

# Der Westerwald.

Eine Einführung in seine Geologie und Morphologie.

Von

**Walther Klüpfel** (Gießen).

Mit Tafel III und 3 Textfiguren.

## Vorwort.

Meine neuesten Studien im Westerwald, Vogelsberg und in der Hessischen Senke zwingen mich, die jüngere Tertiärgeologie Westdeutschlands von Grund auf umzugestalten<sup>1)</sup>. Im Laufe meiner praktischen Tätigkeit habe ich erkannt, daß die Anwendung der bisher üblichen Vorstellungen und Arbeitsweisen nicht zum Ziele führt. Ich habe mir daher eine besondere Methodik aufgebaut, die sich hauptsächlich auf eigene Erfahrungen stützt. Es zeigte sich dabei — wenn auch meist erst nachträglich — daß sich manche, allerdings nicht einmal allgemein anerkannte Betrachtungsweise besonders der Morphologie, zwanglos in mein System einfügen ließ. Geleitet von den Anschauungen und Methoden, die ich bereits bei meinen früheren Arbeiten zur Anwendung brachte, gelang es mir, außer vielen bekannten auch bisher nicht erkannte Probleme des Westerwaldes einer weitgehenden Klärung entgegenzuführen.

Die vorliegende Skizze soll dem Fachgenossen, der in anders gearteten Arbeitsgebieten zu Hause ist und der einer tertiärvulkanischen Gegend wie dem Westerwald zunächst fremd gegenübersteht, einen Einblick verschaffen in die Arbeitsweise, welche die Klärung eines so eigenartigen Gebirges erfordert.

Die vorliegende Arbeit bildet nur einen kleinen Ausschnitt aus einem größeren Untersuchungsfeld, welches im Zusammenhang zunächst in einer bereits abgeschlossenen Studie, später aber in Einzelwerken behandelt werden wird. Die neue Gliederung des westdeutschen Tertiärs ist aus der beigefügten Tabelle bereits ersichtlich.

---

1) Die Gliederung des Tertiärs in meinen bisherigen Publikationen ist somit teilweise überholt. Dagegen haben die schon früher entwickelten Prinzipien durch die neueren Beobachtungen eine weitere Stütze erfahren. Besonderer Dank gebührt der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft, welche meine geologischen Arbeiten in den Jahren 1927 und 1928 tatkräftig gefördert hat

## I. Teil.

## Das Fundament.

Der Westerwald besteht aus zwei Hauptelementen, dem paläozoischen Fundament und dem diskordant aufgelagerten tertiären Deckgebirge. Ersteres gehört als ein Teil der Rheinischen Masse dem alten varistischen Gebirge an. Das Fundament setzt sich aus den verschiedenen Schichten des Devons zusammen, welche in SW—NO streichende, oft nach Norden überkippte Falten zusammengestaucht sind. Zwischen den Grosssättern des Taunus und des Siegerlandes sind zwei breite Mulden, die Dill- und die Lahnmulde, eingeschaltet.

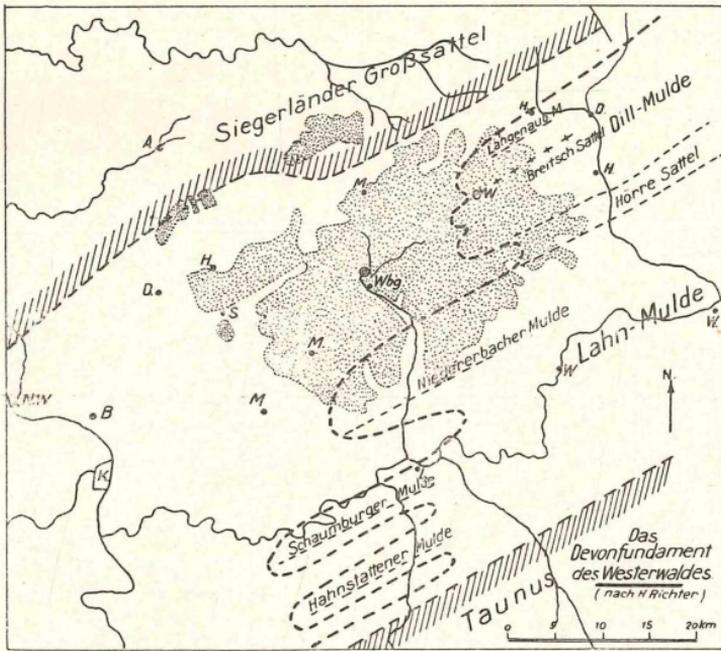


Fig. 1.

