

ab bis gegen Zülpich eine s.ö. Richtung. Ebenso streichen im wesentlichen die Brüche auf der bergischen Seite der Bucht, von Düsseldorf bis Siegburg. Von Zülpich ab biegen die w. Randbrüche in WNW—OSO um, ö. von Siegburg die ö. in N—S. So machen sich Ansätze zu einer bogenförmigen Begrenzung des s.ö. Endes des großen Einbruchsgebietes geltend. Im innersten Winkel dieses letzteren, zwischen Bornheim im N und Meckenheim im S, häufen sich Brüche der verschiedensten Richtungen. Geteilt wird die Niederrheinische Bucht durch die Aufragung der Ville, die als Halbinselhorst vom inneren Scheitel der Bucht in nw. Richtung bis in die Gegend von Grevenbroich zieht. Ö. der Ville liegt die „Rheinsenke“, w. derselben die „Erftsenke“.

Im O wird die Rheinsenke von der Masse des Bergischen Landes begrenzt, an deren Rande Staffelbrüche auftreten. Die im Rheintal vorhandenen Brüche entziehen sich meist unsrer Kenntnis, da es hier an Tiefbohrungen fehlt.

Am Rande des Gebirges spaltet sich die Rheinsenke an ihrem SO-Ende in mehrere Gräben, zwischen denen Horste stehen geblieben sind, von O nach W: Siebengebirgsgraben, Hardthorst und Obercasseler Scholle, Rheingraben, Kreuzberghorst, Duisdorfer Graben, Bornheimer Horst. Die Schollen haben im allgemeinen die Tendenz, nach N etwas einzusinken. Die Existenz des Rheingrabens ist ungewiß. FLIEGEL schließt auf sie wegen der trompetenartigen Erweiterung des Tales unterhalb von Rolandseck und meint, der Rhein habe hier das Tertiär einer Grabenscholle ausgeräumt. Nachgewiesen ist dies Tertiär nicht. Ich halte dies Talstück für ein Erosionstal. Bei Rolandseck begann stets eine bedeutende Erweiterung des Tales (vgl. S. 232 u. 233).

Der Horst der Ville wird durch NW—SO gerichtete Verwerfungen herausgehoben und von ebensolchen zerstückelt. Sein sw. Randbruch ist der Swistsprung, der weiter n. kulissenartig durch den Erftsprung ersetzt wird. In der Erftsenke treten ebenfalls NW—SO verlaufende Brüche auf. Über die Tektonik des Gebirges im SO der Erftsenke, die Lage des Meckenheimer Grabens und die Grenzverwerfung zwischen Siegener und Coblenzschichten herrscht noch keine Klarheit.

IV. Die erdgeschichtliche Entwicklung der Bonner Gegend

Die ältesten Urkunden für die Geschichte unserer Gegend sind die als Auswürflinge und Einschlüsse in den tertiären Eruptivgesteinen vorkommenden Fragmente von kristallinen Schiefen, Tiefen- und Ganggesteinen, deren geologisches Alter wir nicht kennen.

In der älteren Unterdevonzeit war die Bonner Gegend vom Meere bedeckt. Die Tiefe dieses Meeres mag gewechselt haben, war aber nie bedeutend. Sein Boden war in Senkung begriffen, und so konnten sich die sehr mächtigen Sedimente der Siegener Schichten darin anhäufen. Es sind fast kalkfreie, tonig-sandige Gesteine detritogenen Ursprungs mit einer meist spärlichen Brachiopoden- und Muschelfauna. Wo die Festländer lagen, von denen diese gewaltigen Sand- und Schlammassen abstammen, läßt sich noch nicht mit Bestimmtheit sagen. Von Linz bis Bonn bilden die Siegener Schichten im Gebiete des Rheintals den Gebirgssockel. Im Bergischen treten w. der Agger Unter-coblenz- und in der Eifel w. der Swist Obercoblenzschichten auf. Man darf wohl annehmen, daß Ablagerungen dieses Alters früher auch das Gebiet der Siegener Schichten bedeckt haben, und dasselbe gilt auch für das Mitteldevon, das einerseits mit dem NO-Ende der Sötenicher Mulde noch gerade in unser Gebiet hineinreicht, andererseits n. des letzteren, bei Ruppichterroth, Waldbröl,

Wiehl usw. vorkommt. Selbst für das Oberdevon, das ö. von Berg.-Gladbach erhalten ist, läßt sich noch vermuten, daß es früher einmal auch bei Bonn vorhanden war. Für das Unterkarbon fehlen dann allerdings alle Urkunden. Die Gebirgsbildung der Steinkohlenzeit legte das Devon in Falten; das Rheinische Schiefergebirge war damals ein Stück des Variscischen Gebirgsbogens. Die Haupttrichtung des Faltenstreichens ist SW—NO. Diese herrscht auch bei Bonn vor. Das Fallen ist meist sö. gerichtet, die Falten also nach NW überkippt. Jedoch ist der Faltenbau nach M. RICHTER verhältnismäßig einfach (Abb. 2).

Durch die variscische Faltung wurde unser Gebiet Land. Daß in späterer Zeit die Bonner Gegend jemals wieder vom Meere bedeckt worden wäre, dafür fehlen alle Anhaltspunkte. Das Variscische Gebirge unterlag einer intensiven Abtragung. Der Buntsandstein der Eifel lagert sich auf eine Abtragungsfläche auf, die den variscischen Faltenbau abschneidet. Der Buntsandstein ist in der Eifel auf den „Westeifeler Graben“ beschränkt. Es erscheint jedoch nicht ausgeschlossen, daß er über dessen Grenzen hinausgereicht hat. Die Vorkommen von Buntsandstein sw. von Euskirchen können sehr wohl Reste einer nach O noch weiter ausgedehnten Tafel sein. Wir wissen nichts darüber, ob der Buntsandstein jemals bis in die Bonner Gegend gereicht hat. Der Westeifeler Graben hat im Mesozoikum dauernd den Charakter einer Senke gehabt; dafür spricht, daß in seinem Bereich die isolierten Reste von Lias und Oberkreide (bei Drove und Irnich) liegen. Daß das ö. dieser Senke gelegene Bonner Gebiet in der Jura- und Kreidezeit vom Meer erreicht wurde, ist unwahrscheinlich.

Das Alter unserer Erzgänge ist nicht bestimmbar, doch kann man mit gutem Grunde ein paläozoisches vermuten. Auch die Oxydation der Gänge, die bedeutende Tiefen erreicht, muß alt und in einer Zeit erfolgt sein, wo das Rheinische Schiefergebirge eine erhebliche Höhenlage über dem basalen Erosionsniveau einnahm.

Dies war am Ende des Mesozoikums nicht mehr der Fall. In einer langen Festlandsperiode war das Gebirge bis unter das Niveau der paläozoischen Abtragungsfläche abgetragen. Das Ergebnis dieser langdauernden Denudation ist die „alttertiäre Landoberfläche“. Ihr Vorhandensein erkennen wir vielfach an den Verwitterungsprodukten, die sich in ihrem Untergrunde gebildet haben. Man muß sich darüber klar sein, daß die Landoberfläche zuerst entstanden ist und dann erst die Produkte der Weißverwitterung. Ehe die Landoberfläche ausgebildet war, wurden die Verwitterungsprodukte weggeführt. Erst als die Abtragung vollendet war, konnte die tiefgründige Verwitterung eintreten, und zwar in einer Periode, in der die Landoberfläche lange Zeit in einem Niveau verharrte, das nicht viel über dem basalen Erosionsniveau lag. Mit RAUFF¹⁾ sind wir der Meinung, daß die alttertiäre Landoberfläche in tieferem Niveau liegt als die permotriadische Rumpffläche.

Die Oxydation der Erzgänge ist älter als der untermiozäne Vulkanismus; denn es kommen Bruchstücke oxydierter Erze in Basalten vor. Die Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges ist jünger als dieser. Die Oxydation der Siegerländer Erzgänge, denen sich die Erzgänge unseres Gebirges anreihen, reicht bis 500 m Tiefe, also unter den heutigen Grundwasserspiegel. Die Oxydation kann aber nur oberhalb eines Grundwasserspiegels erfolgt sein, also eines solchen, der unter dem Niveau des jetzigen lag. Die Lage eines Grundwasserspiegels ist von der Tiefe der Täler und damit in letzter Linie von der Erhebung des Gebirges über den Meeresspiegel abhängig. Das Rheinische

1) Erl. Godesberg, 6, und Erl. Bonn, 6.

