegene Bohrung 33 aber, die in 89,75 m einsetzt, erreicht den Rupelton erst in 84,35 m NN. Die Gewann „Im Wasser" führt also mit Recht ihren Namen, denn der wasserundurchlässige Rupelton kommt hier so nahe an die Oberfläche, und ist nur von einer so geringen umgelagerten Kiesschicht bedeckt, dass bei feuchter Jahreszeit hier Wasser austreten muss. Der starke Abfall der Rupeltonoberfläche um 8,20 m auf 125 m Entfernung innerhalb der Verbreitung der Talwegterrasse zeigt, dass diese selbst kein einheitliches Gebilde sein kann, sondern in 2 Stufen zerfällt (siehe Tafel 3 Fig. 2). Die Mächtigkeit der oberen Stufe der Talwegterrasse beträgt in Bohrung 30, die in 100,67 m NN einsetzt, 9,70 m. Da weiter ostwärts die Nahekiese sich noch bis in Höhe von ~ 106 m einstellen, so dürfte die Gesamtmächtigkeit dieser oberen Stufe der Talwegterrasse der Nahe mit 15 m anzunehmen sein. Die Mächtigkeit der schmalen, bei Bohrung 33 und 34 erwiesenen tiefgelegenen Stufe dürfte 5 m nicht übersteigen.

Die Talwegterrasse ist eine Bildung des ersten Eisvorstosses der 4ten, der Würmeiszeit. Die während der nachfolgenden grossen Rückzugsschwankung der Gletscher erfolgte Ausräumung des mit Talwegschottern erfüllten Tales hat gerade den Rupeltonuntergrund an einigen Stellen freigelegt.

Links der Nahe sind auf Blatt Bingen erst bei Sarmsheim und Münster bei Bingerbrück zwischen 105 und 118 m NN, also 22—35 m über der Nahe,

Schotter aufgeschlossen, die einer unteren Mittelterrasse entsprechen und in grösserer Menge Nahegeschiebe enthalten. Es ist wahrscheinlich, dass hier die um 10 m höhere Lage derselben links des Flusses auf ganz junge Bewegungen zurückzuführen ist, die sich an der bekannten Nord-Süd gerichteten Nahetalstörung vollziehen. Die Einreihung der genannten Terrassen westlich von Sarmsheim-Münster zur Talwegterrasse wird durch den Aufschluss begründet, der an der Hauptstrasse in Münster bei Bingerbrück 1925 lag, und der besonders wegen der Beziehung der Terrassen zum Löss eine besondere Beachtung verdient. Etwa 7—8 m über der Nahe liegt die Basis des folgenden Profils von oben nach unten:

1,10—2,00 m verlehmter Gehängeschutt devonischer Gesteine, vermischt mit umgeschwemmtem Löss.

3—3,5 m ungeschichteter, strohgelber Löss mit *Helix hispida*, an der Basis in geschichteten Löss übergehend, der feine Kiesstreifen enthält.

1,4—2 m Naheschotter (zumeist Quarzite, ferner Gangquarz, Melaphyr, rotliegender Sandstein).
Einzelne Gerölle bis kopfgross.

0,10—0,20 m fast kalkfreier verlehmter Löss.

0,80—1,80 m ungeschichteter Löss;
steilgestellte Hunsrückschiefer mit unregelmässiger Oberfläche.

Die Schotter liegen etwa 9—10 m über der Nahe, also was die Unterkante der Ablagerung anbelangt, ähnlich wie die Talwegterrasse rechts der Nahe (etwa 8 m). Spricht die Höhenlage des Terrassensockels somit für Zugehörigkeit zu dieser Stufe, so gibt doch die geringe Mächtigkeit, die auf ein Auskeilen hinweist, und das geringe bergwärts gerichtete Ansteigen der Schotter Veranlassung, diese als die auskeilende Niederterrasse der Nahe anzusehen, die also dann links der Nahe 3 bis 4 m höher als rechts derselben zu liegen käme. Bei dieser Annahme hätten wir einen jüngeren Löss II über der Niederterrasse und einen anderen ebenfalls jüngeren Löss I unter derselben. Es entspräche diese Annahme auch anderen in dem Nahegebiet gemachten Beobachtungen, nämlich, dass über der Talwegterrasse noch 2 Lössbildungen sich einstellen, von denen die untere sich eng an diese anschliesst, indem sie mit einer fluviatilen Lössbildung einsetzt (z. B. Bahnhof Sprendlingen) und in eine äolische übergeht. In dieser sehe ich den Höhepunkt der Vereisung des ersten Vorstosses der letzten (vierten) Eiszeit. Die Verlehmung des jüngeren Lösses I unter den Schottern ist eine Bildung der Rückzugsschwankung zwischen erster und zweiter Phase der vierten Eiszeit. Ich sehe also die in dem Profil von Münster bei Bingerbrück erschlossenen Naheschotter trotz ihrer etwas höheren Lage über dem heutigen Flusspiegel noch als Niederterrassenbildung an und glaube, dass die unweit gelegenen nächsthöheren Schotter der Talwegterrassen- oder unteren Mittelterrassenzeit angehören.

Die rechts des Flusses gelegene Talwegterrasse der Nahe weist auf ihrem ganzen etwa 16 km langen Süd-Nord gerichteten Lauf von Kreuznach bis zum Fusse des Rochusberges bei Büdesheim keinerlei Störungserscheinungen auf.

Ihre Unterkante senkt sich von Karlshalle bei Kreuznach (115 m NN.) bis Büdesheim (~ 90 m NN.) ganz gleichmässig bis Gensingen mit 0,15 Prozent, von Gensingen bis Büdesheim mit 0,17 Prozent. Es haben sich also im Gebiet des Unterlaufes der Nahe bis zur Südgrenze des Rheinischen Schiefergebirges keine östlich, nordöstlich oder nordwestlich gerichteten Störungen seit Bildung der Talwegterrasse, d. h. seit Beginn der letzten Eiszeit (vierte Eiszeit — Würmeiszeit) mehr ereignet.

Die Gesteinsbeschaffenheit der Geschiebe der Mittelterrassen ist die gleiche wie in der oberen Terrassengruppe, nur die Grösse der Gerölle ist im allgemeinen eine etwas beträchtlichere als in dieser, besonders an der Basis der Aufschotterung häufen sich Geschiebe von Faust- bis Kopfgrösse, und endlich ist die Zersetzung eine weniger weitgehende als in den älteren Kiesen.

Geringe Schotterreste von einer Mittelterrasse der Hunsrückgewässer liegen in dem diluvialen Senkungsfeld zwischen 120 und 140 m NN. bei Langenlonsheim.

C. Die Niederterrassen.

Als Niederterrasse wurde die erste Talstufe ausgeschieden, die sich über dem heutigen Flussbett, morphologisch erkennbar, aufbaut und die sich dabei gegen das heutige Überschwemmungsgebiet abhebt, im allgemeinen also als hochwasserfrei zu bezeichnen ist. Allerdings besteht hin und wieder keine scharfe Grenze zwischen den heutigen alluvialen Bildungen und der Niederterrasse, so in der Gegend Grolsheim-Dietersheim, und es kommt stellenweise auch noch die Niederterrasse der Nahe, besonders in ihrem Unterlauf, in das Hochwassergebiet zu liegen. Führt nämlich der Rhein bei Bingen besonders stark Hochwasser, so kann ein Rückstau der Nahe eintreten und, wie z. B. 1920, eine teilweise Überflutung der Niederterrasse verursachen.

Auf der Niederterrasse liegen die meisten Siedlungen.

α Die Niederterrasse des Rheins. ($\mathfrak{N}$)

Über die Niederterrasse rechts des Stromes berichtet A. Leppla (**65**) wie folgt: „Die die tiefste Terrasse bildenden Rheinschotter, welche sich von Rüdesheim über Geisenheim nach Winkel ziehen und längs der Strasse mehrfach aufgeschlossen sind, haben ein von den örtlichen Schottern ziemlich verschiedenes Aussehen. Sie sind grau, reich an Quarzsand, transversal geschichtet, meist sehr locker und führen neben Quarz, Quarziten und Sericitgesteinen des Taunus noch rote Sandsteine, Kieselschiefer, tertiäre Kalke, auch wohl Urgebirgsgesteine (Granite etc.). Manche Sandlagen sind kalkreich und gehen in dünne Mergelschichten über."

Links des Stromes werden weite Strecken, östlich Kempten, von der Niederterrasse eingenommen. Sie bildet eine tiefe Ausbuchtung östlich von Gaulsheim. Kiese treten allerdings nur selten an die Oberfläche, so auf dem im Alluvium nahe am Rhein gelegenen Niederterrassenrest des Hollerberges und zwischen Bahn und Strasse östlich von Gaulsheim. Im übrigen sind die Niederterrassenschotter von einer bis 2 m mächtigen schlickhaltigen Sand bis

sandigen Schlicklage überdeckt. Diese selbst ist nicht einheitlich zusammengesetzt. Während sie im allgemeinen eine braungraue Färbung aufweist und kalkhaltig ist, sind grössere Flächen kalkfrei und kalkarm, was sich auch in der Bodenfärbung meist verrät, diese ist dann mehr gelbbraun bis rotbraun. Ob es sich hier nur um eine nachträgliche Entkalkung handelt oder um eine ursprüngliche kalkärmere Überschlickung und Übersandung, die durch Vorwiegen von sandigem Mainmaterial veranlasst sein könnte, lasse ich dahingestellt.

Diese die Niederterrassenschotter überziehende Ablagerung erweckt den Eindruck einer Hochflutbildung aus einer Zeit, in der der Rhein nach Aufschüttung der Kiesschotter sein Bett tiefer zu legen begann.

Aus den Bohrungen 6 bis 11 (siehe Bohrverzeichnis) südwestlich von Gaulsheim ersieht man die Mächtigkeit der Rheinniederterrasse im Randgebiet derselben. Von der Grenze zum Alluvium am Westausgang von Gaulsheim bis zum Anstieg der Talwegterrasse (Im Vossloch) verringert sich die Stärke der Niederterrasse allmählich von 6 auf 1,90 m (6 m, 5,35 m, 3,50 m, 3,90 m, 2,35 m, 1,90 m) und die tertiäre Unterlage der Niederterrasse steigt von 74,80 m gleichmässig auf 82,40 m NN an.

Über die eigentliche Mächtigkeit der Niederterrasse des Rheins geben die Bohrungen des Wasserwerkes Bingen östlich von Gaulsheim Aufschluss (Bohrung 15). Hier erreichen die Kiesschotter eine Stärke von rund 12 m. Was den Aufbau der Niederterrasse anbelangt, so gilt allgemein, dass die oberen Lagen sich durch einen stärkeren Sandgehalt auszeichnen und nach unten die gröberen Schotter folgen.

3. Die Niederterrasse der Nahe. (3v)

Die untere Grenze des Abfalles der Niederterrasse zur alluvialen Talbildung begleitet die Nahe etwa 3—5 m über ihrem Mittelwasserstand.

In der Zeit zwischen Bildung der Talwegterrasse und der Niederterrasse, also in der interglacialen Erosionsphase, die zwischen dem ersten und zweiten Eisvorstoss der letzten Eiszeit liegt, räumte die Nahe ihr Bett innerhalb der Talwegterrassenschotter so gründlich aus, dass die Nahe in der Niederterrassenzeit fast überall ihre Schotter wieder auf Tertiär, Rotliegendem und Devon zum Absatz brachte.

Durch eine Bohrung (Nr. 35) am Binger Pfad nördlich von Dietersheim und die Schachtung an der Kläranlage bei der Fabrik westlich von Büdesheim (Nr. 40) sind wir über den Aufbau und die Mächtigkeit der Naheniederterrasse rechts des Flusses unterrichtet. Bei Dietersheim liegt die Unterkante der 3,7 m starken Terrasse auf Rupelton in 78,7 m NN und bei Büdesheim auf Hunsrückschiefer in 82,7 m NN. Hier beträgt die Mächtigkeit der Niederterrasse 5 m. Bei Kreuznach im Durchschnitt 7—8 m. Im oberen Teil der Terrasse herrschen die Sande, im unteren Teil die gröberen Schotter, die an der Basis bei der Kläranlage von Büdesheim nicht selten über kopfgross werden. Die sandigen Lehme sind als Hochwasserlehme anzusprechen, die sich über den Kiessanden der Niederterrasse zu der Zeit bildeten, als der Fluss sein heutiges Bett einzuschneiden begann.

Das Material der Niederterrasse kann besonders gut in den Kiesgruben der „Steinäcker" und „Im kleinen Teich" nordwestlich von Sponsheim studiert werden. Es besteht aus Melaphyr, Porphyrit, Quarzporphyr, Gangquarz, Quarziten des Devon, Eisenkiesel, Breccien und Sandsteinen des Rotliegenden. Dazu treten in der Gegend von Dietersheim vereinzelte Basaltgerölle, die sich ausserdem in der Kiesgrube der Talwegterrasse (Kempterweiden) an der Strasse Büdesheim—Dromersheim fanden. Die Niederterrasse der Nahe dehnt sich im wesentlichen auf dem rechten Ufer des Flusses aus, den sie von Gensingen bei Dietersheim in einer Breite von 600—800 m begleitet, dann verschmälert sie sich bei Büdesheim, um am Scharlachkopf spitz in der heutigen Naheschlucht auszulaufen. Auf dem linken Ufer treffen wir die Niederterrasse in grösserer Ausdehnung nur nördlich von Langenlonsheim, zumeist aber durch verschwemmten Lösslehm verhüllt.

Endlich glaube ich, wie aus den Ausführungen S. 76 über die Talwegterrasse hervorgeht, die Naheschotter an der Hauptstrasse von Münster bei Bingerbrück zu den Bildungen der Niederterrasse rechnen zu dürfen. Sicher gehören hierzu die Kiese, die sich gelegentlich bei Aufgrabungen an der Strasse durch das Naheengtal oberhalb von Bingerbrück zeigen und endlich die Nahekiese, die sich bei einem Neubau unmittelbar gegenüber dem Bahnhof von Bingerbrück an der Hauptstrasse fanden, also schon im heutigen Rheinstromgebiet.

Einen Aufschluss in der Niederterrasse der Nahe rechts des Flusses innerhalb der Durchbruchsschlucht brachte 1928 der Neubau der Sektkellerei Casper (Scharlachberg), die 100 m nördlich der Drususbrücke liegt.

Das Profil ist das folgende:

5,50 m Gehängeschutt: rotbrauner Lehm mit zersetztem Schiefermaterial und Bruchstücken von Taunusquarzit.

0,35—0,40 m rotbrauner Nahesand mit wenig feinem Nahekies.

0,50—0,80 m grober Nahekies, einzelne Gerölle werden über kopfgross.

1,20 m steilgestellte Schiefer des Gedinne mit Quarzknauern. Sie fallen teils mit 80° nach OSO teils mit 80° nach WNW.

Während zur Zeit der Ablagerung der Talwegterrassenschotter sicherlich der weitaus grösste Teil der Nahe, wenn nicht ihr ganzes Gewässer seinen Weg am Südfuss des Rochusberges entlang nahm und sich zwischen Kempten und Ockenheim in den Rhein ergoss, sehen wir zur Zeit des Absatzes der Niederterrassenschotter dieses Bett von der Nahe nicht mehr benutzt, sie durchbricht in dieser Zeit den harten Felsriegel des Rheinischen Schiefergebirges, um den beschwerlicheren aber kürzeren Weg zum Rhein zu nehmen.

Wir sahen, dass schon zur Zeit der Ablagerungen der älteren Terrassengruppe ein Hunsrückfluss in nördlicher Richtung unweit des heutigen Nahelaufes zum Rhein hin floss, dem geringere Nahewassermengen sich beimischten, während die Nahe selbst sich etwas weiter östlich auf dem heutigen Rochusberg mit dem Rhein vereinte. Sicherlich trat nach Ablagerung der Hauptterrassenschotter eine Hebung des Rheinischen Schiefergebirges ein, verbunden mit einer Senkung des Tertiärgebiets in der rotliegenden Saar-Saale-Senke östlich der Nahe, was die Nahe veranlasste, ihr Bett in die weicheren Tertiärschichten südlich des Rochusberges zu graben und sich im Tertiärgebiet zwischen Kempten und Ockenheim mit dem Rheine zu vereinen.

Aber die nach Norden gerichtete Stosskraft der Nahe, deren gewaltige Wirkung die Hochwässer der Jahre 1918 und 1920 lehrte (**60**, S. 230), wird in der starken Erosionszeit nach Bildung der Talwegterrassenschotter unablässig bohrend auf die festen Devongesteine eingewirkt haben. Sie allein hätte aber das Durchbruchswerk nicht vollbringen können. Wie die verschiedene Höhenlage der Talwegterrasse zu beiden Seiten der Nahe vermuten lässt, fand eine Neubelebung der alten Süd-Nord gerichteten Nahetalstörung, die auch durch den Engpass des Flusses bei Bingen durchsetzt, statt. Die Bewegung war von Spaltenbildungen begleitet, jenen Spalten, auf die bei Kreuznach zum grossen Teil das Empordringen der Solwässer zurückzuführen ist und welche auch bei Bingen Mineralwasser zutage gelangen lassen. Durch diese Süd-Nord gerichteten Spalten und Klüfte begünstigt, gelang es endlich der nordwärts stossenden Nahe, ihr zerstörendes Werk an den festen Devongesteinen durchzuführen und den Felsriegel zu durchbrechen, der sie auf dem direkten Weg zum Rhein von diesem trennte.

2. Löss und Lösslehm (dlö).

Wie die Karte zeigt, überzieht der Löss und Lösslehm die Hochfläche des Rheinhessischen Plateaus. Er bedeckt westlich der Nahe grössere Flächen des Oberrotliegenden. Von hier aus greift er über in das Rheinische Schiefergebirge auf eine Zone von etwa 3 km Breite bis etwa zur Linie Waldalgesheim—Weiler—Bingerbrück, ferner verhüllt er einen grossen Teil des Südostabfalles des Rochusberges und endlich lehnt er sich auf dem rechten Rheinufer an den Süd-Ostabhang des Taunus an.

Als eine Bildung des Windes steigt der strohgelbe bis braungelbe, staubfeine Sand, der durch kohlensauren Kalk zu einem leicht zerreiblichen Gestein verkittet wird, von den Niederungen bis zu Höhen von 300 m NN an. So findet sich am Horetberg südlich von Waldalgesheim noch mehrere Meter Löss mit Löss-Schnecken.

Doch nicht alle petrographisch als Löss bezeichneten Gesteine sind als Windbildungen anzusprechen.

Die deutliche Schichtung und der schichtweise angeordnete stärkere Sandgehalt in Lössen, die sich auf flachen Terrassenböden ausbreiten, können nur als ursprüngliche Wasserabsätze gedeutet werden. In Zeiten stärkster Vereisung ist es durch Fluss-Stauungen am nordischen Eisrand auf Terrassenböden zur Bildung von Schlicken und Sandschlicken gekommen, die von Lössen und Sandlössen nicht zu unterscheiden sind. Bei dieser Lössbildung mit Schichtung spielte offenbar der Wind auch eine bedeutende Rolle, indem er Lössmaterial herbeiführte, das sich in den zu Seen angestauten Flüssen absetzte.

Zu diesen im Wasser gebildeten Lössen möchte ich in der Hauptsache die Lössmassen in den Hohlwegen südlich von Kempten (Grosse Lies) zählen. Schon anlässlich der Beschreibung der Talwegterrasse des Rheins (s. S. 73) wurde auf das Kiesvorkommen an der Hohlweggabel 250 m südlich von der Kemptener Kapelle hingewiesen.

Rhein-Mainschotter von Erbsen- bis Faustgrösse treten hier in einer Lage von 20 bis 35 cm Stärke in geschichteten Löss eingelagert auf. Sie liegen nahezu horizontal oder höchstens ganz schwach im Sinne des Gehänges geneigt. Über der Kieslage treten rund 5 m Löss auf, der im unteren Teil einen Wechsel von teils geschichteten sandarmen, teils sandreicheren Lagen aufweist. Zugleich stellen sich in diesem etwa 3 m starken unteren Teil auch kleine Rheinkiesschmitzchen auf. Die obersten Lösslagen bestehen zumeist aus ungeschichtetem kalkreichem Löss. Auch der geschichtete Löss ist durchweg kalkhaltig. Man erhält hier den Eindruck, dass die Schotter der Talwegterrasse — die Kiese fallen in das Niveau dieser Terrasse — 100 bis 105 m NN und die geschichtete Lössbildung gleichzeitig entstanden sind. Wir hätten es dann hier mit einer ufernahen Bildung der Talwegterrasse zu tun, wobei Löss in das mehr oder weniger stark bewegte seichte Flusswasser eingeblasen wurde und sich mit dem sandigen und sandig kiesigem Rheinmaterial vermischte. Zeitweise dürfte hier auch eine Trockenlegung des Flussbettes und eine Anhäufung von echtem Windlöss erfolgt sein, worauf ungeschichtete Lagen und Löss-Schnecken hinweisen. Unter der Kieslage findet sich nochmals etwas geschichteter kalkreicher Löss von mindestens 1,50 m Stärke. Ob dieser Löss noch mit in die Bildung der Talwegterrasse gehört, ähnlich wie der die Kiesschicht überdeckende geschichtete Löss und von weiteren Kiessanden der Talwegterrasse unterlagert wird, oder ob der Löss unter der Kiesschicht als älterer Löss (Risslöss) zu bezeichnen ist, kann ohne Grabung oder Bohrung nicht sicher entschieden werden. Anderseits könnte man auch daran denken, dass der Kies aus einer älteren Rheinterrasse stamme und mit Gehängelöss hinabgeschwemmt hier zum Absatz gekommen sei, eine Ansicht, der ich aber nicht beistimmen möchte, da erstens die Kiese gerade in Höhe und Lage der Talwegterrasse eingegliedert werden können und zweitens auf eine immerhin grössere Fläche nahezu horizontale Lagerung aufweisen.

Einen weiteren Aufschluss in geschichtetem sandigem Löss bietet die sogen. Sandgrube am Südhang des Rochusberges in 115 m NN (Affenberg). Hier haben wir folgendes Profil:

1,20—1,50 m kalkhaltiger brauner Lehm
1,00—1,20 m kalkreicher grauer, sandiger Löss
1,20 m gebänderter gelber und ockerbrauner glimmerhaltiger kalkreicher Sandlöss, nach unten in fast reinen feinsten Sand übergehend.

Der Kalkgehalt des Lösses ist stark schwankend, je nachdem bereits die zur Verlehmung führende Entkalkung durch die Sickerwässer eingewirkt hat, ja es kommen auf dem rheinhessischen Plateau so gut wie kalkfreie Lösslehme vor; andererseits können kalkreiche Lösse bis zu 25% Kalk enthalten. Eine Trennung von Lössen und den mehr gelbbraunen Lösslehmen liess sich nicht durchführen. Es gibt ferner alle möglichen Übergänge von durch Löss verunreinigten Mergellehmen mit Lösslehmen.

Durch Wanderung des in Wasser gelösten Kalkes kommt es in kalkreichen Lössen meist unter einer Verlehmungszone zur Bildung von grauen Kalkkonkretionen, die im Innern rissig sind und als Lösspuppen bezeichnet werden. Sie sind in Rheinhessen meist klein, da die Wasserzirkulation in diesen besonders trockenen Gebieten eine spärliche ist. L. van Werveke vermutet für den Bördelöss, der ebenfalls nur spärlich Lösspuppen führt, eine gleiche klimatische Ursache (68 S. 32).

Auch die weissen Kalkmilchröhrchen, die den Löss vielfach senkrecht durchziehen, rühren von Kalkausscheidungen her, die sich um Pflanzenwurzeln vollziehen.

Der Tongehalt des Lösses ist meist gering.

Der Löss hat eine sehr feinporige Struktur, die ihn zur schnellen Aufnahme von Wasser eignet. Den raschen Zerfall im Überschuss von Wasser unter Aufgabe der geringen Festigkeit zu einem Brei, rührt nach LEPPLA, davon her, dass der krystalline Kalkspatüberzug der Sandkörner in seine einzelnen Spaltstückchen zerfällt, wenn das Wasser in die feinen Spaltrisse eindringt, die gegenseitige Reibung der Spaltstückchen aufhebt oder vermindert und diese ihres Gewichtes wegen im Wasser zu Boden sinken lässt.

Die „Windlösse" gingen sehr wahrscheinlich zum Teil aus dem feinsten Zerstörungsmaterial diluvialer Kiessandterrassen und den stellenweise auf diesen zum Absatz gekommenen Schlicken hervor. Aus diesen Bildungen wurden durch kräftige, ständige Winde in den trockenen, kalten Phasen des Diluviums (Eiszeiten) die feinsten Teilchen ausgeblasen. Ein anderer Teil des Windlösses hat vermutlich eine fernere Heimat und stammt aus den, dem nördlichen wie südlichen Eisrand vorgelagerten fluvioglazialen Schotterfeldern. Über die Herkunft des Lössmaterials könnte nur eine Untersuchung der Schwergemengteile des Lösses eine sichere Auskunft erteilen.

Die gewaltigen Staubstürme brachten den Löss in den verschiedensten Höhenlagen zum Absatz, der so Gesteine ganz verschiedenen Alters in einen oft recht dicken Mantel einhüllte. Die mächtigen Lössmassen konnten sich nur in einer baumfreien Landschaft, einer Steppe absetzen.

Da sich Löss in jeder kalten Phase der Diluvialzeit bilden konnte, so steht zu erwarten, dass auch verschieden altrige Lösse auftreten, die durch Verlehmungszonen, die sich als Ausdruck einer Klimaänderung in den Zwischeneiszeiten bildeten, getrennt sein müssen. Anderseits kann auch die Lagerung der Lösse zu den Terrassen Aufschluss über das Alter der Lösse geben.

Im allgemeinen kann gesagt werden, dass die Lösse des Blattes Bingen jünger sind als die Talwegterrasse.

Doch möchte ich nicht verfehlen, zwei Lössvorkommen zu beschreiben, deren Altersstellung nicht völlig geklärt ist. Schon bei Besprechung der Hauptterrassen des Rheins wurden (S. 66) die Schotter am Sportplatz der Elisenhöhe von Bingerbrück erwähnt, deren Zusammenauftreten mit Löss ich schon 1926 (62 S. 64—65) beschrieben habe und die ich als Lokalschotter auffasste, die aber MICHELS als Hauptterrassenschotter des Rheins erkannt zu haben glaubt.

Ich gebe im folgenden die Angaben von F. MICHELS wieder: „Am Sportplatz auf der Elisenhöhe west-nordwestlich Bingerbrück ist ein merkwürdiges Profil aufgeschlossen von oben nach unten:

bis 1,70 m kalkfreier Lehm, vermischt mit Gehängeschutt,

etwa 1,00 m Schotterlage, Gerölle von Erbsen- bis Faustgrösse, und zwar von Taunusquarzit, von Milchquarzschottern (vielleicht aufgearbeiteter Meeressand), daneben fand ich auch flach gerundete Gerölle von bunten Schiefern und fast faustgrosse Gerölle von Achat und Naheporphyr, wenn auch letztere sehr selten sind. Darunter kalkhaltiger, echter Löss mit Lösskindeln.

Die Photographie, die mir Herr cand. chem. WOLF (Frankfurt a. M.) freundlichst zur Verfügung stellte, zeigt das Profil (siehe Tafel 1 Fig. 4).

Die Schotter der Elisenhöhe unterscheiden sich nicht von den unmittelbar südöstlich in und über den Auskolkungen der dort anstehenden „bunten Schiefern" genau in gleicher Höhenlage liegenden Schottern, die zur Hauptterrasse gehören.

Ich halte sie für eine echte Ablagerung der Hauptterrasse, die in einer Hochwasserepoche des damaligen Flusses schnell (sonst wäre der leicht zerstörbare Löss nicht erhalten geblieben) auf das Ufer aufgeschüttet wurde. Der Löss dort müsste also älter sein als die Hauptterrasse oder wenigtens gleichalt. Derart alter Löss ist aber bis jetzt noch nicht bekannt geworden, wenngleich prinzipiell nicht die geringste Schwierigkeit für eine Lössbildung auch in der älteren Diluvialzeit besteht. Vielleicht können später günstigere Aufschlüsse dies Problem, ob dort Lokalschotter oder ob Schotter der Hauptterrasse liegen, klären."

Ferner besteht die Möglichkeit, dass der Löss, der unter den im Hohlweg südlich der Kemptener Kapelle aufgeschlossenen Kieslage der Talwegterrasse des Rheins liegt, nicht mehr zu dieser gehört, sondern ein älterer Löss ist, dessen Verlehmungsdecke der Abtragung anheim gefallen ist, sodass sich auf kalkreichem, unverlehmtem, älteren Löss die Schotter der Talwegterrasse aufbauen. Die Lösung kann nur eine Bohrung oder Grabung bringen. Alle über der Talwegterrasse zur Ablagerung gekommenen Lösse werden von W. WAGNER als jüngere Lösse bezeichnet (64 S. 66).

Allgemein nimmt man heute an, dass die untere Mittelterrasse, die Talwegterrasse dem Beginn der letzten, vierten Eiszeitgruppe (Würm) entspricht, also eine Bildung des ersten Eisvorstosses dieser Eiszeitgruppe ist. Über dieser Terrasse folgen 2 getrennte Lössbildungen, der jüngere Löss I und der jüngere Löss II.

Der jüngere Löss I zeigt den Höhepunkt der Vereisung des ersten Eisvorstosses an, die grosse Rückzugsschwankung drückt sich in einer Verlehmung und Entkalkung dieses Lösses aus. Der zweite Eisvorstoss der letzten Eiszeitgruppe liess die Niederterrasse und den darüber abgesetzten jüngeren Löss II entstehen. Beide jüngere Lösse bilden auf Blatt Bingen—Rüdesheim die grosse Masse der Lössablagerungen.

Beide Lösse, durch eine etwa 1 m starke Verlehmungszone getrennt, finden wir in dem etwa 5 m mächtigen Lössaufschluss am Friedersberg unmittelbar westlich von Münster bei Bingerbrück. Einen weiteren guten Lössaufschluss bietet die Strasse von Sarmsheim nach Rümmelsheim, 300 m westlich Sarmsheim, wo 7,50 m Löss, von dünnen Schuttstreifen durchzogen, ansteht. Der Löss am Frieders-Berg wie am Kessler-Berg ist reich an Lösskonchylien: *Helix* (*Hygromia*) *hispida, Succinea* (*Lucena*) *oblonga* und *Pupa* (*Pupilla*) *muscorum*.

Über die Beziehungen der beiden jüngeren Lösse zu der Niederterrasse der Nahe gibt der schon genannte Aufschluss an der Hauptstrasse im nördlichen Teil von Münster bei Bingerbrück Auskunft.

Etwa 7—8 m über der Nahe liegt das folgende Profil von oben nach unten:

1,10—2,00 m verlehmter Gehängeschutt devonischer Gesteine, vermischt mit umgeschwemmtem Löss.

3—3,5 m ungeschichteter strohgelber Löss mit *Helix hispida*, an der Basis in geschichteten Löss übergehend, der feine Kiesstreifen enthält. Jüngerer Löss II.

1,4—2 m Naheschotter. Einzelne Gerölle bis kopfkross. Niederterrasse.

0,10—0,20 m fast kalkfreier verlehmter Löss. Verlehmungsrinde des jüngeren Löss I.

0,80—1,80 m ungeschichteter, kalkreicher Löss. Jüngerer Löss I. Steilgestellte Hunsrückschiefer mit unregelmässiger Oberfläche.

3. Lehm.

Grosse Flächen der alten Talebnungen, flach ausgebreitete mergelige Tertiärflächen und insbesondere grössere, aus Hunsrückschiefern und Taunusquarzit aufgebaute Gebiete sind vielfach mit Lehm bedeckt, der zum Teil recht mächtig werden kann.

Die stoffliche Zusammensetzung der als „Lehm" bezeichneten Böden ist je nach ihrem Ursprungsmaterial recht verschieden. So sind Lehme, die durch Verwitterung der Hermeskeilschichten, des Taunusquarzits und des Hunsrückschiefers entstanden sind, kalkfrei. Dagegen führen aus Gedinneschiefern hervorgegangene Lehme, ebenso wie diejenigen, die dem Kalkgerölle führenden Waderner Schichten entstammen, einen kleinen Kalkgehalt. Anderseits sind die Lösslehme da, wo nicht eine tiefgreifende Einwirkung von Wasser, Luft und Kohlensäure den Kalkgehalt beseitigt oder nach der Tiefe hinabgeführt hat, kalkhaltig. Auf der Höhe des Rheinhessischen Plateaus treten über dem wasserdurchlässigen Kiessand des Pliocäns Lösslehme auf, die stellenweise, wo der Kiessand nahe an die Oberfläche heranreicht, völlig entkalkt sind. Besonders kalkreich sind die Lehme, die aus Mergelböden hervorgehen und solche, wo sich nur eine dünne Lösslehmlage über Mergel und Kalkböden ausdehnt.

4. Schuttbildungen.

Offenbar vermischte sich in der Zeit der Bildung der Talwegterrasse der Nahe in der weiteren Umgebung, insbesondere aber südöstlich von Sponsheim ein breiter Schuttstrom mit Schottern derselben. Zwei Kiesgruben östlich Sponsheim bieten guten Aufschluss in diesem Gesteinsgemisch. Es zeigte sich, dass der Schutt mindestens während der Aufschüttung der Talwegterrasse einsetzte und unmittelbar an die Bildung derselben sich anschloss, also wahrscheinlich in die Bildungszeit des jüngeren Löss I fällt. Aufschlüsse südöstlich von Bad Kreuznach (61 S. 86) erwiesen überdies mehrfach ein tatsächliches Zusammenauftreten solcher Schuttströme mit jüngerem Löss I, die Leppla als Randausbildung des Lösses bezeichnet hat. (29 S. 84).

In schmalen Armen steigen die Schuttmassen vom Rheinhessischen Plateau zwischen Aspisheim und Dromersheim herab und vereinigen sich an seinem Fusse zu einem breiten Strom, der nur aus Material der Corbiculaschichten und des Pliocäns besteht. Diese Schuttmassen, die stellenweise von dem verlehmten Flugsand überdeckt werden, sind ausgesprochene Bildungen einer Kältephase, in der sich eine starke mechanische Verwitterung unter der starken Temperaturerniedrigung auch im nichtvereisten Gebiet vollzog. (P. Kessler, 23 S. 13f). Unter den meist nur wenig gerundeten Kalkblöcken findet man alle Grössen bis zu solchen von 1/3 cbm und diese auf einer so gut wie gar nicht geneigten Unterlage. Gewöhnlicher Gehängeschutt liegt hier also ebensowenig vor wie durch Wasser transportierte Gesteinsmassen. Nur durch Solifluktion ist dieses ausgedehnte Vorkommen zu erklären. Es fand also in der Kältephase, der Zeit der Bildung der Talwegterrasse auf dem gefrorenen Boden, durch Auftauen der Oberschicht, ein lebhaftes Bodenfliessen des damals reichlich sich bildenden Gehängeschuttes statt, wobei die ganz geringe Böschung schon genügte, um grosse Blöcke weit von ihrem Ursprungsort in verhältnismässig kurzer Zeit zu verfrachten.

Auch auf der Talwegterrasse des Rheins finden sich nördlich von Ockenheim grosse Schuttmassen, die sich aus Corbicula-Hydrobienkalken und Pliocänkieseln zusammensetzen und die ebenfalls durch Solifluktion vom Rheinhessischen Plateau herabgewandert sind.

Die Beimengung von Material, das den Hydrobienschichten entstammt, lässt darauf schliessen, dass in jener Zeit des Diluviums die Hydrobienschichten noch in stärkerem Masse Teile der Hochfläche aufbauten, als dies heute der Fall ist, wo nur noch ganz spärliche Reste am Ockenheimer Horn erhalten sind.

Vermutlich sind die mächtigen verlehmten Schuttmassen, welche oft steilere Hänge im Rheinischen Schiefergebirge bedecken, Bildungen, deren Beginn ebenfalls in das Diluvium zurückzuverlegen ist. Insbesondere spricht die Mächtigkeit solcher Bildungen für diese Annahme. In einer Baugrube der Villa Sachsen auf der Nordseite des Rochusberges wurde der anstehende Gedinneschiefer erst unter einer Schuttdecke von 15 m Stärke ermittelt.

5. Flugsande.

Flugsande, die dem Stromgebiet des Rheins angehören, sind nur in geringem Umfang am Gehänge an der östlichen Kartengrenze vorhanden.

Es sind sehr feine Sande, bei denen die Körnchen einen dünnen Kalküberzug aufweisen und gelbgraue Farbe haben. Das poröse und infolgedessen für Wasser leicht durchlässige Gestein ist leicht einer Entkalkung unterworfen. Eine oberflächliche Verlehmung und Braunfärbung ist eine häufige Erscheinung. Meist setzt sich in geringer Tiefe der nach unten gewanderte Kalk um die Pflanzenwurzeln herum ab. Nach Zerstörung der Wurzeln entstehen röhrenförmige oft mannigfach verzweigte weisse Kalkgebilde, die vielfach als „Beinbrech“ bezeichnet werden. Die Flugsande sind offenbar Ausblasungen aus den sandigen Schlickmassen der Rheinniederterrasse. Das Fehlen der Flugsande in dem ganzen übrigen westlichen Teil des Rheingebietes möchte ich auf während längerer Zeit westlich wehende Winde zurückführen, welche ursprünglich hier angewehte

Flugsande nach Osten verfrachteten. Erst von Gau-Algesheim an nach Osten kamen grössere Flugsandmassen zur Ablagerung (siehe S. 17).

Als Flugsande fasse ich ferner die feinen braunroten Sande auf, die sich flächenhaft auf der Talwegterrasse der Nahe zwischen Ockenheim, Büdesheim, Dietersheim und Sponsheim ausbreiten. Ich bezeichne sie als Flugsande der Nahe. Untersuchungen der Lehme an dem Gehänge des Rheinhessischen Plateaus zwischen Dromersheim und Ockenheim ergaben in diesen noch einen feinen roten Sandgehalt, den ich ebenfalls auf angewehten Flugsand der Nahe zurückführen möchte. Die Flugsande der Nahe sind kalkfrei. Es ist dies auf ihren Ursprungsort, die kalkfreie Naheterrasse zurückzuführen, aus der sie offenbar durch westliche Winde ausgeblasen wurden. Auf der Niederterrasse der Nahe wurden keine Flugsande angetroffen.