Sie werden durch den schmalen Sattel der Hörre voneinander getrennt (Figur 1). Im Bereiche dieser Mulden tritt zwischen den Siegener Schichten im Norden und dem rheinischen Unterdevon des Taunus im Süden auch noch Mittel- und Oberdevon auf. Die Dillmulde streicht unter dem Hohen Westerwald nachenförmig aus. Devonkalk wurde noch im Bohrloch von Waldaubach in einer Teufe von 204 m unter der Tertiärdecke fest-

gestellt<sup>1)</sup>. Die Lahnmulde dagegen ist in mehreren Spezialfalten kulissenartig nach SW gestaffelt, um erst westlich Limburg im Unterlahnkreis ihr Ende zu finden. Mit ihrem nördlichen Teil bildet sie den Untergrund des südlichen Westerwaldes<sup>2)</sup>. In der Hauptsache wird aber das Fundament des Westerwaldes von dem Unterdevon beherrscht, wobei breite und langgestreckte Sattelschuppen des harten Koblenzquarzits abwechseln mit den weichen Schiefen der Koblenzschichten. Die Falten sind bereits in postkulmischer Zeit zu einer Rumpffläche abgetragen worden. Doch zeigt die im Osten darüber transgredierende Giessener Grauwacke des Oberkarbons noch Nachklänge der faltenden Bewegung.

Die Rheinische Masse als Ganzes genommen hat man sich nicht einfach als einen an Verwerfungen aus dem varistischen Gebirge herausgeschnittenen und gleichmässig emporgehobenen Block vorzustellen. Vielmehr handelt es sich um ein grosses Gewölbe mit mehreren relativ selbständigen Wölbungszentren und mannigfachen Spezialverbiegungen.

Der Verlauf der Zechstein- und Buntsandsteinküste macht es wahrscheinlich, dass die Rheinische Masse bereits seit dem jüngeren Paläozoikum Festland gewesen und vor dauernden und allgemeinen mesozoischen Transgressionen bewahrt geblieben ist. Doch ist das Rheinische Schiefergebirge niemals eine bewegungslose, starre Masse gewesen. Es war vielmehr ebenso wie das Nachbargebiet den allgemeinen Hebungen und Senkungen unterworfen. Diese führten abwechselnd zu einer Verbreiterung und Verkleinerung seiner Basis auf Kosten bzw. zu Gunsten des Vorlandes, ein gesetzmässiger Vorgang, den wir als *Expansion* und *Retraktion* bezeichnet haben. Zur Zeit der Retraktion sind die Randgebiete jeweils mehr oder

---

1) Die projektierte Untersuchung der in den Basaltschloten auftretenden Fundamentgesteinseinschlüsse wird uns voraussichtlich über die Zusammensetzung des Untergrundes aufklären können.

2) Die Entwicklung des Mitteldevons wird nach H. Richter von einer Synklinal- und Antiklinalfazies beherrscht. Das Oberdevon legte sich wieder in gleichartiger Entwicklung darüber hinweg. Der Flachbau der Falten im Vorland des Taunus geht nach Norden in einen ausgesprochenen Schuppenbau mit größerem Tiefgang über, sodaß hier auch noch Oberdevon erhalten ist. In der Hauptsache wird aber das Fundament des Westerwaldes von dem Unterdevon beherrscht, wobei breite und langgestreckte Sattelschuppen des harten Koblenzquarzites abwechseln mit den weichen Schiefen der Koblenzschichten. Der Koblenzquarzit, der an der Unterlahn nur ca. 50 m mächtig ist, schwillt gegen Norden auf 800 m an. (H. Richter.)

