

Werk

Titel: Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtals nebst Beiträgen zur Entwick...

Autor: Mordziol, C.

Ort: Berlin

Jahr: 1910

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?391365657_1910|LOG_0070

Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtals nebst Beiträgen zur Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges.

Von Dr. C. Mordziol in Mainz.

(Schluß.)

2. Struktur des Rheinischen Schiefergebirges.

Die Talschluchten der Ströme, die das Rheinische Schiefergebirge durchqueren, eröffnen vortreffliche Einblicke in die Struktur dieses Gebirges. Die Steilhänge jener Täler lassen die überaus gestörten Lagerungsverhältnisse der devonischen Schichten, die in der Hauptsache das Rheinische Schiefergebirge zusammensetzen, erkennen (vgl. Abbild. 28). Sie offenbaren sich als vorwiegend steil gestellte und nach Norden übergekippte Falten. Daneben sind noch verschiedene andere Störungsgruppen von großer Bedeutung.

Ein Blick auf die geologische Karte lehrt, daß die Schichten des paläozoischen Fundaments weitaus den größten Teil der Oberfläche bilden. Nur innerhalb der Region der Hochböden und an einigen Stellen der Eifel lagern, abgesehen von den vulkanischen und diluvialen Bildungen, noch **Deckschichten** auf dem paläozoischen Fundament.

Es sind dies einmal rotliegende und mesozoische Schichten (= ältere Deckschichten), die vornehmlich im Bereiche der Trierer Bucht erhalten sind, sodann Schichten des Tertiärs (= jüngere Deckschichten) im Bereiche der Region der Hochböden; es sind Tone, Sande und Gerölle, die in die Vallendarer Stufe und die Stufe der Kieseloolith-Schotter gegliedert werden konnten.

Auch die Deckschichten sind von verschieden alten Störungen (Verwerfungen) durchsetzt. Im ganzen können wir folgende Klassen der Hauptstörungen unseres Gebietes unterscheiden:

Die erste und zweite Störungsgruppe ist nur auf das paläozoische Fundament beschränkt (Alter: die erste vordevonisch (lokal am Südrand des Gebirges); die zweite jungkarbonisch, variskische Faltung).

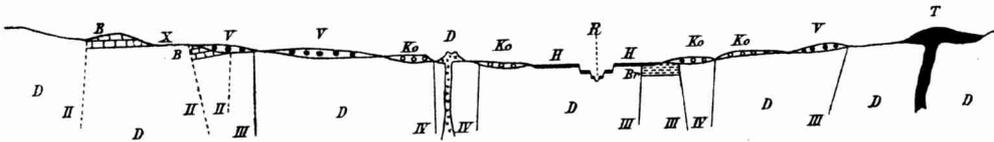
Die dritte Störungsgruppe hat auch die älteren Deckschichten betroffen (vormiocäne Störungen).

Die vierte Störungsgruppe hat auch die Höhenlage der Vallendarer Stufe verändert (miocäne Störungsperiode).

Die fünfte Störungsgruppe führte auch zu Höhenunterschieden innerhalb der Stufe der Kieseloolith-Schotter (pliocäne Störungsperiode).

Endlich wird noch eine sechste Gruppe durch die diluvialen Störungen bezeichnet, die zwar im Inneren des Gebirges — soweit bis jetzt bekannt — nur zu geringen, nicht mit völliger Sicherheit festgestellten Verwerfungen geführt haben. Eine solche diluviale Verwerfung vermutete ich schon früher in der Nordecke des Neuwieder Beckens. Im nördlichen und südlichen Vorlande des Rheinischen Schiefergebirges, also in der Niederrheinischen Bucht und im Mainzer Becken, machten sich im Gegensatz zum Inneren die diluvialen Störungen durch recht bedeutende Niveau-Unterschiede geltend. Neuerdings hat aber Oestreich betont, daß auch im Inneren des Gebirges die diluviale Hauptterrasse beträgliche „Verbiegungen“ erlitten hätte, wie dies schon Penck angenommen hatte.

Während sich die beiden ersten Störungsgruppen vorwiegend in Faltungen und Überschiebungen äußerten, gehören sämtliche jüngeren Störungen zu den Verwerfungen. Im Inneren des Gebirges entstanden sie dadurch, daß bei den verschiedenen Phasen von Hebungsvorgängen das ganze Schiefergebirge zerstückelt wurde, am meisten aber im Bereiche der Region der Hochböden. Hier blieben viele Schollen bei



Abbild. 24. Schematisches Profil von der Eifel nach dem Westerwald durch die Region der Hochböden.

D = Unterdevon	D = Diluvialer Vulkan der Vorder-Eifel	II = Vormiocäne Störungen
B = Buntsandstein		gen
V = Vallendarer Stufe	R = Rhein	III = Verwerfungen der miocänen Störungsperiode
Br = Braunkohlentone	X = Wieder freigelegter Rest eines eingesunkenen Stücks der alten Rumpffläche.	IV = Verwerfungen der pliocänen Störungsperiode.
T = Miocäner Vulkan des Westerwaldes		
Ko = Kieseloolith-Schotter		
H = Altdiluviale Hauptterrasse		

der Hebung gegenüber ihrer Umgebung zurück, am meisten in den „Becken“, die also die am wenigsten gehobenen Teile dieser Region darstellen. Im nördlichen und südlichen Vorlande wurden aber auch viele Schollen nicht nur nicht gehoben, sondern sanken auch in absolutem Sinne an den Verwerfungen zur Tiefe, also unter das Meeresniveau.

Das Alter der dritten Störungsgruppe ist noch unbestimmt, keinesfalls ist ein „vortertiäres“ Alter sicher, denn es kann sich sowohl um j u n g - m e s o z o i s c h e , aber auch um a l t t e r t i ä r e Störungen handeln, als ebenso gut auch um beides.

In den nordöstlichen Nachbargebieten des Rheinischen Schiefergebirges sind ähnliche Störungen näher beschrieben worden (z. B. von Stille, Grupe). Vielleicht sind sie geeignet, ein gewisses Licht auf dieses überaus schwierige Problem zu werfen.

3. Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges¹⁾.

Wenn auch heute die älteren Deckschichten im Inneren des Schiefergebirges nur eine äußerst sporadische Verbreitung haben, so ist ihr Vorkommen dennoch geeignet, uns wichtige Aufklärungen über die Entwicklungsgeschichte des Gebirges zu geben. Wir finden nämlich innerhalb des Schiefergebirges die älteren Deckschichten aufser in der Trierer Bucht und der Wittlicher Senke nur noch in einem von da aus nordwärts durch die Eifel verlaufenden Zuge einzelner e i n g e s u n k e n e r Schollen von Buntsandstein, sowie am Hohen Venn. Sie leiten über zu den Vorkommen am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges.