Vier kleinere Bohrungen, die 1926 an der Strasse Büdesheim—Dromersheim und nördlich dieser (am Sand, Moorkaut) ausgeführt worden sind, ergaben am Sand 1,60 m, nördlich Moorkaut 1,40 m schwach lehmigen Flugsand. Bei Kilometer 4 an der Strasse Dromersheim—Büdesheim wurde folgendes Profil ermittelt:

0—0,60 m schwach lehmiger kalkfreier roter Sand.
0,60—1,90 m roter kalkfreier Flugsand.
1,90—2,80 m braunroter schwach kalkhaltiger Flugsand.
2,80—3,40 m graugelber Mergellehm.
3,40—3,95 m feiner kalkhaltiger hellbrauner Sand.

Die vierte Bohrung bei Punkt 104,1 an der Strasse Dromersheim—Büdesheim zeigte infolge der Nachbarschaft des Tertiärs bereits einen geringen Kalkgehalt in den etwa 1,10 m starken roten Flugsanden.

Über das Alter der Flugsande lässt sich nur soviel mit Sicherheit sagen, dass solche in grösserem Masse nach Ablagerung der Niederterrasse entstanden sind.

Über die Beziehungen von Löss und Flugsand lässt sich auf Blatt Bingen nichts aussagen.

F. Alluvium. (W. Wagner.)

Alle in historischer Zeit vollzogenen und noch heute vor sich gehenden Veränderungen des Bodens werden als alluviale bezeichnet. Sie bestehen in unserem Gebiet in einer Umgestaltung der Fluss- und Bachtäler, in Schuttbildungen (Gehängeschutt) und in Rutschungen an steilen Hängen.

1. Überschwemmungsgebiet.

Die Grenze der Fluss- und Bachalluvionen fällt im wesentlichen mit der Hochwassergrenze zusammen. Meist ist die Grenze zur Niederterrasse durch einen kleinen Steilrand gekennzeichnet, so z. B. von der Hindenburgbrücke bei Kempten bis zum östlichen Kartenrand. Zur Abtrennung des Alluviums vom Diluvium der Nahe wurde vielfach eine Hochwasserkarte benutzt. Dabei zeigt sich, dass der Hochwasserstand der Nahe auf ihrem rechten Ufer bei Dietersheim stark in das Gebiet der Niederterrasse eingreift. Die Ursache ist nicht so sehr in den Hochwässern der Nahe zu suchen, als vielmehr darin, dass bei gleichzeitigem Hochwasser von Rhein und Nahe, diese nicht ihre Wässer schnell genug an den Rhein abgeben kann, wodurch ein Rückstau entsteht.

Die Absätze des Rheins sind verhältnismässig feinkörnig, sandige Schlicke, Sande und feine Kiese herrschen. Nur vereinzelt finden sich grobe Gerölle. Sie sind auf Eistransport im Winter zurückzuführen.

Über die Mächtigkeit des alluvialen Absatzes des Rheins in stillen Buchten in allerjüngster Zeit geben Bohrungen des Stadtbauamtes Bingen*) anlässlich der Verlängerung der Hafenmauer 1927 Aufschluss.

Ein kalkreicher grauer Rheinschlick von durchschnittlich 90 cm Stärke (60—135 cm) wurde unter 1,50 m Wasserbedeckung durch 40 Bohrungen auf eine Strecke von 200 m Länge ermittelt. Der Schlick liegt auf zersetzten Gedinneschiefern, die über 2,5 m stark werden können, ehe das frische Gestein sich einstellt.

Die Absätze der Nahe sind, in Anbetracht ihres Gefälles bei starkem Hochwasser ziemlich grob (es finden sich Gerölle bis zu 25 cm Durchmesser), anderseits sind sandige und schlicksandige Absätze bei mässigem Hochwasser üblich. Jeder Frühjahrshochstand des Flusses verändert natürlich das Bild des letzten Jahres in der Nähe des Flusses.

Die Seitentälchen sind oft von mehreren Metern dickem Schutt, vermengt mit verschiedenartigem Lehm angefüllt. An der Einmündung derselben in die Haupttäler sind Deltaschuttkegel eine nicht seltene Erscheinung.

2. Gehängeschutt.

Die Gehängeschuttbildungen des Taunusquarzits wurden schon bei Besprechung der diluvialen Schuttmassen erwähnt. Sie finden eine weitere Beachtung bei den weiter unten folgenden Ausführungen über Rutschungen. Schuttbildungen finden sich ferner, wo alte Fluss-Schotter den Höhenrand an einem steileren Gehänge einnehmen. Sie bestreuen nach unten in abnehmender Stärke die Abhänge bisweilen bis zur Niederterrasse. Am Rheinhessischen Plateau rollen neben den Pliocänschottern die wetterbeständigeren Kalke der Corbiculastufe infolge des Eigengewichtes und des Regenwassers das Gehänge weit hinab und reichern sich in der Ackerschicht der Süsswasserzone über den Cyrenenmergeln oft derart an, dass der Untergrund des Abhanges in seiner Oberschicht kaum noch erkannt werden kann. Wandern die an Milchquarz reichen Pliocänschotter die Böschung hinab, so können sie leicht zu Verwechslungen mit dem an der oberen Grenze der Süsswasserzone gelegenen aufgelösten Milchquarzkonglomerat führen.

3. Rutschungen.

a) Rutschungen im Devongebiet. (F. Michels.)

Bei der jüngeren Verwitterung zerfällt der Schiefer zu Lehm, in dem kleine Bruchstückchen von Schiefern erhalten sind. Hierzu treten naturgemäss noch Lösslehme und verlagerte Terrassenschotter. Wo die Hänge flach sind, bleibt er meist ruhig liegen, sofern er nicht durch die natürliche Erosion allmählich weggeführt wird. An steileren Hängen kann bei genügender Durchfeuchtung die Masse ins Gleiten geraten. Seit langer Zeit sind in unserem Gebiet stärkere Rutschungen des

*) Für die Überlassung der Pläne sei hiermit dem Stadtbauamt Bingen, insbesondere Herrn Stadtbaurat ORTH bestens gedankt, der auch sonst durch Mitteilungen über gelegentliche Bodenaufschlüsse die geologischen Aufnahmearbeiten unterstützte.

in der Hauptsache aus devonischem Schiefer hervorgegangenen Gehängeschuttes nicht mehr bekannt geworden. Ältere Gehängerutsche scheinen im Mühl-Bachtal (östl. „B" der Karte) und im Gelände des heutigen Bingerbrück stattgefunden zu haben. Der Gehängeschutt westlich Bingerbrück besteht aus umgelagertem Lösslehm, der schichtweise mit Lagen von Schieferstückchen wechsellagert. Daneben treten auch Lagen von Taunusquarzitbrocken und Terrassengeröllen auf. Dolomitgerölle sind selten. Dies ganze Material lässt man in der der Gewerkschaft Dr. Geier gehörenden Ziegelei durch einen Kollergang laufen und brennt Ziegelsteine daraus.

Die Wirkungen der Atmosphärilien lässt an den steilen Quarzithängen das Ausgehende des Quarzits in grössere und kleinere Brocken zerfallen, die meist ganz unvermengt mit Lehm am Berghang besonders im Rheintal hinunterrieseln. Diese abgehenden Blockmassen machen dem Weinbau grosse Schwierigkeiten. Der Winzer sucht durch zahlreiche, auf noch feststehenden Felspartieen errichtete Mäuerchen diese Schuttmassen zu fangen, um Weinberggelände zu gewinnen. An manchen Stellen versagt aber alle menschliche Kunst und es bilden sich lange, von oben bis zum Tal reichende Schutthalden von scharfkantigen Quarzitbrocken, die sogenannten „Rosseln", z. B. an der Rossel und gegenüber am Druidenberg.

Durch unterirdische Rutschungen des Deckgebirges in die von dem Erzbergbau geschaffenen Hohlräume sind östlich von Waldalgesheim eine Reihe von Senkungsfeldern entstanden, die stellenweise zur Aufgabe von Häusern und Ackerland geführt haben. Z. T. sind diese Senkungstrichter mit Wasser gefüllt. Ihre heutige Ausdehnung ist auf der Karte wiedergegeben.

b) Rutschungen im Tertiärgebiet. (W. Wagner.)

In den oligocänen Schichten Rheinhessens sind Rutschungen am Gehänge in steileren Bahn- und Wegeeinschnitten eine recht häufige Erscheinung, die oft schwere wirtschaftliche Folgen mit sich bringen. A. Steuer (S. 52 105 f.) ist in einer Arbeit den Ursachen solcher Rutschungen nachgegangen und er kommt zum Schluss, dass es insbesondere der Cyrenenmergel und die Schleichsande sind, welche die Neigung zum Abrutschen an Berglehnen haben. Nicht umsonst hat die Bevölkerung die Schichten zwischen Rupelton und Cyrenenmergel mit dem charakteristischen Wort Schleichsand bezeichnet, der selbst in der Wissenschaft zur Benennung dieser Schicht Eingang gefunden hat. Nach Steuer besteht die Ursache in erster Linie in dem stark wechselnden Aufbau der Schichten der Schleichsande, Cyrenenmergel und z. T. auch der Süsswasserschichten. Sehr feinsandige Mergel und Feinsande schalten sich in rascher Folge zwischen Mergel und tonige Mergel ein. Die sandigen Lagen führen stets etwas Wasser und durchtränken allmählich die benachbarten Mergel. Bei längerer Durchfeuchtung, bei Frost und Wiederauftauen und schon, wenn trockene Windzeiten von plötzlichen starken Regen unterbrochen werden, stellt sich ein Erweichen und Aufquellen der Mergel ein, was zum Abrutschen grosser Gesteinsmassen am Gehänge und zum Breitfliessen derselben führt.

Am gefährdesten sind die Gegenden, in denen das Wasser nicht schnell auf den durchweichbaren Schichten abfliessen kann. Wenn z. B. die Süsswassermergel von den Corbiculaschichten überdeckt werden, so findet in diesen

klüftigen Kalken eine Ansammlung des Wassers an der Grenze zu den tonigen Süsswassermergeln statt, ein Erweichen derselben tritt ein. Gewöhnlich bilden dabei die Corbiculaschichten wegen ihrer grösseren Festigkeit ein Steilgehänge; die erweichte Unterlage sucht unter dem Druck der hangenden Schichten auszuweichen, quillt seitwärts heraus und bewegt sich, gekrönt von Resten der Corbiculaschichten, über die tonigen Süsswassermergel — diese als Gleitschicht benutzend — zur Tiefe. Noch stärker kann die Erscheinung werden, wenn, wie dies am Rheinhessischen Plateau der Fall ist, die Hochfläche im wesentlichen von den durchlässigen und Wasser stark aufsaugenden Pliocänkiesen eingenommen wird. Die grossen Wassermengen fliessen nicht auf ihnen ab, sondern versinken in die Tiefe und verschwinden zumeist in den klüftigen Corbiculakalken, durchwandern auch diese und gelangen auf die Süsswasserschichten, die sie erweichen.

Steuer glaubt wohl mit Recht, dass ferner die chemische Zusammensetzung und die ursprünglichen Entstehungsbedingungen eine wesentliche Rolle bei der Erscheinung des Breitfliessens spielen. Während die Rupeltone (Septarienton), die viel seltener Veranlassung zu Rutschungen geben, einen Absatz im Meerwasser, also im Salzwasser bilden, stellen die Süsswasserschichten, wie schon der Name sagt, eine Süsswasserbildung dar. Die Bindung der einzelnen Gemengteile scheint in dem im Salzwasser abgelagerten Schlamm eine wesentlich bessere zu sein, als in den im Süsswasser zum Absatz gekommenen Gemengteilen.

Schon an den unruhigen, welligen Geländeformen sind die Rutschbezirke zu erkennen.

Eine von Rutschungen besonders heimgesuchte Gegend ist der Berghang zwischen Dromersheim, Ockenheim und Gau-Algesheim.

Die dortigen unruhigen Geländeformen zeigen, dass der ganze Hang bald mehr bald minder stark dauernd in Bewegung ist. An den Steilabfall schliesst sich ein flacheres Gelände an, das sich dadurch auszeichnet, dass kleine buckelförmige Erhebungen dem Gehänge aufgesetzt sind, sodass der gleichmässige Geländeabfall mehrfach durch Geländewellen unterbrochen ist.

Die Zone, auf die sich die Rutschungen erstrecken und innerhalb welcher sie im allgemeinen zur Ruhe kommen, hat eine Breite von 400 bis 500 Metern.

Der Abbruch vollzieht sich in nach dem Tal zu offenen Bögen, und setzt immer in den jeweils am weitesten gegen das Tal hin vorspringenden Punkten ein.

Eine Rutschung von ungewöhnlich starkem Ausmass ereignete sich Anfang Januar 1924 am Jakobs-Berg südsüdöstlich von Ockenheim. Sie umfasst ein Areal von rund 6,25 Hektar. Die Hauptabbruchstelle liegt in 260 m NN. Hier ist an einem Tage, bei Tauwetter nach vorhergegangenem stärkerem Frost, eine Scholle von etwa 18 m grösster Mächtigkeit und einigen Metern Tiefe auf 130 m Breite bogenförmig abgebrochen.

Die Scholle wanderte zu Tal. Hierbei zerbrach sie in zahlreiche, zur Abbruchstelle nahezu parallel laufende klaffende Spalten, die meist 1—2 m, einige auch bis zu 3 m Tiefe aufweisen. Bei dem Abbruch entstanden Stauchungen, und damit verbunden, eine stellenweise Emporpressung von Erdschollen. Etwa 150 m unterhalb der Hauptabbruchstelle erfuhren die gerutschten Massen nochmals einen stärkeren Abbruch von etwa 5 m. Der sich unterhalb dieser Abbruchstelle 100 bis 150 m breit anschliessende Flächenraum ist in polyedrische Erdschollen

zerborsten, die durch meist ½ m tiefe Risse von einander getrennt sind. In 200 m NN, etwa 300 m unterhalb der oberen Abbruchstelle, kam die Rutschung zum Stillstand, doch zeigt der Berghang auf weitere 200 m (160 m NN) noch deutlich die Spuren älterer Erdbewegungen. Von der Katastrophe wurden ausser 2 bis 3 Weinbergsgewanne nur Ödland betroffen. Die Erdumwälzungen waren stellenweise so erheblich, dass Teile der Weinberge vollständig unter der Erde verschwunden sind.

Bei dem Bergsturz am Jakobs-Berg bilden die tonigen Süsswassermergel die Rutschfläche. Auf ihnen bewegten sich die im unteren Teil stark mit Wasser durchtränkten Corbiculaschichten. An der Grenze der Süsswasserschichten zu diesen liegt hier eine 2—3 m dicke Milchquarzkieslage, die mit stark sandigen Mergeln durchmischt ist. An ihrer Basis hat das Wasser die feinen mergelsandigen Bestandteile zusammengespült, die reichlich durchfeuchtet bei Tauwetter eine starke Neigung zum Abfliessen auf der schlüpferigen, tonigen Unterlage besitzen. Fördernd wirkt ferner auf die Rutschbewegung eine geringe Neigung der Schichten nach Norden. Es findet also ein Abreissen der Corbiculaschichten am Abhang und eine Bewegung derselben auf den wassertragenden tonigen Süsswassermergeln statt, die entsprechend dem Grade des Geländeabfalles ihr Ende fand.

Bei der grossen Rutschung am Jakobs-Berg sind die Corbiculaschichten etwa 50 m über die Süsswasserschichten hinweggeglitten. Nach etwa einem halben Jahr trat ein Ruhezustand, etwa 300 m unterhalb der oberen Abbruchstelle ein, doch kann mit einer weiteren Abwärtsbewegung gelegentlich gerechnet werden.

Es fragt sich, kann in diesem Gebiet des Abfalles des Rheinhessischen Plateaus gegen diese bisweilen katastrophalen Erdbewegungen eine Abhilfe geschaffen werden?

Diese könnte nur in einer weitgehenden Drainage der Milchquarzkieslage an der Basis der Corbiculaschichten bestehen, was aber bei der Grösse des zur Rutschung neigenden Gebietes nicht ausgeführt werden kann. Verringert kann aber die Gefahr werden durch eine Fassung der in diesem Horizont austretenden Quellen und eine gute Ableitung derselben. Ferner würde eine gute Fortführung der aus den pliocänen Kiessanden des Plateaus austretenden Wässer die Durchfeuchtung der Corbiculaschichten abschwächen und somit gegen Rutschung günstig beeinflussen. Doch lassen sich die vielen auf den Klüften der Corbiculaschichten zirkulierenden Wässer, die von oben aus den durchlässigen Kiessanden gespeist werden, ebensowenig alle abfangen, wie die Quellgerinne, die auf den tonigen Süsswassermergeln ihren Lauf nehmen.

Es bleibt also die Gefahr weiterer Rutschungen am Gehänge zwischen Dromersheim, Ockenheim, Gau-Algesheim bestehen, nur können dieselben in ihrer Häufigkeit und Wirkung durch gute Quellfassungen und Wasserableitungen verringert werden.

Es empfiehlt sich, in dem durch die Geländeformen schon kenntlich gemachten Rutschgebieten möglichst keine wertvollen landwirtschaftlichen Kulturanlagen vorzunehmen und ganz abzusehen von dem Bau von Häusern.

So stehen die Kapelle (14 Nothelfer) und die anschliessenden Gebäude östlich von Ockenheim in der Gefahr, von einer Rutschung betroffen zu werden. Dass hier der Boden ständig in Bewegung ist, zeigen die Zerstörungen im Mauer-

werk. Die Kapelle, das Kloster und die Wirtschaftsgebäude liegen gerade an der Grenze der pliocänen Kiessande zu den Corbiculaschichten. Hinter den Gebäuden stehen etwa 4 m pliocäne Kiessande, die Wasser bringen, an. Die Gebäude stehen also gerade auf der sich vom Plateau lösenden und auf den Süsswasserschichten gleitenden Scholle.

Nur durch umfassende, auf eine gute Entwässerung hinzielende Bodenarbeiten kann der langsamen oder unter Umständen auch plötzlichen Zerstörung der Bauwerke Einhalt getan werden. Die Reparaturen durch Auszementieren der Risse und Einziehen von eisernen Klammern können den Zerstörungsprozess nur verzögern, aber nicht völlig aufhalten. Ebensowenig wird die Anhäufung von Erdmassen an der Böschung vor dem Kloster den vom Berge ausgehenden seitlichen Druck auf die Dauer Widerstand leisten können.

Rutschungen im Schleichsand treten in dem Bahneinschnitt der Bahn Geisenheim—Laubenheim östlich von Büdesheim auf. Über diesen sehr feinsandigen Mergeln liegen die Kiessande der Talwegterrasse der Nahe, die einen beträchtlichen Grundwasserstrom an ihrer Basis führen. Durch den Bahneinschnitt werden Teile dieses Grundwasserstromes angeschnitten. Eine Erweichung der Schleichsande findet statt, die unter dem Druck der hangenden Terrassenschotter nach der Seite in den Bahneinschnitt ausweichen, breitfliessen und die ganze Gleisanlage zerstören. Durch eine schnelle Wasserabführung und die Herstellung von gemauerten oder betonierten Böschungen wurde Abhilfe geschaffen, doch ist die Naturgewalt mitunter so stark, dass die Schutzmassnahmen nicht ausreichen und Störungen eintreten.

V. Tektonische Übersicht.

Das Blattgebiet zerfällt in 4 tektonisch gesonderte Abschnitte:

A. Im Nordwesten des Blattes **das Rheinische Schiefergebirge.**
B. **Die Saar-Saale-Störungszone,** das Gebiet, welches das Rheinische Schiefergebirge von der südöstlich anschliessenden rotliegenden Nahemulde trennt.
C. **Die Rotliegende Nahemulde.**
D. **Das Rheinhessische Plateau (Mainzer Becken).**

A. Das Rheinische Schiefergebirge. (F. Michels)

Im Gegensatz zu den meist völlig flach gelagerten Schichten des Tertiär und auch des Rotliegenden im südlichen und südöstlichen Blattanteil, die meist durch Vertikalbewegungen aus ihrer ursprünglichen Lagerung herausgebracht sind, zeigen die devonischen Schichtenglieder des Rheinischen Schiefergebirges, die den nördlichen und nordwestlichen Blattanteil einnehmen, eine sehr komplizierte Tektonik. Die ursprünglich horizontal abgelagerten devonischen Schichten sind durch eine hauptsächlich im Oberdevon und im Unterkarbon eintretende Gebirgsbewegung, die variskische Faltung, seitlich, wahrscheinlich von SO her

zusammengeschoben worden. Dabei wurden die einzelnen Gesteinsschichten in eine Reihe von Sätteln und Mulden aufgefaltet. Bei Weiterwirken des seitlichen Druckes, der hier am Südrand des Gebirges besonders stark war, blieb der Faltenbau selten normal (nämlich, dass die einzelnen Schichten in ihrem Verband blieben und lediglich zu Sätteln [Antiklinalen] mit beiderseits von der Achse wegfallenden Flügeln bezw. zu Mulden [Synklinalen] mit von beiden Seiten nach der Achse hinfallenden Flügeln aufgerichtet wurden), sondern Sättel und Mulden wurden in unserem Gebiet meist überkippt, so dass beide Schenkel nach einer Seite hin (isoklinal) einfallen. Häufig wurden aber die einzelnen Sättel und Mulden zerrissen und an andere tektonische Einheiten aufgeschoben, so dass schon, ganz abgesehen von den späteren (nach der variskischen Faltung) auftretenden Störungen, der tektonische Aufbau dieses Gebietes äusserst verwickelt ist.

Ob bei dieser Auffaltung das Gebirge zu gewaltiger Höhe, etwa wie die heutigen Alpen, sofort herausgehoben wurde, wie die älteren Autoren annehmen, oder ob der ganze Faltungsvorgang sich so langsam vollzog, dass aus dem Meer aufsteigende Landflächen schnell wieder erniedrigt werden konnten, lässt sich natürlich nicht sagen, obwohl wir heute zur letzteren Annahme neigen. Wahrscheinlich aber hob sich zur Zeit des Oberrotliegenden das Gebirge morphologisch stark heraus, wie wir aus den ungeheuren Geröllmassen des Oberrotliegenden schliessen können.

Auf Grund der oben besprochenen Altersdeutung der am Aufbau beteiligten Schichten und ihres Streichens und Einfallens, wie aus der geologischen Karte zu ersehen ist, wurde ein Profil durch die Gegend von der Trollmühle bei Laubenheim bis Nordwestecke der Karte konstruiert, das der geologischen Karte beigegeben ist. Aus diesem Profil ist wohl am besten der geologische Aufbau des Gebietes, soweit es unsere heutige Kenntnis zulässt, zu ersehen. In drei Sattelaufbrüchen erreicht das tiefere Unterdevon (Gedinneschichten) die Tagesoberfläche. Am charakteristischsten erscheint uns der Assmannshäuser Sattel, der ja auch schon durch Arbeiten früherer Autoren (vor allem Lossen, Rothpletz, Holzapfel und Leppla) bekannt ist. Nach Süden hin sehen wir eine ganz normale Schichtenfolge nach dem Hangenden zu: bunte Schiefer, Hermeskeilschichten, Unterer Taunusquarzit, Oberer Taunusquarzit und Hunsrückschiefer. Auf dem linken Rheinufer stehen die Schichten des Südflügels des Assmannshäuser Sattels senkrecht oder fallen steil nach NW, während man in dem gut aufgeschlossenen Profil auf der rechten Rheinseite in der Umgebung des Bahnhofs beobachten kann, dass dort die gleichen Schichten wie auf der linken Rheinseite ganz normal lagern, aber steil nach SO einfallen. Der Nordflügel des Assmannshäuser Sattels ist gestört. Ein Teil der Schichten ist durch tektonische Vorgänge verschwunden. Die bunten Schiefer sind hier direkt auf Taunusquarzit, oft sogar Oberen Taunusquarzit, aufgeschoben. Diese Überschiebungen haben meist nur geringes Ausmass. Wenn man auch im Rheintal etwas nördlich unseres Blattrandes auf Bl. Pressberg eine über 1 km weit reichende Überschiebung des Taunusquarzits auf Hunsrückschiefer feststellen kann, so nennt man zweckmässig diese Überschiebungen hier nicht Decken. Ihr Charakter ist hier mehr der von Schuppen, zumal die Überschiebungsflächen (Aufschuppungsflächen) meist steil bis beinahe senkrecht nach SO fallen. Da die Hänge des Rheintals sehr steil ein-

fallen, der auf dem linken Rheinufer überkippte Südflügel des Sattels nach Norden fällt, die „bunten Schiefer" des Nordflügels aber durch das Aufschieben südostfallende Begrenzung haben, gewinnt dieser Abschnitt des Sattels das Aussehen einer Fächerfalte, die dadurch, dass im Kern des Sattels z. B. bei P. 200,4 im Postbachtale die Schichten horizontal liegen, beinahe eine Kofferfalte darstellt. Die sehr auffällige Verbreiterung der „bunten Schiefer" im Sattelkern des Postbach-Sattels (= Assmannshäuser Sattel) nach Westen hin (s. Karte) ist aber wahrscheinlich durch Hebung der westlichen Scholle (an N-S-Störungen entlang s. u.) zu erklären.

Das nördlich gelegene Schichtenpaket ist in sich wieder spezialgefaltet, besonders am Nordrand des Blattes sind die sattelförmig aufgewölbten harten Bänke von Taunusquarzit, vor allem vom Schiff aus, wenn die Wälder entlaubt sind, sehr gut zu erkennen. Für diese und auch die südlich folgenden Lokalsättel (bei Schloss Rheinstein am Ehrenfels u. a. m.) sei auf die schönen Abbildungen, die der Arbeit von Holzapfel (18) beigegeben sind (und in der die einzelnen Sättel ausführlich besprochen sind), verwiesen. Südlich des Assmannshäuser Sattels folgen nun eine ganze Reihe von Spezialfalten und Mulden, wie aus dem Profil und der Karte zu erkennen ist. Wahrscheinlich sind sie in Wirklichkeit viel gestörter als auf dem Profil zum Ausdruck gebracht werden konnte. Besonders schön ist der spitze Sattel im Taunusquarzit bei Punkt 148,2 ostsüdöstlich des kleinen Rheinberg zu erkennen.

Bei und südlich Bingerbrück kommen wir in die am meisten gestörten Zone unseres Gebietes. Auf kurze Entfernung hin treten zwei Sättel „bunter Schiefer" zu Tage, der Sattel der Elisenhöhe und der Mühlbachsattel. Zwischen beiden liegt eine kaum 1 km breite geologische Mulde, in der sogar mitteldevonischer Massenkalk (Dolomit) auftritt. Von dem nördlichen Sattel von Gedinne ist der Massenkalk (Dolomit) nur durch ein ganz schmales Band von Taunusquarzit getrennt. Im Süden des Massenkalkes (Bingerbrücker Dolomit) folgen Hunsrückschiefer, Oberer Taunusquarzit, Unterer Taunusquarzit und unter Ausquetschung der Hermeskeilschichten „bunte Schiefer". Hunsrückschiefer und Taunusquarzit sind hier nicht in ihrer vollen Mächtigkeit vorhanden. Oberkoblenz, das noch in der Stromberger Gegend einwandfrei nachgewiesen ist, fehlt hier gänzlich. Eine ganze Serie von streichenden Störungen, die wahrscheinlich schon in der variskischen Faltungsperiode entstanden, bedingen dies Bild. Das merkwürdige Faltungsbild hat Gerth (10) veranlasst, diesen Kalk (Dolomit), der im Kern der Antiklinale aufträte, als ein tektonisches Fenster aufzufassen. Gerth (10 S. 89) nimmt an, dass der Kalk in der Tiefe eine flachere Lagerung annehme und den Rochusberg unterteufe. In seinem Profil (10 S. 86 Abb. IV) zeigt er lediglich den Kalk eingelagert in die Phyllite = bunte Schiefer.

Nun liegt der Kalk gar nicht im Kern der bunten Schiefer, sondern im Gegenteil im Kern einer aus mittlerem und jüngerem Unterdevon wenn auch sehr gestörten Mulde. Geib ist (9 S. 16 u. 17) schon dieser Auffassung Gerth's entgegen getreten. Von einem flacheren Einfallen des Kalkes (Dolomits), der in dem Bingerbrücker Bruch mit 70–80° nordwestlich einfällt, ist in der Tiefe nichts zu bemerken: das zeigen die Aufschlüsse der Grube Waldalgesheim. Von einer

konkordanten Einlagerung des Kalkes in die „bunten Schiefer", wie GERTH sie angibt, desgleichen nichts. Im Gegenteil bemerken wir durch die Aufschlüsse bei Bingerbrück und durch die Stollenaufschlüsse der Grube Waldalgesheim, dass der Kalk diskordant gegen die unterdevonischen Schichten liegt. Im Steinbruch bei Bingerbrück grenzt er im Norden an unteren Taunusquarzit; desgleichen grenzt er in dem Aufschluss, den der südlich Bingerbrücker Hafen angesetzte und nach SSO getriebene „Bingerlochstollen" zeigt, an Taunusquarzit, der nach SO einfällt. Der 2 km lange „Rheinstollen", der im untersten Kreuzbachtal seinen Ansitz hat und nach SSW bis zum Kalk getrieben wurde, um die Grube zu entwässern, zeigt, dass dort nördlich des Kalkes ein etwa 450 m mächtiges Paket von Hunsrückschiefer liegt. In den Aufschlüssen der Grube Amalienhöhe grenzt der Kalk (Dolomit) an Hunsrückschiefer (? Oberkoblenz), stellenweise aber auch an Taunusquarzit. Das Einfallen des Dolomits ist steil. Er wird im Norden durch eine starke streichende Störung, die spiesseckig zum Schichtenstreichen läuft (gegenüber den mehr SW-NO streichenden Schichten einen mehr WSW-ONO Verlauf hat), begrenzt. Im Süden liegen die Verhältnisse ähnlich. Alle Anzeichen sprechen mit grösster Wahrscheinlichkeit dafür, dass im Verlauf des Dolomitzuges zwar der Kern einer bei der variskischen Faltung angelegten Mulde zu suchen ist (im Bingerbrücker Steinbruch sieht man im nordwestlichen Teile schwache Andeutungen einer spitzen Mulde im Dolomit), dass aber nachträglich der Dolomit innerhalb dieser Mulde entlang jüngeren mehr WSW-ONO streichenden Störungen, (die vielleicht das Alter der südlichen Randstörung haben, s. u.) noch besonders in die Tiefe gesunken ist, wobei die eigentlich zwischen Unterdevon und Dolomit liegenden Schichten, die auf Bl. Stromberg z. T. noch erhalten sind, verschwanden.

So dankenswert auch die von GERTH (**10**) gegebenen Erklärungsversuche der komplizierten Tektonik am Südrand von Taunus und Hunsrück sind und so sehr sie zur weiteren Verfolgung der von ihm aufgeworfenen Deckenprobleme jeden, der sich mit der dortigen Gegend befasst, verpflichten, so müssen wir nach der heutigen auch bei den Neuaufnahmen gewonnenen Kenntnis des Gebietes, die näher liegende, einfachere Erklärung heranziehen, dass nämlich der Massenkalkzug (Dolomit) hier in einer durch weitreichende streichende Verwerfungen gestörten Mulde liegt, ebenso wie wir es auf Bl. Homburg v. d. Höhe (s. Erläuterungen 1927 dazu), anzunehmen gezwungen waren (vergleiche auch MICHELS (**34** S. 76).

Im Süden des Mühlbachsattels beobachtet man nach Süden hin bis in die Gegend von Münster bei Bingerbrück immer jüngere Schichten des Unterdevon, (allerdings in sich noch spezial gefaltet) bis in der Gegend des Kessler- und Mühlenbergs sich ein neuer Sattel von unterem Taunusquarzit herauswölbt, der dann dort am Mühlenberg durch die gewaltige südliche Randstörung (s. S. 96) plötzlich abgeschnitten wird.

Im allgemeinen streichen die devonischen Schichten unsereres Gebietes in Richtung N 45—55° O. Verschiedentlich treten aber Abweichungen im Streichen auf, so z. B. des von Störungen begrenzten Komplexes von meistens Gedinneschichten im oberen Morgenbachtal, wo durch spätere Dislokationen die Schichten in ein fast O—W-Streichen hineingedreht wurden. Das Einfallen ist meist nördlich gerichtet, vor allem am Südrand, während im nordwestlichen Teil des Blattes

schon häufiger SO-Fallen festgestellt werden kann. Obwohl das Einfallen der Schichten sehr steil ist, beobachtet man doch stellenweise, wie bei Punkt 200,4 im Postbachtal, horizontale Lagerung der Schichten. In einer späteren Phase der variskischen Faltung wurden sämtliche Gesteinsglieder von einer intensiven Druckschieferung betroffen. In den festen Quarziten und Kalken erkennt man sie kaum, da sie dort nur ganz unregelmässig in wenig Klüftchen das Gestein durchzieht. In starkem Masse hat sie aber die milden Tonschiefer („bunte Schiefer" und Dachschiefer) erfasst, die durch sie in unzählige dünne Platten zerlegt wurden, sodass diese Schiefer öfters dachschieferähnliches Aussehen bekommen. Dabei verschwand äusserlich die ehemalige Schichtung dieser Gesteine. Nur selten kann man Schieferung und Schichtung gleichzeitig beobachten. Der Aufschluss bei P. 200,4 im Postbachtale zeigt dies aber sehr gut. Die dort horizontal liegende Wechsellagerung von milden Tonschiefern und körnigen sandigen Phylliten lässt sehr deutlich die horizontale Schichtung und die mit etwa 50° nach SO fallende Schieferung erkennen.

Wo dieser Schieferungsdruck sehr stark war, verschwindet die Ebenmässigkeit der Platten. Die Oberflächen zeigen eine intensive Riefung und Runzelung wie z. B. die „bunten Schiefer" im südlichen Teil des Mühlbachsattels und die Hunsrückschiefer westsüdwestlich Münster bei Bingerbrück. Es scheint, dass bei diesen Vorgängen auch die stärkere Metamorphose der milderen Gesteine am Südrand des Taunus, wo ja anscheinend der grösste Druck (dazu noch in relativ grosser Tiefe) geherrscht hat, erfolgte. Aus der Metamorphose der Gesteine am Südrand kann allein nicht auf eine vorvariskische (etwa kaledonische) Faltung geschlossen werden; denn von der Metamorphose sind ja auch häufig die Hunsrückschiefer (also postkaledonische) Gesteine betroffen worden, wobei die Hunsrückschiefer ihre ursprüngliche blaue Farbe behielten und lediglich einen seidigen Glanz äusserlich zeigen.

Eine grosse Bedeutung scheinen noch mehr SSO—NNW gerichtete Störungen zu haben, wie sie auf der Karte westlich des Rheins zu erkennen sind. Schon Rothpletz (**43**) beschrieb derartige Störungen. Die Neukartierung konnte die Rothpletzschen Ausführungen erhärten. Es scheint, dass wie eingangs schon gezeigt wurde, solche Störungen den Verlauf des heutigen Rheines unterhalb des Bingerloches mitbestimmt haben. An solchen (und auch NW—SO-) Störungen vollzog sich auch stufenweise die Hebung des Gebirgsteiles links des Rheins und der Nahe gegenüber dem Gebiete rechts der beiden Flüsse. Das zeigen die Quarzitzüge am besten, beispielsweise seien nur herausgegriffen (immer Kuppen gleicher Züge gegenübergestellt): Von Westen nach Osten: Horet 331,6, Münsterer Kopf 300,8 und Rochusberg 245,6 oder Druidenberg 384,7, dagegen Niederwald 348 m NN. — Auf die Hebungen nach Westen hin im Massenkalkzug (Dolomitzug) ist bei der stratigraphischen Besprechung schon hingewiesen worden. Ferner ist durch solche Hebungen wohl die plötzlich sehr starke Verbreiterung der Gedinneschichten im westlichen Teile des Postbachsattels bedingt. Auf die Bedeutung dieser Störungen für den Rheindurchbruch ist oben schon verwiesen.

Bei diesen Schollenbewegungen wurden natürlich die gradlinigen Zusammenhänge der einzelnen Faltenzüge zerrissen, sei es, dass lediglich durch vertikale Bewegungen bei schrägem Einfallen der Schichten ungleiche Schichten im Strei-

chen nebeneinander kamen oder sei es, dass aktiv bei horizontalen Schüben einzelne Schichtenpakete an solchen Spalten direkt verschoben wurden (Blattverschiebungen). Meist scheinen die westlich solcher Spalten gelegenen Schichtenpakete nach Norden verschoben zu sein, doch findet man auch Ausnahmen von dieser Hypothese.

Die Hebungsvorgänge sowohl an den streichenden Randspalten als auch an einigen Querverwerfungen scheinen auch heute noch nicht ganz abgeschlossen zu sein. Vor allem lässt die noch immer drohende Felsbarre des Bingerloches auf solch junge Hebungsvorgänge schliessen.