Schiefergebirge muß sich demnach bei der Oxydation der Erzgänge in größerer Höhenlage befunden haben als heute, und zwar zu einem Zeitpunkt, als die Herausbildung der alttertiären Landoberfläche noch nicht erfolgt war. Eine Gleichaltrigkeit der Oxydation der Erzgänge und der Weißverwitterung des Devons kommt also gar nicht in Betracht. Erstere muß lange vor dieser erfolgt sein¹⁾.

Die Entstehung der Landoberfläche wird meist ins Alttertiär datiert, doch ist auch vermutet, daß sie vielleicht aus dem späteren Mesozoikum stammt. Die Ursache für die tiefgründige Zersetzung der Devongesteine waren ein tropisches, humides Klima und eine üppige Vegetation, die bei der Verwesung reichlich Kohlensäure an die in die Tiefe sickern den Humusgewässer abgab. Man hat sich neuerdings daran gewöhnt, den „Devontons“, d. h. das kaolinisierte Devon, als Eozän zu bezeichnen. Tatsächlich wissen wir aber nicht, ob es senonisch, paleozän oder eo-zän ist. Man muß im Auge behalten, daß die Verwitterung doch wahrscheinlich etwas älter ist als diejenigen Sedimente, die aus umgelagerten Verwitterungsprodukten bestehen²⁾, und die man, ohne die Möglichkeit einer ganz genauen Altersbestimmung zu haben, als Eozän oder als „ältere Braunkohlenstufe“ bezeichnet. Es sind dies Tone, sandige Tone und Kiese, die nur von kurzen Wasserläufen in Teichen und Tümpeln zusammengeschwemmt sein können. Auch Braunkohlen kommen in diesen Ablagerungen vor, über deren Alter uns vielleicht eine Untersuchung der bei Altenrath gefundenen Pflanzenreste belehren wird.

Nicht nur diese ältesten, sondern auch alle jüngeren tertiären Sedimente unserer Gegend bestehen fast ausschließlich aus den Verwitterungsmaterialien der alten Landoberfläche. Erst in der Diluvialzeit hat die Abtragung so tief gegriffen, daß auch frische Gesteine von ihr betroffen wurden. Unser Tertiär hat daher vorherrschend graue und weiße Farben, und seine Muttergesteine sind kaolinisiertes Devon und aus diesem ausgewitterte Quarzgänge.

Auf eine meist unregelmäßig zerriffene Oberfläche des Devontons oder Eozäns lagern sich die „Vallendarer Schichten“, die fluviatile Ablagerungen darstellen. MORDZIOL nahm an, daß sie sich in dem vielverzweigten Unterlauf eines Stromsystems gebildet hätten, das von der Trierer Bucht her kam und einen Hauptarm gegen die Niederrheinische Bucht entsandte. In die Stromrinnen mögen sich kleine Flußseen eingeschaltet haben. AHLBURG meint, daß die Vallendarer Schichten sich in verschiedenen Flußsystemen abgelagert haben, die vom Rhein. Schiefergebirge nach allen Seiten abflossen. In diesem Zusammenhang spricht AHLBURG von einem „Urrhein“. Die Vallendarer Schichten gelten als Oberoligozän. Die S-Küste des Oberoligozänmeeres lag nicht weit n. des Bonner Gebietes. FLIEGEL spricht geradezu von einer Küstenebene, auf der sich die Vallendarer Schichten in unserer Gegend abgesetzt haben.

Das Material der Vallendarer Schichten ist vorherrschend quarzig. Die Gerölle sind oft nur wenig gerundet und haben meist bescheidene Größe. Das tonige Material wurde wohl weiter nach N verfrachtet. In der Bonner Gegend sind die Vallendarer Schichten wohl von vornherein nicht in einer geschlossenen Decke vorhanden gewesen, sondern haben sich in Rinnen und Becken abgesetzt. Es blieb genug Raum für das Gedeihen einer Flora, die uns in Form von ver-

1) J. AHLBURG (Über d. Tert. u. Dil. im Flußgebiet der Lahn (Jahrb. pr LA 36, I), 286—288) hat bereits 1916 angedeutet, daß die Oxydation der Erzgänge und die Entstehung des Devontons nicht in dieselbe Zeit fallen, hat aber die weitgehenden Schlüsse, die man konsequenterweise daraus ableiten muß, nicht gezogen.

2) Hinweis hierauf bei AHLBURG l. c. 281.

steinertem Holz und Blättern überliefert ist und viel Ähnlichkeit mit der noch besser bekannten untermiozänen hat. Leider fehlt jedes tierische Fossil.

Obwohl die Ausbildung eines Flußsystems für eine Hebung des Rheinischen Schiefergebirges spricht, dürfen wir uns das Gebiet dieses letzteren im Oberoligozän doch nicht anders denken als einen flachen Schild, der mit sanftem Anstieg aus dem Nordmeer emportauchte und ebenso flach zum Meerbusen des Mainzer Beckens abfiel. Im Beginn des Miozäns wich das Nordmeer bis ins Gebiet der heutigen Nordsee nach N zurück; aber unsere Gegend lag nicht hoch über seinem Spiegel. Sie war ein Teil eines ausgedehnten ebenen Landes mit flachen Süßwasserbecken und trägen Flußläufen, und sie wurde jetzt der Schauplatz einer lebhaften vulkanischen Tätigkeit. Diese begann mit dem Auswurf von Trachyttuffen, die im Bereich des Siebengebirges in einer Mächtigkeit von mehreren hundert m abgelagert wurden, aber auch noch bis in die Gegend von Rheinbreitbach und Bennerscheid reichten. Durch diesen Ausbruch entstand eine vulkanische Hügellandschaft. Will man sich ein Bild davon machen, wie dieselbe aussah, so muß man besonders berücksichtigen, daß damals das Rheintal und das Siebengebirge noch nicht existierten. Die weißlichen Trachyttuffe bedeckten die Gegend wie ein Leihentuch. Durch Regengüsse mögen bald Täler in dieser Decke ausgefurcht worden sein. Der Trachyttuff wurde dabei teilweise verschwemmt und außerhalb seines ursprünglichen Verbreitungsgebietes wieder abgelagert. Dem ersten explosiven Ausbruch folgte der Aufstieg von Trachytmagma, das zu trichterförmigen Massen erstarrte, wahrscheinlich innerhalb der Tuffe und ohne aus Kratern auszufließen. Den Trachyten folgte Andesit. Ein solcher Wechsel im Chemismus des Magmas beruht auf bestimmten Vorgängen im vulkanischen Herde, die Andesiteruptionen müssen einer bestimmten, zeitlich begrenzten Epoche der vulkanischen Tätigkeit angehören. Wenn der Andesitgang der Rosenau auf einer Verwerfung aufsetzt, so muß diese untermiozän sein, und man könnte in dieser Verknüpfung ein Anzeichen für einen Zusammenhang zwischen den Eruptionen und dem Aufreißen von Verwerfungen erblicken. Der Behauptung gegenüber, daß der Vulkanismus des Siebengebirges mit dem Einbruch der Niederrheinischen Bucht zusammenhinge, muß betont werden, daß von Brüchen, die älter als der Trachyttuff sind, kaum etwas bekannt ist. Die bedeutendste Dislokationsperiode ist bei uns die jungpliozäne, und in dieser fehlen vulkanische Erscheinungen. Es wird gern angeführt, daß das Siebengebirge „im innersten Winkel“ der Niederrheinischen Bucht liegt. Aber dies ist keineswegs die Stelle, wo die Brüche ihr größtes Ausmaß erreichen. Dieser „innerste Winkel“ erstreckt sich übrigens auch auf das linke Rheinufer, wo aber die vulkanischen Durchbrüche keine große Rolle spielen.

Die jüngsten Eruptionen haben Basalt und Trachydolerit geliefert. Diese Gesteine sind auch außerhalb des Siebengebirges verbreitet. Sie bilden Trichter- kuppen und Gänge, und für manche Vorkommen läßt sich nachweisen, daß sie die Erdoberfläche nicht erreicht haben. Einige Basalte treten in plattenförmigen Körpern (Decken?, Lagergängen?) auf.