Während an manchen Stellen die mesozoischen Schichten unmittelbar mit ihrem tiefsten Gliede — dem Buntsandstein — auf den eingeebneten Schichtköpfen des paläozoischen Sockels auflagen, schiebt sich in der Trierer Gegend stellenweise noch das R o t l i e g e n d e dazwischen. Weiter nach Südwesten legt sich dann auf den Buntsandstein eine Decke von Muschelkalk, Keuper und Jura.

Liegen auch heute die mesozoischen (bzw. rotliegenden) Schichten in den verschiedensten Höhen, so müssen sie dennoch ursprünglich als eine einheitliche Decke und in horizontaler Lagerung den Sockel bedeckt haben. Auf alle Fälle hatten sie — besonders der Buntsandstein — eine viel gröfsere Verbreitung wie heute. Mit grofser Wahrscheinlichkeit nimmt daher E. Kayser an, dafs diese Schichten ursprünglich das ganze Schiefergebirge bedekten.

Daraus geht hervor, dafs das karbonische Faltengebirge, in unserem Gebiete wenigstens, zu einer ebenen Rumpffläche — einer p a l ä o - m e s o - z o i s c h e n P e n e p l a i n abgetragen wurde, ehe sich der Buntsandstein darauf ablagerte. Wahrscheinlich haben die wesentlich terrestrischen Bildungsvorgänge des Buntsandsteins an der Einebnung des alten Faltengebirges bedeutenden Anteil genommen. Die paläo-mesozoische Rumpffläche des Rheinischen Schiefergebirges wird also ledig-

¹⁾ Ich verdanke Herrn W. M. Davis wertvolle Anregungen zu diesem Abschnitte meiner Arbeit.

lich bezeichnet durch die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins, bzw. des Rotliegenden, auf den paläozoischen Sockel.

Wir dürfen uns vielleicht den Abschnitt der Entwicklungsgeschichte des Schiefergebirges bis zur Bildung jener Rumpffläche durch folgende Phasen charakterisiert denken: Die älteste Gebirgsbildung ist ein vordevonisches Faltengebirge, dessen spärliche Reste in den vordevonischen Falten am Südrande des Gebirges noch erkennbar sind.

Zu Beginn der Devonzeit war dieses Gebirge bereits eingeebnet. Unser Gebiet gehörte lange Zeiträume hindurch dem Meeresboden an, währenddessen sich jedoch bedeutende Veränderungen der Meerestiefen geltend machten. In der Gegend des heutigen Lahn-Gebietes fanden mehrfach zahlreiche Vulkanausbrüche statt. Auch noch zur unteren Karbonzeit befand sich ein großer Teil unseres Gebietes unter dem Meere. Dann setzte eine schon vorher sich bemerkbar machende Hebungperiode des ganzen Gebietes ein. Kaum tauchte das Land über die Meeresfläche empor, so begann schon die Abtragung durch fluviatile Tätigkeit. Von Süden nach Norden fortschreitend setzte ein intensiver Faltungsprozess ein, während besonders in den Küstenregionen des Nordens mächtige Torfmoore wucherten, deren Entstehung durch die hier mündenden, aus dem Inneren des Gebirges kommenden Flüsse begünstigt wurde. Im Oberkarbon hatte der Faltungsprozess seine Höhe erreicht. Unser Gebiet gehörte dem variskischen Faltengebirge als Aufsenszone an. Dafs in der Karbonzeit tatsächlich grössere Stromläufe bestanden, darauf deuten besonders die Konglomerate des Saar-Reviers hin, dessen Kohlen vorwiegend auf eine terrestrische Entstehung schliessen lassen.

Aus alledem dürfen wir entnehmen, dafs gleichzeitig mit der Aufaltung auch Abtragung des Gebirges durch normale Erosion verbunden war, was in der Folgezeit zu einer fast völligen Einebnung führte. Es scheint, als ob sich hier am Ausgang des paläozoischen Zeitalters ein vollständiger Erosions-Cyklus (im Sinne von Davis) abgespielt hätte. Wahrscheinlich stellen die Vorgänge, die zur Ablagerung des Buntsandsteins, bzw. des Rotliegenden (soweit es nicht marin ist), führten, die letzte Phase dieser vorwiegend terrestrischen Einebnungsperiode dar, deren Ergebnis die endgültige Ausbildung der paläo-mesozoischen Peneplain war, die zum Schlusse ganz oder teilweise noch mit den Sedimenten der Einebnungsprozesse ([Rotliegendes], Buntsandstein) überdeckt wurde.

Über den weiteren Verlauf der Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges, über den mesozoischen Abschnitt, sind wir noch ganz im Unklaren. Sollte sich die Annahme bestätigen, dafs noch weitere mesozoische Schichten das ganze Gebirge überdeckten, so wäre daraus der Schluss zu ziehen, dafs der alte eingeebnete Sockel wiederum

unter den Meeresspiegel sank, wobei sich weitere mesozoische Schichten auf den paläozoischen Sockel, bzw. auf die darüber gelagerte Buntsandsteindecke legten.

Vielleicht begann sodann zur oberen Jurazeit abermals eine Emporhebung unseres Gebietes, vielleicht wurde es auch erst gegen Ende der Kreidezeit landfest.

Im Vergleich zu dem mesozoischen Abschnitte der Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges sind wir über den tertiären wesentlich besser unterrichtet. Wenn auch das Studium der tertiären Sedimente im Schiefergebirge noch nicht weit gediehen ist, sind wir doch schon in der Lage, einige Andeutungen geben zu können.

Nachdem das Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges mitsamt seiner mesozoischen Bedeckung aus dem Meere emporgetaucht war, begann die Herausbildung eines Entwässerungssystems — ein Erosionscyklus nahm seinen Anfang. Große Massen festen Landes fielen der Abtragung anheim. Die mesozoischen Deckschichten — soweit sie überhaupt vorhanden waren, — verschwanden bis auf einzelne Reste, die durch Gebirgsbewegungen der dritten Störungsgruppe vorher in ein tieferes Niveau gelangt und dadurch in den paläozoischen Sockel eingesenkt worden waren. Aber auch ihre Unterlage, die paläo-mesozoische Peneplain, wurde von der Abtragung überschritten, die sich auch noch weit in den paläozoischen Sockel hineinstreckte, abgesehen von den eingesunkenen Gebieten, wo die Peneplain durch die Deckschichten geschützt wurde. (An einzelnen dieser Stellen (s. Abbild. 24) wurde sie nach der Tertiärzeit in geringem Umfange wieder freigelegt.) Diese Vorgänge bewirkten, daß am Ende der unteren Miocänzeit eingreisenhaftes Alter der Flußentwicklung erreicht war. Weite flache Talböden durchzogen im Gebiete der heutigen Region der Hochböden das nahezu eingeebnete und in nur geringer Meereshöhe gelegene Land. Die flachen Höhen, in denen wir die Keime zu den heutigen Rumpfhöhen erkennen, waren mit mächtigem Verwitterungsschutt bedeckt. Seine Rückstände (Quarzgrölle, Sand und Ton) gelangten in die Flußläufe und wurden im Bereiche der Talregion sedimentiert. Das sind die Schichten der höchst wahrscheinlich untermiocänen Vallendarer Stufe. Das Stromsystem dieser Stufe kam wahrscheinlich aus ungefähr südwestlicher Richtung. Im Gebiete der Trierer Bucht trat es dann in das gegen Ende des Untermiocäns flach-hügelige Bereich des heutigen Schiefergebirges. Es hatte hier seinen Unterlauf und teilte sich in mehrere Hauptarme, während noch ein Netz kleinerer Zweige und Schlingen, teils mit stagnierenden Gewässern, das Schwemmland dieser Talregion durchzog. Der Hauptarm erreichte im Norden der