B. Die Saar-Saale-Störungszone. (F. Michels und W. Wagner)

Wir haben schon oben auf jüngere streichende Störungen hingewiesen, die etwas spitzwinklig zum Schichtenstreichen das Gebiet durchziehen und z. B. den Bingerbrücker Dolomit begrenzen. Die wichtigste dieser Störungen ist die grosse Randstörung am Südrand des Rheinischen Devon, die in der Richtung vom Rosen-Berg (südöstlich Waldlaubersheim) nach dem Mühlen-Berg (nordwestlich Trollmühle) hinzieht, (die sogenannte Saar-Saale-Störung). An dieser gewaltigen Störung, die eine Sprunghöhe von mindestens mehreren 100 m besitzt, sind die jüngeren Schichten tief abgesunken, sodass jetzt Schichten des Oberen Rotliegenden neben Taunusquarzit liegen. Auch diese Störung läuft einwandfrei schräg zum Schichtenstreichen. Im westlichen Teil des Blattes liegen Taunusquarzit und Hunsrückschiefer an der Störung, im östlichen Teil am Mühlenberg wieder Taunusquarzit, der nach Osten grössere Breite erhält, wie die Karte zeigt. Ob unter dem Rotliegenden hier noch Karbon liegt, ist nicht zu sagen. Sicherlich waren Schichten des Unter-Rotliegenden vorhanden, wie die Aufschlüsse nordöstlich Burg-Layen zeigen. Hier sieht man auch, dass es sich nicht nur um eine einzige Störungsspalte handelt, sondern dass wir mit einer ganzen Reihe von Spalten zu rechnen haben, an denen nach Süden hin die Schichten staffelförmig in die Tiefe gesunken sind. Sie haben wahrscheinlich auch im Innern des Gebirges eine grössere Häufigkeit als sich auf Grund der Oberflächenaufschlüsse nachweisen liess. Das starke Absinken der südlich der Störung gelegenen Schichten bedingte Schleppungen; so sehen wir, dass die Schichten des Rotliegenden in der Nähe dieser Störung sehr steil nach SO einfallen, etwas südlich davon weit weniger, um schliesslich einige km davon in fast horizontale Lagerung überzugehen. Über das Alter dieser Störungen wissen wir nichts. Es ist wahrscheinlich, dass sie schon zur Rotliegendzeit angelegt wurden, dass sie aber bei späteren vertikalen Gebirgsbewegungen immer wieder aufrissen, und besonders im Tertiär, als das Meer des Mainzer Beckens bis zum Gebirge vordrang und, ferner zur Diluvialzeit in den einzelnen Phasen der Terrassenbildung eine grosse Rolle spielten.

Neben diesen streichenden Störungen beobachten wir noch zahlreiche Querstörungen von NW—SO-Verlauf. Z. T. dürften sie durch horizontale Bewegungen entstanden sein (Blattverschiebungen), z. T. aber auch durch Vertikalbewegungen. Sie scheinen jünger zu sein als die streichenden Störungen, wie sich

aus der Karte an der Randstörung südlich des Devon erkennen lässt. Vermutlich haben aber auch sie z. T. ein beträchtliches Alter, etwa karbonisch oder permisch und sind in jüngerer Zeit ebenfalls wieder aufgelebt, haben sie doch z. B. am Stöckert Meeressand gegen Taunusquarzit verworfen.

Im Aufschluss kann man derartige Querklüfte sehr gut an den frei herausragenden Felswänden und Klippen des Rotliegenden am Burgberg und südlich des Mühlen-Berges beobachten. Diese Klüfte streichen etwa N 40° W und fallen nahezu senkrecht ein. Sie bilden z. B. auch die seitlichen Begrenzungen der grotesken Klippen in der Nähe der Trollmühle (Tafel 1 Bild 1 u. 2) und man kann das Auftreten dieser Einzelklippen am besten erklären, dass hier zwischen zwei Querstörungen und streichenden Störungen kleinere Blöcke der Waderner Schichten gehoben worden sind.

An den Klippen der Waderner Schichten bei der Trollmühle (Tafel 1 Bild 1 u. 2) man sieht z. T. noch jetzt die tektonischen Begrenzungsflächen.

Eine streichende Störungskluft in den Waderner Schichten auf dem Burg-Berg zwischen Burg-Layen und der Trollmühle ist Tafel 1 Bild 3 zu sehen.

Die Fortsetzung der Saar-Saale-Störung zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Oberrotliegenden östlich der Nahe ist durch die tertiären und diluvialen Ablagerungen verhüllt. Die Bohrung Nr. 36 am rechten Naheufer an der Eisenbahnbrücke von Sarmsheim erwies in einer Tiefe von etwa 24 m das Rotliegende und 1 km nördlich dieses Punktes an der Kläranlage westlich Büdesheim liegt unter der Naheniederterrasse Hunsrückschiefer. Zwischen diesen beiden Örtlichkeiten muss östlich der Nahe die Saar-Saale-Störung weiterziehen. Wahrscheinlich haben wir sie in der Verwerfung an der Platte 1 km SSW Kempten zu suchen, wo eine Störung Rupelton im NW gegen Cyrenenmergel im SO verwirft.

Der steile Abbruch des Taunusquarzits am Ostende des Rochusberges am Kempter Eck (Kempter Störung), ist auf eine stärkere NW—SO streichende Verwerfung zurückzuführen; denn die bis 19,5 m tiefen Bohrungen am südlichen Teil der Hindenburgbrücke und bei Kempten (siehe Bohrverzeichnis Nr. 18—23) erreichten nirgends den Taunusquarzit. Sie drangen sehr bald in Meeressand und Rupelton ein, den sie bei 63 m NN noch nicht durchörtert hatten.

Von dem vermuteten Schnittpunkt der oben genannten Störung an der Platte, der wahrscheinlichen Fortsetzung der Saar-Saale-Störung mit der eben erwähnten Störung an der Ostseite des Rochusbergs (der Kempter Störung) zieht diese, dem Rand der Talwegterrasse folgend, weiter nach SO; denn die Bohrungen östlich der Schwelle in der Niederterrasse ergaben in rund 77 m NN mittleren Rupelton, während in dem Gebiet der Talwegterrasse des Rheins die Oberkante des Schleichsandmergels in 118 m liegt, die Unterkante also erst in 75 m NN zu erwarten ist.

Die Kempter Störung stösst etwa am Rheinufer bei dem Kempter Eck senkrecht auf die Rochusberg-Störung. Diese streichende Verwerfung beginnt am Naheufer etwa 150 m südlich der Drususbrücke, zieht hart am unteren Ende des jüdischen Begräbnisplatzes und dem oberen des neuen Friedhofs vorbei nach dem Ohligberg bei der Villa Sachsen, um etwa bei Bahnkilometer 3 an den Rhein zu stossen. Sie überquert dann den Rhein in gleicher Richtung bis zur Rüdes-

heimer Aue, wo sie vermutlich durch einen Bajonettsprung 500 bis 600 m nach Nordwesten verschoben wird. Sie zieht dann anscheinend in der alten NO-Richtung weiter zum Roten Berg bei Geisenheim und dem kaolinisierten Felsokeratophyr. Betrachtet man die Nordseite des Rochusbergs, so fällt jedem der Geländeknick auf, der sich auch in der Bepflanzung des Berges bemerkbar macht. Der untere sanfte Hang ist mit Reben bestockt, der obere steilere wird von Wald eingenommen. Der untere Teil besteht aus verlehmtem Gehängeschutt, unterlagert von steil gestellten Schiefern des Gedinne. Der bewaldete Teil wird von Taunusquarzit eingenommen, der ebenso wie der Gedinneschiefer steil nach Nordwesten einfällt. Der südliche Teil des höheren Rochusbergs (Scharlachkopf) setzt sich aus oberem, der nördliche aus unterem Taunusquarzit zusammen. Berücksichtigt man das nordwestliche Einfallen, so liegen die Schichten scheinbar widersinnig, die älteren über den jüngeren. In Wirklichkeit sind diese Lagerungsverhältnisse auf den nach Südosten überkippten Faltenbau zurückzuführen. Die Tonschiefer des Gedinne werden von dem Taunusquarzit durch die Rochusberg-Verwerfung getrennt. An der Verwerfungsspalte zwischen den Tonschiefern und den Quarziten hat sich infolge der starken Reibung der Gesteine aneinander eine Störungs-Schuttmasse gebildet, die stellenweise ein grösseres Ausmass angenommen hat.

Später drangen aus den Klüften der Verwerfungsspalte Mineralwässer in die Höhe. Sie waren offenbar reich an Kieselsäure, die eine feste Verkittung des Reibungsschuttes zu einer festen Breccie veranlasste. So entstand an Stellen, an denen das Mineralwasser emporstieg, ein überaus widerstandsfähiges Gestein, dass da, wo der Schutt in grösserer Mächtigkeit durchtränkt wurde, ein Gestein schuf, das der späteren allgemeinen Verwitterung Trotz bieten konnte und infolgedessen die markanten Felsen in der Landschaft hervorbrachte. Die einzelnen eckigen Gemengteile der Breccie bestehen in der Hauptsache aus hellem Taunusquarzit, seltener verkieseltem Tonschiefer. Nicht überall entstand diese verkieselte Reibungsbreccie. Wir finden sie am Ohlig-Berg, hinter der Villa Sachsen beginnend und sich bis nach der Rheinstrasse erstreckend, am schönsten aufgeschlossen im Eingang zu dem grossen Quarzitsteinbruch des Kempter Ecks, wo sie mindestens 20 m mächtig wird. Hier liegen auch die Blöcke, die GOETHE bewundert und beschrieben hat und die heute dem Naturdenkmalschutz unterstehen (60 S. 224). Weiter fand sich die Breccie bei dem Bau des Brückenpfeilers der Hindenburgbrücke auf der Rüdesheimer Aue und endlich auf der Höhe des Roten Berges bei Geisenheim. Offenbar andersartig war die Wirkung der aufsteigenden Lösungen auf den Quarzporphyr des Roten Berges, dessen Umwandlung in Kaolin sie hervorbrachte; ferner muss die Lösung weiter im westlichen Verlauf der Störung eine stark eisenhaltige gewesen sein, da sich in der Nähe des jüdischen Begräbnisplatzes häufig Brauneisenerze an der Verwerfungsspalte einstellen. Auf die anderweitige Erklärung der Entstehung der Reibungsbreccie und des Geisenheimer Kaolinvorkommens durch F. MICHELS siehe Seite 39.

Endlich zeigen die Bohrungen längs der Hindenburgbrücke in Milchquarz-Quarzitschottern, die bisweilen zu Breccien verkittet sind und dem Meeressand angehören, sowie in sandigen, kaolinähnlichen weissgrauen Tonen, einen starken

Eisensulfat- und einen Kochsalzgehalt, der aufsteigende Wässer vermuten lässt. Zudem tritt wenig südlich der Hindenburgbrücke die Hildegardisquelle auf (siehe S. 115), eine Mineralquelle mit über 4 gr Chlornatrium in 1 Liter.

Über die Entstehungszeit der Störung mit der Reibungsbreccie lässt sich nichts Bestimmtes sagen. Möglicherweise liegt hier schon eine vortertiäre Störung vor, die im Tertiär wieder aufriss und sich zu ihrem heutigen Ausmass erweiterte.

Möglicherweise übernimmt die Rochusbergstörung vom Rhein ab die Rolle der Saar-Saale-Störung, die Devon von Rotliegendem scheidet.

C. Die Nahemulde. (W. Wagner)

Die grosse, sich dem Pfälzer Sattel nördlich anschliessende, mit oberrotliegenden Bildungen erfüllte Mulde wird in ihrem nördlichen Teil als Nahemulde bezeichnet. Ihre Achse verläuft in nordöstlicher Richtung, etwa von Bockenau nach Langenlonsheim. Sie zieht also unweit der Südgrenze unseres Blattes. Auf diesem liegt das östliche Ende des Nordflügels der Nahemulde, die östlich der Linie Langenlonsheim-Sarmsheim durch Nord-Südstörungen (Nahetalstörung) in grössere Tiefe zu liegen kommt. Tertiäre und diluviale Bildungen entziehen sie einer weiteren Beobachtung östlich der Nahe. Störungen im Streichen der Mulde, wie auch senkrecht hierzn durchziehen den Nordflügel derselben.

In der Nähe der Muldenachse fallen die Schichten recht flach mit 5—6° nach SO ein, in der Gegend von Laubenheim steigt das Fallen auf durchschnittlich 10° an und an der sogen. Saar-Saale-Störung fallen die Schichten durch Schleppung steil bis zu 80°. (Siehe Tafel 3 Fig. 3 Gebiet der Störung zwischen Rheinischem Schiefergebirge und Saar-Saale-Senke links der unteren Nahe).

In dem Saar-Nahegebiet können deutliche Beziehungen zwischen den Tertiärvorkommen und dem alten rotliegenden Gebirgsbau erkannt werden. Die senkende Tendenz, welche die Nahemulde im Oberrotliegenden auszeichnete und die durch Brüche noch betont wurde, welche sich in ihrer Richtung der Mulde mit ihren Teilmulden anpassten, scheint auch im Mitteloligocän wieder in Wirkung zu treten. Hierdurch bot die alte rotliegende Nahemulde dem Meere Gelegenheit, in diese weit hinein einzudringen.

Mächtige und ausgedehnte Mitteloligocänreste und spärliche des Oberoligocäns sind in der Muldentiefe und dem Nordwestflügel der Nahemulde noch erhalten geblieben. In diesen Gebieten scheint eine nahezu geschlossene nach Nordosten sich vertiefende Meeresbucht im Mitteloligocän gelegen zu haben, die etwa in der Gegend des Steinhardter Hofes bei Sobernheim ihr Ende fand, und über Waldböckelheim, Mandel, Hüffelsheim, Heddesheim und Langenlonsheim mit dem eigentlichen Mainzer Becken in Verbindung stand. Bei Langenlonsheim tritt diese Bucht aus dem rotliegenden Pfälzer Bergland heraus.

Aber auch noch im Oberoligocän war die Nahemulde in einer Senkung begriffen, so dass sich hier noch Ablagerungen in jener Zeit bilden konnten, die uns in später entstandenen Gräben, vor der Abtragung geschützt, erhalten blieben. Hierzu gehört z. B. das Gebiet von Hüffelsheim westlich Kreuznach (63 S .41 f.) und auf Blatt Bingen der Cyrenenmergelgraben nordwestlich von Langen-

lonsheim. Offenbar war aber die Nahemulde, als das mitteloligocäne Meer seinen Einzug in diese hielt, eine reich gegliederte Bucht mit stärkeren Höhenunterschieden, so dass, bei der bis gegen Ende des Oligocäns allgemein herrschenden senkenden Tendenz, viele Inseln erst zur Zeit des Schleichsandes oder der Cyrenenmergel untertauchten und zwar infolge der Verlangsamung des Senkprozesses in ein seichtes und sich langsam aussüssendes Meer, das nur geringe Mächtigkeiten der Schichten hinterlassen hat.

An zwei Südost-Nordwest ziehenden Störungen ist das Gebiet des Rotliegenden zwischen dem Langenlonsheimer Wald und dem Ort Langenlonsheim nach Osten, dem Mainzer Becken hin abgesunken. In ähnlicher Art wirken zwei NO ziehende Störungen hart westlich von Laubenheim.

D. Das Rheinhessische Plateau. (W. Wagner)

Die Schichten, welche das Rheinhessische Plateau östlich der Nahe und südlich des Rheins aufbauen, liegen horizontal. Sie beginnen mit den Schleichsandmergeln, erfahren am Ende der Süsswasserzone (Ende des Oligocäns) eine Unterbrechung in der Ablagerung, setzen mit den Corbiculaschichten wieder ein und enden mit den untersten Lagen der Hydrobienschichten. Diese sind aber bis auf einen kleinen Rest am Ockenheimer Horn der Abtragung anheimgefallen. Auf der etwas unregelmässigen Abtragungsfläche der Corbiculaschichten kamen die pliocänen Dinotheriensande (Kieseloolithschotter) und eine Lösslehm-Decke zum Absatz. Die durch ihre stetige und reiche Fossilführung gekennzeichnete Schicht des brackischen Cyrenenmergels lässt sich, wenn Rutschungen den Untergrund nicht verdecken, was leider häufig der Fall zwischen Dromersheim und Ockenheim ist, im Gelände leicht verfolgen. Das gleiche gilt von dem Milchquarzkonglomerat an der oberen Grenze der Süsswasserschichten. Verändern diese Leitgesteine an den entsprechenden Stellen die ihnen zukommende Höhenlage, so ist an diesen Örtlichkeiten mit Störungen zu rechnen. Verwerfungen konnten auf diese Weise am Abhang des Plateaus festgestellt werden, doch ist ihre Sprunghöhe meist nur von kleinem Ausmass.

Von Süden bis zur Kapelle und Kloster am Jakobsberg liegt die Untergrenze des Pliocäns zwischen 255 und 265 m NN. Hier scheint eine etwas stärkere Störung nach der kleinen Senke (Katzenloch) in nordwestlicher Richtung zu ziehen. Die Untergrenze des Pliocäns fällt schnell von 255 m auf 230 m NN. Auch die Oberkante des Cyrenenmergels springt hier von 155 m auf 130 m NN.

Ausser diesen kleinen SO—NW gerichteten Störungen treten noch solche auf, die senkrecht hierzu verlaufen und ebenfalls nur von untergeordneter Bedeutung sind. Eine solche mit etwa 20 m Sprunghöhe liegt z. B. hart östlich Ockenheim und ihr verdankt der Cyrenenmergel „Auf der Leger“ bei Ockenheim seine Erhaltung.

Die Schwelle, welche als schmaler Rücken die Wasserscheide zwischen Rhein und Nahe bildet, also das Gebiet zwischen der Platte südöstlich vom Rochusberg und Ockenheim, ist offenbar völlig ungestört, wie die Höhenlage des Cyrenenmergels der Platte, des „Staar Berges“, des Galgenberges und „Auf der Leger“ erweist. Bis zur Platte reicht das Rheinhessische Plateau, vermutlich in der

Tiefe unterlagert von dem Oberrotliegenden der Nahemulde. Hier stösst Cyrenenmergel an Rupelton, dessen Untergrund hier vermutlich das Rheinische Schiefergebirge bildet. An der Platte haben wir es wahrscheinlich mit der Saar-Saale-Störung zu tun, die nachmiocän wiederbelebt, den Verwurf zwischen Cyrenenmergel und Rupelton hervorbrachte. Hierbei fand eine Ablenkung der Störungslinie von der Ostnordost-Richtung weiter nach Osten statt.

Die Bohrungen an der Bahnstrecke (Bohrverzeichnis Nr. 10 bis 14 und 24 bis 34) ergaben aber ferner, dass die obengenannte SO—NW ziehende Schwelle nur schmal ist und von in gleicher Richtung laufenden Verwerfungen begrenzt wird. Sie ist, geologisch gesprochen, ein kleiner Graben, der heute als niedriger Rücken im Landschaftsbild erscheint.

VI. Die nutzbaren Gesteine und Bodenarten.

A. Erze (F. Michels).

Bei der Besprechung der tertiären Verwitterungsböden des Rheinischen Schiefergebirges ist schon auf die Ausscheidung von Eisen und Manganerzen hingewiesen worden. Die in den frischen Gesteinen enthaltenen Erzmineralien verwitterten bei der intensiven Verwitterung und gingen in Lösung, das Erz wahrscheinlich als Bikarbonate. Das Eisen kam nach relativ kurzem Transport durch Oxydation als Brauneisen oder mehr rot gefärbtes wasserärmeres Brauneisen zur Ausscheidung, bildete die Krusteneisenerze (Hunsrückerze) und auch stellenweise nicht tief hinabreichende Gänge. Abbauwürdig ist es nur an wenigen Stellen. Verschiedene Pingen östlich der Rossel verraten einen alten Bergbau. In einer kleinen Einmuldung sieht man dort eine durch braun bis rot gefärbtes Brauneisen verkittete Schuttbreccie. In dem Eisenmulm beobachtet man auch abgerollte Stücke von Krusteneisenerz. Daneben treten dort auch unechte Gängchen von Brauneisen auf. Der Abbau ruht dort schon lange.

Weiter als das Eisen scheinen Manganverbindungen gewandert zu sein. Im Quarzit- und Schiefergebiet drangen sie auf Spalten in etwas grössere Tiefen als das Eisen. Gängchen von Quarz und reinerem Manganoxyd beobachtet man stellenweise in der Umgebung von Waldlaubersheim.

Wo aber Eisen- und Manganlösungen gleichzeitig mit Kalk bezw. Dolomit in Berührung kamen, erfolgte die Ausscheidung als Oxyde fast gleichzeitig. So entstand die grosse **Eisen-Manganerzlagerstätte Waldalgesheim**, die durch die Gewerkschaft Dr. Geier abgebaut wird. Über dieses Erzvorkommen besteht schon eine reiche Literatur, von der hier einige genannt seien **40, 3, 19, 56.** Diese Lagerstätte ist ganz an den Dolomitzug, der von Bingerbrück bis etwa 500 m westl. Waldalgesheim reicht, gebunden.

Entstehung. Die Lagerstätte ist als ein Produkt der in der Hauptsache wohl tertiären Oberflächenverwitterung anzusehen. Bei dieser Verwitterung wurde der Kalk da, wo mit Kohlensäure beladene Oberflächenwässer herantreten konnten, ausgelaugt. Es bildeten sich tief hinabreichende Schlotten, in die Nebengestein und Oberflächenbedeckung (Meeressand) vielleicht auch pliocäne Schotter) hineinrutschten. Damit war aber auch den in dem Wasser gelösten Erzlösungen die Möglichkeit zum Ausscheiden gegeben. Mit dem Kalk reagierten sie und verwandelten ihn auch metasomatisch zu Brauneisen und Manganerz. Aber auch in der Füllmasse dieser im Kalk entstandenen Hohlräume vollzog sich Ausscheidung von Erz und gerade hier finden wir die reinsten Manganerze. Wo am meisten zirkulierendes Wasser an den Kalk herantreten konnte, haben wir auch die mächtigsten Erzausscheidungen. Das ist besonders an den den Kalk, der wahrscheinlich auch in dieser Zeit grösstenteils in Dolomit umgewandelt wurde, begleitenden streichenden Störungen der Fall gewesen. Besonders da, wo Quarzit, der ja an sich durch seine Zerklüftung viel Wasser führt, an den Kalk (Dolomit) herantritt, schwillt der Erzkörper mächtig an. Weniger stark ist die Erzausscheidung dort, wo der Hunsrückschiefer, ein an sich wenig Wasser führendes Gestein, dicht an dem Kalk lagert. Das wurde mir auch von Herrn Markscheider Lutz von der dortigen Grube, dem ich für manche Führung in der Grube und manchen Hinweis auch hier meinen Dank ausspreche, bestätigt.

So kommt es auch, dass am Nordrand der Grube, wo häufig Quarzit neben dem Dolomit liegt, weitaus stärkere Erzausscheidung herrscht als an dem fast ausschliesslich von Tonschiefer begleiteten Südrand des Dolomits.

Das **Erz** ist ein stückiger oder auch mulmiger manganhaltiger Eisenstein, der im Durchschnitt 16—20% Mn, 25—30% Fe und etwa 15% SiO_2 enthält. Stellenweise findet sich aber auch sehr reines Manganerz.

Es ist dies eine typische Verwitterungslagerstätte, wie sie fast überall in Begleitung des Massenkalkes am Südrand des Taunus und in der Lahn- und Dillmulde auftreten, nur dass bei Waldalgesheim durch die günstigen geologischen Verhältnisse (Randstörungen zwischen Quarzit und Kalk [Dolomit] ein ausser-gewöhnlich hoher Erzvorrat geschaffen wurde, der diese Manganerzgrube zu einer der bedeutendsten in Deutschland machte.

Begonnen wurde der Erzbau dort in der Nähe des Bingerbrücker Dolomitbruches in den Jahren 1845—1847, erlosch dann aber bald, da das mulmige Erz damals noch nicht verwertet werden konnte.

Bei Steinbrucharbeiten im Bingerbrücker Dolomitbruch fand man auf der Nordseite des Dolomits reiche Erze, die wieder einen lebhafteren Bergbau hervorriefen. Es wurde südlich des Bingerbrücker Hafens, etwa 20 m über dem Rheinspiegel, der „Bingerlochstollen“ angesetzt und etwa 520 m nach SSO getrieben. Er traf im Norden des Dolomits ein Erzlager an, das zwischen 0,5 und 7 m in seiner Mächtigkeit schwankte. Dieses Erzlager wurde im Streichen etwa 300 m verfolgt. Der Stollen selbst durchfuhr etwa 110 m Taunusquarzit, dann etwa 300 m grüne Schiefer (bunte Schiefer), danach etwas über 100 m Taunusquarzit, worauf er das Erzlager traf.

Bemerkenswert ist, dass das Erz 20 m unter Stollensohle (etwa Höhe des Rheinspiegels) nach unten auskeilte, was die Annahme der Entstehung der Lagerstätte aus descendenten Lösungen bekräftigt. Dieser Betrieb wurde 1906 aufgelassen, während der Kriegsjahre aber vorübergehend wieder aufgenommen.

Im Steinbruch selbst wurden im Streichen des Dolomits die beiden „Geygerstollen" nach WSW getrieben, von denen aus man nach den Rändern des Dolomits querschlägig wurde. Im Norden wurde viel Erz angetroffen. Am Südrand fand man nur schwache Eisenanreicherungen. Auch diese Stollen sind inzwischen auflässig.

Das weiter westlich gelegene Erzvorkommen wurde in den Folgejahren durch die Schächte „Hermannsschacht", „Weiler-West", „Waldalgesheim" und „Amalienhöhe" aufgeschlossen. Von den Schächten aus wurde dann das Erz auf verschiedenen Sohlen (40 m, 60 m, 80 m und 105 m Sohle, (bezogen auf Rasenhängebank des Hermannsschachtes) gewonnen. Auf der 60 m Sohle von „Weiler-West" wurden im Norden des Dolomits Erzmächtigkeiten von 40 m angetroffen, die aber nach Osten hin bald abnahmen. Im Süden von „Weiler-West" traf man nur schwache Erzführung an. Die Mächtigkeit des Dolomits wechselt sehr. Nach Westen hin scheint sie zuzunehmen. Doch erklären sich diese wechselnden Mächtigkeiten des Dolomits leicht, wenn man bedenkt, dass er ursprünglich als Riffkalk entstanden ist. Auf der 105 m Sohle des Betriebes „Schacht Waldalgesheim" war der Kalk über 300 m mächtig. Westlich Schacht Waldalgesheim biegt das Erzlager S-förmig nach Norden um. Hier ist es zu einer besonders starken Erzanreicherung gekommen. Der Schacht „Amalienhöhe", der zu nahe am Erzlager stand, wurde stillgelegt und in neuerer Zeit durch den modernen „Straubenschacht" (350 m NNW Schacht „Amalienhöhe") ersetzt. Der „Straubenschacht" steht fast völlig in Taunusquarzit und fraglichen Hermeskeilschichten. An seiner Basis trifft er das Liegende: grüne Schiefer des Gedinne, die hier nach SO einfallen. Von diesem Schacht aus gehen Maschinenstollen nach SW bis in den Dolomit hinein, in dem wegen seiner Festigkeit nach Westen und Osten hin die Hauptförderstrecken angelegt sind. Von diesen Förderstrecken führen Querstrecken zu dem Erzlager im Norden. Nach Westen hin war ein starkes Nachlassen der Erzmächtigkeit zu beobachten. Ein zwischen „Amalienhöhe" und Schacht „Waldalgesheim" getriebener Querschlag durch den Dolomit ergab eine Mächtigkeit des Dolomits von 340 m. Im Süden grenzte der Dolomit an blauen Hunsrückschiefer. Eine Erzführung wurde dort nicht beobachtet.

Im westlichsten Feldteil (etwa 500 m westlich Dorf Waldalgesheim) wurde ein Querschlag nach Süden durch den Dolomit getrieben, der aber noch bei 300 m Länge im Dolomit steht.

Die Wasserhaltung der Grubenbaue war bei den aus dem zerklüfteten Dolomit, vor allem aber aus dem Taunusquarzit stark zuströmenden Wasser sehr schwierig, sodass sich die Grubenleitung 1914 zu dem Bau des Rheinstollens entschloss. Dieser hat seinen Ansitz an der Mündung des Kreuzbaches und geht in Richtung Schacht Weiler-West. Seine Länge ist 2150 m. Er durchfährt bis etwa 100 m Oberen Taunusquarzit, bis 500 m Hunsrückschiefer, bis 900 m Oberen und Unteren Taunusquarzit. Bei 900 m streicht ein schmales

Schieferpaket durch, bis 1300 m Taunusquarzit. (Bei 1253 m zweigt nach WSW hin in Richtung „Straubenschacht" die etwa 800 m lange Stöckertstrecke, die gänzlich im Unteren Taunusquarzit steht, ab). Von 1300 m bis 2150 m steht der Stollen in Hunsrückschiefer, der dort ohne Erzführung an den Kalk anstösst. Auch hier war deutlich die Diskordanz zu dem Streichen des Hunsrückschiefers zu beobachten. Die Arbeiten am Stollenende waren wegen des grossen Wasserandrangs sehr schwierig. Noch heute führt der Stollen ganz erhebliche Wassermengen aus der Grube weg, in der seitdem kaum mehr Wasser gepumpt werden braucht.

Sonstige Erzvorkommen sind in unserem Gebiete von keinerlei praktischer Bedeutung. Nur ein alter Erzgang verdient eine Erwähnung. Er befindet sich im Störungsbereich der Verwerfungen, die das Rotliegende der Saar-Saale-Senke von dem Rheinischen Schiefergebirge trennt. Der Gang liegt westlich am Burg-Berg im Tälchen, das von der Trollmühle nach Burg Layen führt. An dem verfallenen Stolleneingang, der im Ober-Rotliegenden einsetzt, findet man Quarzitbreccien, auf deren Klüften sich Malachit und Azurit bemerkbar machen. Vermutlich wurde früher hier auch Kupferkies gefunden, da die Örtlichkeit die Bezeichnung „Goldgrube" führt. (Wagner).

B. Sonstige nutzbare Gesteine.

1. Devonische Gesteine.

(Preussisches Gebiet F. Michels, hessisches Gebiet W. Wagner.)

Der durch seine grosse Härte ausgezeichnete Taunusquarzit wird in einer ganzen Reihe von Steinbrüchen auf dem linken Rheinufer und im Nahetal abgebaut. Auf der rechten Rheinseite fehlen dagegen Steinbrüche fast völlig, da man hier die Süd- und Südwesthänge für die hochentwickelten Weinbauanlagen benötigt.

Die festen Quarzite, besonders die grauen des Oberen Taunusquarzits liefern in ihrer grossen Beständigkeit gegen Verwitterung ein ausgezeichnetes Material für Wasserbauten (Ufer-, Damm- und Brückenbauten). Daneben dienen die Quarzite als Fundamentmauerwerk. Ausserdem werden sie beim Strassenbau als Packsteine, vor allem aber als Kleinschlag benutzt. Für die Eisenbahn kommen sie als Packlage für den Oberbau zur Verwendung. Lokal werden die Quarzite zur Herstellung von Weinbergsmauern viel verwandt.

Die reineren helleren Quarzite werden in der Industrie zur Herstellung von feuerfesten Steinen von Silikasteinen für Siemens-Martinöfen usw. mit herangezogen, so der Quarzit auf der linken Seite des Frankentals (südl. Assmannshausen). Zwar würde eine ausschliessliche Verwendung dieser „Felsquarzite" zur Herstellung von Silikasteinen zu hohe Brennkosten verursachen, man hat jedoch mit diesen relativ billig lieferbaren Quarziten gute Erfahrungen in der Industrie hochfeuerfester Steine gemacht, wenn man sie in einem bestimmten Verhältnis mit den wesentlich teuereren Tertiärquarziten mischt.

Tonschiefer haben als Dachschiefer in unserem Gebiete keinerlei Bedeutung. Sie sind tektonisch zu sehr beansprucht worden. In einzelnen Gruben werden sowohl „bunte Schiefer" als auch Hunsrückschiefer dort, wo sie schon etwas verwittert sind, gegraben und zu Düngezwecken und Bodenauflockerung sowie Bodenerwärmung in die Weinberge gebracht.

Der **kaolinisierte Felsokeratophyr (Felsitporphyr) von Geisenheim** wird in einem grossen Tagebau, z. T. auch durch kurze unterirdische Stollen abgebaut. Gleichzeitig werden auch die ebenfalls stark kaolinisierten körnigen Phyllite so mitgewonnen. Aus beiden Gesteinen wird der Kaolin herausgeschlämmt, Der gewonnene Kaolin wird nicht zur Porzellanfabrikation benutzt. Er dient der feinkeramischen Industrie, vor allem aber findet er bei der Papierherstellung Verwendung. Daneben wird noch unzersetzter Feldspat gewonnen. Der Quarzsand als Nebenprodukt wird ausgewaschen und zum Teil als Glassand benutzt.

Der feste und sehr zähe Diabas vom Friedersberg westlich Münster bei Bingerbrück findet nur lokal als Strassenschotter Verwendung. Die mehr zersetzten Partieen dieses Gesteins werden ganz vereinzelt zur Weinbergdüngung verwendet.

Der Dolomit von Bingerbrück wurde früher zu Zement verarbeitet. Jetzt wird er als „Schwarzkalk", der einen schnell abbindenden Mörtel liefert, gebrannt.

Zur Herstellung von Ziegelsteinen dient der Gehängeschutt bei Bingerbrück, wie oben schon erwähnt wurde.

Am Kempter Eck, dem östlichen Ausläufer des Rochusberges, wird in dem Steinbruch der Firma Dr. Otto & Co. Taunusquarzit in grösserem Umfang gebrochen. Er findet in gemahlenem Zustand Verwendung zur Herstellung feuerfester Steine. Hier besteht der untere Taunusquarzit aus besonders gleichmässig feinem bis dichtem Material. Das grauweise Gestein ist rein und nur gering hin und wieder durch Eisen verunreinigt, sodass es fast aus reiner Kieselsäure besteht. Der Eisengehalt beträgt nur $1\frac{1}{2}$ bis 3%. Ein reger Abbau ist die Folge der günstigen Gesteinsbeschaffenheit, zumal die Abfuhr und der Transport zu dem nahen Rhein eine leichte ist. Der Quarzit tritt in mächtigen geschlossenen Bänken auf, die von verhältnismässig gering mächtigen Lagen von Tonschiefern und Schiefertonen unterbrochen werden. Die Gesteinslagen fallen mit 50—60° nach Nord 20—30° West ein. Das brauchbare Material erstreckt sich über das östliche Drittel des Nordhanges des Rochusberges. Von der Stadt Bingen wurde früher unmittelbar westlich des Steinbruches am Kempter Eck Quarzit gebrochen; doch wird dieses Unternehmen nicht mehr weiter geführt, da ein Steinbruch an dieser Stelle sowohl eine weitgehende Schädigung der landschaftlichen Schönheit bedeutet, als auch dem Rochusberg als Wallfahrtsort und städtische Parkanlage grossen Schaden bringen würde.

2. Gesteine des Rotliegenden bis Alluvium (W. Wagner).

Die **Waderner Schichten (Oberes Rotliegendes)** sind wenig geeignet, um wertvolle Baumaterialien zu liefern. Am Burg-Berg westlich der Trollmühle

werden die Breccien gebrochen und als Strassenbaumaterial verwendet. Ein grösserer Bruch liegt im Langenlonsheimer Wald, weitere Brüche an und unweit der Strasse von Laubenheim nach der Trollmühle bei Sarmsheim. Die brecciösen Sandsteine finden teils zum Häuserbau, teils zur Herstellung der Weinbergmauern Verwendung.

Sehr zahlreich sind **Kies-** und **Sandgruben** im Bereich des Blattes Bingen, insbesondere auf der hessischen Seite. Sie finden zur Herstellung von Beton, zu Wegebauten und als Gartenkies Verwendung. Sie sind sehr verschiedenen Ursprungs. Ein grösserer Teil gehört dem **Meeressand** an. Auf der linken Naheseite seien folgende Gruben in ihm erwähnt: Am „Heer Berg" nördlich von Weiler, am „Käsekopf" nördlich von Rümmelsheim, wo die Ablagerung 10—12 m mächtig wird und vorwiegend aus groben Geröllen des Taunusquarzits besteht. Am Südabhang des „Horet" westlich von Rümmelsheim und beim Waldbezirk 30 des Langenlonsheimer Waldes südwestlich Dorsheim, wo tonige feine Sande abgebaut werden. Auf der rechten Rheinseite liegen in mittelgroben Geröllen des Meeressandes Gruben bei „Ebental" nördlich von Rüdesheim. Links des Rheins befinden sich 5 zum Teil bedeutende Kiessandgruben am Südhang des „Rochusberges". Hier werden vorwiegend feinere Kiessande gebaut. Das scharfe Quarzitmaterial eignet sich gut als Zusatz für Beton und die feineren Sande zum Verputz. Die Ablagerungen ziehen sich auf etwa 80 m Höhe den Berg hinauf, erreichen aber keine grössere Mächtigkeit als 10—12 m in der am weitesten nach Westen gelegenen Grube.

Besonders reine Quarzschotter von meist Erbsen- bis Haselnussgrösse, sowie reine Quarzsande liefern **die pliocänen Kieseloolithschotter.** Teils liegen die Kiese und Sande im Wechsel und werden durch Aussieben nach Korngrössen geschieden, teils baut die eine Grube vorwiegend Sande, die andere mehr Kiese ab. Die Gruben sind am oberen Rande des Rheinhessischen Plateaus angelegt. Von Süden nach Norden haben wir folgende Gruben: Am Wasserwerk von Aspisheim (2 m Kies mit wenig Sand, darunter 2 m gelbweisser grober nach unten feiner werdender Sand). Auf dem Engel bei Aspisheim eine Grube mit vorwiegend gelbweissem mehr oder weniger grobem Sand, der in der Mitte eine etwa 25 cm starke Kieslage eingeschaltet ist. Unmittelbar daneben eine Grube, in der 1,5 m Kiese und Sande im Wechsel sich befinden.

Es folgen die Sandgruben am Hungerberg, die zum Teil aufgelassen sind, dann die Kies- und Sandgruben östlich von Dromersheim, von denen eine 4,70 m Kiessande erschlossen hat und 2 Gruben bei dem Kloster 14 Nothelfer des Jakobsbergs, wo etwa 4,50 m Kiessande anstehen. Endlich liegt noch bei dem Gut Laurenziberg eine groben gelben Sand führende Grube von 2 m Tiefe. Die gröberen, meist völlig tonfreien Sande sind ein gutes Zuschlagmittel für Mörtel und Beton und die Kiessande eignen sich für den Strassenbau. Auf eine weitere Verwendbarkeit möchte ich noch hinweisen. Um die schweren tonigen Mergelböden der Süsswasserzone und einzelner Lagen in den Corbiculaschichten lockerer zu gestalten, werden diese Böden vielfach mit Schlacken und Asche überschüttet. Es geschieht dies, um eine gut durchlüftete

Oberschicht in diesen schweren Böden zu schaffen, in denen die Rebe sehr stark unter Gelbsucht zu leiden hat. Das an und für sich sehr brauchbare Verfahren der Schlackierung leidet daran, dass es infolge des oft weiten und beschwerlichen Antransportes bisweilen recht teuer ist. Da sich auf Blatt Bingen längs des ganzen Höhenrandes pliocäne Kiessande finden, in denen mehrere Gruben angelegt sind, so wäre es ein leichtes, mit diesen Kiessanden die unweit gelegenen schweren Rebböden zu überschottern und so eine Lockerung der Oberschicht hervorzurufen, die eine Vorbedingung zur Vermeidung der Gelbsucht der Rebe bildet.