Beim Empordringen der Basalte war ein Teil der untermiozänen Sedimente bereits zur Ablagerung gelangt, zwar nicht im Siebengebirge, das schon durch seine Trachyttuffaufschüttung über seine Umgebung emporragte und Abtragungs-, aber nicht Ablagerungsraum war, wohl aber außerhalb desselben. Hier gedieh in dem immer noch subtropischen und feuchten Klima ein üppiger Pflanzenwuchs, dessen Reste uns in Faulschlammgesteinen (Papier- oder Blätterkohle und Diatomeentripel) gut erhalten sind, und der das Material für die Braunkohle lieferte. Der wichtigste Braunkohlenbaum ist *Sequoia Langsdorfi*

Hr., eine Verwandte der kalifornischen Mammutbäume. Eine andere Sumpfyzypresse jener Zeit, *Glyptostrobus europaeus*, kommt heute nur im ö. China vor. Vertreten waren in unseren Miozänwäldern ferner Flußzedern (*Libocedrus*), Sabalpalmen (jetzt in Florida heimisch), Erlen, Birken, Eichen, Hainbuchen, Ulmen (darunter die jetzt in Transkaukasien beheimatete *Zelkova* (*Planera*) *Ungeri* und der Zürgelbaum (*Celtis*)), Feigenbäume verschiedener Art, Weiden, Walnußbaum, Seerosen, Magnolien, Lorbeer, Zimtbaum, der heute in Syrien wachsende *Liquidambar europaeus*, die Gattung *Rhus* (jetzt bei uns, aus N-Amerika stammend, als Parkbaum angepflanzt) in mehreren Arten, viele Ahornbäume, Esche, Stechpalme u. a.

Die Tierwelt des Urwalds und der Wasserbecken war folgende:

Von Säugern ist besonders das den Schweinen verwandte *Microbunodon* zu nennen, das in Europa als Leitform für das Oberoligozän gilt, in Indien aber auch im Untermiozän vorkommt, so daß sein Auftreten in der Rotter Blätterkohle kein absoluter Widerspruch gegen das untermiozäne Alter unserer „jüngeren Braunkohlenstufe“ ist. Durch das Dickicht der Wälder stampfte das Nashorn, Muntjakhirschen lauerte ein mit den Hunden verwandtes Raubtier, *Amphicyon*, auf. Marder vertraten die Welt der kleinen Räuber, Pfeifhase (*Titanomys*), vielleicht auch Maus und Siebenschläfer die Nager. Wenn die Dämmerung sank, begannen Fledermäuse ihren Flug. Im Wasser war unbestrittener Herrscher das Krokodil. Eine Schildkröte (*Chelydra*, jetzt in N- und Mittelamerika heimisch), große Salamander, Molche und zahlreiche Froscharten belebten das nasse Element, in dem sich außerdem Fische, namentlich der Gattung *Leuciscus* aus der Familie der Karpfen, in Menge tummelten. Von Reptilien sind noch Eidechsen, Schlangen und Scheltopusik zu nennen. Die Existenz von Vögeln verrät sich durch Abdrücke von Federn und spärliche Knochenreste.

Neben einem Dutzend Tausendfüßern, Krebs- und Spinnentieren hat ein großes Heer von Insekten aus der Papierkohle seine Wiederauferstehung gefeiert, namentlich Käfer und Dipteren. Süßwasserschnecken kennen wir fast nur aus dem Halbopal von Muffendorf.

Aus den absterbenden Pflanzengenerationen entstand die Braunkohle, die ein Flöz von 6—10 m Mächtigkeit bildet und nur in einem beschränkten Gebiet der Ville auf absinkenden Schollen die riesige Mächtigkeit von 100 m erreicht. Der Vorgang der Kohlenbildung wurde stellen- und zeitweise durch die Einschwemmung von tonigem Material unterbrochen und schließlich auch beendet. Was für Umstände diese Zufuhr mechanischer Sedimente bewirkten, entzieht sich unserer Kenntnis. Die Einschaltung der Siegburger Basalttuffe in das höhere Untermiozän und die Kontaktmetamorphose der Uthweiler Braunkohle zeigen, daß die vulkanische Tätigkeit noch bis in die Zeit nach der Bildung des Kohlenflözes anhielt.

Das mittelmiozäne Meer drang zwar wieder in das n. Rheingebiet vor, aber nicht bis in die Bonner Gegend. In dieser werden zum Mittelmiozän geringmächtige, feinkörnige, fossilfreie, weiße Quarzsande gerechnet, die über den das Braunkohlenflöz bedeckenden Tonen und unter dem Altplozän liegen.

Ablagerungen des Obermiozäns fehlen, aber in diesen Zeitabschnitt fällt nach der Ansicht einiger Forscher die Einkieselung der Vallendarer Schichten, die in Abhängigkeit von einem subtropischen Klima erfolgte und unregelmäßige Partien der Sande und Kiese zu Quarzit und Konglomerat verkittete. Im Obermiozän muß eine Hebung des Rheinischen Schiefergebirges erfolgt sein; denn in dieser Zeit entstanden die „Trogflächen“ des Rheintales und seiner Hauptneben Täler, wenig ausgetiefte und sehr breite Talböden, die älteste morphologisch erkennbare Anlage der heutigen Haupttäler.

Aus der nun folgenden älteren Pliozänzeit kennen wir die ältesten Schotter eines Rheines, der durch das Rheinische Schiefergebirge einen ähnlichen Weg nahm wie der heutige. Man hat diesen Rhein als „Urrhein“ bezeichnet; aber dieser Name ist auch dem Rhein des Oberoligozäns gegeben worden und könnte mit noch mehr Recht dem Rhein der Trogfläche beigelegt werden. Das Bett dieses altpliozänen Rheines ist in die Trogfläche eingetieft, was auf eine neue Hebung schließen läßt. Die von diesem Rhein verfrachteten Gerölle und Sande sind bei uns fast ausschließlich kieseliger Natur. Im Gebirge treten sie in Form von Terrassenbruchstücken oberhalb des diluvialen Rheintals auf. Etwa von Rolandseck ab erweitern sich die Schotterablagerungen, die man wegen des Auftretens von Geröllen aus verkieseltem Juraoolith als „Kieseloolithschotter“ bezeichnet, zu einem breiten Fächer.

Die große Mächtigkeit dieser Ablagerungen auf einzelnen Schollen der Niederrheinischen Bucht ist aus dem mit der Ablagerung gleichzeitigen Absinken dieser Schollen zu erklären. Ihr altpliozänes Alter ergibt sich aus der in den mit den Schottern vergesellschafteten Tonen vorkommenden Flora und aus dem Vorkommen der gleichen Kieseloolithe in den altpliozänen Eppelsheimer Sanden des Mainzer Beckens. Der Rhein floß damals bereits von S nach N durch das Rheinische Schiefergebirge, das sich seit dem Obermiozän bis zur Gegenwart in aufsteigender Bewegung befunden hat.

Das Jungpliozän, aus dem es bei uns keine Ablagerungen gibt, war vielleicht für die Bonner Gegend die Hauptdislokationsperiode. Jedenfalls fällt die Bildung der Verwerfungen in der Hauptsache in die Zeit zwischen der Ablagerung der Kieseloolith- und der diluvialen Hauptterrassenschotter. Wenn letztere auf dem Kreuzberghorst auf Devon bzw. Devonton, im Kottenforst auf Miozän, im Duisdorfer Graben auf Pliozän, auf dem Vorgebirge teils auf Mio-, teils auf Pliozän lagern, so muß die Schollenbildung und ferner auch die Abtragung dieser Schollen auf ein gleiches Niveau zwischen Altpliozän- und Hauptterrassenzeit erfolgt sein.

Innerhalb des Gebirges liegen die Kieseloolithschotter höher als die Ober-, diese höher als die Hauptterrasse. Das ist die normale Lagerung. Wenn bei Meckenheim und an der Ville die Oberterrasse („ältester Diluvialschotter“) auf Pliozän liegt, so muß das Pliozän vor Ablagerung der Oberterrasse gesunken sein. Das gleiche gilt von der Oberterrasse, die am S-Rande und innerhalb der Niederrheinischen Bucht von Hauptterrasse überlagert wird. Die Ebnung der verstellten Schollen darf man wohl als ein Werk der Erosion des Rheines betrachten.