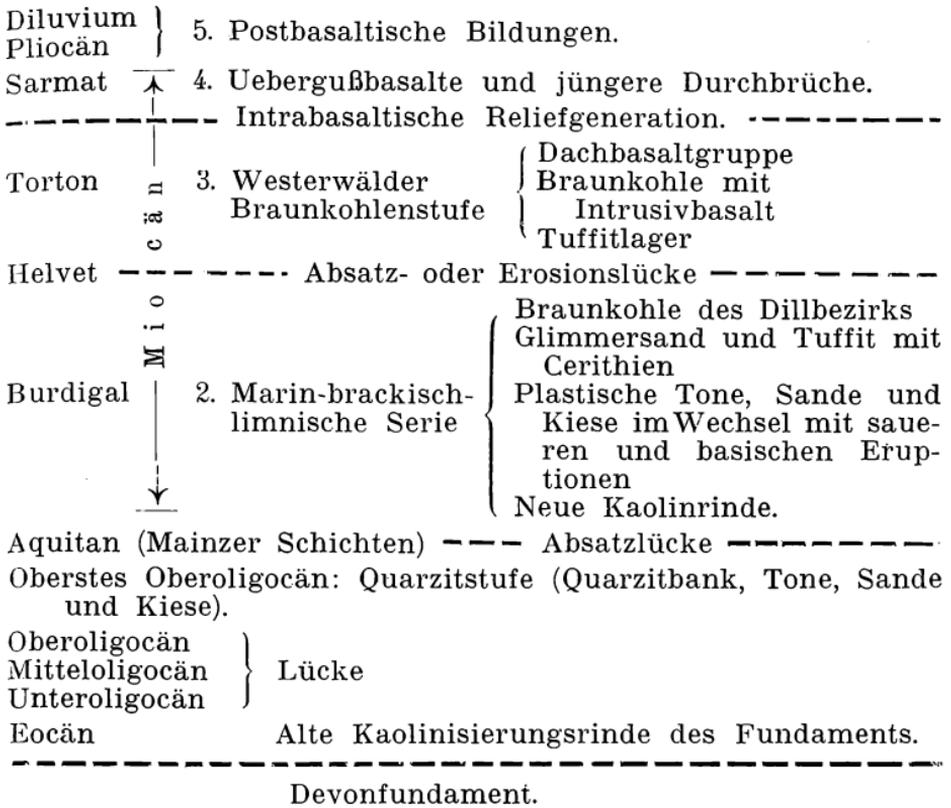
weniger in den Bereich der marinen Transgression geraten. Die Ablagerungen sind aber stets bei der nachfolgenden Expansion des Festlandes grösstenteils wieder der Abtragung zum Opfer gefallen. Die Destruktion hatte das Gebirge schon bald nach seiner Faltung oberflächlich weitgehend eingeebnet und zu einem Faltenrumpf umgestaltet. Fluviale Erosion und flächenhafte Denudation haben diese Arbeit geleistet. Die vor- und nachkulmische Abtragung wurde bereits erwähnt. Eine weitere Verebnung tritt uns in der Auflagerungsfläche des Perms entgegen. Reste dieser Fläche ziehen als schmales Band am Ostrand des Schiefergebirges entlang. Die Fläche selbst verschwindet gegen Osten unter der Permotrias Hessens. Im Westen streicht die Fläche in die Luft, ein Beweis, dass die heute vorliegenden Ebenheiten der Rheinischen Masse jüngeren Datums sind.

Im Folgenden werden wir uns lediglich mit dem tertiären Deckgebirge befassen, welches dem Faltenrumpf in flacher Lagerung, aber vielfach von Verwerfungen und Diskordanzen durchsetzt, aufruht.