Niederrheinischen Bucht das Meer, ein anderer ging durch das Limburger Becken und die Idsteiner Senke nach dem Meeresarm des Mainzer Beckens (vgl. Abbild. 26). Zwischen den einzelnen Flusarmen innerhalb der weiten Talregion lag völlig ebenes Schwemmland, mit Ausnahme des Kondelwalds und der Montabaurer Höhe, die rumpfförmig über das untermiocäne Stromland emporragten. Das zeigen zum Beispiel die zahlreichen Geschiebe von Coblenz-Quarzit, die von der Montabaurer Höhe herab in die nördlich gelegenen Schotter der Vallendarer Stufe eingeschwemmt wurden. Es waren jedoch nur ganz niedrige Hügel, die damals inselartig stehen geblieben waren. Ebenso erreichten die Rumpfhöhen zu den Seiten der Talregion eine nur geringe Höhe. Wir können also die untermiocäne Landoberfläche ruhig als ein sehr stark eingeebnetes, niedriggelegenes Flachhügelland, eine Peneplain, bezeichnen. Im Westerwald hatten schon vorher die vulkanischen Eruptionen begonnen, die den Sohlbasalt lieferten.

In einzelnen Stromrinnen innerhalb des untermiocänen Stromlandes herrschte stärkere Strömung. Hier wurden die Gerölle und gröberen Sande transportiert und abgelagert, in den vielen stagnierenden Armen und Schlingen die Feinsande und Tone. Das wechselte jedoch häufig, die Flussläufe müssen in ihrem inneren Bereich der weiten Talregion aufgeschütteten Schwemmlände hin- und hergependelt sein. Nur so erklärt sich die überall variierende Wechsellagerung von grobem und feinem Material in den Schichten der Vallendarer Stufe.

Heute sind diese Schichten zum größten Teile fortgeführt, nur in einzelnen Resten lagern sie in verschiedenen Höhen innerhalb der Hochbödenregion. Die heutige Oberfläche dieser Region ist aber nicht mehr die ursprüngliche Unterlage des Schwemmlandes, der untermiocäne Talboden, sondern eine zerschnittene pliocäne Landoberfläche, deren Ausbildung jedoch in enger Anlehnung an die Talregion der Vallendarer Stufe erfolgte (s. u.).

Im Bereiche der Hochbödenregion kommen aber vielerorts noch mächtige Tertiärtone („Braunkohlentone“) vor, die ich einstweilen noch nicht zum Begriff der Vallendarer Stufe zuzählen kann, die ihr aber auf alle Fälle sehr nahe stehen (vgl. Abbild. S. 24). Die genaue Kenntnis dieser Tone wird sicherlich unsere Anschauungen noch wesentlich erweitern und berichtigen. Soviel läßt sich aber mit Sicherheit sagen, daß die Sedimente der Vallendarer Stufe Zeugen eines sehr weit fortgeschrittenen Erosionszyklus sind, der vor der Untermiocänzeit begann und zu einer weitgehenden Abtragung und Einebnung unseres Gebietes führte. Die damals vorhandenen morphologischen Verhältnisse zeigten schon die Anlage der jetzigen Hochbödenregion und der Rumpfhöhen. Wenn auch heute diese Gebiete eine gehobene und durch diluviale Tiefenerosion zerschnittene pliocäne Landoberfläche darstellen, sind trotzdem noch die Spuren der

miocänen Landschaftsform erkennbar; nur muß man bei ihrer Rekonstruktion alle späteren bildungsgeschichtlichen Vorgänge in Abzug bringen.

Der früher verbreiteten Ansicht, daß die paläo-mesozoische Rumpffläche noch heute im Schiefergebirge weithin sichtbar wäre, ist bereits E. K a y s e r entgegengetreten. Nur an den wenigen Stellen, wo der Sockel samt den Deckschichten schon vorher u n t e r das Niveau der untermiocänen Einebnungsfläche gesunken war, blieb die paläo-mesozoische Rumpffläche e r h a l t e n und wurde dann bei der späteren Abtragung der Deckschichten wieder freigelegt; so im Gebiete der Trierer Bucht (vgl. Abbild. 24). — Gegen Ende der Periode der Vallendarer Stufe stellten sich vulkanische und tektonische Vorgänge ein. Zwar hatten schon vorher Eruptionen (Sohlbasalte) im Westerwalde stattgefunden, doch das Siebengebirge, die jüngeren Ergüsse (Dachbasalte) im Westerwald und die tertiären Vulkane der Eifel entstanden erst jetzt.

Damit kam ein frischer Zug in das veraltete Antlitz unseres Gebietes.

Zahlreiche Vulkanberge erhoben sich in dem flachen Schwemmlande und teilweise auch auf den Rumpfhöhen. Sodann bewirkten vor allem t e k t o n i s c h e B e w e g u n g e n neues Leben im Aussehen der Landschaft. Es begann eine H e b u n g s p e r i o d e für unser Gebiet, die jedoch eine verschiedenartige Umgestaltung der Landoberfläche mit sich brachte. Da nämlich die Hebung u n g l e i c h m ä ß i g verlief, wurde das Gebirge zerstückelt. Außerdem blieben Teile der untermiocänen Talregion in relativ tieferer Lage zurück. Dadurch wurde der zur Zeit des Vallendarer Stromsystems viel weniger ausgeprägte Höhenunterschied zwischen den Rumpfhöhen und der Hochbödenregion außerordentlich verschärft, am stärksten in den innerhalb dieser Region sich herausbildenden Beckenlandschaften (s. Abbild. S. 25). Der Boden der Niederrheinischen Bucht s a n k sogar allmählich unter das Meeresniveau, was die ungeheure Mächtigkeit der dortigen Braunkohlen verstehen läßt. Ähnlich auch im Neuwieder Becken.