Die Oberterrasse des Rheines und alle jüngeren Terrassen betrachtet man als diluvial. Das nordische Inlandeis, das in der „Saale-Eiszeit“ den Niederrhein erreichte, hat die Bonner Gegend nie bedeckt. Die Frage, welche Terrasse mit der Anwesenheit des Eises am Niederrhein gleichaltrig ist, hat verschiedene Beantwortung gefunden¹⁾. In der Diluvialzeit wurden der Rhein

1) FLIEGEL (Rheindiluvium und Inlandeis (VNV 66 (1909), 327) legt die Vereisung in die Zeit der Mittelterrasse, deren Aufschüttung sich dem Zeitpunkt der maximalen Eisausdehnung unmittelbar anschließe. WUNSTORF (Ein Beitrag zur Kenntnis der Tektonik und diluvialen Geschichte des Niederrheinischen Tieflandes (Verh. Geol.-Mijnbouwk. Gen. voor Nederland en Kol., Geol. Ser. 6 (1922), 210) nimmt dagegen an, daß zwischen der Vereisung und der Bildung der Mittelterrasse (des Ruhrtals) eine Periode erneuter Erosion liege. Nach STEEGER (Das glaziale Diluvium des Niederrheinischen Tieflandes (Ber. üb. d. Vers. d. Niederrhein. geol. Ver. 17 (1923), C1—C46. 1925) wäre die Hochterrasse gleichaltrig mit der Vereisung. H. G. STEINMANN (Die diluvialen Ruhrterrassen und ihre Beziehungen zur Vereisung. Ebenda 18 (1924), C29—45) datiert das Eintreffen des Inlandeises im Ruhrtal in den Beginn der Mittelterrassenaufschüttung. WILDSCHREY (Das Niederrheinische Diluvium. Ebenda, C 45—C 68) parallelisiert die rheinische Mittelterrasse mit der Saale- (oder, wie er sagt, der Riß-) Eiszeit.

und seine Nebenflüsse gezwungen, sich in den aufsteigenden Block des Rheinischen Schiefergebirges einzuschneiden. Der Aufstieg und die entsprechende Vertiefung der Flußtäler vollzog sich in Etappen. Man kann die Meinung vertreten, daß die Erosion der Täler nicht durch den Aufstieg des Gebirges, sondern durch eine Änderung in der Lage des basalen Erosionsniveaus herbeigeführt wurde¹⁾. Jedoch ist eine solche Auffassung noch nicht eingehend begründet worden, und es scheint die Annahme einer allmählichen Hebung des Gebirges den Tatsachen der Terrassenbildung besser gerecht zu werden.

Der Hauptterrassenschotter, der im Gebirge den Boden eines breiten, in das pliozäne eingetieften Tales auffüllt, überlagert in der Niederrheinischen Bucht Pliozän- und Oberterrassenschotter. Etwas unterhalb von Rolandseck biegt sein Ufer scharf nach W um, und es beginnt hier ein sehr breiter, aber nicht mächtiger Schuttkegel, an dessen Aufbau auch die Hauptterrassen der Maas und der Sieg teilnehmen²⁾. (Vielleicht flossen Rhein und Sieg nebeneinander, wie jetzt Rhein und Ill in der oberrheinischen Tiefebene.) Die Mittellinie des großen Mündungstrichters des Hauptterrassenrheines verläuft etwa SO—NW, sein O-Rand etwa S—N, sein W-Rand etwa OSO—WNW.

An Stelle dieser ungeheuer ausgedehnten, hier und da an fortlebenden Verwerfungen zerbrochenen und durch die Erosion zerteilten Decke treten in späterer Zeit in der Niederrheinischen Bucht schmalere Terrassen; denn der Rhein bleibt nun ö. des Vorgebirges.

Das Gefälle der nächstjüngeren, der Hoch-, ist geringer als das der Hauptterrasse, und bei jeder jüngeren Terrasse nimmt es gegen das der nächstälteren ab (Abb. 23). Denkt man sich die Terrassenoberflächen unseres Gebietes gegen N verlängert, so schneiden sie sich (KAISERSCHES Gesetz von der Konvergenz der Terrassen). Die Kreuzung der Pliozän- und der Ober- mit der Hauptterrasse beruht auf den tektonischen Verhältnissen am S-Rande der Niederrheinischen Bucht. Im übrigen ist die Erscheinung eine Folge der stärkeren Hebung der rheinischen Masse im S.

Nach Ablagerung der Hochterrasse (?) trat Absatz des landfremden Lösses ein (älterer Löß), der durch Staubstürme von NO herbeigeweht wurde. Bei der fortschreitenden Vertiefung der Flußtäler wurden stellenweise die älteren Schotter ausgeräumt. Meist aber blieben von ihnen randliche Streifen — Terrassen — übrig. Denn jede neue Eintiefung schuf ein Tal von geringerer Breite, als es die vorhergehende Erosionsperiode erzeugt hatte: die jüngeren Täler sind in die älteren eingeschachtelt (Abb. 24). Diese Tatsache ist verschieden erklärt worden, z. B. mit einer Wasserabnahme des Flusses. Oder sie wird als Wirkung einer langdauernden Seitenerosion aufgefaßt: nachdem die Tiefenerosion infolge Aufhörens des Aufsteigens des Gebirges beendet war, bildeten sich Mäander oder vielfache Verlegungen des Flußbettes. Dadurch wurden die Talwände angeschnitten, das Tal verbreitert. Die Aufschüttung der Geröllmassen war ein von der Talvertiefung zeitlich getrennter, nämlich auf sie folgender Vorgang. Nachdem die Erosionsterminante erreicht war, konnte der Fluß die Schotter nicht mehr aus seinem Bett herauschaffen,

1) KRANZ, W., Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge? (ZDGG 62 (1910), 470—477). Auch KEILHACK (Jahrb. pr LA 36, I, 493. 1915) erörtert, ob vielleicht Mittel- und Niederterrasse beide der letzten Eiszeit angehören und letztere dadurch entstanden ist, daß durch die Abtrennung Englands vom europäischen Festlande oder durch starke Senkung des niederländischen Bodens eine plötzliche Erniedrigung der Erosionsbasis eintrat.

2) Vgl. E. KURTZ, Die Verbreitung der diluvialen Hauptterrassenschotter von Rhein und Maas in der Niederrheinischen Bucht (VNV 70 (1913), 87—108, Taf. 3).

sondern mußte sie liegen lassen. Infolge der klimatischen Verhältnisse führten die Flüsse in der Eiszeit mehr Wasser als jetzt, ihre Wirksamkeit war großartiger als die heutige. Die Parallelisierung der einzelnen Terrassen mit den Abschnitten des Eiszeitalters ist noch nicht endgültig durchgeführt.

Die Hoch- und die Apollinaristerrasse treten an Bedeutung sehr wesentlich hinter die Hauptterrasse zurück. Erst die Mittelterrasse gewinnt wieder beträchtliche Ausdehnung. Sie liegt in bedeutend tieferem Niveau als die Hauptterrasse. Ihrer Aufschüttung folgte der Absatz des jüngeren Lösses. Schon in der Lößzeit durchzog der Mensch unsere Gegenden, die von der charakteristischen eiszeitlichen Tierwelt belebt war: Rentier, Pferd, Moschusochse, „und mit der Rhinocerosherde spazierte der Mammut durchs Tal“. Möglicherweise war also der Mensch auch Zeuge des in den Beginn der jüngeren Lößzeit fallenden Ausbruches des Rodderbergvulkanes. Es folgte eine neue Erosionsperiode, in der die Mittelterrasse zerschnitten wurde, darauf eine neue Aufschüttungszeit, in der die Niederterrasse entstand.

In dem kalten, trocknen, vegetationsfeindlichen Klima der frühen Nacheiszeit bildeten sich Flugsandablagerungen, die teils flächenhaft, teils als Dünen auftreten. Die durch den sich neuerdings eintiefenden Rhein aus der Niederterrasse ausgewaschenen Sande wurden durch westliche Winde verweht. Die Flugsande fehlen daher fast ganz auf der linken Rheinseite, begleiten den Fluß aber von der Breite von Bonn abwärts in einem breiten Streifen. Noch jünger ist die Herausbildung der Inselterrasse, deren Natur — ob Erosionsstufe oder selbständige Aufschüttung — noch umstritten ist. Auch in sie hat sich der Rhein wieder eingeschnitten.

V. Die Oberflächenformen und das Landschaftsbild

Lit. PHILIPPSON, A., Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges (SNG 1899, 48—50 und Verh. 7. Internat. Geogr.-Kongr. Berlin 1899, 1. Teil, 330—332. 1901). —, Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges (Verh. 14. Dtsch. Geogr. tag Köln 1903, 193—205, Taf. 3. Berlin 1903). — STICKEL, R., Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht (Beitr. z. Landeskd. d. Rheinlde. 3. Heft. Leipzig 1922. 96 S., 2 Taf.). — Siehe auch d. Lit. üb. d. Terrassen S. 157.

Die Erosion der Flüsse und die Aufschüttung ihrer Schotterterrassen haben bestimmenden Einfluß auf die Oberflächengestaltung großer Räume unseres Gebietes, in denen die flächenhafte Entwicklung einer oder mehrerer Terrassen, die horizontale, geradlinige Begrenzung ausgedehnter Elemente des Landschaftsbildes der Formgestaltung ihren Stempel aufdrücken. Mit einem gewissen Grade von Berechtigung kann man daher in der Bonner Gegend eine „Terrassenlandschaft“ einer „Gebirgslandschaft“ gegenüberstellen.