### Das Deckgebirge.

Westerwald in geographischem Sinne heisst das Gebiet zwischen Rhein, Sieg nebst Heller, Dill und Lahn abzüglich des durch den Käs- und Pleisbach abgetrennten Siebengebirges. Im Volksmund reicht allerdings der Name Westerwald erfahrungsgemäss nicht sehr weit über den Bereich der Basaltdecken hinaus. Der basaltische Westerwald dehnt sich von Nordosten in einer Länge von rund 40 km nach Südwesten aus. Seine Breite beträgt im Nordosten etwa 25 km, im Südwesten 20 km. Sein Flächeninhalt kann auf rund 900 bis 1000 qkm veranschlagt werden, um nur die Grössenordnung anzudeuten. Das Untersuchungsgebiet, das auch die randlichen Tertiärvorkommen und die Basaltvorposten miteinschliesst, umfasst dagegen etwa 2000 qkm, wobei die weiten Devonflächen im Nordwesten und Südwesten ausser Betracht bleiben.

Das Deckgebirge zeigt einen auf den ersten Blick einfachen, bei näherem Studium aber recht verwickelten Aufbau. Die einzelnen Ablagerungen können in folgende Gruppen zusammengefaßt werden:



### Der Westerwald als Studienobjekt.

Für die moderne Analyse eines Gebietes kommt es besonders darauf an, die Fundamentoberfläche und die verschiedenartigen Ablagerungen des Deckgebirges mit ihren Diskordanzen über weitere Räume studieren zu können, ihre Veränderungen in Fazies und Mächtigkeit möglichst fortlaufend zu ermitteln. Solche Gebiete sind namentlich im Bereich des Tertiärs nicht allzu häufig. In dieser Hinsicht bietet gerade der Westerwald ein hervorragendes Studienobjekt. Er eignet sich trotz seiner ausgedehnten Basaltdecken zur Rekonstruktion der prämiocänen und präbasaltischen Landoberflächen besser als z. B. der Vogelsberg, weil die Grenze zwischen Fundament und Deckgebirge an seinem vielfach gebogenen und ausgelappten Rande und an den Hängen der vorgelagerten Plateaureste der Beobachtung zugänglich ist. Ausserdem dringen fast von allen Seiten die stark eingeschnittenen Devontäler der drei Nisterbäche, des Wied-, Sain-, Elb-, Kalten- und Ulmbaches tief in die Basaltdecken ein, sodaß dieselben z. B. zwischen Westerburg und Rotzenhahn-Erbach in südost-nordwestlicher Richtung bis auf eine Breite von 8 km, zwischen Westerburg und dem Wölfer-

linger Weiher in ost-westlicher Erstreckung bis auf 6 km aufgeschlitzt erscheinen. Glücklicherweise sind in der dazwischenliegenden basaltischen Verbindungsbrücke in dem Tunnel der einst projektierten Ludwigsbahn Köln—Frankfurt nordwestlich Westerbürg untere Koblenzschichten angefahren worden, sodass wir über die hier nur 28 m tief gelegene Devonschwelle, welche den Hohen Westerwald von dem ebenfalls basaltischen Westplateau trennt, gut orientiert sind. (Erl. Bl. Westerbürg S. 5.)

Auch an den Rändern des Hohen Westerwaldes, besonders im Norden lässt sich das Devonfundament zwischen den Basaltdecken viel weiter hineinverfolgen, als es die alte Kartierung erkennen lässt. So zwischen Lautzenbrücken und Hof. Ja selbst an der zweithöchsten Erhebung des Westerwaldes, am Salzburger Kopf (657 m) tritt am Nordfuss der Koblenzquarzit flächenhaft zu Tage.

Ein weiterer Umstand, der die Untersuchung der Deckschichten erleichtert, besteht in der tektonischen Vernetzung von Fundament und Deckgebirge, d. h. in der Zerstückelung in Hoch-, Mittel- und Tiefschollen, welche immer neue Abtragungsschnitte in Erscheinung treten lässt. Das gilt besonders für die Randgebiete.