Diese Vorgänge, die in den Ausgang der Untermiocänzeit fallen, hatten eine N e u b e l e b u n g d e r f l u v i a t i l e n T ä t i g k e i t im Gefolge. Im weiteren Verlauf der Miocänzeit bildete sich infolgedessen ein neues Stromsystem heraus, das mit dem Beginn des Pliocäns ein sehr weit fortgeschrittenes Stadium, vielleicht sogar ein nahezu greisenhafter Alter erreicht hatte. Für seine Anlage und Richtung waren jedoch die Vorgänge, die sich inzwischen im Gebiet des Oberrheinischen Gebirgssystems abgespielt hatten, von maßgebender Bedeutung. — Hier hatte sich das zur Zeit der Vallendarer Stufe noch vorhandene Meer zurückgezogen. Die miocäne Hebungperiode, die wir im Schiefergebirge kennen gelernt haben, erstreckte sich auch auf das Oberrhein-Gebiet. Dadurch war die Möglichkeit für ein b e i d e n G e b i e t e n g e m e i n s a m e s Entwässerungs-

system geschaffen, das uns in der Tat in dem Stromsystem der Kieseloolith-Schotter bzw. dem der Dinotheriensande entgegentritt. (Urrhein, Urmosel.)

Sein Verlauf innerhalb des Schiefergebirges wurde durch die dort vorhandene Talregion bestimmt, deren tiefste Teile seit der miocänen Störungsperiode im Gebiete der Niederrheinischen Bucht lagen. Dahin nahm das neue Stromsystem seine Richtung und mündete nördlich der Niederrheinischen Bucht ins Meer.

Die Intensität der Hebungen mußte im Oberrhein-Gebiet relativ stärker gewesen sein als im Schiefergebirge. Dort fand die stärkste Abtragung (vorwiegend mesozoischer Schichten) durch die fluviatile Tätigkeit statt. Als letzte Überbleibsel der dort abgetragenen mesozoischen Schichten dürfen die in den pliocänen Sanden und Schottern Rhein-Hessens und des Rheinischen Schiefergebirges vorhandenen Kieseloolith-Gesteine, sowie die besonders von der pliocänen Mosel und Maas transportierten verkieselten Juraversteinerungen angesehen werden. Die Quarzgerölle, die jedoch die Hauptmasse jener alten Flusablagerungen bilden, gelangten zum größten Teil erst innerhalb des damals mit mächtigem Verwitterungsschutt bedeckten Schiefergebirges in die unterpliocänen Ströme. Ein großer Teil der Quarzgerölle der Kieseloolith-Schotter stammt sicherlich von den vielen Quarzgängen, die das Schiefergebirge durchsetzen.

Es ist zweifellos, daß bis zur unteren Pliozänzeit das Schiefergebirge bereits abermals eine weitgehende Einebnung der durch die miocäne Hebungsperiode geschaffenen Höhenunterschiede erlitten hatte. Die früher angelegte Gliederung in die untermiocäne Talregion und Rumpfhöhen wurde jedoch keineswegs ganz verwischt, sondern spiegelte sich im pliocänen Landschaftsbilde in neuer Gestaltung wieder.

Die im Miocän geschaffene Einsenkung der jetzigen Hochbödenregion blieb auch als eine solche der pliocänen Landoberfläche eigen und bestimmte den Lauf der pliocänen Entwässerung. Freilich waren im einzelnen die Gefällsverhältnisse ganz andere geworden; insbesondere bewirkte die tiefe Einsenkung der Niederrheinischen Bucht eine — im Gegensatz zu früher — ausschließliche Entwässerungsrichtung nach diesem Gebiete. Rhein und Mosel hatten sich ihre Talböden innerhalb der jetzigen Hochbödenregion geschaffen, die also zwei in einander geschachtelte Systeme verschieden alter Talböden darstellt. Ob auch eine pliocäne Lahn bestand, ist heute noch unbekannt; die morphologische Gestaltung des unteren Lahntales legt allerdings diese Vermutung nahe. Denn auch dort ist die diluviale Talschlucht in eine noch sehr deutlich erhaltene Hochebene eingeschnitten. Erst in größerem seitlichem Abstände stellen sich sehr viel mehr abgetragene Geländeformen ein. Der vielleicht pliocäne Talboden innerhalb der Hochböden des unteren Lahntales ist am besten entwickelt in

den Plateauhöhen zwischen Singhofen und Schaumburg. Ich nenne diesen einstweilen in seinem Alter noch nicht sichergestellten hochgelegenen Talboden das Plateau von Schaumburg (vgl. Abb. 17, S. 87). Es trägt eine ausgedehnte Bedeckung fluviatiler Quarzschotter. Diese rechnete ich früher zur Vallendarer Stufe; indessen ist es mir bis heute noch nicht gelungen, das Leitgeschiebe dieser Stufe in jenen Quarzschottern nachzuweisen. Es ist also wohl möglich, daß vielleicht doch jüngere, eventuell pliocäne Flufsbildungen vorliegen, und sonach jener Talboden einer pliocänen Lahn angehört. Eine Entscheidung wird dadurch erschwert, daß eine Altersbestimmung mit Hilfe der sonst für das Pliocän des Rheins und der Mosel charakteristischen Kieseloolithe versagt. Denn diese Gesteine wurden ja von Rhein und Mosel transportiert. Sollte in der Tat eine pliocäne Lahn bestanden haben,¹⁾ so sind in ihren Schottern keine Kieseloolithe zu erwarten. Daher ist eine Unterscheidung von den ganz ähnlich aussehenden Quarzschottern der Vallendarer Stufe in diesem Gebiete noch nicht geglückt. Unter Berücksichtigung der morphologischen Verhältnisse bin ich jedoch geneigt, bei dem Plateau von Schaumburg ein pliocänes Alter für möglich zu halten, was auch Oestreich bereits vor mir vermutet hat.

Südlich des Rheinischen Schiefergebirges bewegte sich der altpliocäne Urrhein zeitweise bedeutend westlicher als der heutige Strom. Seine Absätze in diesem Gebiet, die kieseloolithführenden Dinotheriensande, sind bis jetzt nur bis in die Gegend von Alzey und Eppelsheim erfolgt. Daher muß es einstweilen unentschieden bleiben, ob der Urrhein zwischen Vogesen und Schwarzwald floß oder etwa eine mehr aus Südwesten kommende Laufrichtung hatte. Es ist daher noch unbestimmt, ob zur unteren Pliocänzeit auch der südliche Teil des Oberrhein-Gebietes nach Norden entwässert wurde oder etwa — wie man früher auch für den Norden der Oberrheinischen Tiefebene annahm — eine südliche, durch die Pforte von Belfort gerichtete Entwässerung hatte.