A. Die Terrassenlandschaft

a) Innerhalb des Gebirges

Die Terrassenlandschaft wird hier durch die Ufer der Kieseloolithschotterterrasse begrenzt, theoretisch wenigstens, tatsächlich fast überall durch das Ufer der Hauptterrasse.

Die Schotterebenen werden der Länge nach durch die Hauptflüsse, außerdem quer durch deren Nebenflüsse zerschnitten. So wird die Hauptterrasse, die recht gut erhalten ist und von allen Terrassen die größte Rolle im Landschaftsbilde spielt, in zahlreiche einzelne Riedel zerlegt, so auf der rechten Rheinseite in die zwischen Ockenfelder-, Kas-, Bruchhauser- und Breitbach, den Riedel „Auf dem Horn“ bei Rheinbreitbach und den der Zickelburg, endlich

die Hochfläche von Niederholtorf, linksrheinisch den Riedel Ahrplatte—Reisberg zwischen Bodendorf und Remagen, den Riedel ö. des Scheidsbergs, den des Gemeindebusches bei Rolandseck, die Hochfläche zwischen dem Bachemer und dem Marienforster Tal, endlich die des Kottenforstes. Am W-Abfall des Siebengebirges fehlt die Hauptterrasse, ebenso zwischen der Gegend von Remagen und dem Gemeindebusch bei Rolandseck. Die Terrasse zwischen dem Kalmuthof und Unkelbach trägt keine Schotter und liegt unter dem Niveau der Hauptterrasse. Nach JUNGBLUTH hätte der Rhein hier, von der Erpeler Ley stark nach W geworfen, die Hauptterrassenschotter wieder weggewaschen. Als es zur Ablagerung der Hochterrasse kam, hatte der Rhein dann sein Bett weiter ö. gefunden. Auch die Oberfläche des Wachholder (Basaltrücken zwischen Marienforster und Rheintal) ist nach RAUFF als Erosionsterrasse aufzufassen, von der die Schotter heruntergespült sind¹⁾.

Die Oberterrasse tritt nur am Scheidsberg, bei Merl und in der Obercasseler Gegend formgebend in Erscheinung, die Hochterrasse nur bei Linz und am Rodderberg, die Mittelterrasse nur zwischen Scheuren und Honnef und zwischen dem Rodderberg und Godesberg.

Alle Terrassen bis zur Mittelterrasse herunter werden von Löß oder Löß- oder Kottenforstlehm bedeckt, durch die etwaige Unebenheiten ihrer Oberfläche ausgeglichen werden. Auch die Hänge zwischen den Terrassen sind oft mit Löß oder Lößlehm überkleidet.

Überall, wo der Höhenunterschied zwischen einem alten Talboden und der Oberfläche der nächst jüngeren Schotterauffüllung größer ist als die Mächtigkeit der letzteren, muß der Hang zwischen zwei benachbarten Terrassen aus Devon oder Tertiär bestehen. Der (oft sehr steile) Abfall der Mittel- zu der (von Löß nicht mehr bedeckten) Niederterrasse besteht aus Schottern der ersteren. Die Niederterrasse bildet den Talboden. Nirgends fehlt sie auf beiden Seiten des Stromes zugleich, wohl aber einseitig, so rechts zwischen Linz und Erpel und am Drachenfels und links zwischen Remagen und gegenüber Unkel, auch bei Nonnenwerth. Stellenweise lagert sich zwischen die Niederterrasse und das gewöhnliche Hochflutbett noch die Inselterrasse als Zwischenstufe.

Die jeweilige Eintiefung der Haupttäler (Rhein und Sieg) muß die der Nebentäler zur Folge gehabt haben. Ob kleinere Nebentäler mit ihrer Erosion gegenüber der des Haupttales im Rückstand blieben und sich vielleicht erst zur Zeit der Aufschotterung in dem letzteren auf das Niveau derselben einstellten, ist noch nicht untersucht. Jedenfalls münden jetzt die Neben- ohne Stufe in die Haupttäler. RAUFF erwähnt Terrassenreste im Marienforster Tal. Er beobachtete zwischen Ober-Bachem und Kürrighoven an der steilen rechten Talwand über dem Bach:

- 5 m Löß,
- 1—1,5 „ feinkörnigen Flußsand,
- 0,5—1 „ Bank aus kleinen flachen Devongeschieben, durch Mangan schwarz gefärbt, mit dünnen sandigen Einlagerungen.

Liegendes: Grauwacke des Devons.

Der Löß, der von NO hergeweht wurde, häufte sich an Hindernissen auf, die sich annähernd senkrecht zu dieser Richtung erhoben, also an den w. und sw. Hängen der N—S und NW—SO gerichteten Täler und an den s. Hängen der W—O gerichteten. Diese Talflanken, die den herauswehenden Löß auffangen, sind flacher geböschelt als die gegenüberliegenden. In den nö. gerichteten Tälern wird dagegen keine der beiden Flanken vom Löß bevorzugt. Es ist

1) Es finden sich noch einzelne Gerölle auf dem Plateau, und am oberen w. Hang sind dem Lößlehm viel Rheingesschiebe beigemischt.

also am Rhein die W-, an der Sieg die S-, bei den s. Nebenbächen der Sieg die W-Flanke die an Löß reichere. Entsprechende Beobachtungen über die durch Lößverbreitung hervorgebrachte Asymmetrie der Talquerschnitte machte RAUFF auf Bl. Godesberg.

Folgende Arten von Flächen kommen also in der Terrassenlandschaft innerhalb des Gebirges vor:

1. horizontale Aufschüttungsterrassenoberflächen, bedeckt mit Löß, Lößlehm, Kottenforstlehm bis herunter zur Mittelterrasse,
2. Erosionsterrassenflächen,
3. Ufer der Terrassen, geböschet durch Löß, Lößlehm, Gehängeschutt, Gekriech,
4. Talwände der Seitentäler, teils in die Aufschüttungsterrassen, teils in deren Ufer, teils in deren Böden eingeschnitten,
5. Krater und Schlackenwall des Rodderberges.

Das Rheintal besitzt von Andernach bis Bonn nur wenige Krümmungen. Die erste zeigt sich an der Einmündung der Ahr, durch die der Rhein auf die rechte Seite gedrängt wird. Dieser Mäander zwingt dann den Strom, nach links zurückzuschlagen, so daß er zwischen Remagen und Unkel die linke Talwand benagt. Es läßt sich vermuten, daß dabei die Basaltmasse der Erpeler Ley von Einfluß gewesen ist. Der Rhein kehrt dann in seine n. Richtung zurück, bis er durch den Drachenfels nach links abgelenkt wird¹⁾. Diese Wirkung des Siebengebirges macht sich ja schon in der plötzlichen Umbiegung des w. Ufers des altpliozänen, des Ober- und des Hauptterrassenrheines bemerkbar. Erst als der Rhein sich nach der Hauptterrassenzeit wieder einschnitt, wurde er für die Strecke Rolandseck—Bonn zum Gebirgsfluß.

b) Außerhalb des Gebirges

Bei Obercassel beginnt eine gegen SW gerichtete Krümmung des Rheines, dessen Richtung aber auf der Strecke Obercassel—Wesseling trotz dieses Bonner und des Herseler Mäanders im wesentlichen eine nordwestliche, d. h. diejenige ist, mit der er, im ganzen genommen, das Rheinische Schiefergebirge durchbricht. Worauf es beruht, daß der Rhein bei Wesseling den ungewöhnlich scharfen Knick nach NO macht, wissen wir nicht.

Blickt man vom Drachenfels oder Petersberg nach NW, so erscheint die Ebene der Hauptterrasse als das formgebende Element der außerhalb des Rheintales gelegenen Terrassenlandschaft vorm Eifelrande. An die Hochfläche des Kottenforstes schließt sich das Plateau des Vorgebirges, dessen Kante sich in der dunstigen Ferne verliert, wo der ewige Dom seine Türme emporreckt. Die Verwerfungen, die die Hauptterrasse verstellen, erzeugen Bruchstufen, die nur am W-Rande der Ville größere, sonst aber nur kleinere Abstufungen hervorbringen. Die Sohle des Rheintales zwischen dem bergischen Rand im O und dem Vorgebirge im W wird von der linksrheinisch mit fruchtbarem Löß, rechtsrheinisch mit unfruchtbarem Flugsand bedeckten Mittelterrasse und der mit steilem Erosionsrand in diese eingeschachtelten Niederterrasse gebildet, in die noch die Inselterrasse eingetieft ist.