Zahlreich sind auch die Kiesgruben in den **Diluvialterrassen des Rheins und der Nahe.** In den älteren Terrassenschottern der Nahe und der Hunsrückgewässer liegen folgende Gruben: An der Strasse von Langenlonsheim zum Forsthaus bei dem Waldeingang, sie sind stärker verlehmt und dienen zum Wegebau. Am Affenberg (mittelgrobe Nahegerölle). Auf dem Kessler Berg westlich Sarmsheim. Für den lokalen Bedarf bei dem Wegebau dienen kleinere Anbrüche in Rheinschottern bei der Elisenhöhe von Bingerbrück.

Die meisten Kiesgruben liegen in der Talwegterrasse. In zu diesen gehörenden Naheschottern bauen 3 Gruben. Die Österlander Kiesgrube östlich der Strasse Gensingen-Ockenheim mit einem Abraum von 0,4—0,6 m sandigen Lehms, die Grube am Ostausgang von Sponsheim, wo der Abraum bis 1 m stark wird und die Kiesgrube Kempter Weiden zwischen Bahn und Strasse Büdesheim-Dromersheim gelegen. Die Naheschotter sind durchweg grob.

Weniger grobes Material weisen die Main-Rheinschotter der Talwegterrasse auf. In ihr baut östlich der Bahn am Galgenberg westlich von Ockenheim eine Grube, ferner eine neue Grube nördlich „Auf dem Lager" bei Ockenheim, wo unter 0,50 m starkem lehmigem Abraum ein besonders reiner Kiessand von über 3 m Stärke ansteht. Ähnlich ist der Kiessand östlich Am Zwerggraben nördlich von Ockenheim. Vorwiegend Sand bauen die alten Sandgruben zu beiden Seiten des Tälchens ab, das von Ockenheim nach Norden zieht. Hier liegen unter etwa 0,40 m Abraum scharfe braunrote (Main) und graugelbe (Rhein) Sande von mindestens 1,80 m Stärke.

In der Niederterrasse sind keine Gruben angelegt, da hier der sandiglehmige Abraum meist zu grosse Mächtigkeit erreichen würde. Besonders grobe Naheschotter liefern die Kiesgruben in den „Nahealluvionen" der „Steinäcker" und „Im kleinen Teich" nordwestlich Sponsheim. Sie werden zu Kleinschlag verarbeitet und dienen zur Strassenbeschotterung.

Die **Corbiculaschichten,** die auf dem östlich anstossenden Blatt Ober-Ingelheim vielfach in grösseren Steinbrüchen abgebaut werden und ein wertvolles Material als Baustein wie auch zur Herstellung von Mörtel und Zement darstellen, finden auf Blatt Bingen keine nennenswerte Benutzung, da sie hier in der vorwiegend mergeligen Ausbildung auftreten.

Löss und Lösslehm, die sich in grösserer Mächtigkeit bei Sarmsheim, Bingerbrück und Kempten einstellen, finden nur bei Bingerbrück, wie schon von F. Michels erwähnt, in einer Ziegelei Verwendung zur Backsteinerzeugung.

VII. Wasserverhältnisse.

A. Rheinisches Schiefergebirge (F. Michels).

1. Süsswasser.

Unser Gebiet gehört zu den wasserärmsten Mittelgebirgsgebieten des Deutschen Reiches. Die Niederschlagsmengen sind gering und betragen im Durchschnitt zwischen 400 und 700 mm jährlich. Auf den Höhen sind die Niederschläge naturgemäss reichlicher als in den tiefer gelegenen Teilen. Von diesen an sich geringen Niederschlagsmengen fliesst im grösseren Teil des Gebietes weit mehr als die Hälfte oberflächlich ab oder verdunstet.

Die Tonschiefer (Hunsrückschiefer und „bunte Schiefer") nehmen als sehr dichtes Gestein nur wenig Wasser (etwa 0,5 %) auf. Auch die aus ihnen gebildeten Gesteinsmassen enthalten nicht viel mehr Wasser, da die den Schiefer durchziehenden Spalten und Klüftchen meist dicht mit Tonsubstanz oder Quarz erfüllt sind. Die wenigen in Hunsrückschiefer und bunten Schiefern eingelagerten Quarzit- und Grauwackenbänkchen führen auch nicht viel mehr Wasser. Nur dort, wo weitreichende breitere z. T. mit nicht dichtgeschlossenem Quarz erfüllte Klüfte die Tonschiefer durchziehen, können an den Talhängen nennenswertere Quellen zu Tage treten, wie z. B. innerhalb Bingerbrück am linken Naheufer.

Weitaus reichlicher ist die Wasserführung des Taunusquarzits. An sich ist das Gestein ja auch meist dicht und nimmt kaum mehr Wasser auf als der Tonschiefer. Es wird aber als Masse von zahllosen Klüftchen und Spalten, die hier im Gegensatz zu denen des Tonschiefers fast immer klaffen, durchzogen, sodass in diesem Netzwerk von Spalten grosse Wassermengen sich ansammeln und bewegen können. Dazu kommt, dass die Oberflächenbedeckung des Quarzites meist wenig mächtig ist, dass sie ausserdem durch die zahlreich in ihr enthaltenen Quarzitbrocken und sandigen Bestandteile ziemlich wasserdurchlässig ist, sodass in den Quarzit, der dazu noch die höchsten Erhebungen der Gegend bildet und dadurch die stärksten Niederschläge empfängt, ziemlich reichlich Wasser eindringen kann. Dieses bewegt sich in den Klüften in die Tiefe bis zu dem normalen Grundwasserstand. Besonders an den Grenzen des Quarzits gegen unterlagernden wasserstauenden Tonschiefer treten in tieferen Lagen an Talhängen oft starke Quellen zu Tage, zumal ja an solchen Inhomogenitätsflächen noch meistens tektonische Störungen liegen. Eine solche starke Quelle tritt z. B. etwa 100 m südlich der Drususbrücke (südlich Bingerbrück) aus. Da dort, an dem „lebendigen Berg", durch diese Wasseransammlung immer kleine Rutschungen drohten, hat vor einiger Zeit die Eisenbahnverwaltung einen kleinen Stollen getrieben, um dem Wasser leichten Abfluss zu gewähren. Als weiteres Beispiel einer Quelle aus dem Taunusquarzit sei der Hildegardisbrunnen in Bingerbrück (schräg gegenüber der Kirche von Bingen) genannt.

Dieses im Taunusquarzit enthaltene Wasser, das sehr weich ist und kaum 2 Härtegrade hat, hat man sich in neuerer Zeit verschiedentlich durch Anlage

von Stollen zu Trinkwasser nutzbar zu machen gesucht. So hat Assmannshausen am Niederwald Stollen angelegt und in neuester Zeit die Stadt Rüdesheim südlich des Hildegardisklosters (in der Nähe von Punkt 192) einen 52 m langen Stollen getrieben, der Taunusquarzit und zwischengeschaltete Schieferbänkchen durchfuhr und kurz nach seiner Anlage 275 cbm Wasser täglich lieferte.

Das bedeutendste unterirdische Wasservorkommen ist durch den Rheinstollen (s. o. bei VI, 1) erschlossen worden. Hier wurde die grosse Verwerfung nördlich des Dolomitzuges angefahren, die einmal das Wasser aus dem an sich klüftigen und in der Tiefe wasserreichen Dolomits führt, dann aber auch das Wasser aus dem an sie herantretenden Taunusquarzit. Leider ist dieses mächtige Wasservorkommen wegen der Verunreinigungen, die durch den klüftigen Dolomit und durch die Störung aus den Grubenbauten hinzutreten, zu Trinkwasserzwecken ungeeignet.

Es ist selbstverständlich, dass auf vielen Querverwerfungen und streichenden Störungen Wasser zirkuliert. Die Mehrzahl der auf der Karte eingezeichneten Quellen in den Tälern des Devongebietes verdankt diesen wohl ihr Dasein.

Die Wasservorkommnisse der tertiären Schichten auf dem devonischen Untergrund sind unbedeutend.

Auf der rechten Rheinseite bezieht Geisenheim sein Wasser aus Stollen im Grundscheidtal südlich Stephanshausen (Bl. Pressberg).

Schon die Römer erschlossen für das Binger Kastell Wasser durch Stollenbau im Schiefergebirge des Rochusberges. 250 m südöstlich vom Bahnhof Bingen liegt an der Mainzer Landstrasse der sog. „Draisbrunnen“ (Drususbrunnen). Hier befindet sich ein etwa 360 m langer Stollen, 1,50 m bis 2 m hoch und 1 m breit. Der Boden des römischen Teils ist aus festem Gussmörtel, die Wölbung besteht aus Backsteinen. Bis zu 75 m Entfernung vom Eingang ist der Stollen unbestreitbar römischen Ursprungs. Hier liegt im Gedinneschiefer die Quelle, welche die Römer benutzten. Noch bis zu 92 m Länge geht der Stollen in Richtung Süd 2° Ost, dann wendet er sich nach Südwesten. Er schneidet bis zum Ende noch mehrfach kleine Quellen im Schiefer an. Das Wasser wurde noch 1570 durch Röhren in die Stadt geleitet und ein Marktbrunnen damit gespeist. (W. Wagner nach Angaben des Katalogs West- und Südwestdeutscher Altertumssammlungen. IV. Bingen von Dr. G. Behrens. J. Baer Frankfurt a. M. 1920. S. 85—86.)

2. Mineralwasser.

Unterhalb Assmannshausen (bei „Bad“ der Karte) tritt eine warme Quelle auf, die bekannte Assmannshäuser Lithionquelle, die zu Bad und Trinkzwecken verwandt wird. In Urkunden wird sie schon 1489 erwähnt. Sie geriet im 16. Jahrhundert in Vergessenheit, wurde aber nachher um 1700 in einem strengen Winter, in dem der Rhein bis auf die Umgebung dieser Quelle zugefroren war, wieder entdeckt. Aber auch danach wurde dieser Punkt von jungen Rheinablagerungen wieder bedeckt und erst im Winter 1839—1840 wurde der Quellaustritt wieder gefunden. Die endgültige Fassung wurde 1874 dicht

am Rhein unter sehr grossen Schwierigkeiten vorgenommen. Unter Schlick traf man Schotter, die schon warmes Wasser führten. Unter diesem Gerölle fand man eine Grenze von Tonschiefer und Quarzit (beides Oberer Taunusquarzit), auf der aber viel Wildwasser zuströmte. Da die Schichten senkrecht einfielen, ging man seitwärts (nach Süden hin) in den Quarzit, in dem 3 warme Quellen gefasst werden konnten. Das Wasser wird heute gepumpt, da sein Auftrieb gering ist. Die Wasserlieferung ist ziemlich bedeutend. Warme Quellen fanden sich auch beim Fundamentbau des Badgebäudes, ausserdem beim Schürfen eines Brunnens 40 m südlich des Badgebäudes.

Das der Hauptquelle am Rhein frisch entnommene Wasser hat ein opalisierendes Aussehen, wird aber bei längerem Stehen völlig klar, auf dem Boden schlägt sich dabei etwas tonige Substanz und Eisenoxyd nieder.

Die Temperatur des Wassers ist 32° C. Seine Zusammensetzung ist nach der Analyse von **R. Fresenius:**

	Im Liter Wasser
Doppeltkohlensaures Natron . . .	0,137921 gr
„ kohlensaures **Lithion** . . .	0,027836 „
„ kohlensaurer Kalk	0,176122 „
„ „ Baryt	0,001210 „
„ „ Strontian . .	0,002568 „
„ kohlensaure Magnesia . .	0,061053 „
„ kohlensaures Eisenoxydul .	0,003088 „
„ „ Manganoxydul	0,001833 „
Schwefelsaures Kali	0,043068 „
Chlorkalium	0,004522 „
Chlornatrium	0,571764 „
Bromnatrium	0,000571 „
Jodnatrium	0,000004 „
Phosphorsaures Natrium	0,000301 „
Kieselsäure	0,031539 „
Summe der festen Bestandteile	1,063400 gr
Völlig freie Kohlensäure	0,185800 „
Summe aller Bestandteile	1,249200 gr

Die Assmannshäuser Therme ist eine warme milde alkalisch-muriatische Quelle.

Überaus auffallend ist der hohe Gehalt an Lithium, der sie zu einer der reichsten Lithiumquellen macht.

Das Wasser kommt aus ziemlich grossen Tiefen. Seinen Mineralgehalt erhält es wohl aus dem Mineralwasserstrom, der am Südrand des Taunus in einem System streichender Verwerfungen sich von den Salzlagerstätten des Zechsteins östlich der Wetterau nach Westen bewegt und hier im Rheintal auf Querstörungen noch in das Gebirge hineingelangen konnte. Der immer noch hohe Gehalt an Sulfat-Jonen lässt diese Quelle den Mineralquellen am Südrand des Taunus verwandt erscheinen, im Gegensatz zu den Kreuznacher Quellen, die keine Sulfationen enthalten (vgl. Michels **35** und Wagner **58**).

Das Wasser wird zu Badezwecken verwandt, ausserdem aber ist es nach Zusatz von Kohlensäure ein ausgezeichnetes Tafelwasser geworden, dem infolge des hohen Lithiumgehaltes auch gute Heileigenschaften innewohnen.

Eine zweite Mineralquelle ist in jüngster Zeit auf der „Lachau" (westlich Geisenheim) erschlossen worden.

Der Besitzer dieser sogen. „Echter-Quelle", Herr Dr. Philipp Graf von Ingelheim, Echter zu Mespelbrunn, hat uns die folgende Analyse, die im chem. mikroskopischen Institut Dr. G. **Popp,** Frankfurt a. M. angefertigt wurde, in dankenswerter Weise freundlich zur Verfügung gestellt:

Das Mineralwasser entspricht in seiner Zusammensetzung ungefähr einer Lösung, welche in 1 Kilogramm enthält

Kaliumchlorid (KCl)	0,1687 gr
Natriumchlorid (NaCl)	1,7587 „
Natriumsulfat (Na_2SO_4)	0,3056 „
Natriumcarbonat (Na_2CO_3) . . .	0,0095 „
Natriumbromid (NaBr)	0,0027 „
Natriumjodid (NaJ)	0,00008 „
Lithiumchlorid (LiCl)	0,0023 „
Calciumchlorid ($CaCl_2$)	0,0519 „
Calciumsulfat ($CaSO_4$)	0,1598 „
Calciumcarbonat ($CaCO_3$) . . .	0,0310 „
Magnesiumchlorid ($MgCl_2$) . . .	0,1034 „
Ferrohydrokarbonat ($Fe[HCO_3]_2$)	0,0491 „
	2,64278 gr
Freier Sauerstoff (O_2)	0,0009 „
Freies Kohlenoxyd (CO_2) . . .	0,0105 „
Kieselsäure (meta)	0,0246 „
	2,67878 gr

Die Temperatur des Wassers ist am Ausfluss 12° C. Es fliesst mit geringem Auftrieb etwas höher als der Rheinspiegel aus. Das Wasser der Quelle ist klar und farblos, ohne besonderen Geruch. Es schmeckt schwach salzig und nach Eisen. Die Quelle stellt eine alkalisch-salinische Kochsalzquelle dar. Sie kann zu Bädern als auch zu Trinkkuren Verwendung finden und dürfte bei dem sehr angenehmen Geschmack des Wassers nach Enteisenung ein vorzügliches Tafelwasser abgeben. Vorerst wird sie nur lokal zu Trinkzwecken gebraucht. Auffällig ist auch hier der relativ hohe Sulfatgehalt, der die Quelle in die Reihe der Mineralquellen am Südrand des Taunus stellt. Verf. hat **35** S. 229 u. 233 ausgeführt, dass der Mineralgehalt dieser Quellen nach Westen hin abnimmt. Diese Quelle steht an Mengen der gelösten Mineralien zwischen der Kiedricher und der Assmannshäuser Quelle.

B. Ausserhalb des Rheinischen Schiefergebirges (Wagner).

1. Süsswasser.

Überall da, wo ein Wechsel in der Durchlässigkeit der Gesteine eintritt, kann sich ein Wasserhorizont bilden. In der Führung der Wassermenge sind

die Wasserhorizonte sehr grossen Schwankungen unterworfen, je nach dem Grad der Undurchlässigkeit des Trägers und der Durchlässigkeit und Aufnahmefähigkeit von Wasser der Niederschläge des Sammlers.

Als sehr durchlässige Gesteine sind zu bezeichnen: die Flugsande, die Kiese und Sande der verschiedenen diluvialen Terrassen des Rheins, der Nahe und deren Nebenbäche sowie diejenigen des Pliocäns. Ferner die Schotter und Sande des Meeressandes, die Milchquarzgeröllage am oberen Ende der Süsswasserzone und die klüftigen Kalke der Schichten mit Hydrobia inflata (Corbicula-Kalke).

Völlig undurchlässig für Wasser sind der Rupelton und die tonigen Süsswassermergel über dem brackischen Cyrenenmergel, der als etwas weniger undurchlässig als jene zu bezeichnen ist. Endlich sind tonige Mergelbänke innerhalb der Corbiculaschichten gute Wasserträger.

Eine Mittelstellung bezüglich der Wasserfassung nehmen ein die Konglomerate des oberen Rotliegenden (Waderner Schichten), die mergelhaltigen Schleichsande, der Löss und sandige Flussschlicke.

Der **Rupelton** kommt auf Blatt Bingen als Wasserträger verhältnismässig wenig in Betracht, da er meist unter der Talsohle der Flüsse liegt.

So stellt er sich am linken Rheinufer, wie Bohrungen an der Strasse Kempten-Gaulsheim und an der Bahnstrecke Bingen-Mainz gezeigt haben, in dieser Gegend erst in 74,5 bis 76 m NN ein, also bereits in Höhe des Rheinstromes. Entfernt man sich dagegen vom Rhein in südlicher Richtung, so zeigen die Bohrung 9 an der Bahn Bingen-Alzey und die Bohrung 10 am Feldweg der Gemeinde Kempten, dass hier der Rupelton Wasserträger wird. Nachdem man 4 m bezw. 2,35 m starke, im unteren Teil wasserführende Schotter der Rheinniederterrasse durchstossen hatte, wurde der Rupelton in 5,90 m bezw. 4,70 m Tiefe erreicht, d. h. noch oberhalb des Rheinwasserspiegels.

Nur bei Grolsheim und Sponsheim, wo der Rupelton von der Naheniederterrasse überdeckt wird, stehen in ihm Brunnen. Er tritt am Rande der Talwegterrasse östlich von Grolsheim und bei Sponsheim in Geländeeinschnitten zu Tage und hier finden sich auch Quellen, die ihr Wasser aus der östlich anschliessenden breiten Talwegterrasse erhalten.

Die **mergeligen Schleichsande** sind da, wo sie von Schottern der Terrasse überlagert werden, ebenfalls gute Wasserträger. Dies zeigte sich besonders bei dem Bahnbau Kempten-Büdesheim-Sarmsheim, wo östlich von Büdesheim der Bahneinschnitt durch die Nahekiese bis in die Schleichsandmergel hinabreicht und hierbei eine gewaltige Wassermenge erschloss. Offenbar entnehmen die meisten Brunnen von Büdesheim diesem Wasserhorizont ihr Wasser. Die Wasseraustritte am „Grabenborn" an der Strasse Büdesheim-Ockenheim, an der „Spitzgewann" bei der Haltestelle Büdesheim-Dromersheim und in der „Silz" nordwestlich von Dromersheim gehören hierher. Auch links der Nahe im Gebiet des Rotliegenden fliesst zwischen Laubenheim und Langenlonsheim unter den Schottern der Hauptterrasse auf den dortigen Schleichsandmergeln eine Quelle aus. Innerhalb des Schleichsandes kann es gelegentlich auch zu einer Quellbildung kommen, wie die Quelle „In der Waid" zeigt, wo in der Nähe ein Wechsel von stark sandigen und mergeligen Schichten beobachtet werden kann. Doch ist anzunehmen, dass hier eine Verwerfungsspalte die Quellbildung be-

günstigt hat. Die Wasserversorgung von Horrweiler benutzt in bedingter Weise ebenfalls die Schichten des Schleichsandes. Hier sind diese in grösserer Mächtigkeit feinsandig entwickelt und verhalten sich in ihrer Wasserführung etwa wie der Löss. In dem Tälchen, das nach Aspisheim zu hinaufzieht, hat sich auf der verlehmten Oberfläche des Schleichsandes, der hier tief ausgewaschen ist, eine grössere Schuttmenge angehäuft, in der sich die Oberflächenwässer ansammeln. Zu diesem tritt ferner aus den sandigen Schichten von den Seiten her Wasser in die Mulde ein. Der in der Mitte des Tälchens angelegte Brunnen lieferte im September 1928 bei 3 m Absenkung 1 Sekundenliter.

Das Wasser ist, wie zu erwarten, sehr hart. Es hat 62,4° D. H. und 28,0 temporäre Härte.

Der **brackische Cyrenenmergel** ist ein Wasserträger, kommt aber als solcher nirgends in dem Blattgebiet in Betracht, da er von den völlig undurchlässigen tonigen Mergeln der Süsswasserschichten überdeckt wird. Im Dorfe Dromersheim tritt er aber ausnahmsweise wasserführend auf, er ist hier mit einem grösseren Sandgehalt behaftet. Dies erklärt aber nicht seine dortige Wasserführung. Diese wird vielmehr durch 2 Verwerfungsspalten hervorgerufen und das aus ihnen austretende Wasser findet in den sandigen Mergeln Aufnahme. Eine grössere Wasserversorgungsanlage für Dromersheim wurde 1927 in dem Cyrenenmergel vom Kulturbauamt Mainz ausgeführt.

Der neuangelegte Brunnen ergab 36 Minutenliter also etwa 52 cbm Wasser in 24 Stunden, durch eine Wassererschliessung aus dem Jahre 1906 und durch einen Laufbrunnen liefern diese Schichten dem Ort etwa 70 cbm in 24 Stunden.

Das Wasser ist hart, es weist im neuen Brunnen 58,0° D. H. auf und hat eine temporäre Härte von 24,9. Auffallend ist, dass der Härtegrad des Laufbrunnens nur 47,6 beträgt mit einer temporären Härte von 15,7. Bemerkenswert ist auch der beträchtliche Chlorgehalt 63,9 mgr im Liter in dem neuen Brunnen und von 60,3 mgr im Laufbrunnen.

Die Oberfläche der tonigen Mergel der **Süsswasserschichten** bildet am Abhang des Rheinhessischen Plateaus einen **Quellhorizont,** in dem das in dem Milchquarzkonglomerat und den klüftigen Corbiculaschichten gesammelte Wasser zutage tritt. Hierher gehört die Quelle „Auf dem Johannisberg" östlich von Ockenheim. Der Quellaustritt liegt infolge von Gehängerutschungen etwas unterhalb des eigentlichen Quellhorizonts. Die Quelle lieferte im August 1928 also bei Trockenheit noch 5 Minutenliter. In ähnlicher Weise treten auf den Süsswasserschichten in 212 m NN die Quellen am Jakobs-Berg auf, die zur Wasserversorgung von Ockenheim Verwendung finden und die Quellen zwischen Dromersheim und Aspisheim (Totenacker, Stärkebusch und im oberen Ortsteil von Aspisheim).

Die **Corbiculaschichten** bestehen aus einem Wechsel von klüftigen Kalken und Mergeln, was eine unregelmässige Durchlässigkeit für Wasser bedingt und stellenweise zu einer Quellbildung führt. So gehört hierher die Quelle des Katzenbachs, die nördlich des Klosters (14 Nothelfer), durch eine Verwerfungsspalte beeinflusst, entspringt und die August 1928 10 Minutenliter lieferte. Sie versorgt das Kloster auf dem Jakobs-Berg mit Wasser. Treten an der Grenze der Corbiculaschichten zu den pliocänen Schottern Mergellagen auf, so

entstehen hier kleine Wasseraustritte wie z. B. in „der Kehl" östlich von Dromersheim und im „Dohnacker", „Auf dem Engel" und „Daubehorn" östlich von Aspisheim.

Die letztgenannten „Auf dem Engel" bei Aspisheim dienen zur Wasserversorgung des Ortes. Die Quellen, die in normalen Jahren 51,8 cbm im Tag liefern, ergaben im trockenen Jahre 1911 nur 15,5 cbm. Das Wasser hat 25,7° D. H. und einen Chlorgehalt von 16 mgr. in 1 Liter. Eine Erweiterung durch Hinzunahme weiterer Quellen aus den Corbiculaschichten erbrachte 1925 die für das Dorf benötigte Wassermenge. Die Zuleitung zu dem oberen Behälter beläuft sich auf 80 cbm, die des unteren auf 46 cbm in 24 Stunden.

Zu den Quellen der Corbiculaschichten gehören ferner die Quellen bei Laurenziberg und die Quelle des Dienbaches südlich von Laurenziberg. Keine dieser Quellen führt grössere Wassermengen, was auch von den übrigen Quellen der anderen Wasserhorizonte am Abhang des Rheinhessischen Plateaus gesagt werden muss. So liefert das Quellgebiet der Corbiculaschichten bei Ockenheim zusammen nur 0,90 Sekundenliter. Da sich diesen Wässern der Corbicula-Schichten, die sehr hart sind, noch Wässer beimischen, die von der Grenze der kalkfreien pliocänen Schotter zu den Corbiculaschichten stammen, so ergab eine Untersuchung des Ockenheimer Wassers vom 16. X. 1917 nur 21,8° D. H. bei einem Chlorgehalt von 18—23 mgr.

Die **oberen Rotliegenden Schichten (Waderner Schichten)** nehmen nur geringere Wassermengen langsam auf. Quellbildungen stellen sich hier gewöhnlich an der Grenze dieser Schicht zu überlagernden Schottern der Meeressande oder der Terrassenkiese ein, wie die wenigen Quellen im Langenlonsheimer Wald zeigen. In den Waderner Schichten selbst findet sich nur eine einzige nicht versiegende Quelle von geringer Schüttung in der Nähe des Quesselgrundes im Langenlonsheimer Wald. Als undurchlässig ist der **Lösslehm** zu betrachten, während der nicht verlehmte **Löss** eine gewisse Porosität besitzt, die ihn zur Wasseraufnahme derart befähigt, dass eine gewisse Durchfeuchtung eintritt. Als sehr durchlässig sind die pliocänen Schotter und die **diluvialen Kiese** der Terrassen zu bezeichnen, deren Porenräume bis 1/4 der Masse einnehmen können. In ihnen sammeln sich, wie wir sahen, die Sickerwässer auf undurchlässiger Unterlage (Corbiculamergel, Schleichsand, Rupelton) rasch an. Wo die Flussschotter die Talsohlen ausfüllen, bilden sie einen **reichen Grundwasservorrat,** wie z. B. auf der ganzen rechten Naheseite, wo im Gebiet der Alluvionen in 2 bis 2,5 m unter Gelände bereits Wasser angetroffen wird und insbesondere auf dem linken Rheinufer im Bereich der dort breit entwickelten Niederterrasse. Hier gewinnt die Stadt Bingen etwa 1 km östlich von Gaulsheim ihr Wasser. Wie die Bohrungen gezeigt haben, liegen hier unter einer Lage von sandigem Schlick und schlickhaltigem Sand, die 5,60 m bis 7,20 m mächtig wird, eine etwa 6 m starke Kiessand- Schichtenfolge, in der ein unermesslicher Wasserstrom sich bewegt.

Über einen Grundwasserstrom auf dem rechten Naheufer westlich von Büdesheim gibt der Bau einer Kläranlage 1927/28 Aufschluss. Ein stark sandiger roter Lehm bis lehmiger Sand von 2,40 m Dicke schliesst einen 2,60 m starken groben Naheschotter nach oben ab, unter dem verlehmter Hunsrückenschiefer

liegt. Im unteren Teil des Kieses fliesst ein starker Grundwasserstrom der Nahe zu. Das Wasser kommt offenbar vom Rheinhessischen Plateau, da es eine Gesamthärte von 30—35° D. H. hat. Das Grundwasser in den Schottern der Niederterrasse, die in die Talsohle zu liegen kommen, haben eine geringere Härte, aber alle Wässer auf dem hessischen Gebiet, also zwischen rechtem Naheufer und linkem Rheinufer sind als harte Wässer zu bezeichnen.

F. Michels erwähnt noch die Wasserversorgung von Rüdesheim.

An dem Rüdesheimer Wasserwerk sind 4 Flachbrunnen und 1 Tiefbrunnen innerhalb des Gleisdreiecks nördlich der Eisenbahnbrücke angelegt. Der Tiefbrunnen, siehe Karte, durchsank:

— 4,80 m Ackergrund und Kies mit Steinen	
— 7,50 m Sand	Diluvium Rheinterrasse und Meeressand
— 8,20 m gelbe Letten	
— 9,60 m Letten mit Kies	
— 10,80 m Kies ohne Sand (Wasserhorizont)	
— 12,00 m Letten mit Kies	
— 13,50 m Kies	
— 15,90 m Letten	
— 18,40 m Kies	
darunter fester Fels (Devon).	

Die Gesamttiefe des Brunnens ist 22,90 m. Bei starker Absenkung konnten aus diesem Brunnen, in dem die Hauptwassermenge aus der tiefsten Kieslage kommt, 450 cbm am Tage gepumpt werden. Dieses Wasser aus den Schottern des Rheintals und insbesondere aus dem Meeressand hat eine bedeutend grössere Härte (bis 20 Härtegrade) als das Wasser aus dem Taunusquarzit.

2. Mineralquellen.

Beim Bau der Hindenburgbrücke wurde bei Kempten nahe an der Strasse Kempten-Gaulsheim ein Mineralwasser in 46,50 m Tiefe erschlossen, das den Namen Hildegardissprudel erhielt. Eine Wasserprobe vom Oktober 1912 wurde von der Chemischen Prüfungsstation für die Gewerbe in Darmstadt untersucht. Das Ergebnis ist das folgende:

In 1000 gr enthält das Mineralwasser

Kalionen	
Kalium-Jon $K^{\cdot}$	0,0473 gr
Natrium-Jon $Na^{\cdot}$	1,8778 gr
Calcium-Jon $Ca^{\cdot\cdot}$	0,3315 gr
Magnesium-Jon $Mg^{\cdot\cdot}$	0,1329 gr
Ferro-Jon $Fe^{\cdot\cdot}$	0,0111 gr
Anionen	
Chlor-Jon Cl'	2,7333 gr
Sulfat-Jon SO_4''	1,2028 gr
Hydrocarbonat-Jon HCO_3' . .	0,5285 gr
Kieselsäure (meta) H_2SiO_3 . .	0,0191 gr
	6,8843 gr

Das Mineralwasser entspricht in seiner Zusammensetzung ungefähr einer Lösung, welche in 1000 gr enthält:

Kaliumchlorid	0,0902 gr
Natriumchlorid	4,4354 gr
Natriumsulfat	0,4101 gr
Calciumsulfat	1,1259 gr
Magnesiumsulfat	0,1635 gr
Magnesiumhydrocarbonat	0,6048 gr
Ferrohydrocarbonat	0,0353 gr
Kieselsäure (meta)	0,0191 gr
	6,8843 gr
freie Kohlensäure	0,0880 gr
Summe aller Bestandteile	6,9723 gr

Abdampfrückstand aus 1000 gr Mineralwasser bei 180° C	6,6564 gr
„ „ „ „ berechnet	6,6055 gr
Differenz	0,0509 gr
Spezifisches Gewicht des Mineralwassers bei 15° C	1,0055 gr

Reaktion schwach alkalisch.

„Das Mineralwasser enthält ausser Chlornatrium und Chlorkalium viele Sulfate, welche als Natriumsulfat, Calciumsulfat in dem Wasser gelöst sind. Der Gehalt des Wassers an Carbonaten (Magnesiumcarbonat) ist verhältnismässig gering, sein Gehalt an Eisen (Ferrohydrocarbonat) verhältnismässig hoch.

Die Aussicht auf eine technisch nutzbringende Verwendung des Wassers ist bei seinem hohen Gehalte an Sulfaten und Eisen nicht allzuhoch zu bemessen."

gez. Prof. Dr. Sonne.

Das Wasser ist als salinische alkalische Kochsalzquelle zu bezeichnen.

Eine weitere Untersuchung des Wassers aus dem Bohrloch III durch die chemische Prüfungsstation für die Gewerbe in Darmstadt fand am 8. April 1913 statt. Das Ergebnis weicht erheblich von dem ersten ab. Es sei im folgenden mitgeteilt:

Das Wasser enthält im Mittel aus je 2 übereinstimmenden Zahlen in 1000 gr:

Gesamtrückstand (bei 180° C getrocknet)	15,0445 gr
Kieselsäure	0,0118 gr
Eisenoxyd und Tonerde (Ammoniakfällung)	0,0122 gr
Eisenoxyd	0,0034 gr
Kalk	0,8934 gr
Magnesia	0,3178 gr
Natron	6,3213 gr
Kali	0,1233 gr
Gesamt-Kohlensäure (gewichtsanalytisch)	0,3396 gr
Freie Kohlensäure (am Bohrloch filtriert)	0,0662 gr
Chlor	7,7988 gr
Schwefelsäure	1,1482 gr
Salpetrige Säure	nicht vorhanden

Salpetersäure . . . . . nicht vorhanden
Ammoniak . . . . . 0,0102 gr
Die in 1000 g Wasser vorhandenen organischen Substanzen verbrauchen zur Oxydation Kaliumpermanganat . . . . . 0,0104 gr
Reaktion des Wassers . . . . . schwach alkalisch
Das Wasser hat deutsche Härtegrade . 133,8° D H°

Beobachtungen am Bohrloch III am 8. April 1913:

Temperatur der Salzquelle . . 13,0° C
Lufttemperatur . . . . . 5,5° C

Das frisch abgepumpte Wasser ist vollständig klar, bei längerem Stehenlassen trübt es sich unter Ausscheidung geringer Mengen Eisenoxyd. Der Geschmack des Mineralwassers ist stark salzig mit einem schwach bitteren Nachgeschmack. Die Reaktion des abgepumpten Mineralwassers ist zuerst neutral, nach dem Verdunsten der freien Kohlensäure schwach alkalisch.

Zusammensetzung der Salzquelle aus Bohrloch III nach Salzen.

Das Mineralwasser entspricht ungefähr einer Lösung, welche in 1000 gr enthält:

Kaliumsulfat K_2SO_4	0,2280 gr
Natriumsulfat Na_2SO_4	1,8527 gr
Natriumchlorid NaCl	10,3786 gr
Ammoniumchlorid NaH_4Cl . .	0,0320 gr
Calciumchlorid $CaCl_2$	1,7677 gr
Magnesiumchlorid $MgCl_2$ . .	0,4826 gr
Magnesiumcarbonat $MgCO_3$.	0,2368 gr
Ferrocarbonat $FeCO_3$ . . .	0,0050 gr
Summe der festen Bestandteile	14,9834 gr
Trockenrückstand bei 180° C	15,0445 gr

Halbgebundene Kohlensäure 0,1254 gr
Ganz freie Kohlensäure . . 0,0888 gr Titriert 0,0670 gr in 1000 ccm.
Summe aller Bestandteile: 15,1976 gr
Das Mineralwasser hat bei 15° C das spezifische Gewicht 1,0117 gr

gez. Prof. Dr. W. Sonne

Da die mittlere Jahrestemperatur 10° C beträgt, so zeigt die Temperatur von 13° C am 8. April 1913 bei einer Lufttemperatur von 5,5° C an, dass das Wasser aus einer Tiefe von mindestens 100 m aufsteigen muss. Bohrproben aus den Bohrlöchern 7, 8, 21 und 22 ergaben in einem Auszug mit destilliertem Wasser starke Reaktionen auf Chlor und Schwefelsäure, sodass auch in diesen Bohrlöchern auf eine Durchtränkung der Schichten mit Mineralwasser geschlossen werden kann. Das Mineralwasser tritt offenbar auf Klüften empor, die mit den Verwerfungsspalten in Beziehung stehen, welche die Saar-Saale-Senke (Mainzer Becken) von dem Rheinischen Schiefergebirge trennen. Über die Herkunft des Mineralgehaltes lässt sich z. Z. nichts Bestimmtes äussern. Der hohe Sulfatgehalt des Wassers steht im Gegensatz zu den sulfatfreien Salzquellen von Kreuznach und Münster am Stein.

Die Hildegardisquelle schliesst sich den Mineralquellen am Südrand des Taunus an (MICHELS 35), die durch die Salzlagerstätten des Zechsteins beeinflusst werden. Doch ist die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, dass der hohe Sulfatgehalt den tertiären Schichten des Rupeltons entstammt.

VIII. Bodenbewirtschaftung (W. Wagner).

Ungefähr 56,4% des Kartengebietes wird von Ackerbau, Gemüsebau und Weide eingenommen, wobei die letztere nur bei Gaulsheim einige Bedeutung hat. 22,5% ist mit Weinreben bepflanzt und rund 15,3% wird von Wald bedeckt. Dazu kommen etwa 5,5% auf die Wasserfläche des Rheins. Rechts der Nahe im hessischen Gebiet fehlt der Wald, sieht man von dem Rochusberg ab, so gut wie ganz und der Weinbau nimmt stark 28% der Anbaufläche ein.

Der Wald — zumeist Laubwald — ist fast ganz auf die Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges und des Oberrotliegenden beschränkt.

Das Nahetal und das Rheintal zwischen Mainz und Bingen sind mit die ältesten deutschen Weinbaugebiete. Nachweislich wurde in diesen Gebieten die Rebe schon am Ende des 2. Jahrhunderts angebaut, wie aus Funden in den Ruinen stattlicher, römischer Landhäuser zu Kreuznach und Bingen hervorgeht.