Jedenfalls erkennen wir aus der Verbreitung der Dinotheriensande in ganz Rhein-Hessen und der Kieseloolith-Schotter im Schiefergebirge, daß im älteren Pliocän zum mindesten der nördliche Teil des Oberrheinischen Gebirgssystems durch einen altpliocänen Urrhein zur Nordsee entwässert wurde. Darauf ist die Antezedenz des Rheintales im Schiefergebirge zurückzuführen, da zu jener Zeit des Urrheins das Schiefergebirge noch tief lag, wie der Charakter der pliocänen Flufsschotter beweist. Nach dem Unterpliocän setzte eine

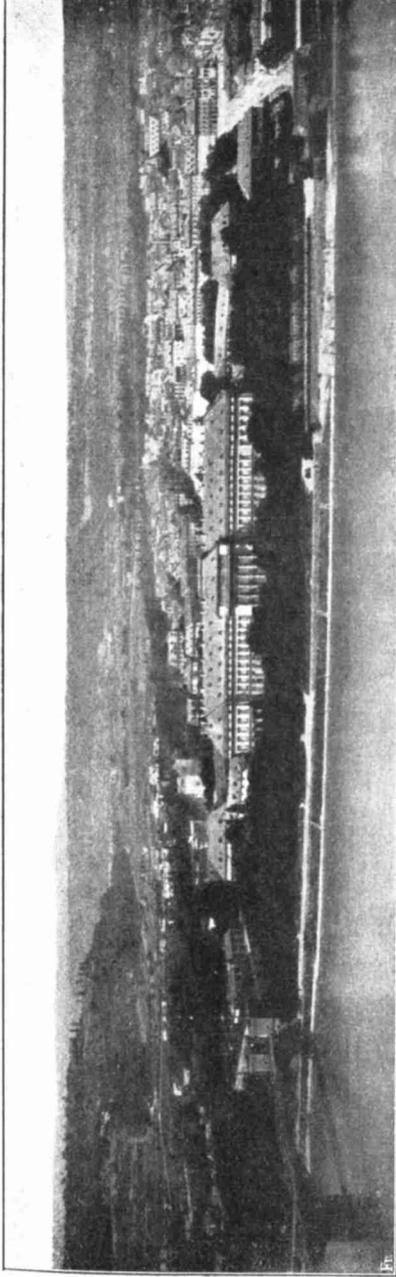
¹⁾ Eine Vermutung, die Oestreich zuerst ausgesprochen hat.

neue Hebungsperiode ein. Sie machte sich sowohl im Gebiet des Schiefergebirges wie auch im Oberrhein-Gebiet geltend. Doch wurde das Schiefergebirge stärker gehoben als sein südliches Vorland. Dadurch wurde der altpliocäne Urrhein vor dem Südrande des Gebirges gezwungen, die oberpliocänen Sedimente in der Rhein-Main-Ebene aufzuschütten, was nach Kinkelin in einem See erfolgte.

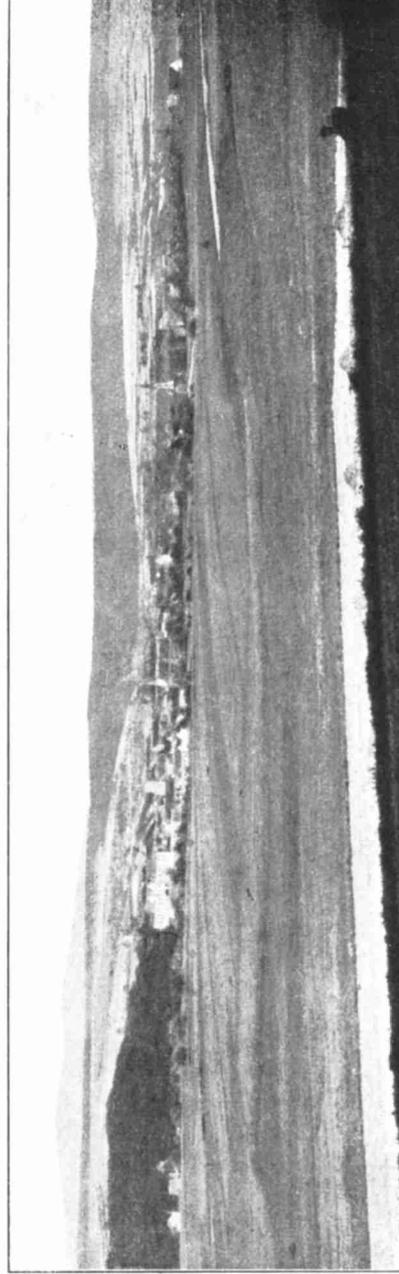
Auch die pliocäne Hebungsperiode war im Inneren des Gebirges von Störungen begleitet. Abermals blieben einzelne Teile der Region der Hochböden gegen ihre Umgebung zurück. Dadurch wurden Höhenunterschiede zwischen einzelnen Teilen des altpliocänen Talbodens geschaffen und außerdem eine Vergrößerung der schon bestehenden Höhenunterschiede zwischen den Ablagerungen der Vallendarer Stufe. Bei diesen abermaligen Schollenverschiebungen wurde die Region der Hochböden zum zweiten Male stark zerstückelt, so daß auch bei dem altpliocänen Talboden nicht mehr von einer eigentlichen Terrasse gesprochen werden kann, abgesehen von einzelnen Stellen, wo er besonders deutlich erhalten ist, wie zum Beispiel in der Gegend von St. Goarshausen oder bei Ober-Lützingen.

Der Beginn der Diluvialzeit bedeutete für unser Gebiet den Eintritt in eine neue Hebungsphase, bei der jedoch das Schiefergebirge als solches nur wenig zerstückelt, sondern mehr als ein Ganzes gehoben wurde. Auch stiegen zunächst das Schiefergebirge samt dem Oberrhein-Gebiet annähernd gleichmäßig empor. Jedoch war das horstartige Hervortreten des Schiefergebirges der Oberrheinischen Tiefebene gegenüber bereits durch die pliocänen Schollenbewegungen angelegt worden, war aber nicht bedeutend. Die diluviale Hebungsperiode leitet nun einen neuen Erosionszyklus ein. Das im Unterpliocän schon nahezu greisenhafte Stromsystem des Urrheins war im Oberpliocän vielleicht teilweise in den See des Untermain-Tales verwandelt worden. Infolge der jetzt mit Beginn des Diluviums eintretenden Tieferlegung der Erosionsbasis begann die Tiefenerosion von neuem ihr Werk. Dabei war der Lauf des altdiluvialen Rheines durch das — zunächst noch als ziemlich tiefgelegenes Hügelland vorhandene — Schiefergebirge naturgemäß durch den pliocänen Talboden vorgezeichnet. Er nahm seinen Weg über das heutige rheinhessische Hügelland und trat genau an derselben Stelle wie der pliocäne Rhein in das Schiefergebirge. Der altdiluviale Rhein konnte also das sich ihm entgegennestellende Hindernis überwinden, weil ihm sein pliocäner Vorgänger den Durchbruch vorgezeichnet hatte. Der pliocäne Talboden, durch tektonische Bewegungen zerstückelt, bot eine bequeme Lücke durch das sich immer mehr heraushebende Schiefergebirge.