Die außerhalb des Gebirges gelegene Terrassenlandschaft weist also folgende Arten von Flächen auf:

(1) die Oberflächen der Aufschüttungsterrassen, bis zur Mittelterrasse hinunter mit Löß, Lößlehm oder Kottenforstlehm, bis zur Niederterrasse stellenweise mit Flugsand bedeckt,

1) Schon C. v. OEYNSHAUSEN (Erl. z. Geogn.-orogr. Karte d. Umg. d. Laacher Sees. 1847) schreibt: „Hinsichtlich der vulkanischen Gebirgsmassen dürfte der Trachit (!) des Siebengebirges, so wie zum Theil auch der Basalt, älter wie die Thalbildungen sein, denn das Siebengebirge hat die Richtung des Rheinlaufs etwas abgelenkt.“

(2) die Ufer derselben, linksrheinisch bis zum Ufer der Mittelterrasse mit Löß, auch mit abgerutschten Schottern, rechtsrheinisch bis herab zum Ufer der Niederterrasse mit Flugsand überkleidet,

(3) Verwerfungsabstürze, jünger als die Haupt-, aber älter als die folgenden Terrassen,

(4) Wände von Lößschluchten und -hohlwegen. Seitentäler sind am Vorgebirge sehr selten.

B. Die Gebirgslandschaft

Wir fassen unter dieser Bezeichnung diejenigen Gebiete zusammen, die im Gebirge (also außerhalb der Niederrheinischen Bucht) außerhalb der Terrassenlandschaft, d. h. außerhalb der Ufer der Kieseloolithschotter-, bzw. Ober- und Hauptterrasse liegen, also im s. Teil der Blätter Rheinbach und Godesberg, auf den Blättern Altenahr und Ahrweiler, Linz und Königswinter.

Das bemerkenswerteste morphologische Gebilde dieser Landschaft ist die „Trogfläche“ (PHILIPPSON), ein breites, flaches Muldental, das im jüngeren Miozän bei langsamer Hebung der alttertiären Abtragungsfläche entstanden ist und als „Hochtalboden“ das steilwandigere, jüngere Tal umgibt¹⁾. Die Trogfläche „liegt bei Linz in . . . 320—360 m. Auf der linken Rheinseite nur schmal und wenig deutlich, breitet sie sich auf der rechten unabsehbar aus bis zum hohen Westerwald . . . Die Hauptterrasse ist also am w. Rande des Troges eingesenkt.“ Die Trogfläche „ist durch die Täler tief zerschnitten und in einzelne Rücken aufgelöst, die einen rundlicheren oder zugespitzteren Querschnitt besitzen als die so viel jüngeren Rücken mit tafelartiger Oberfläche, in welche die Hauptterrasse zerlegt ist.“ (PHILIPPSON, 1903). Die vorderen Kuppen des Siebengebirges (Drachenfels, Wolkenburg, Geisberg, Jungfernhardt, Peters-, Nonnenstromberg, Rosenau, Wasserfall) ragen alle bis zu 320—355 m auf, einem Niveau, das dem der Trogfläche entspricht, so daß PHILIPPSON der Meinung ist, daß diese Gipfel einst Teile dieser Fläche bildeten und also bis zu dem gleichen Niveau abgetragen sind. Später wurde die Fläche durch Täler, die sich im Trachyttuff bildeten, zerschnitten und die harten Eruptivgesteine als Kegel herauspräpariert. Die hinteren Kuppen des Siebengebirges (Ölberg, Lohrberg, Löwenburg, 459,8, 454,9 und 435 m) sowie Minderberg, Hummelsberg u. a. „ragen als Kegel frei über die Trogfläche auf“²⁾.

Nach dieser Auffassung wäre also von den vorderen Siebengebirgskuppen seit der Obermiozänzeit so gut wie nichts abgetragen.

Es ist gezeigt worden (S. 57), daß die vulkanischen Kräfte in den verschiedenen Kuppen das Magma in ungleiches Niveau emporgedrückt haben. Eine andere Erklärung der eben besprochenen Erscheinungen wäre, daß das Magma in den vorderen Siebengebirgskuppen ungefähr bis zum gleichen Niveau emporgestiegen ist, in den hinteren aber zu einem höheren. Da die Abtragung die Kuppen alle nicht wesentlich erniedrigt hat, weil die harten Eruptiva ihr einen sehr intensiven Widerstand leisteten, so machen sich diese primären Niveauunterschiede noch heute bemerkbar. Auf diese Art würde sich auch das Verhalten des Hirschberges erklären. Dieser, der Wolkenburg (324 m) im NW nächst benachbart, ist mit 255,9 m fast 70 m niedriger als letztere. Auch der Hirschberg liegt im Zuge der Trogfläche. Warum sollte die Abtragung auf diese Kuppe so viel stärker gewirkt haben als auf die nur 650 m entfernte Wolkenburg? Nimmt man an, daß der Eruptivkörper dieser Kuppe von

1) Vgl. A. PHILIPPSON, Grundzüge der allgemeinen Geographie II, 2, 144, 163, 326.

2) PHILIPPSON 1903.

vornherein nicht so hoch hinaufreichte wie die der benachbarten Kuppen, daß von allen der Trachyttuff abgetragen ist, die Abtragung von den festen Erstarrungsgesteinen aber nicht viel denudieren konnte, so erklären sich die Verhältnisse zwanglos. Ebenso sind von den vorderen Siebengebirgskuppen nicht 100 m mehr abgetragen als von den hinteren, sondern diese Höhenunterschiede sind primär. Dabei soll durchaus nicht bestritten werden, daß die Gipfel der Mehrzahl der vorderen Kuppen im Niveau der Trogfläche liegen.

Die Kuppen n. des Ölbergs wie der Limperichsberg (244,6 m), die Harperother Kuppe, Kuxenberg, Scharfenberg (237 m) u. a. sind nicht nur niedriger als die hinteren sondern auch als die vorderen Siebengebirgskuppen. Sie liegen außerhalb der Siegterrassenlandschaft. Von dieser Gegend her gesehen nimmt sich der Ölberg wesentlich majestätischer aus als vom Rheine her. Auf dem Westerwald nähert sich die Höhe von Asberg (441), Düstemich (447,6) und Minderberg (424 m) der der hinteren Siebengebirgskuppen, die von Himmerich (370,5), Mittelberg (352,2), Broderkonsberg (377) und Leyberg (358,9) mehr der der vorderen.

Die Zertalung und Abtragung des Siebengebirges während der Diluvialzeit im einzelnen zu verfolgen, ist noch nicht möglich. (Eine morphologische Untersuchung dieser und der Nachbargenden steht noch aus.) In jedem Berg des Siebengebirges steckt eine Eruptivgesteinsmasse, die aus den umgebenden Trachyttuffen durch die Erosion herausgearbeitet ist (Taf. IX, Abb. 1). Insofern ist das Siebengebirge ein Erosionsgebirge: Gliederung und Abfall verdankt es der Erosion. Meist nennt man es ein vulkanisches Gebirge; das ist es aber nur insofern, als es vorwiegend aus vulkanischen Gesteinen besteht und deren Anordnung der Erosion die Linien ihrer Wirksamkeit vorgezeichnet hat. Die meisten Berge zeigen eine sanfte Böschung an ihren tieferen, aus Trachyttuff aufgebauten Teilen; der Fuß des zentralen Eruptivgesteins wird durch den Beginn einer steileren Böschung bezeichnet. Besonders steil sind die Kegel von Löwenburg, Himmerich und Broderkonsberg. Der Steinbruchbetrieb hat die Gestalt der Berge z. T. verändert, die Wolkenburg ist z. B. durch ihn stark beschädigt, und der Drachenfels verdankt ihm seinen steilen Absturz gegen Rhöndorf sowie auch die Felswände unter der Ruine, die bekanntlich ebenfalls z. T. durch ihn vernichtet ist. Die ebene Fläche beim Gasthaus am Drachenfels faßt NOEGGERATH als alte Steinbruchsohle auf.