Der Anbau der Rebe ist zum grossen Teil auf die günstigen, klimatischen Verhältnisse zurückzuführen. Gehört doch das Gebiet zu den trockensten und wärmsten Deutschlands und gedeiht infolgedessen hier im freien Gelände sogar die italienische Mandel, die als Weinbergsbaum neben dem Pfirsich bei Kreuznach und Bosenheim häufig angetroffen wird.

Anderseits sind es aber auch für den Weinbau günstige Böden, die eine so ausgedehnte Anpflanzung der Rebe seit alten Zeiten veranlasste. Es zeigt sich, dass die Rebe in einem Boden gut gedeiht, dessen Oberschicht luft- und wasserdurchlässig ist und die durch Farbe wie durch Grösse der einzelnen Gemengteile geeignet ist, die von der Sonne gespendete Wärme in sich anzusammeln. Da die Rebe tief wurzelt, so braucht die Oberschicht nicht unbedingt nährstoffreich zu sein, die Hauptnahrung bezieht der Stock aus der Tiefe. Bei der Entfernung alter Weinberge zeigt sich, dass Rebwurzeln gar nicht selten bis zu 5 m und noch tiefer in den Boden eingedrungen sind.

Entsprechend dem verschiedenartigen Gesteinscharakter des Kartengebietes sind auch recht ungleichwertige Böden in diesem vorhanden, die im folgenden dem Alter des Gesteins nach, aus dem sie hervorgegangen sind, kurz besprochen werden sollen.

Zuvor muss noch darauf hingewiesen werden, dass die Weinbergsböden vielfach künstlich stark verändert sind. Es werden zur Verbesserung derselben anderer Boden oder auch Schutt und Schlacken in solcher Menge auf den ursprünglichen Boden aufgetragen, dass oft die obersten 1 bis 2 m ein buntes

Gemisch verschiedener Bodenarten darstellen. Ja man legt sogar Steinbrüche und Mergelgruben nur zu dem Zweck an, hier Material zu gewinnen, das an anderer Stelle nur zur physikalischen Bodenverbesserung oder zur Düngung dienen soll.

Was die **Quarzit und Tonschieferböden** anbelangt, so haben diese bereits 1901 durch WAHNSCHAFFE (**65** S. 25) in der agronomischen Darstellung der Umgebung von Geisenheim a. Rh. eine Bearbeitung erfahren.

Die Quarzitböden sind verschieden, ob sie die Höhen einnehmen und mit Wald bestockt sind, oder ob Landwirtschaft auf den Abhängen betrieben wird. Im ersteren Fall bestehen sie aus einem vorwiegend eckigen Quarzitschutt mit lehmigem, aus den eingeschalteten Schieferlagen hervorgegangenem Zwischenmittel, wobei die Bruchstücke zahlreich und von grösserem Umfange sind. Im Bereich des Ackerbaus, Obst- und Weinbaus sind aber die grossen Bruchstücke durch die jahrhunderte lange Bearbeitung entfernt worden und die herabgeschwemmten Feinerdeteilchen bilden, zusammen mit dem kleinstückigen Schutt einen durchlässigen leichten Lehmboden. Bei günstiger klimatischer Lage eignen sich diese Böden, wie z. B. bei Rüdesheim zur Anpflanzung der Rieslingrebe. Besser sind noch die Verhältnisse da, wo grosse Schieferpartieen mit Quarzitböden wechseln. Hier finden wir die kalireichen Schieferlettenböden, deren Schwere durch den Quarzitschutt gemildert wird. Diese Böden bedürfen nur einer seltenen Kalidüngung, dagegen einer häufigeren Kalkdüngung. Analysen von Tonschiefern (S. 30—31) ergaben einen Kaligehalt von 3,95 und 5,28%, während der Kalkgehalt nur 0,10—0,12% betrug. Wo die Quarzitböden schieferarm sind, neigt die Ackerkrume zum Austrocknen, sodass hier eine weniger tiefgreifende Bodenbearbeitung am Platze ist.

Einen besonders nährstoffreichen Boden haben wir in dem Gebiet, wo die **„Bunten Schiefer"** mit ihrem feinen Gefüge in grösserer Ausdehnung auftreten. Wo die Steilheit des Geländes keinen Ackerbau zulässt, wie am Rheinufer, liegen die berühmten Weinanlagen von Assmannshausen, die einen der edelsten Rotweine hervorbringen.

Da wo die feinerdigen Böden des Schiefergebirges vorwiegen, wird, um die Wärmemenge des Bodens in Rebanlagen zu erhöhen, dieser mit frischem dunklem Tonschiefer überfahren. Auf diese Weise werden Böden geschaffen, die in feuchten kühlen Jahren, die von der Sonne gespendete Wärme durch Rückstrahlung besser ausnutzen, während in trockenen Jahren die feinerdigen Böden eine bessere Auswertung der geringen Wassermengen verbürgen.

Die Kiessandböden der **Waderner Schichten,** die aus dem Zerfall der Breccien dieser Gesteine sich bilden, sind trotz der tonigen Bestandteile ziemlich locker und infolge der Beimengung von mitteldevonischen Kalkbrocken und -bröckchen, kalkhaltig. Die meist dunkelroten warmen Böden bilden westlich von Langenlonsheim (Roter Berg), bei Laubenheim (Sponsheimer Berg) und insbesondere zwischen Trollmühle und Burg Layen (Mühlberg, Burgberg, Goldloch und Honigberg) gute Weinbergsböden, die leider vor einigen Jahren stark unter der Reblaus gelitten haben.

Den Böden des Oberrotliegenden scheint ein hoher Nährstoffgehalt infolge eines günstigen Basenaustauschvermögens der im Boden wandernden molekularen Lösungen eigen zu sein.

Als gute Weinbergsböden sind endlich diejenigen Lagen am Gehänge zu bezeichnen, bei denen eine dünne Löss- oder Lösslehmlage das Oberrotliegende überkleidet, wie dies z. B. an einigen Stellen nordwestlich von Langenlonsheim der Fall ist.

Die weiter westwärts vom Nahetal gelegenen höheren Berge, die von Waderner Schichten gebildet werden, bieten da, wo noch Lössreste vorhanden sind, günstige Ackerböden, während da, wo das Gestein selbst zutage tritt oder es aus ihm gebildete Meeressandreste überdecken, für Laubwald ein geeigneter Boden ist.

Die Böden der **Meeressande,** d. h. die Küstenbildungen des Rupeltons und der Schleichsande nehmen eine vermittelnde Stellung ein zwischen den Gesteinsböden, aus denen sie durch die Brandung entstanden und den Abhangschuttböden dieser Gesteine. Sie sind durchlässig für Luft und Wasser, haben aber eine grössere Bindigkeit als die Schotter der Flussterrassen. Hin und wieder, wie z. B. am Rochusbergsüdhang haben sie einen durch Organismen hervorgerufenen Kalkgehalt. Auf den Höhen des Schiefergebirges, wo sie als arme Böden bezeichnet werden können, dienen sie wie auch im Bereich der hochgelegenen Waderner Schichten als Waldboden. In den tieferen Gehängelagen geben sie gute Weinbergböden ab, wie z. B. bei Rümmelsheim und am Südhang des Rochusbergs.

Die Rupeltone treten so wenig ausgedehnt auf Blatt Bingen zutage, dass sie keine Rolle spielen. Die tonigen kalkhaltigen, bindigen Mergel meidet der Landwirt bei der Anlage von Weinbergen, zumal sie meist nicht im Gehänge, sondern am Fusse desselben auftreten. Sie eignen sich besser für den Ackerbau. Eine Weinberglage, die westlich von Laubenheim auf Rupelton steht, erfährt eine Verbesserung der ungünstigen, durch den Rupelton geschaffenen Bedingungen dadurch, dass das Rotliegende nicht tief unter dem tonigen Mergel ansteht und dadurch, dass die groben Naheschotter der Hauptterrasse den Rupelton mit Geröllen bestreuen, was eine Lockerung in der Oberschicht zur Folge hat.

Geeigneter für den Weinbau sind die sogenannten **Schleichsandmergel** und **brackischen Cyrenenmergel** infolge der mehr oder weniger grossen Feinsandbeimengung, ihres bedeutenden Kalkgehaltes und ihrer höheren Lage am Gehänge. Sie werden auf Blatt Bingen, wie überhaupt in Rheinhessen, fast völlig vom Weinbau eingenommen. Sie liefern die reichen Erträge der grossen Menge der leichteren Tischweine.

Etwa $^1/_3$ des mit Reben bestockten Bodens des hessischen Gebietes von Blatt Bingen baut sich aus den Schleichsanden und dem Cyrenenmergel auf.

Ungünstiger für das Anpflanzen der Reben und ganz ungeeignet für andere Kulturpflanzen sind die über dem Cyrenenmergel liegenden, besonders schweren und kalkhaltigen **Süsswassermergel** und die **Corbiculaschichten,** wo diese in ihrer vorwiegend tonig mergeligen Entwickelung auftreten, wie dies im westlichen Rheinhessen bis zum Selztal hin der Fall ist.

Diese Böden mit hoher Wasserkapazität sind infolgedessen für Wasser nahezu undurchlässig. Bei feuchtem Wetter verkrusten und verschmieren sie leicht und die Durchlüftung des Bodens unterbleibt, sodass nicht genügend Wärme und kein Sauerstoff zur Wurzel kommt und anderseits die von der Wurzel und

gewissen Bodenorganismen abgeschiedene Kohlensäure nicht genügend aus dem Boden entweichen kann. Das letztere hat zur Folge, dass die dem Boden nahen Blätter diese Kohlensäure, wie dies sonst der Fall ist, nicht assimilieren können. Der fehlende Luftzutritt wirkt aber noch viel verhängnisvoller, er bringt allmählich den ganzen Atmungsprozess der Pflanzenwurzel zum Stillstand, was ein langsames Absterben zur Folge hat. In solchen nicht durchlüfteten Böden wird ferner das für die Entwickelung der Pflanze so wichtige Leben derjenigen Bodenmikroorganismen vernichtet, die an eine Sauerstoffzufuhr gebunden sind. Sie produzieren nämlich grössere Mengen von Kohlendioxyd, das seinerseits vom Bodenwasser absorbiert, wiederum für die Entstehung von aufnahmefähigen Nährstofflösungen der Pflanze von grosser Bedeutung ist.

Tritt bei der Bearbeitung des Bodens im Frühjahr keine Verkrustung ein, die also möglichst bei trockener Witterung in solchen Böden erfolgen muss, so liefern diese in normalen und trockenen Jahren treffliche Weine und sind somit, da sie bereits im steileren Gehänge zu liegen kommen, besonders günstige Rebböden, während sie für andere Kulturpflanzen nicht in Frage kommen. Findet dagegen durch unsachgemässe Bodenbearbeitung oder infolge andauernder kühler nasser Witterung ein Verschliessen des Bodens statt, so wird die Nährstoffaufnahme unterbunden und die Gelbsucht ergreift die Rebe.

Wäre die starke Bindigkeit des Bodens und der damit verbundene starke Sauerstoffmangel der einzige Grund für das Entstehen der Gelbsucht der Reben, so müsste diese auf rein tonigen Böden ebenso auftreten, wie in den tonigen Mergelböden. Dies ist aber nicht der Fall, offenbar spielt der hohe Kalkgehalt bei dem Entstehen der Gelbsucht eine sehr grosse Rolle, sie ist sogar nur an kalkreiche Böden gebunden. Anderseits zeigen klüftige Kalkböden keine oder nur an einigen wenigen Stellen Gelbsucht.

Diese Krankheit ist also an schwere, bindige kalkreiche Böden, d. h. an kalkreiche Ton-Mergelböden geknüpft, bei denen demnach der Kalk in feiner Verteilung, aber sehr grosser Menge im Boden enthalten ist.

Aber die Gelbsucht tritt in solch kalkreichen schweren Böden nur auf, wenn es einem solchen Boden an der richtigen Durchlüftung fehlt.

Da eine Verminderung des Kalkgehaltes der in Frage kommenden Böden nicht möglich ist, so kann eine Abhilfe nur so vorgenommen werden, dass der zweite Faktor, die mangelnde Durchlüftung des Bodens beseitigt wird.

Bei den Massnahmen sind zu unterscheiden solche, die in einem trockenen und solche, die in einem feuchten Jahr vorzunehmen sind.

In einem trockenen Jahr, bei dem auch die Bodenbearbeitung im Frühjahr bei Trockenheit durchgeführt werden konnte, wird es überhaupt nicht zu einem nennenswerten Auftreten der Gelbsucht kommen, höchstens in Lagen, die schon in vorhergehenden Jahren durch Gelbsucht gelitten haben und in denen also die Rebe schon mehr geschwächt ist; auch neigt die eine Rebsorte mehr zur Krankheit als die andere. Wenn wir aber doch in solchen Jahren Gelbsucht an einigen Stellen, meist nur von geringem Ausmass, sehen, so beruht dies vielfach auf einer Verschliessung des Bodens durch auftretende Quellwässer. Über den wasserundurchlässigen tonigen Süsswassermergeln liegen Kalke (Cerithien-Kalke, Corbiculakalke), die meist klüftig sind. In ihnen zir-

kulieren an kohlensaurem Kalk reiche Wässer, die auf der tonigen Unterlage oft in breiten Bändern austreten und die Risse und kleinen Klüfte im trockenen Mergel bald zuschlämmen. Dies ist ein Fall, in dem eine örtliche Gelbsucht auch in Jahren entstehen wird, in denen im allgemeinen diese Krankheit nicht aufkommen kann. In dem Gebiet dieses Quellhorizontes dürfen die Wässer nicht beliebig austreten und ihren Weg nehmen, sondern sie müssen in Quellfassungen vereinigt werden. Diese Massnahme wird für den Winzer einen doppelten Wert haben: einerseits vermeidet er in trockenen Jahren die Gelbsucht in seinem Weinberg und anderseits gewinnt er örtlich grössere Wassermengen, die er bei den Spritzarbeiten zur Bekämpfung von Rebkrankheiten benötigt.

Nicht nur dieser Grenzstrich zwischen der Süsswasserzone und dem Corbiculakalk bezw. Cerithienkalk ist ein für die Gelbsucht besonders gefährdeter, auch innerhalb der Corbiculaschichten liegt im westlichen Rheinhessen ein Quellhorizont, in dem diese Krankheit regelmässig erscheint; auch hier muss für eine gute Ableitung des Wassers gesorgt werden.

In den Corbiculaschichten haben wir aber insbesondere die Erscheinung des plackenartigen ganz unregelmässigen Auftretens der Gelbsucht. Diese beruht auf dem häufigen Wechsel klüftiger Kalke mit schweren tonigen Mergeln, ja reinen Tonen, die landläufig als „Hundsletten" bezeichnet werden. Oberflächlich sind sie meist von Kalksteinschutt überdeckt. Hier treten vielfach Kalkmehl- oder Kreideschichten auf, auf deren Gefährdung durch Gelbsucht W. Schottler und G. Scheu (46) besonders hingewiesen haben. Ich glaube diesen Kreidekalk als sekundär aus kalkreichen Wässern angespülten Kalk ansehen zu dürfen, der sich in örtlichen kleinen Vertiefungen über tonigen Lagen abscheidet, hier eine völlige Verschliessung des Bodens für den Gasaustausch herbeiführt und zugleich einen überhohen Kalkgehalt des Bodens hervorbringt. Entsprechend der lokalen Entstehung solcher Böden, bilden sie sich fleckenweise, was das plackige Auftreten der Gelbsucht in manchen Weinbergen zur Folge hat. Meist ist diese bodenschliessende Kalkschicht nur von geringer Stärke und kann bei oberflächlicher Lage (bis zur Rodtiefe) herausgegraben werden.

In dieser wird sie im allgemeinen auch nur der Rebe schädlich, da ja das Ersterben der oberflächennahen Tauwurzeln die Gelbsucht zur Gefolge hat.

In feuchten, insbesondere nasskalten Jahren wird das Auftreten der Gelbsucht ein viel umfassenderes sein und andere Massnahmen zur Bekämpfung fordern. Diese sind: 1. Anpflanzung von Rebsorten, die gegen Gelbsucht möglichst widerstandsfähig sind. 2. Vorsichtige Bodenbearbeitung nur bei trockenem Wetter, wenn der Boden abgetrocknet ist. 3. Gute und schnelle Ableitung des Regenwassers. 4. Verbesserung des Bodens. Hier sind verschiedene Massnahmen im Gebrauch, um die notwendige Lockerung und Durchlüftung des Bodens zu erzielen. Es hat sich die Benutzung von Torfmull und die Schlackendrainage recht gut bewährt, doch stösst wie G. Scheu schon betont hat, die Durchführung dieser Methoden „in der grossen Praxis dadurch auf Schwierigkeiten, dass sie sehr bedeutende Mengen Schlacken erfordert und die Beschaffung so grosser Schlackenmengen, insbesondere durch die damit verbundenen hohen Fracht- und Fuhrkosten, recht teuer wird. Die Anlage ist also recht kostspielig."

Ein anderes billigeres Lockerungsmaterial glaube ich empfehlen zu können. Auf dem Rheinhessischen Plateau liegen, zum grossen Teil unter Löss verborgen, ausgedehnte Gebiete, die von pliocänen Bildungen eingenommen werden. Am Rande des Plateaus treten sie meist zutage, auf Blatt Bingen-Rüdesheim in einem geschlossenen Band vom Goldacker östlich Horrweiler bis zum Ockenheimer Berg östlich Ockenheim. Sie bestehen aus einem Wechsel von groben bis feinen Quarzsanden und Quarzkiesen, deren Gerölle meist Erbsen- bis Haselnussgrösse besitzen. Ihre Mächtigkeit wird über 5 m.

In ihnen sind eine Reihe von Gruben angelegt.

Diese völlig kalkfreien Kiessande sind ein geeignetes Bodenlockerungsmaterial und könnte in ähnlicher Weise wie die Schlacke oder der Torfmull zur Verwendung kommen. Diese Kiessande liegen meist nur einige hundert Meter von den schweren Gelbsuchtsböden entfernt und dürfte ihre Herbeischaffung nur geringe Kosten hervorrufen. Zudem sind sie leicht zu gewinnen.

In den eben besprochenen wasserundurchlässigen, kalkreichen Böden (Rupelton, Süsswasserzone, mergelig entwickelte Corbiculaschichten) ist es bisher nicht gelungen, eine sogen. reblausfeste Rebe, solche sind aber nicht reblausfrei, zu ziehen. Auf dieser kann die Qualitätsrebe aufgepfropft werden, welche allein die wertvolle Traube hervorbringt. In solchen Böden ist auch eine Bekämpfung der Reblaus mit Schwefelkohlenstoff nicht möglich, da eine Durchgasung des Bodens nicht eintreten kann.

Wo eine dünne Verlehmungsdecke sich über die oligocänen Mergel ausbreitet oder Löss und Lösslehm den Mergeln beigemengt ist (**dl** der Karte) wie z. B. am Fuss des Rheinhessischen Plateaus in der Umgebung der Ortschaften Horrweiler, Dromersheim und Ockenheim, haben wir ein vom **Ackerbau** bevorzugtes, nährstoffreiches Gebiet vor uns.

Sehen wir von den zur Gelbsucht neigenden schweren Lagen in den Corbiculaschichten ab, so sind diese klüftigen Kalksteinböden, zumal bei ihrer Lage im steileren Gehänge des Rheinhessischen Plateaus ganz besonders günstige Weinbergslagen. Auf ihnen gedeihen die Qualitätsweine von Ockenheim (z. B. Steinkauterweg) Dromersheim (Laberstall, Hörnchen) und Aspisheim (Hippel). Ockenheim baut etwa 10% Riesling.

Die **pliocänen Kiessande** und Sande sind als kalte, durchlässige und an Nährstoffen arme Böden zu bezeichnen. Sie werden auf dem Rheinhessischen Plateau in unserem Gebiet fast völlig von Weinbergen, Ödland und kümmerlichem Wald eingenommen.

Die **Kiessandschotter** der älteren und Mittel-Terrassen der Nahe und der Hunsrückgewässer sind nährstoffarme Böden, diejenigen des Rheins ähneln ihnen, haben aber im Gegensatz zu den ersteren einen Kalkgehalt. Auf ihnen wird Wein gebaut und da wo sie mit Lösslehm oder abgeschwemmtem Mergel vermischt sind, dienen sie dem Ackerbau.

Eine besondere Beachtung bedarf die breite, zum grossen Teil von mehr oder weniger verlehmtem Naheflugsand, Gehängelehm und Gehängeschutt bedeckte Ebene der **Talwegterrasse** der Nahe. Wo die reinen Kiese und die roten Flugsande zutage liegen oder wo die Gehängeschuttmassen aus miocänen

Kalken und pliocänen Kiesen ein zusammenhängendes Gebiet an der Oberfläche einnehmen (**dl T** der Karte), wird Weinbau oder in den sandigen Teilen Spargelbau getrieben, in den lehmigen Gebieten herrscht Ackerbau. Die flachen Kiesböden eignen sich auch für Rotweine, so baut Sponsheim über 30% Früh-Burgunder und Portugieser. Es fällt allgemein auf, dass auf dem vom Ackerbau eingenommenen Gebiet dieser Ebene, insbesondere westlich der Bahnlinie, Obstbäume so gut wie gänzlich fehlen und nur grosse Nussbäume das eintönige Bild beleben. Junge Obstbaumanlagen gehen gewöhnlich nach einiger Zeit ein. Schuld an diesem Verhalten sind die eigenartigen Bodenverhältnisse. Von dem Rheinhessischen Plateau stiegen in der Diluvialzeit in den nach der Ebene zu sich öffnenden kleinen Tälchen, gleichsam wie Gletscher, Schuttströme hinab, die sich in der Ebene flach ausbreiteten. Sie bildeten hier eine Schuttschicht aus Kalkbrocken sehr verschiedener Grösse und pliocänen Kiesen, die mit wenig Gehängelehm vermischt durch kalkhaltige Lösungen vielfach zu einer festen Schicht verkitteten, die in der Ebene meist nicht über einen Meter Stärke erreicht. Wo sie in geringer Tiefe unter der Oberfläche liegt, verhindert sie das Eindringen der Wurzeln junger Obstbäume und bringt diese nach kurzer Zeit zum Absterben oder lässt sie ein kümmerliches Dasein fristen. Es gilt dies besonders für die Gemarkung Sponsheim. Nur die Nussbäume scheinen die Kraft zu besitzen, sich hindurchzuarbeiten. Kann bei der Neuanlage von Obstbäumen in diesem Gebiet Abhilfe geschaffen werden? Nachdem die geologische Kartierung zunächst einmal das Verbreitungsgebiet und die Mächtigkeit der verfestigten Schuttschicht erwiesen hat und sich dabei zeigte, dass die letztere nur selten 1 m übersteigt, besteht die Möglichkeit, eine Untergrundlockerung durch Sprengstoffe herbeizuführen. Man bringt in die Pflanzgrube einen nach unten wirkenden Sprengstoff, etwa Romperit, der die feste Schuttschicht entweder völlig durchschlägt oder doch soweit zerklüftet, dass die jungen Pflanzenwurzeln eindringen und später durchdringen können.

Über die **Schotterböden der Taunusgewässer und des Rheins** hat bereits F. Wahnschaffe in der agronomischen Darstellung der Umgebung von Geisenheim am Rhein (**65** S. 33) hingewiesen. Darnach bilden die Schotter einen sehr durchlässigen, leicht austrocknenden Boden, der jedoch verhältnismässig reich an Pflanzennährstoffen ist, wie eine Analyse eines Schotterbodens vom Marientaler Weg, westlich Johannisberger Grund (lc. S. 33) zeigt. Die Schotterböden sind vielfach mit Obstbäumen bepflanzt worden, in den tieferen Lagen tragen sie Weinberge.

Die Niederterrasse dient dem Ackerbau. Für den Weinbau liegt sie zu flach und tief. Auch erfrieren die Reben der in den Niederungen gelegenen Weingärten leicht. Die sandigen Schlicke werden mit Getreide und Kartoffeln bestellt. Oft sieht man mitten in üppigen Getreidefeldern Streifen und Flecken, die ein auffallend kümmerliches Wachstum aufweisen. Die Ursache liegt darin, dass hier Kiessandschichten ohne Schlickbedeckung zu Tage treten, die trocken und nährstoffarm sind; die Landwirte bezeichnen solche unfruchtbare Stellen mit dem Wort „Narr". Die Niederterrasse der Nahe ist kalkarm bis kalkfrei.

Die **linksrheinische Niederterrasse** ist nicht einheitlich gebaut. In der Tiefe besteht sie, wie die Bohrungen des Wasserwerkes Bingen und die Probebohrungen anlässlich des Bahnbaus Geisenheim-Laubenheim zeigten, aus Kiesen und Sanden des Rheins. Nur ganz selten treten diese Kiessande an die Oberfläche. Im allgemeinen sind sie von stets mehr oder weniger sandigen **Rheinschlicken** überdeckt. Diese haben eine Mächtigkeit bis zu 2 ja sogar lokal 3 m. Auf ihnen beruht die grosse Fruchtbarkeit dieses etwa 5 qkm grossen Gebietes. Diese Schlicke sind aber nicht einheitlich zusammengesetzt. Südlich und südöstlich von Gaulsheim stellen sich grosse Flächen ein, in denen graurote, seltener rötlich braune sandige Schlicke liegen, denen der Kalk mehr oder weniger mangelt, ja in den obersten Lagen oft völlig fehlt $\left(\begin{matrix}\delta l\\ \delta g \rho\end{matrix}\right)$. Sie werden bis 1,25 m stark, sind aber im allgemeinen unter 1 m mächtig. Sie liegen auf den kalkreichen grauen oder graubraunen sandigen Schlicken, die in der Hauptsache die Oberfläche der verschlickten Niederterrasse zusammensetzen. Am Weg von Kempten nach Ockenheim schiebt sich eine 50 cm starke kalkfreie Schlicklage zwischen mächtigere kalkhaltige ein. Da wo die kalkarmen bis freien Schlicke eine grössere Stärke haben, sind sie weniger wertvoll für die Landwirtschaft als die Gebiete der kalkhaltigen Schlicke. Infolge des hohen Feinsandgehaltes entsteht ein für die atmosphärischen Niederschläge leicht durchdringbarer Boden, der aber auch in trockener Jahreszeit eine gewisse Menge Bodenfeuchtigkeit festhalten kann und ähnlich wie der Löss, von dem er sich durch höheren Tongehalt unterscheidet, einen sowohl für Ackerbau wie auch Gemüse und besonders Obstbau wertvollen Boden abgibt.

Den gleichen sandigen Tonmergelboden (Schlickboden) haben wir in dem **Alluvialgebiet des Rheins,** doch erlauben die Überflutungen des Stromes einen Anbau von Ackerfrüchten nicht. Hin und wieder wird auf ihnen Gemüse gepflanzt, in der Hauptsache dienen sie als Weideland. Den gleichen Boden weisen auch die Rheininseln auf, die Rüdesheimer Au, die Ilmen Au und die Fulder Au. Hier werden diese Böden ausser als Weideland zur Anlage schöner Obstplantagen ausgenutzt.

Die für die Landwirtschaft wichtigsten Böden sind die **Löss- und Lehmböden.** Der aus dem lichtstrohgelben, kalkhaltigen Staubsand durch geringe oberflächliche Entkalkung hervorgegangene lichtbräunliche Lössboden ist durch seine physikalischen wie chemischen Eigenschaften ausgezeichnet.

Er ist tiefgründig, feinkörnig, oft von feinsten Röhrchen durchzogen, leicht zerreiblich und verkrustet nicht.

Der Gehalt an Feinboden (< 2 mm) beträgt nach Luedecke (S. 273) im Mittel in Prozenten: Ackerkrume 97,6, Untergrund 99,1, tieferer Untergrund 100.

9 mechanische Analysen rheinhessischer Lösse lieferten nach Luedecke (40 S. 263 bezw. 226) folgende Werte in %:

	Sand 2—0,05 mm	Staub 0,05—0,01 mm	Feinste Teile < 0,01 mm
Ackerkrume	17	51	31
Untergrund	16	51	33
Tieferer Untergrund	15	50	35

Infolge seiner Feinporigkeit nimmt der Löss leicht Luft und Wasser auf und leitet dieses in den tieferen Untergrund. Dieser bildet gewissermassen einen ausgleichenden Wasserbehälter, der bei längerer Trockenheit infolge der Kapillarität ein Aufsteigen des kalkhaltigen Wassers gestattet. Nach C. Luedecke (**33** S. 226) kann der Löss bis 48 % seines Volumens Wasser aufnehmen.

Die chemischen Eigenschaften des Lössbodens entsprechen der chemischen Zusammensetzung des Lösses aus Sand (etwa $^2/_3$ Kieselsäure), Kalk (schwankend im Mittel nach Hohenstein (**17** S. 81) 12,8 %) und Ton; nur dass je nach dem Stand der oberflächlichen Entkalkung der Kalkgehalt der Lossböden sehr starken Schwankungen unterworfen ist. Der Kalk ist der wichtigste Pflanzennährstoff in dem Lössboden, dessen Nährstoffvorrat nach Hohenstein als nicht besonders hoch zu bezeichnen ist. Der Lössboden der Hochfläche des Rheinhessischen Plateaus unterscheidet sich in der Farbe und dem Kalkgehalt wesentlich von den übrigen Lössböden. Die Farbe ist mehr rötlichbraun und der Kalkgehalt oft völlig, ja sogar bis zu Tiefen von 1,5 m verschwunden, wie z. B. in der Dreiviertel-Gewann bei Laurenziberg.

Das Fehlen oder Zurücktreten des Kalkgehaltes, die stärkere Verlehmung, rührt von den nahe unter der verhältnismässig dünnen Lössdecke liegenden, sich weit ausbreitenden Kiessanden des Pliocäns her, in denen das kalkhaltige Lösswasser in die Tiefe abgeleitet wird. Die Böden sind mit der Bezeichnung $\frac{\text{dlö}}{\text{p}}$ in der Karte eingetragen worden. Solche Bezirke sind z. B. bei der Langgewann östlich Aspisheim, am Hungerberg am Weg von Dromersheim nach Appenheim und die Dreiviertelgewann westlich Laurenziberg. Der Unterschied in der Fruchtbarkeit der kalkhaltigen und der kalkfreien Lössböden spricht sich auch in den Flurnamen aus. So heisst die aus gutem Lössboden bestehende Flur an der Strasse von Aspisheim nach Appenheim „Im Appelgarten", während die sich dicht nördlich anschliessende Gewann, die entkalkten Löss über pliocänen Sanden beherbergt und nicht die günstigen Erträge bringt wie der nahegelegene Appelgarten, mit Recht „Hungerberg" genannt wird.

Während der Löss und Lösslehm auf dem Rheinhessischen Plateau hauptsächlich dem Anbau der Feldfrüchte dient, werden die Lössflächen am Süd- und Ostabhang des Rochusberges fast völlig von Weinbergen und Obstanlagen eingenommen. Über den rechtsrheinischen Lössboden von Geisenheim gibt die schon genannte Arbeit von F. Wahnschaffe (**65** S. 36—40) Aufschluss. Hier dient der Löss vorzugsweise zur Anlage von Obstpflanzungen, zum Anbau von Feldfrüchten und in geringem Masse zur Weinbergskultur. Hierbei vermischt man den Löss vielfach mit devonischen Tonschiefern.

Die Lössböden links der Nahe westlich von Laubenheim und bei Dorsheim werden fast völlig vom Ackerbau eingenommen. Im „Langenlonsheimer Wald" wo er nicht allzumächtig die Waderner Schichten überkleidet, ist er mit Wald bedeckt.

Von grosser Ausdehnung sind auf Blatt Bingen-Rüdesheim **lehmige Quarzitschuttböden.** Sie finden sich sowohl auf den Höhen des Rheinischen Schiefergebirges als auch an seinen Abhängen, wo sie eine sehr beträchtliche Mächtig-

keit erreichen können. „Ein lehmiger Quarzittschutt in so bedeutender Mächtigkeit, dass das Liegende in den bis zu 2 m Tiefe ausgeworfenen Schurflöchern noch nicht erreicht wurde, findet sich beispielsweise südlich und östlich von Eibingen." Die Schurflöcher „zeigten bis zu 2 m Tiefe einen rötlichen mit eckigem Quarzitschutt durchsetzten lehmigen Boden mit geringem Kalkgehalt. Zur Bildung dieses fruchtbaren und für den Weinbau vorzüglich geeigneten Bodens haben vorzugsweise die vom höheren Steilgehänge herabgeschafften Quarzitbruchstücke beigetragen, während sein lehmiges Bindemittel durch ein geschlemmte verwitterte Tonschiefer und Lösspartikelchen gebildet wurde." (F. Wahnschaffe). Ähnliche lehmige Quarzitschuttböden finden wir das ganze Nordgehänge des Rochusberges einnehmen. Der tiefere Untergrund besteht aus den etwas kalkhaltigen Gedinne-Tonschiefern, die weitgehend zersetzt sind und welch lehmige Zersetzungsböden bis zu 15 m Tiefe bei der Villa Sachsen westlich von Kempten mit Quarzitschutt durchmengt sind. Dieser Boden wird noch mit frischem Tonschiefer des Gedinne überfahren und so ein besonders günstiger Weinbergboden geschaffen. Wo der lehmige Schuttboden an den anstehenden Quarzit angrenzt und eine deutliche Geländestufe sich in der Landschaft ausprägt, liegt auch die scharfe Grenze der Weinberge zum Wald, dem ausschliesslich der Quarzitzug zugewiesen ist.

IX. Geologische Naturdenkmäler

(W. Wagner)

Blatt Bingen umfasst ein Gebiet, das mit Recht zu den landschaftlich schönsten Gegenden Westdeutschlands gezählt werden kann. Dieses Landschaftsbild ist in der Hauptsache durch seinen geologischen Aufbau bedingt.

Die Quarzitzüge insbesondere des Taunusquarzits, welche im Mündungsgebiet der Nahe diese und unterhalb von Bingen den Rhein quer durchsetzen, bilden die schroffen Felsriffe, die aus dem Rhein emporsteigen und aus dem steilen Gehänge oft mauerartig hervortreten. Sie tragen die stolzen Burgen (Ehrenfels, Rheinstein) und sind oft bis hoch hinauf von grossen nackten Gesteinshalden umsäumt, den als „Rosseln" bezeichneten Felsenmeeren. (Siehe Tafel 2 Bild 1.)

Allenthalben sieht man heute einen Kampf sich entspinnen zwischen der praktischen Auswertung gegebener Naturschätze ohne Rücksichtnahme auf das Landschaftsbild und dem Bestreben, dieses möglichst in seiner ursprünglichen Gestaltung zu erhalten. In unserer heutigen technischen Zeit ist man meist geneigt, dem praktischen Wert gegenüber dem ideellen den Vorzug zu geben. So werden den Bergen durch die Anlage von Steinbrüchen oft Wunden an Stellen geschlagen, an denen das Landschaftsbild nicht gestört werden darf. So z. B. am Rochusberg, wo ein zur Herstellung feuerfester Steine brauchbarer Quarzit ansteht. Die günstige Lage für den Abtransport des Gesteins unmittelbar am Rheinuferam Kempter Eck riss in das schöne Waldbild des Rochusberges eine Lücke, die jedem Wanderer insbesondere vom Schiffe aus

unangenehm auffällt. Unmittelbar am oberen Rande des Steinbruches liegt die „Goetheruhe", jener Platz, von dem aus Goethe in begeisterten Worten anlässlich seines Besuches auf dem Rochusberg 1814 und 1815 die „niemals genug zu schauende Aussicht" priess. Sie wird durch eine Erweiterung des Steinbruches am Kempter Eck in ihrem Bestand ernstlich bedroht und es dürfte zu empfehlen sein, dass die massgebenden Stellen diese Stelle dauernd in das Naturschutzgebiet einbeziehen.

Unmittelbar am Fusse des Steinbruches zieht die S. 97—98 beschriebene verkieselte Störungsbreccie hindurch, die sich als auffallendes Felsgebilde in der Landschaft bemerkbar macht. Dies war schon GOETHE 1814 bei dem Besuch des Rochus-Festes zu Bingen aufgefallen und von ihm beschrieben worden (**11**). In meiner Schrift „Goethe und der geologische Aufbau des Rochusbergs bei Bingen" (**60** S. 224 f) findet die „Urbreccie" Goethes eine besondere Beschreibung. Ein grosser Block ist durch Umzäunung vor Zerstörung geschützt worden. Er untersteht dem Natur-Denkmalschutz.

Ferner möchte ich auf eine Naturschönheit aufmerksam machen, die rechtzeitig durch einen staatlichen Schutz vor Zerstörung bewahrt werden sollte. Es sind dies die S. 37 beschriebenen und Tafel 1 Bild 1 und 2 abgebildeten abenteuerlichen Felsen in dem Tälchen, das von Burg-Layen nach der Troll-Mühle an der Nahe zieht. Es besteht die Neigung, diese festen Breccien der Waderner Schichten, die ähnlich alten Ruinenmauern zwischen Weinbergen den Südhang des Tälchens hinaufziehen, zur Gewinnung von Bruchsteinen zu benutzen, die zur Herstellung von Stützmauern in den Weinbergen Verwendung finden sollen.

X. Bohrverzeichnis. (W. Wagner.)

Nr. 1.*) Im schiffbaren Teil des Rheins, 38 m südlich der Ilmen-Aue.

0,00— 0,50 m Kiessand, Rhein-Mainmaterial.

0,50— 4,50 m kalkhaltiger dunkelgrauer Mergel.
Im Schlämmrückstand: Feiner bunter mehr eckiger als runder Quarzsand, etwas Pyrit. Unbestimmbare Muschelschalenreste, wenige Fischreste und kleine Foraminiferen.

4,50— 5,25 m lichtgrauer kalkhaltiger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Feiner weisser eckiger Quarzsand, viel Pyrit in Körnchen und Stengelchen bis zu 5 mm Länge, wenige Fischreste, zahlreiche Foraminiferen, wenige Ostracoden.

5,25— 5,50 m gelbgrüner, stark feinkiessandiger kalkfreier Ton. Die grüne Farbe rührt von zersetzten Schwefeleisen her.
Im Schlämmrückstand: Zumeist eckiger weisser Quarzsand, wenig grüner und roter Quarzit. Einzelne Gerölle werden erbsengross. Zum Teil zersetzter Pyrit und Markasit.