So stellt der diluviale Rhein eine Weiterentwicklung des pliocänen



Abbild. 25. Blick in das Neuwieder Becken von der linken Rheinseite aus.
(Blick nach Westen.)



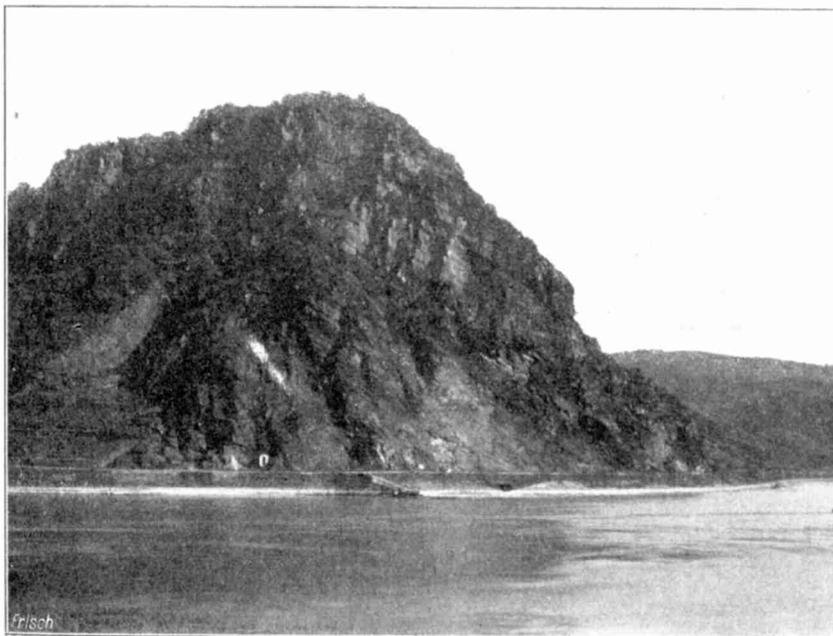
Aufnahme von J. Völker, Mainz.

Abbild. 26. Blick in die Idsteiner Senke.
(Blick nach Südosten.)



Aufnahme von J. Völker, Mainz.

Abbild. 27. Blick in das Engtal des Rheins zwischen Mainzer und
Neuwieder Becken.
(Vom Fufse der Loreley aus stromaufwärts gesehen.)



Aufnahme von J. Völker, Mainz.

Abbild. 28. Die Loreley.

Urrheins dar, obgleich dieser im Oberpliocän angestaut und damit vielleicht unterbrochen war; denn ob dieser oberpliocäne See auch einen Abfluß durch den altpliocänen Rheintalboden nach Norden hatte, konnte bis jetzt noch nicht nachgewiesen werden, da oberpliocäne Sedimente im Inneren des Schiefergebirges unbekannt sind.

Der Talboden, den sich der altdiluviale Rhein in den altpliocänen einschneidet, ist im ganzen Rheintale als „Hauptterrasse“ ausgeprägt. Sie ist ein wichtiges morphologisches Element des heutigen Landschaftsbildes (vgl. Abbild. 29).

Im weiteren Verlauf der diluvialen Hebungsperiode bildeten sich im Inneren des Gebirges nur geringe Störungen. Solche vermutete ich aus der Höhenlage der Hauptterrasse im nördlichen Teile des Neuwieder Beckens. Oestreich, der diese Frage vor kurzem ausführlich behandelt hat, suchte eine ausgedehnte Verbiegung der Hauptterrasse nachzuweisen.

Im Vergleich zur pliocänen und miocänen Hebungsperiode glaube ich die diluviale Hebung als eine im allgemeinen für das ganze Schiefergebirge ziemlich gleichmäßige bezeichnen zu dürfen. Denn es besteht eine annähernde Konkordanz der einzelnen Diluvialterrassen im Rhein-, Mosel- und Lahn-Tal. Wenn auch stärkere Verbiegungen der älteren Diluvialterrassen stattfanden, so zeitigte die diluviale Hebung doch keine solche Zerstückelung der Talböden wie die pliocäne und miocäne Hebungsperiode.

Für die Kenntnis des Oberlaufes des altdiluvialen Rheines sind die von Steuer in den Schottern der Hauptterrasse nachgewiesenen Radio-larienhornsteine von großer Wichtigkeit. Sie sagen uns, daß der altdiluviale Rhein, aus alpinem Gebiet kommend, die ganze oberrheinische Tiefebene von Süden bis Norden durchmaße — eine Frage, die wir für seinen altpliocänen Vorläufer unentschieden lassen mußten. Es bleibt also die Möglichkeit offen, daß südlich von Rhein-Hessen der pliocäne Urrhein eine andere Laufrichtung hatte wie der altdiluviale.

Für unseren Beweis der Antezedenz des Rhein-Durchbruchtales ist diese einstweilen noch ungeklärte Frage von keinem ausschlaggebenden Einfluß, weil in dem Gebiet, das hierfür in Frage kommt — dem Schiefergebirge und dem Mainzer Becken — sich der Urrhein und der altdiluviale Rhein in ihrer Laufrichtung annähernd deckten.