Für die linksrheinische Gebirgslandschaft ist STICKEL unser Führer. Im S unseres Gebietes liegt hier die „Ahrplatte“, eine Ebenheit im 400 m-Niveau. Sie bildet eine Stufe unterhalb der Rumpffläche der Eifel, die erst s. der Ahr und in etwa 500 m Höhe liegt. Zwischen Erft und Ahr nimmt die Ahrplatte einen breiten Raum ein. Sie fällt nach NO und NW stufenförmig ab und wird von zahlreichen Randbächen zerschnitten, die in diesen beiden Richtungen, entsprechend der bei Todenfeld rechtwinklig geknickten Wasserscheide, abfließen. Von der Niederrheinischen Bucht aus erweckt der Abfall infolge seiner dichten Bewaldung einen völlig geschlossenen Eindruck. Nur der Basaltstiel der Ruine Tomberg (316 m) hebt sich darüber heraus. Dieser n. Abfall zur Swistebene vollzieht sich aber anscheinend in zwei Absätzen, von denen der obere nur über zugeschrägte Talrippen vorhanden ist. Zum unteren Absatz gehört die Ringener Wald-Stufe in 300 m. N. der oberen Swist senkt er sich auf 280 m herab, und dann führt eine kräftige Hangböschung zur Swistebene hinunter. „Zwischen dem Geldsdorfer und dem Altendorfer Bach beginnt die Übergangsböschung in 260 m, n. des letzteren in 270 und im Rheinbacher Stadtwald in 230 m Höhe“. Daraus, daß das Devon dieser Böschung bei Wormersdorf und Ersdorf eine tiefgründige, tonige Zersetzung aufweist, und daß sich

s. von Rheinbach noch Kieseloolithschotter¹⁾ auf diese Zersetzungsprodukte aufzulagern, ergibt sich ein tertiäres Alter dieser Böschung. Wahrscheinlich handelt es sich um versenkte Teile der Eifelrumpffläche, die hier in Staffeln zum Swistgraben abbricht. Während die Ringener Wald-Stufe den unteren Absatz zwischen Ahrplatte und Vorland darstellt, auf den sich auch die Basalkuppe des Tombergs mit 316 m einstellt, wird der obere Absatz wahrscheinlich durch das Niveau der Kuppe 340,4 am W-Rande des Bl. Ahrweiler angedeutet. Wahrscheinlich ist der obere Hangabsatz aus einer einheitlichen Abtragungsfäche herausgeschnitten, die sich am Außenrande der Ahrplatte hinzog. Ein Zusammenhang dieser Fläche mit dem ältesten Talboden, der „Trogfläche“ der Ahr, ist sehr wahrscheinlich. Die Hangböschungen vom oberen zum unteren Hangabsatz faßt STICKEL als alte Bruchstufen auf.

Sehr auffallend ist im Eifelvorlande (Bl. Rheinbach) die geringe Eintiefung der Täler, die weit hinter der des Rheintals und der diesem unmittelbar zufließenden Wasserläufe zurückbleibt. Diese Erscheinung beruht darauf, daß die nach Ablagerung der Hauptterrasse entstandenen Verwerfungen, namentlich der W-Abbruch der Ville, die Einmündung der Eifelbäche in nö. Richtung in den Rhein unmöglich machten. Die Wasser sammelten sich zu einem am W-Rand der Ville entlangfließenden Fluß (Swist-Erft); die Eifelgewässer wurden, mit anderen Worten, nach N abgelenkt und ihr Lauf wurde zugleich bedeutend verlängert. Die breiten Sohlen der Täler des Abfalls der Eifel zur Niederrheinischen Bucht entsprechen nach STICKEL der Mittelterrasse des Rheines.

Der Klosterbach schneidet sich etwa von der Lapper-Mühle (ö. von Palmersheim) bis oberhalb Odendorf in einer kräftigen Erosionsrinne in den Talgrund ein. Diese Erosionsrinne ist weder im Gebirge noch auch weiter draußen im Vorland entwickelt. Es ist zweifelhaft, ob diese sehr jugendliche Zerschneidung auf eine ganz junge Hebung des Gebirges (an der auch unter Vorlandaufschüttungen begrabene Teile desselben beteiligt gewesen sein müßten) oder auf eine absolute Senkung der Erftscholle (d. h. des Gebietes zwischen Ville und Eifel) zurückzuführen ist. Eine analoge Erscheinung zeigt sich beim Altendorfer Bach, der oberhalb von Altendorf ein ganz jugendliches und niedriges V-Tal in die breite Sohle seines Tales eingetieft hat. Auch hier ist es schwierig zu entscheiden, ob die Erneuerung der Tiefenerosion auf Senkung von Vorlandschollen oder auf Hebung des Gebirges über das Vorland beruht²⁾.

Es geht aus den vorstehenden Ausführungen hervor, daß die von uns als „Gebirgslandschaft“ bezeichneten Teile der Bonner Gegend der Trogflächen- und Rumpfflächenlandschaft des Rheinischen Schiefergebirges angehören.

VI. Erdbeben³⁾

Lit. NOEGGERATH, J., Die Erdbeben im Rheingebiet in den Jahren 1868, 69 und 70 (VNV 27 (1870), 1—132). Darin 91—111 Erdbebenchronik, die einen Auszug aus folgenden Werken darstellt: (1) CH. KEFERSTEIN, in der „Zeitung für Geogr., Geol. u. Naturgesch. des Innern der Erde“, 7. Stück, (2) K. E. A. VON HOFF, Geschichte der dch. Überlieferungen nachgewiesenen natürl. Veränderungen d. Erdoberfläche 4. u. 5. Teil. Gotha 1840—41 (Auch besonders als „Chronik der Erdbeben und Vulkan-Ausbrüche“), (3) ALEXIS PERRY, zwei Abh. in den Mém. cour. publiés par l'Acad. Roy. des Sc. usw. Bruxelles 18 und 19, 1845, 1847. — WILCKENS, O., Erdbeben im Allgemeinen und die

1) Vallendarer Schichten? Vgl. S. 46, Anm. 1.

2) STICKEL, 89, 71—72.

3) Bei diesem Abschnitt hatte ich mich der Hilfe meines ehemaligen Straßburger Kollegen, des Regierungsrats Prof. Dr. A. SIEBERG in Jena zu erfreuen, der die Bebenlisten aufgestellt hat (von mir eingefügte Daten sind mit * bezeichnet).

Bonner Erdbeben im Besonderen (Deutsche Reichs-Zeitung, Bonn, 7. Jan. 1926). — Weitere Lit. bei den einzelnen Beben.

Verzeichnis der Erdbeben, die ihren Ursprung wahrscheinlich in der Bonner Gegend gehabt haben

- 1671, 10. Aug., früh, stark in Köln und Ahrweiler.
 1673, März. 7 Stöße in weniger als 2 Stunden. Ganzes Stift Köln bis einschl. Düsseldorf erschüttert. „In Bonn fiel der Hauptaltar.“ In Rolandseck, -werth und Nonnenwerth stürzten Schornsteine und Mauern ein.
 1673, 23. Okt. Schrecken zu Bonn, Rolandseck und Nonnenwerth, im übrigen schwach.
 1693, 24. Juni. Rolandswerth (mit Gewitter u. Wolkenbruch).
 1762, 1. Aug. Bonn, 2 Stöße.
 1780, 26. Febr. Rheingegend. Zu Bonn besonders stark, schwächer zu Koblenz, Frankfurt a. M. usw.
 1786, 28. März, nachm. 10—11 Stöße in Bonn und Umgegend.
 1786, 22. April, 8 $\frac{1}{2}$, 10 und 11 Uhr abends Erschütterungen in Bonn und Umgegend.
 1786, 24. Juli, mitt. 12 Uhr 8 Min. 1 Stoß in Bonn von 2 Sek. Dauer.
 1795, 23. Sept., 4 Uhr nachm. und 11 Uhr abds. zu Obercassel.
 1812, 18. Nov., 7,50 Uhr früh. Zu Bonn sehr stark, viele Stöße innerhalb 2 Min. Auch in Köln und im Siebengebirge gefühlt.
 1824, 22.—23. Dez., nachts. 2 kräftige Stöße zu Alfter. Möbel schwankten.
 1825, 2. Febr. Erschütterung zu Bonn.
 1828, 27. Nov., 7 Uhr morg. zu Bonn.
 1842, 25. Mai, 10,30 Uhr abds. In den Kreisen Bonn, Rheinbach, Sieg, Landkreis Köln¹⁾.
 *1856, 6. Dez., 9,30 Uhr abds. Landkreis Bonn, Burgbrohl, Oberbreisig, Linz, Unkel, Remagen, Rheinbreitbach, Waldbreitbach, Honnef, Königswinter, Obercassel, Stieldorf²⁾.
 *1869, 17. März, 9,32 Uhr morg. In Bonn stark und allgemein verspürt. Nach NOEGGERATH lag Siegburg im Mittelpunkt der erschütterten Fläche³⁾.
 1869, 2. Okt., 9 $\frac{1}{2}$ Uhr abds. Isolierter Stoß in Bonn⁴⁾.
 1869, 9. Okt., 10,56 Uhr vorm., dgl., nur im Oberbergamt verspürt⁵⁾.
 1887, 4. Sept., 4,50 Uhr nachm. zu Bonn, bis Lessenich reichend. In Bonn 2 Vertikalstöße aus NO, 2 Sek., mit Rollgeräusch, Klirren von Geschirr, Aufspringen von Türen⁶⁾.
 1912, 17. Jan., mittags. In Bonn kurze Erschütterung 4. Grades, nur im n. Stadtteil verspürt⁷⁾.