Aber auch innerhalb der geschlossenen Basaltdecken, wie auf dem Westplateau zwischen Westerbürg und Montabaur (14 km) und dem Hohen Westerwald zwischen Westerbürg und Breitscheid im Nordosten (20 km), fehlt es infolge der bergbaulichen Aufschlüsse und Tiefbohrungen nicht an Anhaltspunkten über die Tiefenlage des Devonfundamentes und die Zusammensetzung des Deckgebirges. So wurde das Devonfundament von folgenden Bohrungen erreicht:

Bohrung	Ansatzhöhe	Teufe	Devon erreicht bei:
Waldaubach . . . . .	580	204	356,10
Wilhelmszeche I . . . . . (Bach Ost)	—	168,50	
Wilhelmszeche II . . . . .	—	(87—100,70)	(Weisser Plastischer Ton)
		128	380
„ III . . . . .	545	170	375
„ (Devonhorst)	—	—	467
Hof I . . . . .	540	80	460 Devonschiefer
„ II (Backofen) . . . . .	567	104	477,20 Schiefer u. Grauwacke

Im Uebrigen hat die Industrie zur Gewinnung von Braunkohle, von feuerfesten Rohprodukten wie Kaolinton, Kaolinsand, Tertiärquarzit und von Basalt in den letzten

Jahrzehnten derartig günstige Aufschlüsse geschaffen, dass der Westerwald nicht länger die stiefmütterliche Behandlung verdient, die ihm bisher von Seiten der Geologen zuteil geworden ist. Zur Lösung der Probleme der Tertiärstratigraphie, der tektonischen Bewegungen, mögen sie sich in Generalundationen, in säcularen Wölbungen und Senkungen oder in episodischer Sprungbildung äussern, zur Behandlung der Fragen des Vulkanismus und nicht zuletzt der Morphologie bietet der Westerwald ein ungewöhnlich günstiges Untersuchungsfeld.

### **Gesichtspunkte zur Gliederung des Westerwälder Tertiärs.**

Die Behandlung der angedeuteten Probleme setzt die Ermittlung der Krustenbewegungen voraus, welche der Westerwald in den verschiedenen Zeiten durchgemacht hat. Als Erkennungsmittel für diese Bewegungen dienen zwei Kriterien: Einmal die Lage einer Ablagerung zu dem jeweiligen Normalnull, zweitens die Abweichung von der Horizontalfläche. Ueber die Lage eines Sediments zu dem Meeresspiegel der betreffenden Zeit sind wir dann orientiert, wenn wir marine Seichtwasserablagerungen vor uns haben. Das ist nach meinen neusten Studien tatsächlich der Fall. Bei den marinen Bildungen im Bereich des Dilltales (Braunkohle von Breitscheid usw.) handelt es sich um eine Bucht des Burdigalmeeres, welches sich vom Alpenvorland durch die Oberrheinische Tiefebene und die breite Hessische Senke erstreckte und jedenfalls mit dem Nordmeere über Hannover in Verbindung stand. Ein eigentlicher Salzwasserzustrom ist in unserm Gebiet allerdings nur während einer kurzen Zeit an den Cerithien erkennbar. Sehr bald haben einmündende Flüsse das Wasser brackig gemacht oder ganz ausgesüsst. Jedenfalls wissen wir nun, daß die Plastischen Tone des Westerwaldes im oder nicht hoch über dem Meeresspiegel zum Absatz gekommen sind. Darauf deutet auch die brackische Fazies im Neuwieder Becken (Kettig) und im Maifeld hin, welche mit der Ausscheidung von Mergel und Hydrobienkalkknollen und Bänkchen innerhalb grünlicher Tone an das Burdigal der Untermainebene erinnert. Für die Annahme einer besonders starken Abweichung des Burdigalen Meeresspiegels von dem heutigen Normalnull liegen aber keinerlei Anhaltspunkte vor. Im Uebrigen fehlen dem Westerwald marine Sedimente gänzlich. Ob im älteren Tertiär z. B. im Mitteloligocän das Meer auch einmal den Westerwald überflutet hat, ist nicht festzustellen, aber kaum anzunehmen. Dagegen möchte ich es für die östlichen Randgebiete für wahrscheinlich halten; denn an den

wenigen Stellen, an denen in der Wetterau oder in der Hessischen Senke Septarientone und Cyrenenmergel bekannt geworden sind, handelt es sich um sehr mächtige Ablagerungen, die kein benachbartes Ufer erkennen lassen, sodaß wir mit Sicherheit eine Ueberflutung der heutigen Randgebiete des Schiefergebirges annehmen müssen.