Nach Bildung der Hauptterrasse, die sich auch noch ein Stück am Südrande des Taunus und des Binger Waldes als hochgelegener Talboden bemerkbar macht, nahm die Hebungintensität wieder zu, während sich im Mainzer Becken Senkungsvorgänge einstellten. Dadurch wurde erst der große Höhenunterschied zwischen

dem Schiefergebirge und der Rhein-Main-Ebene in seinem heutigen Ausmaße geschaffen. Der Südabfall des Schiefergebirges stieg immer mehr empor, während das rheinhessische Plateau weniger hoch stieg. Östlich von diesem letzteren fanden absolute Senkungen statt. Ihnen folgte der mittel- und jungdiluviale Rhein. Während der altdiluviale Strom, ähnlich wie der altpliocäne, zeitweise über das — damals noch tiefliegende — rheinhessische Plateau hinwegfloß, bog jetzt infolge der genannten Senkungen im östlichen Teile des Mainzer Beckens der Rhein nach Osten aus. Das Rhein-Knie bei Mainz ist die Folge dieser Vorgänge. Daher lag auch während des Altdiluviums die Main-Mündung zeitweise weiter westwärts, und deshalb finden wir diluviale Main-Schotter noch auf den Höhen westlich von Mainz. Erst durch die spätere Ausbiegung des Rheins rückte die Main-Mündung weiter ostwärts zurück. Alle diese Verschiebungen der Diluvialzeit erfolgten jedoch so langsam, daß der Rhein seinen Abfluß durch das Schiefergebirge beibehalten konnte. Dabei entstanden im Engtale die Mittelterrassen (s. Abbild. 24) und zuletzt die Niederterrasse. Die Tiefenerosion im Schiefergebirge hielt Schritt mit dessen Hebung, die Aufschüttung in der Rhein-Main-Ebene¹⁾ mit der Senkung ihres Bodens. So gelang dem Rhein-Strome die Schaffung und Herausmodellierung seines großartigen cañonartigen Durchbruchtales (vgl. Abbild. 27) innerhalb des jetzt hochgelegenen und zerstörten pliocänen Talbodens.

Die Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges läßt sich in folgende Hauptphasen zusammenfassen:

1. Auffaltung eines vordevonischen Faltengebirges und dessen Abtragung.
2. Devonisch-carbonische Sedimentationsperiode. Ablagerung von Schichten am Boden des Meeres. Verschiedentlich Schwankungen der Meerestiefen, zum Teil verbunden mit Transgressionen. Vulkanausbrüche und Intrusionen.
3. Variskische Auffaltung und teilweise gleichzeitige Bildung des Oberkarbons. Diese teils mariner, teils fluviatiler Entstehung, letztere namentlich im Süden (Saar-Nahe-Gebiet) herrschend.
4. Paläo-mesozoischer Erosionszyklus. Nahezu vollständige Einebnung des Gebirgslandes vorwiegend durch fluviatile Tätigkeit. Dadurch Schaffung einer Peneplain (Paläo-mesozoische Rumpffläche) und Bedeckung mit Einebnungsprodukten (Buntsandstein und teilweise auch Rotliegendes).

¹⁾ Der früheren Annahme eines Diluvialsees in dieser Gegend kann ich ebenfalls nicht beipflichten.

5. Marine mesozoische Sedimentationsperiode. Senkung unter das Meeresniveau; teilweise oder ganze Überdeckung mit marinen mesozoischen Schichten.
6. Festlandsperiode und Erosionscyklus der Vallendarer Stufe. (Abbild. 24.) Am Ausgang des Mesozoikums Empor tauchen über das Meer. In Verbindung damit Schollenverschiebungen. Grabenartiges Einsinken einzelner Deckschollen. Abtragung der Deckschichten mit Ausnahme der wenigen, vorher eingesunkenen Schollen, wo Buntsandstein bzw. Rotliegendes erhalten blieb. Zerstörung der alten Rumpffläche. In Verbindung mit diesen Abtragungsvorgängen Ausbildung eines Stromsystems mit wahrscheinlich südwestlicher Herkunft. Der Erosionscyklus dieses Stromsystems, das im Gebiete des Schiefergebirges seinen Unterlauf hatte, wurde nahezu vollendet. Infolgedessen abermalige Schaffung einer Peneplain. In den mittleren Teilen (heutige Region der Hochböden) Aufschüttung eines fluviatilen Schwemmlandes (Schichten der Vallendarer Stufe); darüber ragten ganz flache Rumpfhöhen empor. Vulkanausbrüche (Sohlbasalt im Westerwald) und Braunkohlenbildung.
7. Miocäne Störungsperiode. (Abb. 24.) Gegen Ende der Untermiocänzeit ungleichmäßige Hebung, verbunden mit einer Zerstückelung des ganzen Gebirges. Die mittlere, mit Schwemmland bedeckte Talregion blieb in relativ tieferer Lage zurück. Dadurch Vergrößerung der ursprünglich geringen Höhenunterschiede zwischen der Talregion und den Rumpfhöhen, am stärksten jedoch in den Beckenlandschaften, insbesondere in der jetzt absinkenden nieder-rheinischen Bucht; hier auch mächtigste Braunkohlenbildung. Wahrscheinlich im Zusammenhang mit dieser Hebungsperiode Entstehung vieler neuer Vulkane. Fortsetzung der Braunkohlenbildung.
8. Periode des Urrheins. (Abb. 24.) Zur Zeit der miocänen Störungsperiode im Schiefergebirge auch Hebungen im Oberrhein-Gebiet. Herausbildung einer beider Gebieten gemeinsamen Entwässerung nach Norden. Es entstanden der altpliocäne Urrhein und die gleichalte Urmosele. Der Verlauf beider durch das als niedriges Hügelland vorhandene Schiefergebirge wurde durch die inzwischen stark veränderte untermiocäne Talregion vorgezeichnet. Eine Urrhein ist noch unbekannt, wird aber von Oestrich vermutet. Der Erosionscyklus dieses Stromsystems führte zur Ausbildung neuer Flachlandsformen und zur Einebnung der durch die miocänen Störungen geschaffenen Höhenunterschiede, wobei jedoch die bereits ange-

legte Gliederung in Region der Hochböden und Rumpfhöhen nicht vollständig verwischt wurde. Intensive Abtragung devonischer Schichten innerhalb des Schiefergebirges und Sedimentation ihrer Verwitterungsrückstände (Quarzgerölle, Sand, Ton) auf den pliocänen Talböden. Im Oberlauf von Urrhein und Urmosel außerhalb des Schiefergebirges mächtige Abtragung mesozoischer Schichten. Aus ihnen stammen die Kieseloolith-Gesteine und die verkieselten jurassischen Versteinerungen in den Schottern des unterpliocänen Stromsystems.