5,50— 8,00 m feinsandiger, kalkfreier dunkelgrauer Ton.
Im Schlämmrückstand: Sehr feiner eckiger grauer und grünlicher Quarzsand, feiner Pyritsand, wenige Foraminiferen.

8,00— 8.50 m grauer, kalkhaltiger, rostbraun gefleckter Mergel.
Im Schlämmrückstand: Eckiger und runder Quarzsand. Pyrit, zum Teil in grossen Stengelchen. Braunroter Kalksandstein. Sehr viele Foraminiferen, wenige Fischreste, Ostracoden und Schwammnadeln.

8,50—14,70 m feinsandiger braungrauer, kalkfreier Ton, hin und wieder schwarzgrau gefleckt.
Im Schlämmrückstand: Viel sehr feiner eckiger Quarzsand, zersetzter Eisenkies, etwas Glimmer, Glaukonit und einige Fischrestchen.

14,70—17,00 m grauer feinsandiger Mergel mit rostbraunen Flecken.
Im Schlämmrückstand: Wenig feiner eckiger Quarzsand, zersetzter Pyrit in Stengelchen. Zertrümmerte Muschelschalenreste, Ostracoden und viele Foraminiferen.

17,00—17,65 m lichtgrauer kalkhaltiger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Feiner Quarzsand, zertrümmerte Muschelschalen, wenige Fischreste, zahlreiche Foraminiferen.

17,65—18,35 m lichtgrüngrauer kalkhaltiger bis armer Mergel.
Im Schlämmrückstand: Feiner weisser meist eckiger Quarzsand, wenige Pyritstengelchen, Brauneisenerzkörnchen, wenige Fischreste.

18,35—19,00 m graugrüner kalkfreier, toniger Sand mit grüngelben Eisensulfatausblühungen.
Im Schlämmrückstand: Gelblicher Quarzsand, Pyrit und Markasit bis zu Erbsengrösse.

*) Die Nummern beziehen sich auf die Zahlen, die bei den Bohrpunkten in der Karte eingetragen sind

19,00—19,30 m lichtgrüngrauer kalkarmer Mergel, braungefleckt.
Im Schlämmrückstand: Meist eckiger weisser und lauchgrüner Quarzsand, viele Markasitkügelchen, wenige grüne Schieferstückchen.

19,30—21,60 m lichtgrüngrauer Ton mit feinem Kiessand vermischt.
Im Schlämmrückstand: Eckiger und runder weisser Quarzsand, rötlicher Quarzit, wenig Pyrit. Die Gerölle werden vereinzelt erbsengross.

21,60—23,00 m lichtgrau und rotbraun gebänderter Ton mit Kiessandzwischenlagen. Die Gerölle, aus Milchquarz und Quarzit, werden bis wallnussgross.
Im Schlämmrückstand: Wenig Eisenkies, ferner roter Eisenkiesel.

23,00—23,60 m weissgrauer magerer kaolinartiger Ton mit feinen Milchquarzzwischenlagen. Der Sand ist meist eckig, wenig Eisenkies.

23,60—24,00 m desgleichen, aber braunrot gestreift. Die braunroten Partieen rühren von zahlreichen Eisenkarbonatkörnchen her.

24,00—24,40 m lichrötlicher und weissgrauer sandiger Ton.
Im Schlämmrückstand: Eckiger Quarzsand, rotbraune Eisenkarbonatkörner, etwas Eisenkies, ein Fischrest.

24,40—25,10 m grüngrauer stark toniger Kiessand. Milchquarz bis haselnussgross, Bergkrystall, rötlicher Quarzit, wenig Eisenkies, eine Foraminifere.

25,10—26,10 m desgleichen.
Im Rückstand: Grüne Schieferstückchen, Eisenkarbonat, etwas Glimmer neben eckigem und rundem Quarz und Quarzit.

26,10—26,50 m lichtgrüngrauer bis graugrüner Mergel mit Eisensulfatgehalt und sehr feinsandig.
Im Schlämmrückstand: Feiner Quarzsand, Quarzit, Erbsenkarbonatkörnchen, eine Ostracode.

26,50—27,30 m lichtgrüngrauer etwas grobsandiger Ton.
Im Schlämmrückstand: Quarz, rötlicher und grauer Quarzit, grüner Tonschiefer, Eisenkarbonatkörnchen.

27,30—28,20 m lichtgrüngrauer Ton.
Im Rückstand: Feiner Quarzsand, auch Bergkrystal mit Krystallflächen, viele Pyrit-Oktaeder. Ein Muschelschalenrest, zwei Fischrestchen.

28,20—30,10 m kalkhaltiger, grünlichgrauer, braunrot gestreifter wenig sandiger Mergel.
Im Rückstand der hellen Lagen weisser Quarzsand, der rotbraunen Lagen rotbraune Eisenkarbonatkügelchen, zum Teil mit Quarzsand verkittet.

Zusammenfassung:

0— 0,50 m diluviale bis alluviale Rhein-Mainschotter.
0,50—18,35 m Rupelton, vermutlich die mittlere Stufe bis untere Stufe. 17,85 m.
18,35—30,10 m + Übergangsfacies von unterem Rupelton zu Meeressand. 11,75 m +.

Nr. 2. Ilmen-Aue.

0— 1,00 m kalkreicher lössähnlicher Schlick.
1,00— 1,60 m braungrauer, glimmerführender kalkreicher feiner Rheinsand.

1,60— 2,00 m kalk- und schlickhaltiger Rheinsand bis sandiger Schlick.

2,00— 3,80 m kalkreicher schlickhaltiger glimmerführender feiner Rheinsand.

3,80— 5,00 m kalkhaltiger grauer Rheinsand.

5,00— 5,80 m Rhein-Main-Kiessand.

5,80— 8,50 m kalkfreier, sandiger, bituminöser dunkelbraungrauer Ton, in schiefrige Bröckchen zerfallend.
Im Schlämmrückstand: Eckiger feiner Eisenkies führender Quarzsand, zwei kleine Fischrestchen.

8,50—11,30 m kalkhaltiger, bituminöser, etwas schiefriger dunkelgrauer Mergel.
Pyrit führend und im Schlämmrückstand zahlreiche Fischreste.

11,30—12,60 m kalkreicher, bituminöser, zum Teil schiefriger Mergel.
Wenig Rückstand: Eckiger Quarzsand, Pyrit, zahlreiche Fischreste, wenige Foraminiferen.

12,60—21,40 m grauer Mergel mit zertrümmerten Muschelschalen.
Im Schlämmrückstand viele Pyritstengelchen, die oft verzweigt sind, wenige Fischreste, zahlreiche Muschelschalenreste und zahlreiche Foraminiferen.

21,40—25,00 m grauer kalkreicher magerer Mergel.
Im Rückstand: Feiner eckiger Quarzsand, etwas Gips und Glimmer, Brauneisen, Kalksandsteinstückchen, wenige Fischreste, Muschelschalenreste, zahlreiche verschiedenartige Foraminiferen.

25,00—25,30 m kalkarmer grauer Mergel, unregelmässig braun und schwarz gefleckt (Magan-Eisen?)
Im Schlämmrückstand: Pyrit und meist eckiger Quarzsand.

25,30—25,50 m grauer braungefleckter Ton.
Im Rückstand: Eisenkarbonatsand.

25,50—27,05 m gelber und grauer Ton mit zahlreichen Quarz- und Quarzitgeröllen, Pyrit zum Teil als Bindemittel des Kiessandes, in dem sich Gerölle bis erbsengross einstellen, viel Markasit.

27,05—27,50 m Quarz und Quarzitkies.

27,50—28,25 m toniger Quarz-Quarzitkies. eckiges und rundes Material, in Brauneisen umgewandelter Eisenkies. Die Gerölle werden haselnussgross.

28,25—28,70 m rotbrauner grau gebänderter bis gestreifter Mergel.
Im Schlämmrückstand: Gelber und rotbrauner Quarzsand, etwas Brauneisen.

28,70—29,95 m hellgrauer Mergel mit Kiessand. Quarzitgerölle bis haselnussgross.
Im Rückstand zwei Schneckenschalenreste.

29,95—30,25 m hellgrauer und rötlichgrauer gestreifter Ton.
Im Schlämmrückstand: Eckiger Quarz-Quarzitsand, etwas Glimmer und Eisenkies, einzelne Gerölle erbsengross.

30,25—33,90 m lichtgrauer Mergel mit einzelnen Quarz- und Quarzitgeröllen.
Im Schlämmrückstand neben Quarzsand wenige grüne Glimmerschieferstückchen.

33,90—36,50 m durch Mergel verkittetes Milchquarzkonglomerat.

36,50—37,60 m licht rötlichgrauer, braungebänderter Ton.
Im Schlämmrückstand: Eckiger weisser und brauner Quarz-Quarzitsand. Bergkrystall noch mit Flächen, viel Pyrit in Würfeln, Gips, wenige grüne Schieferstückchen.

37,60—38,00 m grauer feinsandiger Ton.
Im Schlämmrückstand: Wenig Gips und zum Teil zersetzter Eisenkies.

Zusammenfassung.

0— 5,80 m diluviale und alluviale Rheinablagerungen 5,80 m.

5,80—25,50 m (19,70 m) mittlerer Rupelton, Fischschiefer und Übergang zum unteren Rupelton.

25,50—38,00 m (12,50 m +) Übergangsfacies von unterem Rupelton zum Meeressand.

Nr. 3. Rheinmitte zwischen Ilmen-Aue und Gaulsheimer Ufer, Höhe 74,85 NN.

0— 1,70 m Rhein-Mainkies. Geröllgrösse wie Hühnerei.

1,70— 4,45 m dunkelgrüngrauer etwas feinsandiger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Gips, zersetzte Eisenkiesstengelchen, wenige Fischreste und Foraminiferen.

4,45— 6,65 m dunkelgrauer kalkarmer Mergel.
Im Schlämmrückstand: Feiner Quarzsand, Glimmer, Kalksandstein, Eisenkiesstengelchen, wenige Fischreste, wenige Muschelschalenreste, Schwammnadeln, viele Foraminiferen, z. B. Spiroplecta carinata.

6,65—10,70 m lichtgrauer magerer Mergel.
Im Schlämmrückstand: Eckiger Quarzsand mit vielen Foraminiferen, z. B. Spiroplecta carinata, wenige Muschelschalenreste.

10,70—10,90 m licht rötlichgrauer bis hellgrauer stark feinsandiger kalkreicher Mergel. Gerölle bis erbsengross.
Im Schlämmrückstand: Quarz-Quarzitsand, etwas zersetzter Eisenkies, wenige Fischreste, zahlreiche Foraminiferen.

10,90—11,70 m lichtweissgrauer, dunkelrotbraun gefleckter feinsandiger Ton.
Im Schlämmrückstand viel Eisenkarbonat, wenige Fischreste.

11,70—12,50 m weissgrauer, rotbraungefleckter sandiger Ton. Die rotbraunen Stellen rühren von Eisenkarbonatkörnchen her.

12,50—12,90 m grober Kiessand, durch grauweissen Ton verkittet. Vorherrschend Milchquarz bis doppelerbsengross, Quarzit und Eisenkarbonat.

12,90—15,08 m grüngrauer bis graugrüner kiessandiger Ton.

15,08—15,65 m schwach toniger Kiessand.
Bis wallnussgrosse Eisenkarbonatkugeln, aus Pyrit hervorgegangen, der diese noch stellenweise durchädert, bis erbengrosse Milchquarz- und Quarzitgerölle.

Im Rückstand: Etwas Fasergips, Markasit und ein lasurblaues Mineral. Das tiefultramarinblaue Mineral findet sich in stecknadelkopfgrossen Körnchen und Plättchen, ferner auf Quarz und Pyrit aufgewachsen. Es hat das Aussehen von Lasurstein, löst sich weder in Salz- noch in Salpetersäure, auch nicht bei Erwärmung. Es findet keine Gelatinabscheidung in Salzsäure statt, schmilzt am Platindraht zu einer grüngrauen nicht magnetischen Schlacke.

15,65—16,70 m kalkhaltiger, lichtgrüngrauer braungestreifter schwach sandiger Mergel. Im Rückstand Eisenkarbonatsand.

16,70—19,40 m kalkfreier mit Ton vermengter grober Quarzkiessand. Die Gerölle werden bis wallnussgross.
Im Schlämmrückstand von Markasit durchzogene Eisenkarbonatkörner.

19,40—20,35 m grauweisser feinkiessandiger Ton.

20,35—20.80 m feinsandiger kaolinähnlicher Ton mit Eisensulfatgehalt.
Im Schlämmrückstand: Pyrit ∞ O ∞, Markasitkügelchen, einige Fischrestchen.

20,80—21,10 m desgleichen, aber reicher an Kiessand.
Im Schlämmrückstand noch Bergkrystall mit Flächen.

21,10—21,90 m gleichkörniger, stecknadelkopfgrosser eckiger Sand, Quarz, Quarzit, Sericitschiefer, wenig Pyrit und Eisenkarbonat.

21,90—22,40 m grober Quarzkiessand mit bis wallnussgrossen Geröllen. Auf einigen Quarzitstückchen ein violettblauer Anflug.

22,40—22,65 m grünlichgrauweisser sandiger Ton. Die Quarz- und Quarzitsandkörner sind meist stecknadelkopfgross.

22,65—25,05 m sandiger Kies mit bis eigrossen Quarzgeröllen, bestehend aus Quarz, Quarzit, wenig Eisenkarbonat und Eisenkies.

25,05—25,20 m etwas toniger feinsandiger Kies, feiner Sand mit bis eigrossen Geröllen, einzelne Schieferstückchen.

25,20—25,35 m lichtrötlichbrauner sandiger kalkhaltiger Ton, reich an Eisenkarbonatsandstein, ferner Tonschiefer, Quarzit und Markasit im Rückstand.

25,35—26,50 m toniger Kiessand, zum Teil zu einem Konglomerat verkittet, Gerölle bis haselnussgross, die Quarzite sind zum Teil rötlich.

26,50—26,70 m kiessandhaltiger weisser kaolinähnlicher Ton.

26,70—28,05 m Kiessand, zum Teil durch toniges Bindemittel zu einem Konglomerat verkittet. Gerölle bis wallnussgross.

Zusammenfassung.

0— 1,70 m Rhein-Mainkies.

1,70—11,70 m (10 m) Rupelton mittlere bis untere Abteilung.

11,70—28,05 m (16,30 m +) Übergangsfacies von unterem Rupelton zu Meeressand, dessen Charakter überwiegt.

No. 4. Gaulsheimer Rheinarm, Höhe 78,82 m NN.

0— 1,35 m glimmerreicher, feiner grauer kalkhaltiger Rheinsand.

1,35— 2,70 m desgleichen, etwas gröberer Sand.

2,70— 3,40 m Rhein-Mainkiessand. Gerölle bis wallnussgross.

3,40—19,40 m dunkelbraungrauer feinsandiger kalkreicher Mergel.
Im Schlämmrückstand: Quarz-Quarzitsand, Eisenkiesstengelchen, Fischreste? Stachel von Seeigel, Muschelschalenreste, einige Foraminiferen.

19,40—27,40 m grauer Mergel.
Im Schlämmrückstand: Feiner Quarzsand, viel Eisenkiesstengelchen, etwas Gyps, wenige Fischreste, viele Foraminiferen.

27,40—29,10 m lichtgrüngrauer toniger Mergel, rostbraun gefleckt. Der Schlämmrückstand ist reich an Foraminiferen.

29,10—29,20 m gelbbraungrauer magerer feinsandiger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Eisenkarbonatsandstein, Glimmer, Eisenkies, Quarzsand, Muschelschalenrestchen, viele Foraminiferen.

29,20—32,60 m grünlichgrauer braungefleckter Mergel.
Im Schlämmrückstand: Viel Quarzsand, etwas Eisenkarbonatsandstein, Glaukonit? Fischreste, Muschelschalenreste und viele verschiedenartige Foraminiferen.

32,60—33,00 m lichtgrauer Mergel mit über erbsengrossen Markasitkugeln.
Im Schlämmrückstand: Eisenkarbonatsandstein, Markasit, Pyrit in Krystallen ∞O∞. O. Gypsnädelchen, viele Foraminiferen, darunter grosse Formen.

33,00—33,55 m lichtgrüngrauer toniger und sandiger Mergel mit Eisenmanganflecken.
Im Schlämmrückstand: Quarz-Quarzitsand von Schrotgrösse, wenig Pyrit ∞O∞. O und O. keine Fossilien.

Zusammenfassung:

0— 3,40 m Rhein-Mainschotter (Alluvium bis Diluvium).
3,40—33,00 m (29,60 m) Unterer bis mittlerer Rupelton.
33,00—33,55 m (0,55 m +) Übergangsfacies von unterem Rupelton zu Meeressand.

No. 5. Gaulsheimer Leinpfad, Höhe 79,63 m NN.

0— 1,40 m schwach sandiger, kalkreicher brauner Rheinschlick.
1,40— 3,70 m stark glimmersandiger, kalkreicher braungrauer Schlick.
3,70— 4,80 m Rhein-Mainkies. Gerölle bis wallnussgross.
4,80— 7,00 m bituminöser dunkelgrauer schiefriger Mergel.
Schlämmrückstand: Pyritsandstein, wenig feiner Quarzsand und Schiefertonstückchen.

7,00— 9,00 m bituminöser dunkelbraungrauer, etwas schiefriger Mergel.
Im Schlämmrückstand wenig feiner Quarzsand und Pyrit.

9,00—12,40 m desgleichen mit wenigen Fischrestchen.

12,40—15,30 m dunkelgrauer Mergel mit sehr dünnen Kalkstreifen auf den Schichtflächen.
Im Schlämmrückstand: Pyritsand und kleine Fischreste.

15,30—18,00 m dunkel braungrauer bituminöser toniger und etwas schiefriger Mergel.
Im Schlämmrückstand wenig feiner Quarzsand und Pyrit.

18,00—19,50 m braungrauer etwas schiefriger Mergel.
Im Schlämmrückstand etwas Gyps, feiner Quarzsand, Pyrit, Fischreste, wenige kleine Foraminiferen, ein Muschelschalenrest.

19,50—24,00 m grauer, etwas schiefriger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Glimmer, feiner eckiger Quarzsand, Pyritstengelchen, Fischreste und Foraminiferen.

24,00—30,20 m bituminöser braungrauer schiefriger Mergel mit dünnen weissen Kalkhäutchen auf den Schichtflächen.
Im Schlämmrückstand: Pyrithaltige Kalksandsteinschieferstückchen, Fischreste.

30,20—31,20 m lichtgrauer milder Mergel mit Brauneisenerzflecken.
Im Schlämmrückstand: Feiner Quarzsand, Pyrit in Körnchen und Stengelchen, wenige Fischreste, Muschelschalenreste und Ostracoden, viele Foraminiferen.

31,20—32,00 m grauer, rotbraun gefleckter Mergel.
Im Schlämmrückstand: Wenige Fischreste und Foraminiferen, aber viele zertrümmerte Muschelschalenreste.

32,00—35,60 m kalkarmer milder grauer Mergel.
Geringer Schlämmrückstand: Feiner eckiger Quarzsand, Pyritkörnchen, wenige Fischreste, Schwammnadeln und zahlreiche Foraminiferen.

35,60—35,90 m dunkelgrauer, kalkfreier stark feinglimmersandiger Ton.
Im Schlämmrückstand: Viel weisser eckiger Quarzsand, Pyrit, z. T. in Brauneisen umgewandelt. Ein Fischrestchen, keine Foraminiferen.

35,90—38,90 m hellgrauer, kalkfreier stark feinsandiger Ton.
Im Schlämmrückstand: Meist eckiger Quarzsand, Kalksandstein, Pyrit in Körnern und Stengelchen, wenige Fischreste und Schwammnadeln, viele und mannigfaltige Foraminiferen.

38,90—39,60 m hellgrauer, gelbbraungefleckter, feinsandiger kalkarmer Mergel.
Im Schlämmrückstand: Eckiger weisser und lauchgrüner Quarzsand, viel Pyrit, Glimmersandstein, wenige Fischreste, Schwammnadeln, Muschelschalenreste, viele Foraminiferen.

39,60—44,10 m hellgrauer feinsandiger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Weisser und grünlicher Quarzsand. Glaukonit? Viel Pyrit, z. T. in Brauneisen umgewandelt, wenige Fischreste und Schwammnadeln, besonders viele Foraminiferen, die z. T. vererzt sind.

44,10— — m fester grauer Kalksandstein.

Zusammenfassung:

0— 4,80 m Rhein-Mainablagerungen (Alluvium und Diluvium).
4,80—30,20 m (25,40 m) mittlerer Rupelton: Fischschiefer.
30,20—44,10 m (13,90 m) mittlerer bis unterer Rupelton.

No. 6. Gaulsheimer Chaussee, Höhe 82,90 m NN.

0,00— 1,00 m graubrauner kalkreicher sandiger Lehm.
1,00— 2,10 m graugelber, kalkreicher feinsandiger lössähnlicher Schlick.
2,10— 5,00 m grauer kalkreicher schlickhaltiger Rhein-Mainsand mit einzelnen Kiesgeröllen.
5,00— 8,10 m Rhein-Mainkiessand. Gerölle bis wallnussgross.
8,10—13,90 m bituminöser braunschwarzer kalkarmer toniger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Quarzsand, glimmerhaltiger Quarzsand, Pyrit, dunkler Quarzit, 1 Muchelschalenrest und Fischrest.

Zusammenfassung:

0— 2,10 m Jungdiluvialer Schlick auf der Niederterrasse.
2,10— 8,10 m (6 m) Niederterrasse des Rheins.
8,10—13,90 m (5,80 m +) mittlerer Rupelton.

No. 7. An der Bahn Mainz-Bingen, Höhe 83,40 m NN.

0— 2,15 m sandiger gelbbrauner kalkhaltiger Schlick.
2,15— 3,65 m kalkhaltiger, schlickführender gelbbrauner feiner Sand.
3,65— 5,60 m kalkhaltiger grauer glimmerhaltiger Rheinsand.
5,60— 7,50 m Rhein-Mainkies-Gerölle bis wallnussgross.
7,50—12,00 m bituminöser graubraunschwarzer toniger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Feiner glimmerhaltiger Quarzsand, Pyrit, ein Fischzahn und sonstige Fischreste.

Zusammenfassung:

0— 2,15 m Jungdiluvialer Schlick auf der Niederterrasse.
2,15— 7,50 m (5,35 m) Niederterrasse des Rheins.
7,50—12,00 m (4,50 m +) mittlerer Rupelton.

No. 8. Kreuzung der geplanten 1. Linie mit der Bahnstrecke Alzey-Bingen, Höhe 83,9 m NN.

0— 1,15 m dunkelbrauner schwachsandiger und kalkarmer Schlick.
1,15— 2,00 m braungelber feinsandiger und etwas glimmerführender kalkhaltiger Schlick.
2,00— 5,50 m braunrötlicher Rhein-Mainsand, kalkhaltig, mit einzelnen Geröllen von Erbsen- bis Haselnussgrösse.
5,50—12,25 m dunkelblaugrauer etwas schiefriger toniger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Viele Foraminiferen, ein Schalenrest von ? Leda sp., feiner Quarzsand und etwas Eisenkies.

Zusammenfassung:

0— 2,00 m Jungdiluvialer Schlick auf der Niederterrasse.
2,00— 5,50 m (3,50 m) Niederterrasse des Rheins.
5,50—12,25 m + (6,75 m +) mittlerer bis oberer Rupelton.

No. 9. Kreuzung der geplanten 1. Linie mit der Bahnstrecke Alzey-Bingen, Höhe 84,3 m NN.

0— 1,25 m brauner starksandiger kalkarmer Schlick.
1,25— 2,00 m braungelber feinsandiger Glimmer und Kalk haltiger Schlick.
2,00— 2,30 m schlickhaltiger Sand mit erbsengrossen Geröllen.
2,30— 5,90 m rotgrauer kalkhaltiger Rhein-Mainsand.
5,90—12,30 m dunkelgrauer etwas schiefriger toniger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Quarzsand, Eisenkies. Viele Foraminiferen, viele Schwammnadeln, wenige Fischrestchen.

Zusammenfassung:

0— 2,00 m Jungdiluvialer Schlick.
2,00— 5,90 m (3,90 m) Niederterrasse des Rheins.
5,90—12,30 m (6,40 m +) mittlerer bis oberer Rupelton.

No. 10. Am Feldweg Gemeinde Kempten, Höhe ~ 85 m NN.

0— 1,00 m kalkreicher, etwas verlehmter und schwachsandiger abgeschwemmter Löss.
1,00— 2,35 m hellgraugelber sandiger kalkreicher Schwemmlöss.
2,35— 4,70 m gelber Sand, nach unten in Rhein-Mainkiessand übergehend, Gerölle bis wallnussgross.
4,70— 6,30 m gelbgrauer Mergel.
Im Schlämmrückstand: Meist eckiger Quarzsand, z. T. noch Quarz in Krystallform. Etwas Eisen, Kies und Gyps. Zahlreiche Fischreste. Eine grosse Septarie.
6,30—12,00 m grauer Mergel mit Septarien.
Im Schlämmrückstand: Wenig Quarzsand und Eisenkies. Das in Bohrung No. 3 erwähnte ultramarinblaue Mineral. Viele Foraminiferen und Schwammnadeln, ferner zertrümmerte Conchylienreste, einige Schalenkrebschen (Ostracoden).

Zusammenfassung.

0— 2,35 m Schwemmlöss oder Schlick.
2,35—4,70 m (2,35 m) Niederterrasse des Rheins.
4.70—12,00 (7,30 +) mittlerer bis oberer Rupelton.

Nr. 11. Am Weg von Kempten nach Ockenheim.

0— 1,60 m verlehmter dunkelgrauer kalkhaltiger sandiger Schlick (Gehängelehm)
1,60— 2,10 m brauner entkalkter sandiger Schlick (Lehm).
2,10— 2,50 m braungrauer, kalkhaltiger stark feinsandiger Schlick.
2,50— 3,20 m hellgrauer, kalkhaltiger sandiger Schlick mit einzelnen Rhein-Maingeröllen vermischt.

3,20— 4,10 m Gemisch von gelbgrauem sandigem Schlick und feinen Kiessanden des Rhein-Mains, meist Gerölle von Erbsengrösse.
4,10— 4,90 m grauer kalkhaltiger Rheinsand mit wenigen kleinen Geröllen.
4,90— 5,10 m grober Rhein-Mainschotter. Gerölle bis wallnussgross.
5,10— 6,80 m grüngrauer Mergel.
Im Schlämmrückstand: Runder und eckiger Quarzsand, Citrin, Bergkrystall, Glimmer, Eisenkies in Kügelchen und Stengelchen, etwas Kalksandstein. Sehr zahlreiche Fischrestchen, Schwammnadeln, wenige Foraminiferen.
6,80—10,00 m dunkelgrauer Mergel.
Im Schlämmrückstand: Quarzsand, Gyps, Eisenkieskügelchen, wenige Fischreste.

Zusammenfassung:

0— 3,20 m sandiger Schlick und Gehängelehm.
3,20— 5,10 m (1,90 m) Niederterrasse des Rheins.
5,10—10,00 m (4,90 m +) ? oberer Rupelton.

Nr. 12. Geländeeinschnitt bei Höhe 107,85 m NN.

0— 0,80 m verlehmter kalkhaltiger Löss mit Sand vermischt.
0,80— 1,40 m kalkhaltiger dunkelgraugelber Löss.
1,40— 3,00 m lösshaltiger, oben heller und rötlicher Sand.
3,00— 4,75 m lichtgrauer, schlickhaltiger Sand.
4,75— 7,50 m rötlichgrauer, schlickhaltiger Sand.

Zusammenfassung:

0— 1,40 m Löss.
1,40— 7,50 m schlickhaltiger Rheinsand der Talwegterrasse.

Nr. 13. Feldweg bei Höhe 108,8 m NN (Station 47 + 29,35).

0— 0,60 m kalkhaltiger feinsandiger Löss.
0,60— 2,10 m gelbgrauer kalkreicher glimmerführender feiner Rheinsand.
2,10— 2,40 m kalkhaltiger feiner Kiessand. Einzelne Gerölle erbsengross.
2,40— 2,75 m kalkhaltiger Kiessand. Gerölle des Rheins, Mains und des Tertiärplateaus. Geröllgrösse bis Wallnussdicke.
2,75— 4,10 m lichtgrünlichgrauer kalkreicher Mergel, glimmerhaltig und rostbraun gefleckt.
Im Schlämmrückstand: Wenig feiner Quarzsand, Glimmer, Eisenkies zum Teil in Brauneisen umgewandelt. Keine Fossilreste.
4,10— 6,50 m lichtgrüngrauer milder und kalkreicher Mergel.
Im Schlämmrückstand, der nur sehr gering ist: Wenig Quarz, wenige kleine Foraminiferen.
6,50—10,45 m grüngrauer milder toniger Mergel mit geringem feinem Quarzsand im Schlämmrückstand.

Zusammenfassung:

0— 0,60 m Löss.
0,60— 2,75 m (2,15 m) Sande und Kiese der Talwegterrasse des Rheins.
2,75—10,45 m (7,70 m +) Unterer Schleichsand.

Nr. 14. Am Weg von Bingen nach Ockenheim, Höhe 110,5 m NN.

0— 1,30 m brauner kalkhaltiger sandiger Lösslehm.
1,30— 2,45 m verlehmter Kiesschotter. kalkarm. Rhein-Maingerölle bis haselnussgross.
2,45— 3,60 m kalkarmer, etwas schlickhaltiger braunroter Sand, vorwiegend Mainmaterial.
3,60— 4,00 m kalkhaltiger, sehr feinkörniger, glimmerführender Sand. Rheinmaterial vorwiegend.
4,00— 4,40 m Kiessand. Rhein-Mainmaterial. Gerölle bis haselnussgross.
4,40— 5,20 m grauer sandiger milder Mergel mit Konchylienschalenresten, ? Cytherea sp. Im Schlämmrückstand: Eckiger feiner Quarzsand, Eisenkarbonatkörnchen, Pyritstengelchen und wenige Kryställchen, einige Fischschuppen.
5,20—15,40 m licht bis dunkelgrauer sehr feinsandiger, Glimmer führender milder Mergel. Schlämmrückstand sehr gering: Feiner Quarzsand, Eisenkarbonatkörnchen, etwas Glimmer und Gyps.

Zusammenfassung:

0—1,30 m Lösslehm.
1,30—4,40 m (3,10 m) Sande und Kiessande der Talwegterrasse des Rheins.
4,40—15,40 m (11 m +) Schleichsandmergel.

Nr. 15. Wasserwerk Bingen westlich von Gaulsheim, Bohrloch 7. Höhe ~ 84 m NN.

0— 0,70 m Mutterboden, sandiger verlehmter kalkarmer Schlick.
0,70— 2,10 m gelblicher, feiner schlickhaltiger Sand.
2,10— 5,80 m grauer feiner Sand (Rheinsand).
5,80— 6,70 m schärferer Rheinsand.
6,70— 8,05 m rötlichgrauer scharfer Sand mit groben Kiesgeröllen und eingeschwemmten tertiären Muschelresten.
8,05— 9,20 m rötlichgrauer scharfer Rhein-Mainsand mit feinem Kies.
9,20—10,40 m rötlichgrauer scharfer Rhein-Mainsand mit grobem Kies.
10,40—11,30 m feiner grauer Rheinsand.
11,30—11,50 m scharfer grauer Rheinsand.
11,50—12,65 m rötlichgrauer scharfer Rheinsand mit grobem Kies.
12,65—13,65 m tonige Mergel.

Zusammenfassung:

0— 0,70 m sandiger Schlick des Rheines auf der Niederterrasse.
0,70—12,65 m (11,95 m) Niederterrasse des Rheins.
12,65—13,65 m (1 m +) Rupelton.

Nr. 16. Hindenburgbrücke, zwischen Rüdesheimer Aue und Rüdesheimer Ufer, Höhe 75,30 m NN.

0— 0,50 m Rhein-Mainkies.

0,50— 0,90 m Milchquarz-Quarzitkonglomerat mit durch Eisensulfat graugrün gefärbtem kalkfreiem tonigem Bindemittel. Die Gerölle werden bis haselnussgross.
Im Schlämmrückstand Pyrit.

0,90— 2,15 m graugrüner an Eisensulfat reicher Ton mit wenig Kiessand. Die Gerölle werden bis erbsengross.
Im Schlämmrückstand: Quarzsand, Pyrit und Markasit.

2,15— 3,10 m Kiessand, teils eckig, teils rund mit wenig tonigem grüngrauem Zwischenmittel. Die Gerölle erreichen die Grösse einer doppelten Erbse.

3.10— 3,90 m grober Milchquarz-Quarzitschotter. Gerölle von Wallnussgrösse.

3,90— 4,60 m schwach sandiger grüngrauer Ton.
Im Schlämmrückstand: Eckiger Quarzsand, Pyrit und zum Teil in Eisensulfat umgewandelter Markasit.

4,60— 6,40 m grober Quarz-Quarzitsand, schwach kalkhaltig.
Im Schlämmrückstand: Quarz und Quarzit, etwas Tonschiefer, Pyrit und Markasit.

6,40— 6,65 m stark kalkhaltiger lichtgrauer Mergel.
Im Schlämmrückstand: Quarzsand, Kalksand, Kalkkonkretionen, Pyrit.

6,65— 7,40 m kalkhaltiger grober Quarz-Quarzitsand. Einzelne Gerölle Erbsengrösse.

7,40— 7,85 m schwach kalkhaltiger eckiger und runder Kiessand, vorwiegend Quarzit, haselnussgrosse Gerölle.

7,85—10,10 m Quarz-Quarzit-Kiessand mit grauen kalkhaltigen Mergellagen. Erbsengrosse Gerölle. Pyrit führend.

10,10—20,25 m Quarz-Qarzit-Kiessande, teils locker, teils zu Konglomeraten und Breccien verkittet.

Zusammenfassung:

0,50 m alluviale Rheinschotter.
0,50— 6,65 m (6,15 m) Übergangsfacies von Rupelton zu Meeressand.
6,65—20,25 m (13,60 m) Meeressand.

Nr. 17. 81 m südlich der Ostspitze der Rüdesheimer Aue im Kempter Fahrwasser, Höhe 75,60 m NN.

0— 0,30 m rötlicher Rheinsand.
0,30— 3,25 m Rhein-Mainkiessand.
3,25— 3,60 m grauweisses Quarzit-Milchquarz-Konglomerat mit kalksandigem Bindemittel.
3,60— 3,90 m rauher weisser Kalksandstein mit stärkerem Chlor- und Sulfatgehalt.

3,90— 6,90 m Quarz-Quarzitkies, etwas kalkhaltiges Zwischenmittel. Geröllgrösse: Schrot bis Erbse.
6,90— 7,25 m sehr feiner weisser Kalksandstein.
7,25— 7,80 m festes graues Milchquarz-Quarzitkonglomerat kalksandiges Bindemittel.
7,80— 9,10 m Quarz-Quarzit-Kies, darunter brauner Quarzit, Gerölle bis haselnussgross.
9,10— 9,40 m lichtgraugrüner sandiger Mergel bis mergeliger Sand, stark chlor- und sulfathaltig. Vereinzelte Quarzgerölle.
9,40—12,40 m Milchquarz-Quarzitkies.
12,40—12,55 m grauweisser und grünlichweisser sandiger Kalk mit Chlor und Sulfatgehalt.
12,55—13,05 m festes Feinkonglomerat mit kalksandigem Bindemittel

Zusammenfassung:

3,25 m Alluviale und diluviale Rhein-Main-Kiessandablagerung.
3,25—13,05 m (9,80 m) Meeressand, eisensulfat und kochsalzhaltig.

Nr. 18. 198 m südlich der Ostspitze der Rüdesheimer Aue im Kempter Fahrwasser, Höhe 75,30 m NN.

0— 1,90 m Rhein-Main-Kiessand.
1,90— 3,20 m kalkfreier kaolinähnlicher grauweisser Ton mit vereinzelten Milchquarzgeröllen und etwas Quarzsand.
3,20—4,70 m brauner sandiger Ton mit starkem Sulfat- und Chlorgehalt. Gyps im Schlämmrückstand.
4,70— 7,00 m brauner sulfatreicher Ton mit Milchquarzgeröllen.
7,00— 7,80 m tonreicher Quarz- und Quarzitkies.
7,80— 9,30 m Milchquarzkonglomerat mit grauweissem sulfat- und Chlorhaltigem tonigem Bindemittel. Gerölle schrot- bis haselnussgross, kalkfrei.
9,30—10,00 m Milchquarz-Taunusquarzit-Kies von meist Erbsengrösse.
10,00—10,25 m grauweisser kalkfreier sandiger Ton mit Kochsalz und Eisensulfatgehalt.
10,25—10,95 m weisser feinsandiger rauher Kalk, kochsalz und eisensulfathaltig.
10,95—14,00 m kleinkörniges Milchquarz-Quarzitkonglomerat mit wenig kalkarmem sandigem Bindemittel, dem Pyrit (O. ∾ O ∾)) beigefügt ist.
14,00—15,20 m Festes Quarz-Quarzitkonglomerat mit viel grauweissem kalkigem Bindemittel. Gerölle von Haselnussgrösse. Sulfat- und Chlorgehalt. Im Schlämmrückstand des Bindemittels: In Brauneisen umgewandelter Pyrit.
15,20—16,20 m Milchquarz-Quarzit-Kies. Schrot- bis haselnussgrosse Gerölle.
16,20—16,55 m lichtgrüngrauer kalkiger sandiger Mergel mit kleinen Geröllen. Stark chlor-, schwach sulfathaltig.
16,55—19,35 m Milchquarzschotter.
19,35—19,50 m grüngrauer sandiger Ton.

Zusammenfassung:

1,90 m alluvialer Rhein-Main-Kies.
1,90— 7,00 m (5,10 m) Übergangsfacies von Rupelton zu Meeressand.
7,00—19,50 m (12,50 m +) Meeressand.

No. 19. Kempter Längswerk. II. Sohle. Höhe 78,10 m NN.