Der Herd in der Bonner Gegend produziert fast ausschließlich häufigere Lokalbeben geringer bis mittlerer Stärke, die vereinzelt auch zerstörend geworden sind. Der Herd muß recht nahe der Oberfläche liegen. Nach den geringen vorliegenden Materialien lassen sich Epizentrum und Reichweite für keins dieser Beben bestimmen.

Verzeichnis der Erdbeben, die in der Bonner Gegend verspürt wurden, deren Herd aber außerhalb derselben zu suchen ist

- 1690, 18. Dez., 5 $\frac{1}{2}$ Uhr nachm. Zerstörendes Beben in der Aachener Gegend.
 1692, 18. Sept., 4 Uhr nachm. Desgl., ebenda.
 1692, 20. Sept., 9 Uhr früh, Aachen, Düren, Köln, Nonnenwerth.
 1692, 28. Okt., 6 Uhr früh, Herd wahrscheinlich w. von Lüttich, gefühlt bis Köln, Nonnenwerth, Frankfurt a. M.

1) J. NOEGGERATH, Das Erdbeben in der Gegend von Bonn am 25. Mai 1842 (KARSTENS u. v. DECHENS Arch. f. Min. usw. 17 (1843), 376—379).

2) J. NOEGGERATH, Das Erdbeben im Siebengebirge am 6. Dez. 1856 (ZDGG 9 (1857), 167—171).

3) Vgl. NOEGGERATH VNV 27 (1870), 18—28.

4) Ebenda, 38—39. Zwei und eine Viertelstunde nachher trat das Vallendarer Erdbeben ein (s. S. 241).

5) Ebenda, 49. Mit dem Stoß war eine kanonenschlagähnliche Detonation verbunden. Die Beobachtung wurde von vielen Personen gemacht und ist nicht zweifelhaft.

6) Nach dem handschriftl. Katalog von LERSCH.

7) Handschriftl. Mitt. von Prof. SIEBERG. Dies Beben ist ein Relaisbeben, ausgelöst durch das in der Frühe des gleichen Tages bei Ebingen an der Rauhen Alb erfolgte Beben. Vgl. A. SIEBERG, Geol., physik. u. angewandte Erdbebenkunde (Jena 1923), 251.

- 1755, 27. Dez., $\frac{1}{2}$ 1 Uhr früh, Epizentrum Rurtalgraben bei Düren? Weit ausgebreitet. Zerstörend in der Gegend Aachen—Zülpich.
- 1756, 18. Febr., 8 Uhr früh, Epizentrum Stockheimer Horst. Sehr weit ausgebreitet. Schwere Zerstörungen Aachen—Köln.
- *1756, 19. Nov., 3 Uhr morg., Köln, Bonn, Malmedy.
- 1828, 23. Febr., $8\frac{1}{4}$ Uhr morg., Epizentrum bei Tirlemont. Sehr weit ausgedehnt. Stärke VII.—VIII. Grad nach der Skala MERCALLI-CANCANI¹⁾.
- 1828, 3. Dez., $6\frac{1}{2}$ Uhr nachm., Epizentrum bei Spa. Ausgedehnt.
- 1846, 29. Juli, 9,24 Uhr abds., Epizentrum in der Gegend von St. Goar zwischen Boppard und Bacharach²⁾.
- 1868, 17. Nov., $3\frac{3}{4}$ Uhr nachm., Epizentrum am W-Rande der Ville im Erftgraben bei Heppendorf, Kr. Bergheim³⁾.
- 1869, 2. Okt., $11\frac{3}{4}$ Uhr abds., Epizentrum im Neuwieder Becken bei Vallendar⁴⁾.
- 1873, 22. Okt., $9\frac{3}{4}$ Uhr morg., 1. Herzogenrather Erdbeben.
- 1877, 24. Juni, 8,50 Uhr früh, 2. desgl.
- 1878, 26. Aug., 9 Uhr abds., Epizentrum Stockheimer Horst. Weit ausgebreitet⁵⁾.
- 1911, 16. Nov., $10\frac{1}{2}$ Uhr abds., Mitteleuropäisches Erdbeben. Epizentrum an der Rauhen Alb. Bonn Grenzort des Schüttergebietes.

Es sind also meist linksrheinische Herde gewesen, von denen die ausgedehnteren Beben, durch die auch die Bonner Gegend erschüttert wurde, ausgingen. „Selbstverständlich“, schreibt mir Herr Prof. SIEBERG, „werden zahlreiche der kräftigeren Beben, die im „Kölner Bruchfeld“, wie ich es nennen möchte, entstanden sind, in Bonn gefühlt worden sein, auch wenn es aus der Meldung nicht besonders hervorgehen sollte. Solche Beben wären: 11. 5. 1070; 1120; 11. 1. 1122; 20. 1. 1167; 28. 8. 1215; 11. 1. 1222 oder 1223; 8. 12. 1440; 24. 10. 1841.“ Auch folgende in NOEGGERATHS Erdbebenchronik aufgeführten Beben dürften in Bonn verspürt sein: 7.—8. Sept. 1601 (in Köln und Frankfurt a. M. verspürt), 18. und 20. 1. 1789 (Köln, Gießen, Frankfurt). Das Aachener Bruchfeld, der Rurtalgraben bei Jülich, der Zülpicher Graben und das Kölner Bruchfeld zeigen eine gleiche Art von Tätigkeit wie der Bonner Herd.

Vom letzten Bonner Erdbeben liegt eine wissenschaftliche Untersuchung noch nicht vor. Es fand am 6. Jan. 1926, 12,38 Uhr morg. statt und erschütterte die Gegend zwischen Koblenz und Aachen, die Sieggegend, das Bergische Land, Rheinbach, Euskirchen, Schleiden, Luxemburg, Lüttich und den Niederrhein. In Bonn war das Beben vom V. Grad der Skala MERCALLI-CANCANI-SIEBERG, so daß sich manche Menschen ins Freie flüchteten. Es war von einem Geräusch 3. Grades, einem Rollen, begleitet.

1) Bei diesem Beben wurde zum ersten Mal unter Unterscheidung von verschiedenen Graden der Bebenstärke eine Isoleistenkarte aufgestellt, und zwar durch den Mathematiker P. N. C. EGEN („Über das Erdbeben in den Rhein- und Niederlanden vom 23. Febr. 1828“ (POGG. Ann. **13** (1828), 153—163). Weitere Lit. über dies Beben: GÜNTHER, J. J., Das Erdbeben vom 23. 2. 28 am Niederrhein (KARSTENS Arch. f. Min. **13**, 230—234). — KASTNER, K. W. G., Fernere Nachrichten über das neuste niederrheinische Erdbeben. Ebenda **15** (1828), 429—437. — NOEGGERATH, J., Erdbeben vom 23. 2. 1828 (SCHWEIGGERS Journ. f. Chemie und Physik **23** (1828), 1 ff., 13 ff. Auch in N. Jahrb. 1829, 337—393).

2) NOEGGERATH, J., Erläuterung einer von ihm entworfenen großen Übersichtskarte des Erschütterungskreises vom Erdbeben am 29. Juli 1846 (SNG 15. 12. 1846 in N. Jahrb. 1847, 239—241). — Das Erdbeben vom 29. Juli 1846 im Rhein-Gebiete und den benachbarten Ländern, beschrieben und in seinen physikalischen Verhältnissen untersucht nebst Nachrichten über diejenigen Erdbeben, welche jenem in naheliegender Zeit vorhergegangen und gefolgt sind. Bonn 1847. 4^o. 60 S. Vgl. N. Jahrb. 1847, 743—746.

3) NOEGGERATH, VNV **27** (1870), 14—17.

4) NOEGGERATH, ebenda, 29—48. — Die Schrift von F. H. GOEBEL, Die rheinländischen Erdbeben von 1869. Ihre Veranlassung, Wirkung und Ausdehnung (Wiesbaden 1870) stand mir nicht zur Verfügung.

5) v. LASAULX, A., Über die Ergebnisse der Untersuchung des Erdbebens am 26. Aug. 1878. (CORR. Nat. Ver. **38** (1881), 184—185).