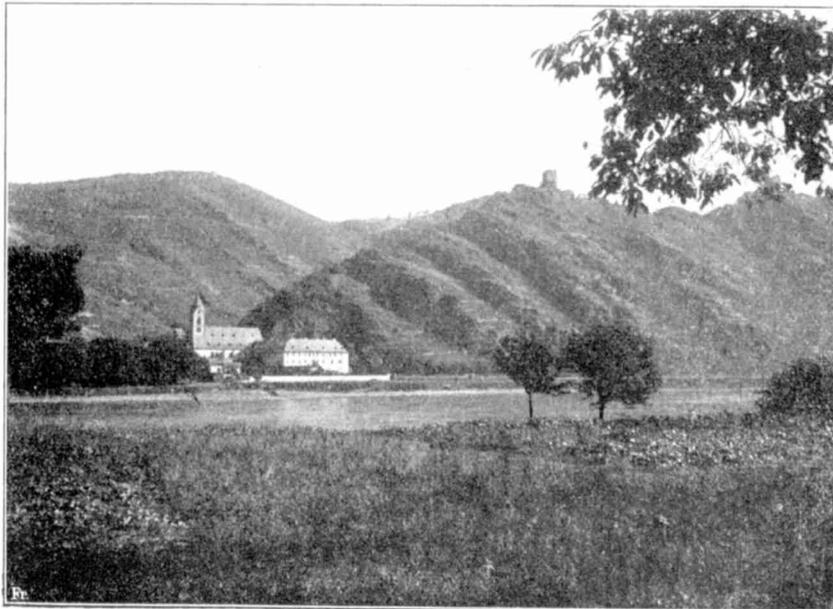
8. Oberpliocäne Störungsperiode. (Abbild. 24.) Durch eine abermalige Hebungsphase wurden sowohl im Schiefergebirge wie auch in seinem südlichen und nördlichen Vorlande neue Höhenunterschiede geschaffen. Das Schiefergebirge begann sich mehr emporzuheben als das Mainzer Becken, bildete aber zunächst noch in Form eines Hügellandes eine nur flache Schwelle. Dadurch wahrscheinlich Aufstauung eines Sees in der Rhein-Main-Ebene. Im Inneren des Gebirges Zerstückelung der unterpliocänen Talböden.
9. Diluviale Hebungsperiode und Tiefenerosion. (Abbild. 24.) Mit Beginn des Diluviums Neubelebung der Erosion im ganzen Rhein-Gebiet. Der altdiluviale Rhein, der bereits aus den Alpen kam, benutzte den gestörten pliocänen Talboden zum Durchgange durch das Hügelland des Schiefergebirges. Nach der älteren Diluvialzeit starke Neubelebung der Hebung des Schiefergebirges. Zerschneidung des Gebirges und Schaffung der eigentlichen Engtäler von Rhein, Mosel und Lahn. In Verbindung damit Entstehung der Mittelterrassen. Sodann zweimalige Lösbildung und die Entstehung der jungen Vulkane der Vorder-Eifel. Ein kleiner Teil dieser diluvialen Vulkane entstand schon während der jüngeren Lösbildung. Sodann Bildung der Niederterrasse und zuletzt Entstehung des Laacher Sees in Verbindung mit Bimssteinausbrüchen und Trafsabsätzen. Letztere von Voelzing als Absätze von „Glutwolken“ (absteigenden Eruptionswolken) erkannt.

Der Beweis für die Antezedenz des Rhein-Durchbruchtals gründet sich also auf den Nachweis eines der Heraushebung des Schiefergebirges vorangehenden, aus dem Oberrhein-Gebiet kommenden altpiocänen Urrheins, der in dem damals als niedriggelegenes Flachhügelland vorhandenen Schiefergebirge einen Talboden vorzeichnete. In ihn grub der diluviale Rhein sein zunächst noch breites, später aber sehr eng werdendes Tal, während sich das Schiefergebirge immer mehr aus seiner Umgebung heraus-



Aufnahme von J. Völker, Mainz.

Abbild. 29. Das Rheintal bei St. Goarshausen.



Aufnahme von J. Völker, Mainz.

Abbild. 30. Das Rheintal bei Kloster Bornhofen.

hob. In dem Kampfe gegen das emporsteigende Hindernis ging der bereits vorher vorhandene Rhein als Sieger hervor.

Erläuterungen zu den Abbildungen 25—30.

Abbild. 25. Blick in das Neuwieder Becken von der linken Rheinseite aus. (Blick nach Westen.)

Im Vordergrunde Coblenz. Die Talniederung ist hier außerordentlich breit; sie setzt sich aus der Niederterrasse und der tiefsten Mittelterrasse zusammen. Links springt die Hochfläche der Karthause (tiefere Stufe der Hauptterrasse) vor. Im Westen wird die Niederung von der weithinziehenden und sehr breiten Hauptterrasse des Maifeldes begrenzt; letzteres ist noch mit zum Neuwieder Becken zu rechnen. Zwischen der Karthause (links) und der Hochfläche des Maifeldes (in der Mitte und rechts) ist der Ausgang des Engtales der Mosel sichtbar. Ganz im Hintergrunde der Karmelenberg, der am weitesten nach Südosten liegende jungdiluviale Vulkan (374 m) der Vorder-Eifel.

Abbild. 26. Idsteiner Senke. (Blick nach Südosten.)
(Aufnahme von J. Völker, Mainz.)

Im Vordergrunde ein Teil der Idsteiner Senke mit Idstein. Links im Hintergrunde der Feldberg; er ist mit 880 m die höchste Rumpfhöhe im Rheinischen Schiefergebirge.

Abbild. 27. Blick in das Engtal des Rheins zwischen Mainzer und Neuwieder Becken (vom Fulse der Loreley aus stromaufwärts gesehen).
(Aufnahme von J. Völker, Mainz.)

Der cañonartige Charakter des Engtales ist hier gut zu erkennen. Man beachte den Gegensatz zu der Beckenlandschaft in Abbildung 25.

Abbild. 28. Die Loreley (Aufnahme von J. Völker, Mainz.)

Man erkennt deutlich die nach Norden überkippten Falten der devonischen Schichten, die vorwiegend den Sockel des Rheinischen Schiefergebirges zusammensetzen. Die Oberfläche des Loreley-Plateaus wird nicht von der eigentlichen Hauptterrasse, sondern von einer tieferen Stufe gebildet, die ich früher im Neuwieder Becken Ehrenbreitsteiner Stufe der Hauptterrasse nannte. Östreich nennt sie hier sehr passend „Loreley-Terrasse“.

Abbild. 29. Das Rheintal bei St. Goarshausen.
(Aufnahme von J. Völker, Mainz.)

Die Oberfläche der kulissenartig gegen den Rhein vorspringenden Höhen werden teils von der Hauptterrasse gebildet, teils von der etwas tieferen Stufe der Loreley-Terrasse. Die außerordentlich größere Breite des altdiluvialen Rheintales (zur Zeit der Hauptterrasse und der Loreley-Terrasse) tritt deutlich hervor im Vergleich zu dem in der mittleren und jüngeren Diluvial-Zeit eingegrabenen eigentlichen Engtal, welches letzteres gewöhnlich schlechthin als Rheintal bezeichnet wird. Typisch V-förmiger Querschnitt dieses Engtales.

Abbild. 30. Das Rheintal bei Kloster Bornhofen.
(Aufnahme von J. Völker, Mainz.)

Die Hochfläche der Hauptterrasse ist durch viele Seitentäler zerschnitten und dadurch in einzelne Rücken zerlegt. Ein solches Seitental mündet hier in das Haupttal ein.