0— 1,00 m rötlicher Rheinsand.
1,00— 3,85 m Rhein-Mainschotter, ziemlich grob.
3,85— 4,10 m Rhein-Mainschotter mit umgelagertem sandigem tertiärem Ton.
4,10— 4,45 m lichtgrüngrauer, schwachkalkhaltiger sandiger Ton.
Im Schlämmrückstand: Quarzsand, wenig Schiefer und Quarzit, Brauneisen, Eisenkarbonat, Kalksand.
4,45— 6,45 m grauweisser, etwas kalkhaltiger sandiger Ton.
Im Schlämmrückstand: Viel Eisenkarbonat.
6,45— 7,20 m rötlich weisser Ton.
Im Schlämmrückstand: Zumeist Quarzsand, Markasit und Eisenkarbonat.
7,20— 7,45 m rötlichgrauer Ton mit stärkerem Sandgehalt und vereinzelten Quarzgeröllen.
7,45— 9,10 m grauweisser sandiger Ton mit einzelnen Geröllen, die bis erbsengross werden.
Im Schlämmrückstand: Quarzsand, weniger häufig Quarzit und Sericitschiefer. Markasitkügelchen und Pyrit. O. ∞O∞.
9,10— 9,85 m kalkfreier, grauweisser sandiger Ton mit Kiessandstreifen.
Im Schlämmrückstand: Quarz, Quarzit, Sericitschiefer, etwas Pyrit.
9,85—10,55 m feiner weisser sandiger Ton.
10,55—11,50 m stark toniger, heller kalkfreier Kiessand. Die Gerölle werden bis wallnussgross.
11,50—11,80 m schwach toniger kalkfreier Kiessand. Vorwiegend Milchquarz in eckigen und runden Geröllen. Die Gerölle sind meist schrot- bis erbsengross.
11,80—13,80 m Quarz-Quarzitkies mit wenig grüngrauem sandigem Ton.
13,80—14,15 m Quarz-Quarzitkies.
14,15—14,30 m Quarz-Quarzitkies mit wenig blaugrauem Ton.
14,30—15,65 m Quarz-Quarzitkies.

Zusammenfassung:

0— 4,10 m alluviale und diluviale Rhein-Mainablagerungen.
4,10—10,55 m (6,45 m) Übergangsfacies von Meeressand zu Rupelton.
10,55—15,65 m (5,10 m +) Meeressand.

No. 19a. Zwischen Kempter Längswerk und Kempter Ufer. Höhe 77,50 m NN.

0— 2,50 m gelber Rheinsand, vermischt mit Rheinschlick.
2,50— 4,80 m grober Kiessand, Rhein-Mainmaterial.

4,80— 5,55 m Quarzkonglomerat mit hellem kalkig tonigem Bindemittel.
5,55— 7,00 m hellgraue sandige Tone mit etwas Quarzkies.
7,00— 8,10 m verfestigter Quarzsand mit wenigen Quarz-Quarzitgeröllen.
8,10—10,70 m feinkörniges Quarz-Quarzit-Konglomerat mit tonig sandigem Bindemittel.
10,70—12,30 m kalkhaltiges dichtes Quarzit-Konglomerat.
12,30—14,15 m Quarzitsandstein mit vereinzelten, fest mit diesem verbundenen Quarzgeröllen. (Grundkonglomerat).
14,15—16,00 m feste Tonschiefer.
16,00—16,70 m Tonschiefer mit Quarzit.
16,70—17,50 m Quarzit mit Tonschiefer.

Zusammenfassung:

0— 4,80 m alluviale und diluviale Rheinablagerungen.
4,80—14,15 m (9,35 m) Meeressand (Grundkonglomerat).
14,15—17,50 m + (3,35 m +) Taunusquarzit.

No. 20. Kempter Rheinufer. Höhe 79,80 m NN.

0— 1,30 m scharfer Rhein-Mainsand.
1,30— 2,70 m brauner feinsandiger, glimmerhaltiger und kalkhaltiger Rheinschlick.
2,70— 3,30 m schlickhaltiger Rhein-Mainsand.
3,30— 4,20 m feiner grauer kalkhaltiger Rheinsand.
4,20— 6,30 m Rhein-Mainschotter.
6,30— 6,70 m schwarzgrüner kalkfreier sandiger Ton.
Im Schlämmrückstand: Quarz, teils eckig teils rund, Quarzit, Sericitschiefer, viel Pyrit, ein Muschelschalenrest.
6,70— 7,40 m lichtgrüngrauer kalkfreier sehr feinsandiger Ton.
Im Schlämmrückstand: Milch-Quarz, Bergkrystall, Citrin, rötlicher Quarz, lauchgrüner Quarz, etwas Glimmer und Pyrit.
7,40— 8,10 m runder bis eckiger grauer Quarz-Quarzit-Sand (kalkfrei) mit geringem Tongehalt.
8,10— 8,90 m licht bis gelbroter, etwas sandiger Mergel. Das Sandmaterial ist zumeist eckig. Pyrit aufgewachsen auf Milchquarz und Kalksandsteinstückchen.
8,90—10,80 m lichtgrauer kalkarmer Ton.
Im Schlämmrückstand: Viel feiner eckiger Quarzsand, Pyrit, z. T. in Brauneisen umgewandelt.
10,80—13,90 m eckiger Quarzit-Milchquarz. Vereinzelt bis haselnussgrosse Gerölle. Pyrit. Bei etwa 11,50 m tritt eine Quelle aus.

Zusammenfassung:

0— 6,30 m alluviale und diluviale Rhein-Mainablagerungen.
6,30—10,80 m (4,50 m) Übergang vom Meeressand zum Rupelton.
10,80—13,90 m (3,10 m) Meeressand.

No. 21. Kempter Leinpfad, Höhe 80,10 m NN.

0— 0,40 m brauner kalkhaltiger sandiger Schlick.
0,40— 1,70 m Rhein-Mainsand.
1,70— 4,30 m Rhein-Main-Kiessand.
4,30— 9,00 m lichtgraubrauner schiefriger Mergel mit Fischrestchen.
Im Schlämmrückstand: Kleine Fischgräten, sehr feiner Quarzsand und Pyrit.
9,00—10,20 m grauer kalkhaltiger Mergel mit bitumenbraunen Flecken.
Im Schlämmrückstand: Pyrit in Körnern und Stengelchen. Glaukonit? Viele Foraminiferen.
10,20—10,80 m dunkelgrüngrauer, kalkfreier starksandiger Ton.
Im Schlämmrückstand: Quarzsand mit Pyrit. Glaukonit ?, grüner Quarz.
10,80—17,00 m Konglomerat aus Milchquarz und Quarzit mit tonig sandigem, kalkfreiem Bindemittel. Die Gerölle werden bis haselnussgross. Bei 14,60 m eine Quelle.

Zusammenfassung:

0— 4,30 m alluviale und diluviale Rheinablagerungen.
4,30—10,80 m (6,50 m) unterer bis mittlerer Rupelton.
10,80—17,00 m + (6,20 m +) Meeressand.

No. 21a. Bahnstrecke Mainz-Bingen (Rheinseite) bei Kempten, Höhe 80,70 m NN.

(Es sind keine Bohrproben vorhanden.)

0— 0,50 m Rheinschlick.
0,50— 1,35 m feiner gelblicher Rheinsand.
1,35— 2,80 m Rhein-Main-Kiessand.
2,80— 4,60 m Grober Rhein-Main-Schotter mit scharfkörnigem Sand.
4,60—11,35 m dunkelgrauer Mergel.
11,35—11,70 m hellgrauer Mergel.
11,70—12,35 m dunkelgraugrüner sandiger Ton.
12,35—12,90 m dunkelgrauer Ton mit Quarzsand.
12,90—13,40 m grauer Mergel mit Pyrit.
13,40—14,00 m graugrüner Mergel.
14,00—14,70 m Wechsel von graugrünen Mergeln mit Quarzkies.

Zusammenfassung:

0— 4,60 m alluviale und diluviale Rheinablagerungen.
4,60—14,00 m (9,40) Rupelton.
14,00—14,70 m + (0,70 m +) Übergang vom Rupelton zum Meerssand.

No. 22. Neben der Kempter Chaussee, östlich Kreuzung mit der Bahn Geisenheim-Kempten, Höhe 83,20 m NN.

0— 2,50 m brauner sandiger kalkhaltiger Rheinschlick.
2,50— 3,10 m hellbrauner, schlickhaltiger kalkhaltiger Sand mit einzelnen Rheingeröllen.

3,10— 5,20 m Rhein-Mainschotter, vermischt mit Rheinschlick.

5,20— 6,10 m grober Rhein-Mainschotter mit Sandlagen.

6,10— 9,50 m dunkelbrauner, bituminöser, feinsandiger kalkarmer Ton mit wenigen Fischrestchen.

9,50— 9,65 m dunkelbrauner sandiger bituminöser Mergel.
Im Schlämmrückstand: Eckiger Quarzsand, Pyrit, z. T. zersetzt, viele Fischreste, Foraminiferen und Schalenreste von ? Nucula.

9,65—16,10 m lichtbraungrauner feinsandiger, etwas bituminöser Mergel mit Fischrestchen und wenigen Foraminiferen. Pyrit und eckiger Quarzsand im Schlämmrückstand.

16,10—17,75 m graue milde Mergel.
Im Schlämmrückstand: Viele Foraminiferen, selten ein Fischrestchen, Seeigelstachel, ferner eckiger Quarzsand.

17,75—18,90 m grüngrauer, stark sandiger kalkfreier Ton.
Im Schlammrückstand: Viel feiner Quarzsand, Glaukonit. Pyrit in Körnern und Stengelchen. Den sandigen Tonen ist ein Sulfat- und Chlorgehalt eigen.

18,90—19,70 m Milchquarz-Quarzitkonglomerat mit grauweissem, kalkfreiem Bindemittel, etwas Pyrit führend.

Zusammenfassung:

0— 6,10 m altalluviale und diluviale (Niederterrasse) Ablagerungen des Rheins.

6,10—18,90 m (12,80 m) unterer bis mittlerer Rupelton.

18,90—19,70 m + (0,80 m +) Meeressand.

Nr. 23. Block Himmelsbach am Vereinigungspunkt der 3 Bahnstrecken.

Bis 9 m Bohrung neben der Chaussee. Diese Tiefe entspricht in der Bohrung nach der Rheinseite der Tiefe von 6,75 m. Von da an die Angaben über die Bohrung nach der Rheinseite.

a) Bohrung neben der Chaussee, 83,35 m NN.

0— 1,50 m lichtbraungrauer kalkreicher, etwas sandiger umgelagerter Lösslehm, nach oben in Schlick übergehend.

1,50— 2,30 m kalkreicher strohgelber Löss mit stärkerem Sandgehalt und Helix hispida.

2,30— 5,50 m stark sandiger, etwas glimmerhaltiger kalkreicher Löss.

5,50— 6,00 m Rhein-Main-Kiessand, vereinzelt grössere Gerölle.

6,00— 7,00 m mittelgrober Rhein-Mainschotter.

7,00— 9,00 m braungrauer, etwas schiefriger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Zahlreiche Fischrestchen, ? Seeigelstachel und kleine Foraminiferen, wenig Quarzsand.

b) Bohrung an der Rheinseite 80,90 m.

Die Tiefe von 6,75 m in dieser Bohrung entspricht etwa der Tiefe von 9,00 m in der Bohrung a. Von der Bohrung b sind keine Proben vorhanden, nach dem Bohrprofil ergibt sich das folgende weitere Bild:

6,75—15,80 m hellgrauer Mergel.
15,80—16,35 m dunkelgrauer sandiger Mergel mit Eisenkies.
16,35—17,45 m hellgrauer sandiger Ton mit wenig Quarzgeröllen.
17,45—17,90 m weissgrauer Ton mit Quarzsand.
17,90—18,40 m verfestigter Quarzsand.
18,40—19,15 m graugrüner Ton mit Quarzgeröllen.

Zusammenfassung:

a)

0— 2,30 m Löss, nach oben verlehmt.
2,30— 5,50 m (3,20 m) Sandlöss.
5,50— 7,00 m (1,50 m) Rhein-Mainschotter. } Diluvium.
7,00— 9,00 m (2 m) mittlerer Rupelton (Fischschiefer),

b)

6,75—16,35 m (9,60 m) unterer bis mittlerer Rupelton, 11,60 m.
16,35—19,15 m + (2,80 m +) Übergang von Rupelton zu Meeressand.

Nr. 24. Gaulsheimer Weg, Gemarkung Kempten, Höhe 82,55 m NN.

0— 1,10 m stark verunreinigter kalkhaltiger Schlick.
1,10— 1,50 m lichtstrohgelber, etwas feinglimmersandiger kalkreicher Löss.
1,50— 2,40 m strohgelber, stark feinglimmersandiger kalkreicher Löss.
2,40— 2,60 m Kiessand, Rhein-Mainmaterial.
2,60— 5,20 m Rheinsand.
5,20— 6,60 m Rhein-Mainschotter. Einzelne Gerölle werden bis wallnussgross.
6,60— 7,80 m dunkelbraungrauer, etwas schiefriger, schwach kalkhaltiger bituminöser Mergel.
Im Schlämmrückstand: Wenig Quarzsand, Fischreste, ? eine Schwammnadel und wenige Foraminiferen.
In 2,10 m Grundwasser am 4. IV. 1913.

Zusammenfassung:

0— 1,10 m Rheinschlick.
1,10— 2,40 m Sandlöss.
2,40— 6,60 m (4,20 m) Rhein-Mainkiessande. 6,60 m Diluvium.
6,60— 7,80 m + (1,20 m +) mittlerer Rupelton (Fischschiefer).

Nr. 25. Gemarkung Kempten, Feldweg, im Graben, Höhe 82,25 m NN.

0— 0,80 m brauner sandiger kalkhaltiger Schlick.
0,80— 1,30 m gelber, etwas glimmersandiger kalkreicher Löss mit Schneckenschalen.

1,30— 1,60 m gelber glimmersandiger kalkreicher Löss.

1,60— 2,40 m lichtgelber, stark glimmersandiger kalkreicher Löss mit einzelnen Lösskindeln und mit Rheingeröllen, die nach unten an Zahl zunehmen.

2,40— 5,90 m Kiessand des Rhein-Mains, nach unten werden die Gerölle gröber.

5,90— 8,60 m starksandiger blaugrauer nicht stark kalkhaltiger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Viel Quarzsand, Bergkrystall, Milchquarz, rötlicher Quarz, wenig Quarzit, wenig Glimmer und Pyrit, wenige Fischreste und ein Muschelschalenrest.

Zusammenfassung:

0— 2,40 m Sandlöss, nach oben verlehmt und in Schlick übergehend.

2,40— 5,90 m (3,50 m) Kiessandablagerungen des Rhein-Mains (Niederterrasse. 0—5,90 m Diluvium.

5,90— 8,60 m + (2,70 m +) Rupelton.

Nr. 26. Station 27 + 63,0, Graben am Kläuerweg, Kreuzung mit der Bahn, Höhe 83,25 NN.

0— 1,10 m brauner, sandiger kalkfreier Lösslehm in Schlick übergehend.

1,10— 1,80 m strohgelber, vermutlich etwas durch abgeschwemmtes Tertiär verunreinigter, sehr feinsandiger kalkhaltiger Löss.

1,80— 2,60 m gelber kalkreicher, etwas feinsandiger und glimmerhaltiger Löss.

2,60— 4,70 m gelblichweisser bis grauer milder kalkreicher Schlick.
Im Schlämmrückstand: Einzelne kleine Rheingerölle, ferner feiner kalkhaltiger grauer Rheinsand.

4,70— 5,20 m gelblichweisser, etwas rauher kalkreicher Schlick.
Im Schlämmrückstand: Feiner Quarz-Glimmersand, ein Schalenrest, vermutlich ? Limnaeus. Viele ? Gräten von Fischen, vermutlich aus Tertiär eingeschwemmt.

5,20— 5,85 m grobe mit Sand vermischte Rhein-Mainschotter, kalkhaltig. Die Gerölle werden bis eigross.

5,85— 8,20 m dunkelbraungraue sandige Tone, zum Teil etwas schiefrig.
Im Schlämmrückstand: Quarzsand, etwas Glimmer, Schieferstückchen, etwas Eisenkies und wenige Fischrestchen.

8,20— 9,30 m desgleichen. Im Rückstand ziemlich viel Kalksand.

Zusammenfassung:

0— 2,60 m Löss, nach oben verlehmt und mit Sand vermischt.

2,60— 5,20 m (2,60 m) Rheinschlick, zum Teil von Tertiär verunreinigt.

5,20— 5,85 m (0,65 m) Rhein-Mainschotter (Niederterrasse). 0—5,85 m Diluvium.

5,85— 9,30 m + (3,45 m +) Rupelton (wahrscheinlich mittlerer Rupelton).

No. 27. Station 29 + 43,5 Wegunterführung der Bahnstrecke. Höhe 83,90 m NN.

0— 1,20 m dunkelbrauner, verschwemmter und entkalkter, etwas sandiger Lösslehm.
1,20— 2,10 m verlehmter Rheinschotter. Gerölle bis haselnussgross. Unter den Geröllen gelber Jurahornstein.
2,10— 4,70 m schlickhaltiger sandiger Rheinkies bis Rheinsand, kalkhaltig.
4,70— 4,90 m schwarzgrauer, stark sandiger, humoser Schlick.
Im Schlämmrückstand: Viel rotbrauner Sand des Main-Rheins.
4,90— 9,10 m schwarzgrauer feinsandiger Ton.
Im Schlämmrückstand: Rötlicher Quarzsand, zersetzter dunkler Eisenkies und wenige Fischreste (Rupelton).

Zusammenfassung:

0— 1,20 m verschwemmter Lösslehm.
1,20— 4,90 m (3,70 m) Ablagerungen des Rheins (Niederterrasse).
4,90— 9,10 m + (4,20 m +) Rupelton (wahrscheinlich mittlerer Rupelton).

No. 28. Station 41 + 46. Einschnitt nördlich Schlittweg. Höhe 99,95 m NN.

0— 1,10 m brauner kalkhaltiger, stark sandiger Lehm.
1,10— 2,40 m grauer sandiger Mergel, vermutlich Schleichsand.
2,40— 3,20 m braungrauer polyedrisch zerfallender sandiger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Viel Sand, ein Muscheschalenrest und viele Fischreste (Gräten?), ?Unterer Schleichsand.
3,20— 8,60 m lichtgrauer toniger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Etwas Quarzsand und zersetzter Eisenkies und wenige Fischrestchen.

Zusammenfassung:

0— 1,10 m Gemisch von Gehängelehm und Naheflugsand. Diluvium.
1,10— 3,20 m (2,20 m) ? Schleichsandmergel.
3,20— 8,60 m (5,40 m +) Übergang vom Schleichsand in den Rupelton.

No. 29. Station 46 + 15. Schlittweg, Höhe 98,20 m NN.

0— 0,70 m brauner lehmiger kalkfreier Nahesand.
0,70— 1,20 m desgleichen noch dunkler braun.
1,20— 1,55 m Gemisch von braunem lehmigem Sand mit Naheschottern. Gerölle bis Eigrösse. (Quarzporphyr).
1,55— 6,00 m brauner kalkarmer Kiessand der Nahe.
6,00— 7,20 m Naheschotter (Melaphyr und Porphyrit-Gerölle).
7,20— 7,50 m gelbgrauer sandiger Ton.
Im Schlämmrückstand: Nahesand, gemischt mit aufgearbeitetem Tertiär.
7,80— 8,60 m grauer, schwach kalkhaltiger toniger Mergel.
Im Schlämmrückstand: Quarzsand, wenige Muschelschalenreste, Schwammnadeln, ? Fischreste und wenige Foraminiferen.

Zusammenfassung:

0— 1,20 m lehmiger Nahesand mit Übergang zum Flugsand.
1,20— 7,50 m (6,30 m) Naheablagerungen (Talwegterrasse), 0—7,50 m Diluvium.
7,50— 8,60 m + (1,10 m +) Rupelton.

No. 30. Station 49 + 68 am Ockenheimer Weg, Höhe 100,62 m NN.

0— 0,40 m stark sandiger kalkfreier Lehm.
0,40— 3,80 m schwach kalkhaltiger brauner Nahesand.
3,80— 9,70 m Naheschotter (Quarzporphyr und Melaphyr in den Quarz-Quarzitschottern), Gerölle bis eigross. Grundwasser in 4,50 m am 20. 11. 1912.
9,70—11,20 m lichtbläulichgrauer Mergel.
Im Schlämmrückstand: Wenig Quarzsand, zersetzter Eisenkies und etwas Glimmer. Fischrestchen und Bruchstücke von Nucula cf. chasteli Nyst.

Zusammenfassung:

0— 0,40 m Mutterboden.
0,40— 9,70 m Ablagerungen der Talwegterrasse der Nahe, nach oben in Flugsand übergehend. (9,30 m) Diluvium.
9,70—11,20 m + (1,50 m +) Rupelton.

No. 31. Station 51 + 96, Höhe 97,65 m NN.

0— 0,55 m Mutterboden.
0,55— 0,90 m Mutterboden mit Kies.
0,90— 7,80 m Kies mit Sand.
} 0,55—7,80 m + (7,25 m +) Talwegterrasse der Nahe (Diluvium).

No. 32. Station 54 + 10. Strasse nach Dromersheim, Kreuzung mit der Bahnlinie, Höhe 96,80 m NN.

0— 0,50 m brauner stark sandiger Lehm mit vereinzelten Geröllen.
0,50— 1,70 m lehmiger grober Naheschotter.
1,70— 5,40 m mittelgrober Naheschotter, vermischt mit scharfem grobem Nahesand.
5,40— 6,10 m dunkelgrauer Mergel.
Im Schlämmrückstand: Wenig Quarzsand, reichlich Foraminiferen, Spiroplecta (Textularia) carinata d'Orb. ? Schwammnadeln. Fischreste.
6,10— 8,40 m graue Mergel.
Im Schlämmrückstand: Wenig Quarzsand, reichlich Foraminiferen, Ostracoden und ? Schwammnadeln.

Zusammenfassung:

0— 5,40 m Ablagerungen der Nahe (Talwegterrasse).
5,40— 8,40 m + (3,00 m +) Rupelton. Grundwasser in 1,40 m am 9. 11. 1912.

No. 33. Am Sponsheimer Weg, Höhe 89,75 m NN.

0— 0,50 m lehmiger Sand mit Kiesgeröllen.
0,50— 5,40 m grober Naheschotter, oben etwas lehmig, unten vermischt mit scharfem Nahesand.
5,40— 9,00 m blaugrauer Mergel (Rupelton).

Zusammenfassung:

0— 5,40 m Naheablagerungen (Talwegterrasse).
5,40— 9,00 m + (3,60 m +) Rupelton. Grundwasser in 3,60 m am 9. 12. 1912.

No. 34. An der Strasse nach Dietersheim, Höhe 87,31 m NN. Station 60 + 22.

0— 0,40 m brauner verlehmter kalkfreier Nahesand mit einzelnen Geröllen.
0,40— 1,30 m lehmiger Naheschotter. Gerölle bis eigross.
1,30— 1,60 m rotbrauner, stark lehmiger, kalkfreier Nahesand.
1,60— 3,40 m Naheschotter mit grobem Sand.
3,40—11,50 m blaugrauer milder Mergel.
Im Schlämmrückstand: Wenig Quarzsand, Eisenkies, Glimmer. Schalenreste von *Nucula chasteli* Nyst. ? Schwammnadeln, wenige Fischrestchen, zahlreiche Foraminiferen. Unter diesen besonders häufig *Spiroplecta carinata Orbigny*, ferner finden sich unter anderem *Rotalia soldani Orbigny, Bolivina beyrichi Reuss: Quinqueloculina impressa Reuss* und *Dentalina sp.*
11,50—20,00 m dunkelbraungrauer, etwas schiefriger kalkfreier Ton mit stärkerem Sandgehalt und feinen Glimmerschüppchen. Auf den Schichtflächen kleine Foraminiferen und Fischrestchen.
Im Schlämmrückstand: Viel brauner Quarzsand, wenig Eisenkies, Schieferstückchen. Wenige Fischrestchen und kleine Foraminiferen Es handelt sich offenbar um Fischschiefer, die in nicht allzugrosser Entfernung von der Küste zum Absatz kamen.

Zusammenfassung:

0— 3,40 m jungdiluviale Ablagerungen der Nahe (abgerutschte Talwegterrasse und Niederterrasse).
3,40—11,50 m (8,10 m) oberer Rupelton.
11,50—20,00 m + (8,50 m +) mittlerer Rupelton (Fischschiefer). Das Grundwasser stand in 1,50 m Tiefe am 18. 11. 1912.

Nr. 35. Am Binger Pfad. Station 65 und 40, Höhe 83,40 m NN.

(Es sind keine Bohrproben vorhanden.)

0— 0,80 m Mutterboden,
0,80— 1,10 m Lehm mit Nahekies,
1,10— 1,40 m Nahekies und Sand,
1,40— 4,50 m Naheschotter mit Sand,
} Niederterrasse der Nahe 3,70 m.
4,50— 5,60 m dunkelgrauer Letten, wahrscheinlich Rupelton.

Nr. 36. Am rechten Naheufer (Brücke), Höhe 82,40 m NN.
(Es sind keine Bohrproben vorhanden, ausser einer Probe von 13 m.)

0— 0,10 m Mutterboden,
0,10— 4,60 m grober Kies mit etwas Sand (Naheschotter), Niederterrasse der Nahe.
4,60— 7,70 m dunkelgrauer reiner Letten.
Probe aus 13 m Tiefe: hellgrauer Ton mit kleinen rötlichen Tonstellen. Im Schlämmrückstand: zertrümmerte Waderner Schichten. Die gleichen eckigen Devongesteinsbruchstücke, wie sie das Wadener Konglomerat in der Gegend der Trollmühle zusammensetzen.
7,70—13,00 m hellgrauer Letten.
13,00—17,20 m schwarzgrauer Letten.
17,20—17,40 m hellgrauer Letten.
17,40—17,80 m grüner Mergel mit Quarz.
17,80—18,50 m weissgrauer Mergel mit Quarz.
18,50—19,60 m grüner Letten mit etwas Schwefelkies.
19,60—21,50 m grauer Letten mit Quarz.
21,50—24,00 m hellgrauer Letten mit Schiefer und Quarz.

Zusammenfassung:

0— 4,60 m Alluvium und Niederterrasse der Nahe.
4,60— 7,70 m (3,10 m) Rupelton.
7,70—21,50 m (13,80 m) Übergang vom Rupelton zum Meeressand.
12,50—24,00 m + (2,50 m +) aufgearbeitetes Ober-Rotliegendes.

Nr. 37. Am linken Naheufer (Brücke), Höhe 82,30 m NN.
(Es sind keine Bohrproben vorhanden.)

0— 3,10 m grober Kies (Naheschotter).
3,10— 4,00 m feiner Kies (Naheschotter) mit scharfem Sand.
4,00— 4,15 m feiner Sand (Nahesand).
4,15— 6,50 m grüner Mergel mit Quarz.
6,50— 8,75 m hellgrauer Mergel.
8,75— 9,50 m toniger gelber Mergel.
9,50—15,50 m rötlicher toniger Mergel und einzelne Steinchen, von 13 m ab abgemeisselt.

Zusammenfassung:

0— 4,15 m Alluvium- und Niederterrassebildungen der Nahe.
4,15— 9,50 m (5,35 m) Übergang vom Meeressand zum Rupelton.
9,50—15,50 m im Oligocän aufgearbeitetes Rotliegendes, vermutlich bis 13 m, dann Oberrotliegendes.

Nr. 38. Linkes Naheufer, Mühlgraben, Höhe 83,65 m NN.
(Es sind keine Bohrproben vorhanden.)

0— 1,25 m Mutterboden.
1,25— 4,30 m grober Kies (Naheschotter der Niederterrasse).
4,30— 6,60 m oberrotliegendes Gebirge. Wasserstand in 1,60 m am 4. 11. 1912.

Nr. 39. Linkes Naheufer am Mühlbach beim Aufgang zur Trollmühle, Höhe 86,60 m.
(Es sind keine Bohrproben vorhanden.)

0— 0,60 m Mutterboden.
0,60— 1,10 m lehmiger Nahesand.
1,10— 1,60 m lehmiger Nahekies.
1,60— 1,75 m reiner Nahesand.
1,75— 4,50 m lehmiger Nahesand.
4,50— 5,10 m (Schleichsand) feiner lehmiger Sand.
5,10— 8,20 m grober Nahekies mit scharfem Nahesand (gemeisselt).

Zusammenfassung:

0— 8,20 m diluviale Naheablagerungen (im wesentlichen Niederterrasse).

Nr. 39a. Mühlgraben am Block Sarmsheim SO. Trollmühle. Höhe 83,60 m NN.
(Es sind keine Bohrproben vorhanden.)

0— 1,10 m Mutterboden.
1,10— 1,20 m Schlamm.
1,20— 1,30 m feiner Nahekies.
1,30— 2,00 m (Schleichsand), feiner lehmiger Sand.
2,00— 6,20 m Nahekies mit scharfem Nahesand.
6,20— 8,40 m grüngrauer Letten.

Zusammenfassung:

0— 1,30 m alluviale Nahebildungen.
1,30— 6,20 m (4,90 m) Niederterrasse der Nahe.
6,20— 8,40 m + (2,20 m +) ? Rupelton.

Nr. 40. Schacht an der Kläranlage bei der Fabrik westlich Büdesheim, Höhe 87,70 m NN.

0— 2,40 m stark sandiger, rotbrauner Lehm bis lehmiger Sand (kalkfrei).
2,40— 5,00 m grobe Naheschotter, in den tiefsten Lagen bis kopfgross.
5,00— 6,00 m verlehmter Hunsrückschiefer.
6,00— 7,70 m gelbgrauer und rötlicher Tonschiefer mit Quarzknauern und Gangquarz. Die Schiefer fallen mit 80° nach Süden ein. Hunsrückschiefer.

Zusammenfassung:

0— 5,00 m Niederterrasse der Nahe.
5,00— 7,70 m + (2,70 m +) Hunsrückschiefer.

Nr. 41. Station 9 und 55. Anschlusstrecke Kempten-Ockenheim. Hahlkreuz West, Höhe 97,2 m NN.

(Es sind keine Bohrproben vorhanden.)

0— 0,80 m Mutterboden.
0,80— 2,40 m feiner gelber Sand,
2,40— 7,50 m feiner rötlicher Sand, } Rheinsand.
7,50—10,00 m grüner sandiger Letten.

Zusammenfassung:

0— 7,50 m sandige Ausbildung der Talwegterrasse des Rheins (dg_2 u ρ).
7,50—10,00 m + (2,50 m +) Schleichsandmergel.

Gr. 42. Station 10 und 25. Kreuzung der Strecke Bingen-Alzey-Worms mit der Anschlusstrecke Kempten-Ockenheim. Hahlkreuz, Höhe 96,2 m NN.

(Es sind keine Bohrproben vorhanden.)

0— 0,90 m Mutterboden.
0,90— 6,50 m feiner graugelber Rheinsand.
6,50— 8,60 m feiner gelber Sand mit Letteknollen (Rheinsand mit Schlick).
8,60— 9,35 m gelblicher feiner Sand (Rheinsand).
9,35—11,20 m grauer Rheinsand.

Zusammenfassung:

0—11,20 m + sandige Ausbildung der Talwegterrasse des Rheins, nach oben vermutlich in Flugsand und verlehmten Flugsand übergehend.

Nr. 43. Station 11 und 90. Anschlusstrecke Bingen-Kempten-Ockenheim. Hahlkreuz, Höhe 96,85 m NN.

(Es sind keine Bohrproben vorhanden.)

0— 1,00 m Mutterboden.
1,00— 2,10 m gelber lehmhaltiger feiner Sand.
2,10— 2,80 m feiner rötlicher Sand mit feinem Kies.
2,80— 4,70 m feiner rötlicher Sand.
4,70— 6,30 m feiner gelber lehmhaltiger Sand.
6,30— 8,00 m feiner grauer Rheinsand.

Zusammenfassung:

0— 1,00 m sandiger Lösslehm.
1,00— 2,10 m Sandlöss?.
2,10— 8,00 m Ablagerungen der Talwegterrasse des Rheins (dg_2 u ρ).

Nr. 44. Station 15 und 75. Anschlusstrecke Bingen-Kempten-Ockenheim, Höhe 96,85 m NN.

(Es sind keine Bohrproben vorhanden.)

0— 0,80 m	Mutterboden,	sandige Ablagerungen der Talwegterrasse des Rheins (dg_2up).
0,80— 2,70 m	feiner Sand,	
2,70— 3,50 m	feiner dunkler Sand,	
3,50— 5,80 m	gelber feiner Sand mit etwas Letten,	
5,80— 7,00 m	reiner Sand,	

Nr. 45. Kreuzung der Anschlusstrecke Bingen-Ockenheim und der Bahnstrecke Mainz-Kreuznach mit dem Feldweg bei Kilom. 2, Höhe 105,8 m NN.

0— 0,70 m Mutterboden.
0,70— 1,55 m Kies und eckige Kalksteine mit lehmigem Rheinsand.
1,55— 9,10 m gelber Letten.

Zusammenfassung:

0— 1,55 m Gemisch von Ablagerungen der Talwegterrasse des Rheins mit Gehängeschutt des Rheinhessischen Plateaus.
1,55— 9,10 m + (7,55 m +) Schleichsandmergel.

Nr. 46. An der Bahnstrecke am östlichen Ende von Rüdesheim, Höhe 82,85 m NN.

(Von den Bohrungen 46 bis 59 sind keine Bohrproben vorhanden.)

0— 3,90 m Mutterboden: verlehmter Löss.
3,90— 4,35 m weicher brauner Letten: Lösslehm.
4,35— 4,50 m weicher grauer Letten: Löss.
4,50— 5,40 m weicher dunkelgelber Letten: Löss in 4,80 m Wasser.
5,40— 6,30 m grauer sandiger Letten: Flussschlick.
6,30— 8,15 m Rheinkies und Sand.
8,15— 9,20 m Schiefer mit braunen Letten.
9,20— 9,50 m Schiefer mit Quarziteinlagerungen.

Zusammenfassung:

0— 5,40 m Löss und Lösslehm, vermutlich Schwemmlöss.
5,40— 8,15 m (2,75 m) Bildungen der Niederterrasse des Rheins.
8,15— 9,50 m (1,35 m +) Schiefer des oberen Taunusquarzits.

Nr. 47. An der Bahnstrecke östlich Rüdesheim, Höhe 83,00 m NN.

0— 0,70 m verlehmter Löss.
0,70— 3,20 m Löss.
3,20— 4,50 m lehmiger Schleichsand = schlickhaltiger Rheinsand: bei 3,30 m Wasser.
4,50— 5,20 m lehmiger Mergel = ? Rheinschlick.
5,20— 6,30 m eckige Breccie und Quarz und Quarzit mit Kalk verkittet.

6,30— 8,30 m graurötlicher fauler Schiefer (weiche Ton-Schiefer).
8,30—10,80 m Tonschiefer mit Quarzeinlagerungen.
10,80—15,00 m gelblicher fauler Schiefer mit wenig Quarzeinschaltungen.

Zusammenfacsung:

0— 3,20 m Löss und Lösslehm, vermutlich Schwemmlöss.
3,20— 5,20 m (2 m) Bildungen der Niederterrasse des Rheins.
5,20— 6,30 m (1,10 m) mitteloligocäner Meeressand.
6,30—15,00 m (8,70 m) Schiefer des oberen Taunusquarzits.

Nr. 48. Höhe 84,80 m NN.

0— 0,65 m Lehm mit Gehängeschutt.
0,65— 3,70 m Löss und Lösslehm.
3,70— 6,90 m grober Kies mit scharfem Sand.
6,90—11,15 m rötlicher und grauweisser fauler Schiefer mit Quarz auf Spalten und Klüften.

Zusammenfassung:

0— 3,70 m Löss und Lösslehm, vermutlich Schwemmlöss.
3,70— 6,90 m (3,20 m) Sand und Kies der Niederterrasse des Rheins.
6,90—11,15 m (4,25 m +) ? Tonschiefer des oberen Taunusquarzits.

Nr. 49. Höhe 84,85 m NN.

0— 2,25 m Löss und Lösslehm, vermutlich Schwemmlöss.
2,25— 6,30 m (4,05 m) feiner scharfer Rheinsand der Niederterrasse.
6,30— 8,15 m (1,85 m +) Breccie des mitteloligocänen Meeressandes.

Nr. 50. Höhe 88,50 m.

0— 0,75 m Mutterboden (Lösslehm),
0,75— 2,30 m sandiger Lehm (sandiges Löss), } Schwemmlöss.
2,30— 6,10 m scharfer grauer Sand und Kies,
6,10— 8,15 m scharfer gelber Sand und Kies, } 5,85 m + Kiessand der Niederterrasse des Rheins.

Nr. 51. a) Südlich von dem Bahnkörper, 89,25 m NN. Bahnstrecke Rüdesheim.

0— 3,30 m brauner, oben schwarzbrauner Lösslehm.
3,30— 4,40 m grober Kies.
4,40— 4,70 m brauner Lehm.
4,70— 5,80 m grober Kies.
5,80— 7,00 m feiner scharfer Sand.
7,00— 8,20 m grober Kies und Sand.
8,20— 9,00 m feiner scharfer Sand.

b) Nördlich von dem Bahnkörper, 89,10 m NN. Bahnstrecke Rüdesheim.

0— 0,80 m Mutterboden, Lösslehm.
0,80— 2,40 m sandiger Lehm.
2,40— 8,00 m feiner Sand.
8,00—10,15 m feiner scharfer Sand.

Zusammenfassung:

0— 3,30 bezw. 2,40 m Schwemmlössbildungen.
3,30 bezw. 2,40— 9,00 m bezw. 10,15 m (6,60 m +) Kiese und Sande der Niederterrasse des Rheins.

Nr. 52, Höhe 88,15 m NN.

0— 1,30 m Mutterboden.
1,30— 2,70 m sandiger Lehm.
2,70— 3,50 m Kies mit scharfem Sand.
3,50— 5,60 m feiner scharfer Sand, bei 5,50 m Wasser.
5,60— 7,30 m Kies mit scharfem Sand.
7,30— 8,30 m rötlicher Letten mit gelber Aderung.

Zusammenfassung:

0— 2,70 m Schwemmlössbildungen.
2,70— 7,30 m (4,60 m) Kiese und Sande der Niederterrasse des Rheins.
7,30— 8,30 m (1 m +) ? Rupelton.

Nr. 53, Höhe 91,29.

0— 1,00 m Mutterboden, Lösslehm (Schwemmlöss).
1,00— 6,00 m feiner Sand,
6,00—10,00 m feiner scharfer Sand mit Kies, } 9,00 m Sand und Kies der Niederterrasse des Rheins.

Nr. 54, Höhe 84,60 m.

0— 0,80 m Mutterboden.
0,90— 1,90 m gelber Letten.
1,90— 3,00 m brauner sandiger Lehm.
3,00— 4,10 m grauer feiner Sand.
4,10— 5,30 m grober Kies.
5,30— 5,50 m feiner scharfer Sand.
5,50— 5,90 m Quarzbreccie mit Kalk verkittet.
5,90— 6,40 m grauer braungeaderter Letten (Mergeleinlagerung im Meeressand).
6,40— 6,95 m kalkreiche Breccie.
6,95— 9,95 m Quarzbreccie mit Kalk verkittet.

Zusammenfassung:

0— 3,00 m Schwemmlöss- und Lehmbildungen.
3,00— 5,50 m (2,50 m) Sand und Kies der Rheinniederterrasse.
5,50— 9,95 m (4,45 m +) Breccie des mitteloligocänen Meeressandes.

Nr. 55, Höhe 80,45 m NN.

0— 1,15 m Mutterboden.
1,15— 2,00 m dunkelgrauer Lehm.
2,00— 2,60 m hellgrauer sandiger Lehm.
2,60— 4,05 m grauer schlickhaltiger Sand.
4,05— 4,70 m feiner Kies.
4,70— 5,90 m grober Kies.
5,90— 6,30 m hellgrauer Letten mit Quarz.
6,30— 7,40 m blaugrüner Letten.
7,40— 8,00 m gelber Letten.
8,00— 9,15 m Quarzbreccie mit Kalk verkittet.

Zusammenfassung:

0— 2,00 m Schwemmlöss und Lehm.
2,00— 5,90 m (3,90 m +) Bildungen der Niederterrasse des Rheins.
5,90— 8,00 m (7,10 m) vermutlich oberer Rupelton.
8,00— 9,15 m (1,15 m +) Meeressand.

Nr. 56, Höhe 87,25 m.

0— 1,00 m Mutterboden,
1,00— 2,30 m sandiger Lehm, } Schwemmlöss.
2,30— 3,00 m grober Kies und scharfer Sand,
3,00— 5,60 m feiner scharfer Sand,
5,60— 7,20 m grober Kies und scharfer Sand, } 4,90 m Kies und Sand der Niederterrasse des Rheins.

Nr. 57, Höhe 80,80 m NN.

0— 1,70 m Mutterboden.
1,70— 2,70 m Moorboden.
2,70— 3,75 m feiner gelber Rheinsand.
3,75— 4,70 m feiner grauer Rheinsand.
4,70— 5,00 m graubrauner Sand und feiner Kies.
5,00— 5,30 m grober Kies.
5,30— 6,60 m grauer Letten.
6,60— 8,70 m rötlicher Letten.
8,70— 9,20 m grauer sandiger Letten.

9,20—12,15 m gelbgrauer Letten.
12,15—13,00 m gelber Letten.
13,00—14,00 m Quarzsand mit etwas grauem Letten.
14,00—15,30 m grauer kalkhaltiger verhärteter Letten.
15,30—16,60 m gelber Letten.
16,60—18,00 m Quarzsand.

Zusammenfassung:

0— 2,70 m Alluvium.
2,70— 5,30 m (2,60 m) Sand und Kies der Niederterrasse des Rheins.
5,30—16,60 m (11,30 m) vermutlich oberer Rupelton.
16,60—18,00 m (2,00 m +) Meeressand,

Nr. 58, Höhe 80 m NN.

0— 1,50 m verlehmter Schlick.
1,50— 2,70 m gelber scharfer körniger Sand.
2,70— 7,00 m Rheinkies mit wenig Sand.
7,00— 7,60 m blaugrüner toniger Mergel.
7,60— 8,50 m Quarz-Quarzitbreccie mit Kalk verkittet.
8,50— 9,50 m fester graugrüner sandiger Ton mit Quarzkies.
9,50— 9,60 m Quarzitbreccie.

Zusammenfassung:

0— 1,50 m Alluvium.
1,50— 7,00 m (5,50 m) Kiessand der Rhein-Niederterrasse.
7,00— 7,60 m (0,60 m) ? oberer Rupelton.
7,60— 9,60 m + (2,00 m +) Meeressandbildungen.

Nr. 59. Am rechten Ufer im Rhein bei 3,25 m Wassertiefe. an der Hindenburg-Brücke, Höhe 75,00 m NN.

0— 1,75 m grober Kies mit wenig Sand.
1,75— 1,90 m grüner sandiger Letten.
1,90— 5,50 m fester Fels, Quarz-Quarzitbreccie durch Kalk verkittet.
5,50— 6,65 m festes Gemenge von Quarzkies und grünem Letten.
6,65— 7,15 m harte Breccie.
7,15— 7,80 m blaugrüner reiner Letten.
7,80— 8,05 m grüner toniger Mergel.
8,05— 8,60 m Quarzkies mit wenig grauem Letten vermengt.
8,60— 9,90 m Quarzkies.
9,90—10,10 m graugrüner Letten mit etwas Quarzkies.
10,10—11,65 m Quarz-Quarzitbreccie bis Konglomerat.
11,65—13,05 m graugrüner sandiger Ton, rotbraun geadert.

13,05—13,85 m brauner Ton mit Quarzkies.
13,85—14,30 m mit wenig Ton vermengte Quarz-Quarzitbreccie.
14,30—15,05 m Quarzkies und gelber Ton, fest zusammen verkittet.
15,05—19,05 m rotbraungeadeter hellgrauer Ton mit etwas Quarzkies.

Zusammenfassung:

0— 1,75 m Kies und Sand der Niederterrasse des Rheins.
1,75—19,05 m (17,30 m +) Bildungen der Übergangsfacies von Meeressand zu Rupelton.

Nr. 60. Am Sand 1,5 km südöstlich Büdesheim, Höhe 101,5 m NN. (Geol. Landesanstalt 1926.)

0— 1,60 m schwach lehmiger, kalkfreier, brauner feiner Sand.
1,60— 2,20 m lehmiger, kalkfreier Sand mit vereinzelten Nahegeröllen.
2,20— 3,15 m graugelber, kalkhaltiger Lehm (umgeschwemmtes Tertiär?).
3,15— 4,10 m feinkörniger Nahekies.

Zusammenfassung:

1,60 m Flugsand der Nahe.
1,60— 4,10 m Talwegterrasse der Nahe mit eingeschwemmtem umgelagerten Tertiär?.

XI. Schriftenverzeichnis. (W. Wagner und F. Michels.)

1. **von Ammon, L.:** . . . Erläut. z. d. Blatt Zweibrücken der Geol. Karte d. Kgr. Bayern, München 1903.

2. **Aschoff, K.:** . . . . . Bad Kreuznach, seine Quellen und seine Salinenwerke Karlshalle und Theodorshalle. Bad Kreuznach, Verl. R. Vogtländer 1917.

3. **Buchrucker, A.:** . . . Das Manganerzvorkommen zwischen Bingerbrück und Stromberg am Hunsrück. Jahrbuch der Preuss. Geol. L.-Anst. f. 1895. S. 1—11.

4. **Boettger, O.:** . . . . Über die Gliederung der Cyrenenmergelgruppe im Mainzer Becken. Ber. d. Senkenb. Natf.-Gesellsch. 1873—1874. S. 50—102.

5. **Dumont, A.:** . . . . . Mémoire sur les terrains Ardennais et Rhénanes. Mém. de l'Acad. roy. de Belgique t. XX. Bruxelles 1848.

6. **Egger, E.:** . . . . . Beiträge zur hydrochemischen Untersuchung des Rheins und seiner hauptsächlichen Nebenflüsse. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. Darmstadt. 1908. IV Heft 29. S. 105—146.

7. **Galladé, M.:** . . . . . Die Oberflächenformen des Rheintaunus und seines Abfalles zum Main und Rhein. Jahrb. d. Nass. Ver. f. Naturk. Jahrg. 78. 1926. S. 1—100.

8. **Galladé, M.:** . . . . . Neue Versteinerungsfunde im Taunusquarzit zwischen Assmannshausen und Wiesbaden. Jahrb. d. Nass. Ver. f. Naturk. Jahrg. 79. 1927.

9. **Geib, K.:** . . . . . Beiträge zur Geologie von Stromberg und Umgebung. Zeitschr. d. Rhein. Prov. Lehrerver. f. Naturk. 2. Jahrg. Kreuznach. R. Vogtländer Nachf. 1914.

10. **Gerth, H.:** . . . . . Gebirgsbau und Fazies im südlichen Teil des Rhein. Schiefergebirges. Geol. Rundsch. Bd. I, 1910. S. 82—96.

11. **J. W. von Goethe:** . . . Reise an den Rhein, Main und Neckar 1814 und 1815. (Das Sankt Rochus-Fest zu Bingen) 1817.

12. **Gosselet, J.:** . . . . . Deux Excursions dans le Hunsrück et le Taunus. Annales soc. géol. du Nord t. XVII. Lille 1890. S. 300.

13. **Grebe, H.:** . . . . . Über die Talbildung auf der linken Rheinseite, insbesondere über die Bildung des unteren Nahetales. Jahrb. d. Preuss. Geol. L.-Anst. 1885. Seite 133—164.

14. **Gross, A.:** . . . . . Beobachtungen über die Verbreitung und Aufeinanderfolge der Petrefakten in den Tertiärschichten der Sektion Mainz. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. z. Darmstadt. 3. II. 1863. S. 175—178.

15. **Gross, A.:** . . . . . Aus den Sektionen Bingen und Mainz. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. z. Darmstadt. 3. V. 1866. S. 125—128.

16. **Häberle, D.:** . . . . . Gross- und Klein-Verwitterungsformen im Buntsandsteingebiet des südlichen Pfälzerwaldes. Festschr. z. 55. Tag. des Oberrh. Geol. Ver. zu Saarbrücken 1927. S. 28.

17. **v. Hohenstein:** . . . . Die Löss- und Schwarzerdeböden Rheinhessens. Jahrb. u. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Ver. N.F. IX. 1920. S. 74—97.

18. **Holzapfel, E.:** . . . . Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. Abh. d. Preuss. Geol. L.-Anst. N.F. Heft 15. 1893. Berlin.

19. **Jüngst, A.:** . . . . . Das Manganvorkommen der Grube Elisenhöhe bei Bingerbrück Glückauf 1907.

20. **Jüngst, H.:** . . . . . Zur Sedimentation des Meeressandes im Mainzer Becken. Centrbl. f. Min. etc. Jahrg. 1929, Abt. B., No. 2. S. 65—84.

21. **Kaiser, E.:** . . . . . Bericht über die Exkursion des Niederrh. Geol. Ver. 1907. Ber. der Niederrh. Geol. Ges. 1907. S. 18—22.

22. **Kegel, W.:** . . . . . Der Taunusquarzit von Katzenelnbogen. Abh. d. Preuss. Geol. L.-Anst. N.F. 76. Berlin 1913.

23. **Kessler, P.:** . . . . . Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. Stuttgart 1923. Verl. E. Schweizerbart.

24. **Koch, K.:** . . . . . Über die Gliederung der rhein. Unterdevonschichten zwischen Taunus und Westerwald. Jahrb. d. Preuss. Geol. L.-Anst. f. 1880. Berlin 1881. S. 190.

25. **Kühne, F.:** . . . . . Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Saale-Senke. Jahrb. d. Preuss. Geol. L.-Anst. f. 1922. Bd. XLIII. S. 426—456. Berlin 1923.

26. **Leppla, A.:** . . . . . Aufnahmebericht zu Blatt Pressberg—Rüdesheim. Jahrb. d. Preuss. Geol. L.-Anst. f. 1889. Bd. LXXVII. Berlin 1900.

27. **Leppla, A.:** . . . . . Die Bildung des Rheintaldurchbruches zwischen Bingen und Lorch. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1900. Verhdl. S. 79—80.

28. **Leppla, A.:** . . . . . Erläuterungen zu Blatt Pressberg—Rüdesheim. Lief. III. Berlin 1904.

29. Leppla, A. †: . . . . Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. Jahrb. d. Preuss. Geol. L.-Anst. f. 1924. S. 1—88.

30. Lepsius, R.: . . . . . Geologie von Deutschland. Bd. II. 1910. S. 439.

31. Lossen, C.: . . . . . Geognost. Beschreibung der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus in der östlichen Hälfte des Kreises Kreuznach etc. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1867. S. 509—700.

32. Lossen, C.: . . . . . Studien an metamorphen Eruptivgesteinen usw. Jahrb. d. Preuss. Geol. L.-Anst. f. 1884. S. 524—545.

33. Luedecke: . . . . . Die Boden- und Wasserverhältnisse der Provinz Rheinhessen. Abh. der Hess. Geol. L.-Anst. III. 4. 1899.

34. Michels, F.: . . . . . Zur Tektonik des südlichen Taunus. Sitzber. d. Preuss. Geol. L.-Anst. H. 1. 1926. S. 73—77.

35. Michels, F.: . . . . . Der Ursprung der Mineralquellen des Taunus. „Aus Natur und Museum". 56. Ber. d. Senkenb. Naturf.-Ges. 1926. H. 8.

36. Mordziol, C.: . . . . Über eine Verbindung des Pliozäns des Mainzer Beckens mit dem Niederrhein. Sitzber. Naturhist. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. Bonn 1908. D. 3. S. 7—12.

37. Mordziol, C.: . . . . Flussterrassen und Löss am Mittelrhein. Festschr. f. 75jähr. Best. d. Naturwiss. Ver. in Koblenz 1926. S. 23—56.

38. Neeb, E. und Schmidtgen, O.: . . . Eine altsteinzeitliche Freilandstelle auf dem Linsenberg bei Mainz. Mainzer Zeitschr. Mainz 1922/1924. XIV—XVII.

39. Oestreich, K.: . . . . Studien über die Oberflächengestaltung des Rheinischen Schiefergebirges. Petermanns Mitt. 1909. Heft III.

40. Pohl, H.: . . . . . Ein Beitrag zur Bildungsgeschichte der Waldalgesheimer Eisenmanganvorkommen. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1922. S. 133.

41. Quiring, H.: . . . . . Die stratigraphische Stellung des Hunsrückschiefers. Geol. Rundschau, Bd. XVII a, 1926. S. 99 f.

42. Richter, P.: . . . . . Der Rheingau. Eine Wanderung durch seine Geschichte. Wiesbaden 1915.

43. Rothpletz, A.: . . . . Das Rheintal unterhalb Bingen. Jahrb. der Preuss. Geol. L.-Anst. f. 1895. Bd. XVI. Anhang. S. 10—39.

44. Schloßmacher, K.: . . Die Sericitgneise des rechtsrheinischen Taunus. Jahrb. d. Preuss. Geol. L.-Anst. für 1917. Berlin 1919.

45. Schmidtgen, O. und Wagner, W.: . . . . . Eine altpaläolithische Jagdstelle bei Wallertheim in Rheinhessen. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstaot. V. Folge. Heft II. S. 59 f. Darmstadt 1929.

46. Schottler, W. u. Scheu, G.: Die Gelbsucht der Weinberge in der Provinz Rheinhessen. Darmstadt 1925. S. 1—47. Verlag der Landwirtschaftskammer für Hessen.

47. Spandel, E.: . . . . . Der Rupelton im Mainzer Becken, seine Abteilungen und deren Foraminiferenfauna. 43—50. Ber. d. Offenbach. Ver. f. Naturk. 1909. S. 57—230.

48. Steinmann, G.: . . . . Über das Diluvium am Rodderberg. Sitzb. Naturhist. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. Bonn 1906. S. A. 21 f.

49. Steuer, A.: . . . . . Über das Vorkommen von Radiolarien-Hornsteinen in den Diluvialterrassen des Rheintals. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt, 1906, 4. S. 27—30.

50. Steuer, A.: . . . . . Über Tertiär und Diluvium in den auf den Exkursionen d. niederrh. Geol. Vereins vom 4. bis 8. April 1909 zu Bingen besuchten Aufschlüssen. Sitzb. des Naturhist. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. Bonn 1909. D. S. 23—41.

51. Steuer, A.: . . . . . Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und über ihre Fauna. Notizb. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt, 4. XXX. 1909. S. 41—67.

52. Steuer, A.: . . . . . Über Rutschungen im Cyrenenmergel bei Mölsheim und anderen Orten in Rheinhessen. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt, IV. 31. 1910. S. 106.

53. Strauß, L.: . . . . . Geologische Fazieskunde. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geolog. Anstalt. Bd. XXVIII. S. 73—272. 1926.

54. Stürz, B.: . . . . . Das Rheindiluvium talabwärts von Bingerbrück. Verh. d. Naturhist. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. Bonn 1908. S. 1—96.

55. Unger: . . . . . Die Felsenstrecke des Rheins zwischen Bingen und St. Goar. Berlin 1898. Verl. W. Ernst u. Sohn.

56. Vierschilling, A.: . . . Die Eisen- und Manganlagerstätten im Hunsrück und im Soonwald. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1910. S. 393—431.

57. Wagner, W.: . . . . . Vergleich der jüngeren Tertiärablagerungen des Kalisalzgebietes im Oberelsass mit denen des Mainzer Beckens. Mitt. d. Geol. L.-Anst. v. Els.-Lothrg. Bd. VIII. H. 2. 1913. S. 273—287.

58. Wagner, W.: . . . . . Die Lagerungsverhältnisse am Westufer des Mainzer Beckens bei Kreuznach und die Kochsalzquellen von Bad-Kreuznach und Bad Münster a. St. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt. V. Folge. H. 6. S. 76—163. 1924.

59. Wagner, W.: . . . . . Woher und wann trat das Tertiärmeer zum erstenmal in die Rheintalsenke ein? Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt f. 1924. V. Folge. H. 7. S. 56—89. 1925.

60. Wagner, W.: . . . . . Goethe und der geologische Aufbau des Rochusberges bei Bingen. Notizb. d. V. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt f. 1925. V. Folge. H. 8. S. 224—231. 1926.

61. Wagner, W.: . . . . . Erläuterungen zu Blatt Wöllstein—Kreuznach. 116 S. 1:25000. Darmstadt 1926. Hess. Staatsverlag.

62. Wagner, W.: . . . . . Die Terrassen des Nahetals von Bad Münster am Stein bis zur Mündung in den Rhein und die Beziehungen der Nahe zum Rheindurchbruch bei Bingen. Notizb. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt f. 1926. V. Folge. H. 9. S. 49—78. Darmstadt 1927.

63. Wagner, W.: . . . . . Cyrenenmergel und Süsswasserschichten innerhalb des Pfälzer Berglandes. Notizb. d. V. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadtf. 1927. V. Folge. H. 10. S. 41—78. Darmstadt 1928.

64. Wagner, W. und Schmidtgen, O.: . . . Der Flugsand am Abhang des Tertiärplateaus zwischen Gau Algesheim und Ober-Ingelheim und die dort gefundenen defekten Schneckenschalen. Notizbl. d. V. f. Erdk. u. d. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt f. 1927. V. Folge. H. 10. S. 215—218. Darmstadt 1928.

65. Wahnschaffe, F. und Leppla, A.: . . . . . Geologisch agronomische Darstellung der Umgebung von Geisenheim am Rhein. Abh. d. Preuss. Geol. L.-Anst. N.F. Heft 35. Berlin 1901.

66. Weinkauff, H. C.: . . . Ein Beitrag zur Kenntnis der Tertiärbildungen in der hessischen Pfalz und den angrenzenden preuss. und bayr. Bezirken. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1865. S.171—211.

67. van Werveke, L.: . . . Ausflug d. D. Geol. Gesellsch. nach Buchsweiler im Unterelsass. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 44. H. 2. 1913. S. 575—585.

68. van Werveke, L.: . . . Über die Entstehung der lothringischen Lehme und des mittelrheinischen Lösses. Sitzb. d. Heidelb. Akad. d. Wissensch. 1924. 5. Abh. Math. Naturw. Klasse Abt. A.

69. Wolf, Martha: . . . . Über die stratigraphische Stellung des Roteisenlagers der Grube Braut und des Bingerbrücker Dolomits. Senckenbergiana 1929. S. 36.

70. Wolf, Martha: . . . . Alter und Entstehung des Walderbacher Roteisensteins (Grube Braut im Hunsrück) mit einer stratigraphischen Untersuchung der Umgebung. Dissertation Frankfurt am Main. 1929. (Abh. d. Preuss. Geol. L.-Anst. N. F. Heft 123. Berlin 1930.)

Inhalt.

Seite

I. Einleitung (W. Wagner) 1

II. Oberflächenformen und Gewässer 2
1. Oberflächenformen (W. Wagner und F. Michels) 2
2. Gewässer (W. Wagner) 7

III. Geologische Übersicht 9
A. Devon (F. Michels) 10
B. Rotliegendes bis Alluvium (W. Wagner) 11

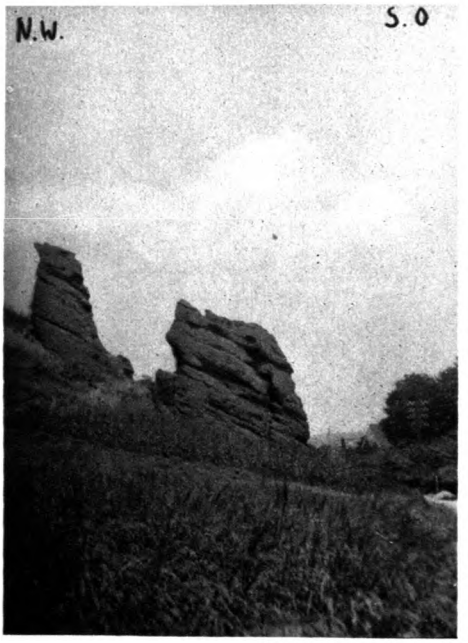
IV. Geologische Beschreibung der einzelnen Formationen 17
A. Devon (F. Michels) 17
1. Unterdevon 17
a) Bunte Schiefer } Gedinne-Stufe 19
b) Hermeskeilschichten } Gedinne-Stufe 24
c) Taunusquarzit } Siegener-Stufe 25
d) Hunsrückschiefer } Siegener-Stufe 29
e) Untere Koblenzschichten 30
f) ? Obere Koblenzschichten 30
2. Mitteldevon 31
Obermitteldevonischer Massenkalk 31
3. Eruptivgesteine 32
a) Quarzkeratophyr 32
b) Felsokeratophyr 33
c) Diabas 35
B. Das Rotliegende (W. Wagner) 35
1. Das Unterrotliegende (? Lebacher Schichten) 35
2. Das Oberrotliegende (Waderner Schichten) 36
C. Tertiäre Verwitterungsböden des Rheinischen Schiefergebirges (F. Michels) 38
D. Tertiär (W. Wagner) 39
1. Mitteloligocän 39
a) Meeressand 39
b) Rupelton 47
c) Schleichsand 49
α) Mergelige Ausbildung 49
β) Strandnahe Bildungen 51
2. Oberoligocän 53
a) Brackischer Cyrenenmergel 53
b) Süsswasserschichten 55

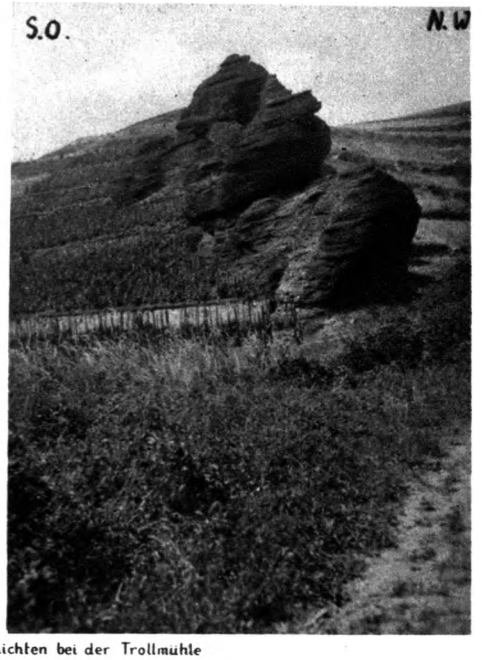
3. Untermiocän 57
a) Corbiculakalke
Kalke und Mergel mit Hydrobia inflata 57
b) Hydrobienschichten 61
4. Unter-Pliocän 61
(Dinotheriensande-Kieseloolithschotter)
E. Diluvium (W. Wagner) 64
1. Bildungen der Flüsse (Terrassen) 64
a) Die ältere Terrassengruppe (Hauptterrassengruppe) . . . 65
α) Ältere Terrassen des Rheins 65
β) Ältere Terrassen der Nahe 67
γ) Ältere Terrassen der Hunsrück- und Taunusgewässer . . 69
1. Hunsrückgewässer 69
2. Taunusgewässer 71
b) Die mittlere Terrassengruppe 71
α) Die ältere Mittelterrasse des Rheins (Hochterrasse) . . 72
β) Die ältere Mittelterrasse der Nahe (Hochterrasse . . . 72
γ) Die jüngere Mittelterrasse des Rheins (Talwegterrasse) . 73
δ) Die jüngere Mittelterrasse der Nahe (Talwegterrasse) . . 74
c) Die Niederterrassen 77
α) Die Niederterrasse des Rheins 77
β) Die Niederterrasse der Nahe 78
2. Löss und Lösslehm 80
3. Lehm 84
4. Schuttbildnngen 84
5. Flugsande 85
F. Alluvium (W. Wagner) 86
1. Überschwemmungsgebiet 86
2. Gehängeschutt 87
3. Rutschungen 87
a) Rutschungen im Devongebiet (F. Michels) 87
b) Rutschungen im Tertiärgebiet (W. Wagner) 88

V. Tektonische Übersicht 91
A. Das Rheinische Schiefergebirge (F. Michels) 91
B. Die Saar-Saale-Störungszone (F. Michels und W. Wagner) . . . 96
C. Die Nahemulde (W. Wagner) 99
D. Das Rheinhessische Plateau (W. Wagner) 100

VI. Die nutzbaren Gesteine und Bodenarten 101
A. Erze (F. Michels) 101
(Die Eisen-Manganerzlagerstätte von Waldlagesheim)
B. Sonstige nutzbare Gesteine 104
1. Devonische Gesteine (preuss. Anteil F. Michels, hess. Anteil W. Wagner) 104
2. Gesteine des Rotliegenden bis Alluvium (W. Wagner) . . . 105

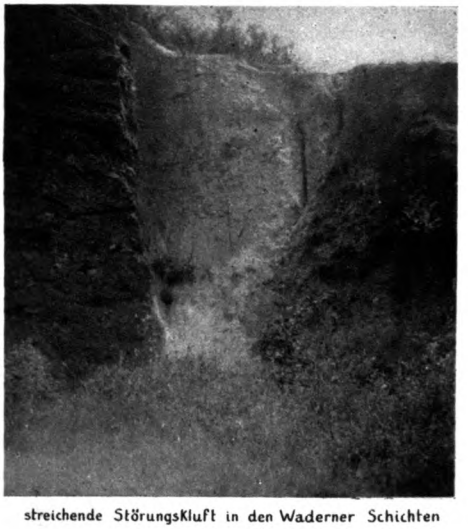
VII. Wasserverhältnisse 108
A. Rheinisches Schiefergebirge (F. Michels) 108
1. Süsswasser 108
2. Mineralwasser 109
B. Ausserhalb des Rheinischen Schiefergebirges (W. Wagner) . . . 111
1. Süsswasser 111
2. Mineralquellen 115
VIII. Bodenbewirtschaftung (W. Wagner) 118
IX. Geologische Naturdenkmäler (W. Wagner) 127
X. Bohrverzeichnis (W. Wagner) 129
XI. Schriftenverzeichnis (W. Wagner, F. Michels) 160





Klippen der Waderner Schichten bei der Trollmühle

phot Michels



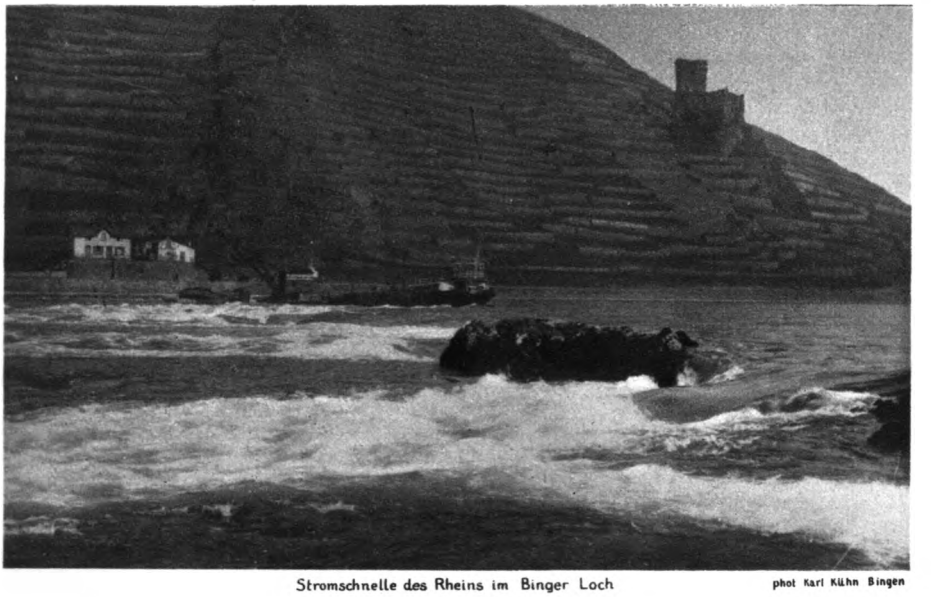
streichende Störungskluft in den Waderner Schichten auf dem Burg-Berg zwischen Burg Layen und der Trollmühle

phot Michels

Aufschluß im Diluvium. Sportplatz Elisenhöhe bei Bingen

phot Dr. Wolf

Kupfertiefdruck von Zedler & Vogel Darmstadt



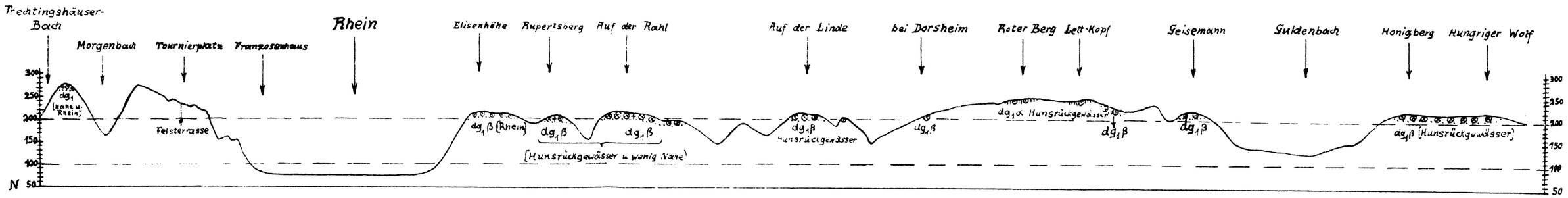
Stromschnelle des Rheins im Binger Loch

phot Karl Kühn Bingen

Rheinhessisches Plateau im Hintergrund, Naheterrassen und Nahedurchbruch bei Bingen

phot Karl Kühn Bingen

Kupfertiefdruck von Zedler & Vogel Darmstadt



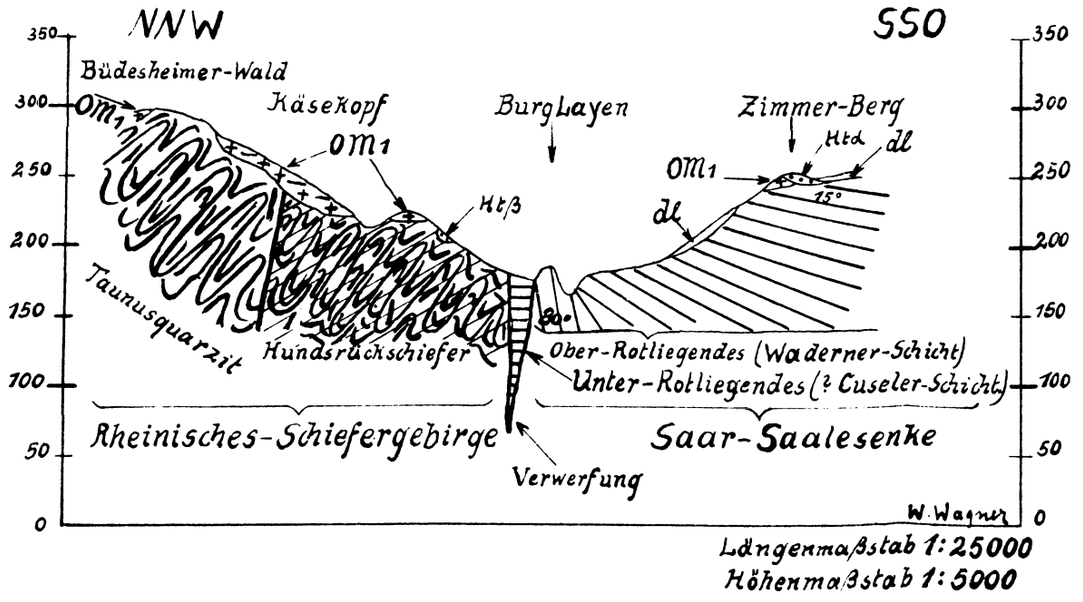
Profil durch den Verlauf der älteren Terrassen [Hauptterrassen] $dg_1\alpha$ und $dg_1\beta$ auf dem linken Nahe- und Rheinufer

Länge = 1:50000 ÷ Höhe = 1:10000

Entw. Dr. W. Wagner.
gez. E. Ruppel

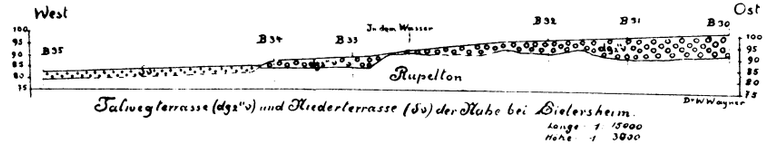
Figur 1

Gebiet der Störung zwischen Rheinischem Schiefergebirge und Saar-Saalesenke links der unteren Nahe.



dl: Gehängelehm
Ht 3: untere Hauptterrasse der Hundsrückgewässer
Htα: obere älteste Hauptterrasse der Hundsrückgewässer
Om 1: Meeressand: conglomeratische Strandausbildung.

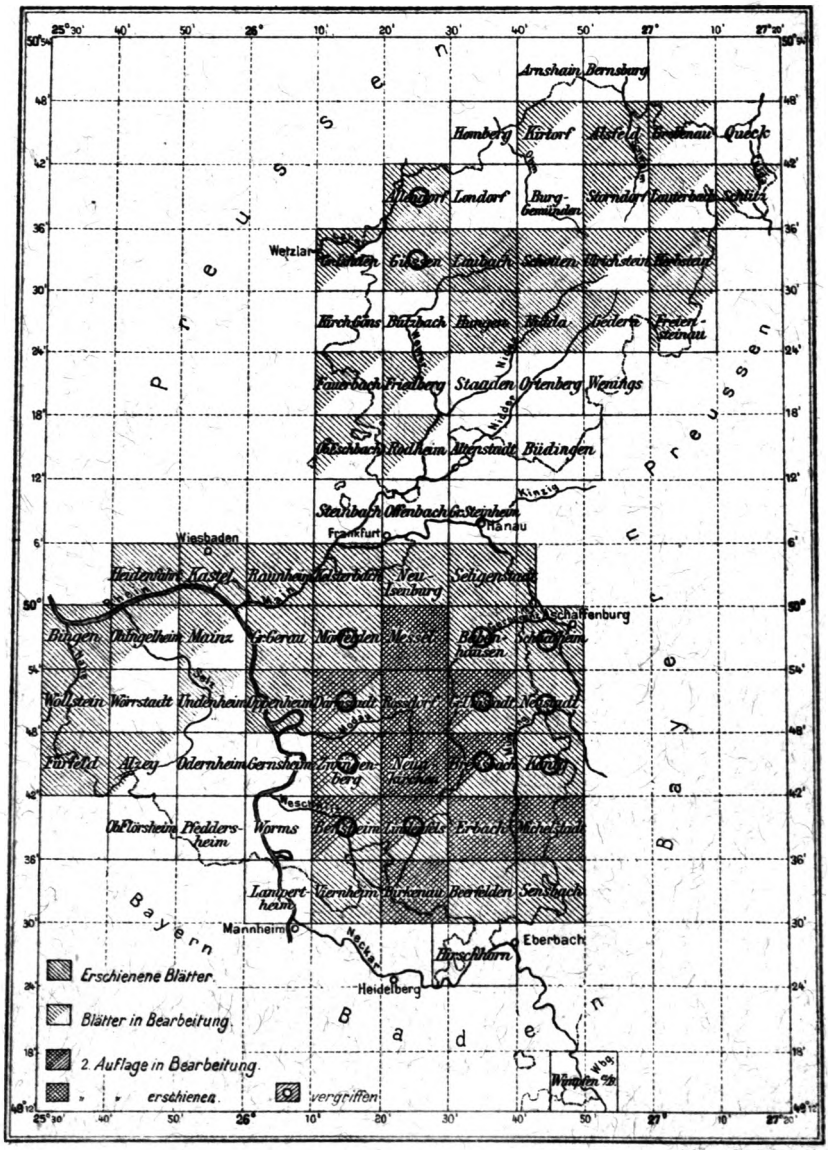
Figur 2



Figur 3

Geologische Spezialkarte von Hessen.

Stand der Aufnahme im Jahre 1929.



Lith. Anst. v. F. Wirtz, Darmstadt.

E. Bekkersche Buchdruckerei in Darmstadt.