Als Ersatz für die Fläche des Meeresspiegels können die ausgedehnten Sumpfbildungen benutzt werden, welche die burdigalen und tortonischen Braunkohlenbildungen veranlassen haben. Abgesehen davon, daß die Braunkohlensümpfe sicher nicht hoch über den jeweiligen Meeresspiegeln gelegen haben, können wir die Braunkohlenflöze als ursprünglich nahezu horizontal angelegt betrachten. Dagegen eignen sich die Plastischen Tone, die Kiese, Sande und Tuffe im einzelnen nicht so gut zum geologischen Nivellement, weil hier die Möglichkeit eines ungleichen Absatzes vorliegt. Und dennoch haben wir in dem ältesten Deckgebirge einen Horizont, der die verlangten Bedingungen in idealer Weise erfüllt. Es ist die Quarzitbank, welche das Dach der oberst-oligocänen Quarzitstufe bildet. Feine Sande, Kaolintone, untergeordnet auch Kiese haben sich in weiten Flussniederungen flächenhaft abgelagert und sind dicht unter der Landoberfläche zu einer harten Quarzitbank verfestigt worden. Alle Anzeichen sprechen dafür, daß das Gefälle dieser Landoberfläche ein sehr geringes gewesen ist. So erfolgte die Einkieselung in der Hessischen Senke auf viele Kilometer in einem geringmächtigen Wolkenbruchschotter, der einem einmaligen, einem typischen Katastrophensediment entspricht. Wir dürfen daher die Quarzitbank praktisch als eine horizontale Ebene ansprechen, sozusagen als ein relatives fossiles Normalnull, das uns zur Ermittlung aller vor- und nachquarzitischen Krustenbewegungen unschätzbare Dienste leistet.

Was die Bestimmung der Meereshöhe anbetrifft, in welcher die einzelnen Ablagerungen jeweils zum Absatz gelangten, so können wir diese mit Sicherheit nur bei den marinen Ablagerungen erkennen. Bei den tortonischen Braunkohlensümpfen ergibt sich aus dem paläogeographischen Rahmen, daß diese Niederungen nicht weiter als 150 km von dem obermiocänen Meer in Holland entfernt und keineswegs durch nennenswerte Erhebungen von der Niederrheinischen Bucht getrennt waren. Ich möchte sie vergleichen mit den Sumpfwäldern der Küstenebene Louisianas und ihnen keineswegs eine höhere Lage als 50 m ü. NN zuweisen. Anders steht es mit der Bildungshöhe der Quarzitstufe. Diese Ablagerungen kön-

nen nur in einem semiariden Wechselklima entstanden sein. Das paläogeographische Bild zeigt, daß zu jener Zeit das Meer weit nach Norden und Süden zurückgewichen war. Diese und andere Ueberlegungen verweisen diese Ablagerungen in etwas grössere Meeresferne und damit in eine entsprechend grössere Meereshöhe. Wir können daher die Quarzitbank nur als eine relative Höhenmarke verwerten, was aber ihren Wert für die Tektonik in keiner Weise beeinträchtigt.

Damit ist die Reihe der sedimentären „Horizontalflächen“ erschöpft, denn die Basaltergüsse können im Allgemeinen nicht zur Horizontalbestimmung benutzt werden. Schon die Höhenlage der Eruptionspunkte war verschieden und die ausgeflossenen Laven folgten dem Gefälle, ganz abgesehen von den nachträglich in das Deckgebirge eingedrungenen Magma-massen. Die ausgeworfenen Aschen sind aber nur dort horizontal geschichtet, wo sie ins Wasser niederfielen und die sogenannten Tuffite oder Sedimenttuffe bildeten. Innerhalb dieser Tuffite sind aber nur die Braunkohlenflöze als Leithorizont leicht erkennbar. Im Uebrigen haben Tufferuptionen und Lava-ergüsse zu verschiedenen Zeiten die Unebenheiten ihrer Landoberfläche ausgefüllt.

Sind die bisherigen Begrenzungsebenen auf flächenhafte Aufschüttung im Wasser, in der Luft oder auf die Zufüllung von Unebenheiten durch die Ausbreitung schmelzflüssiger Lavaströme zurückzuführen, so kommen im Gegensatz dazu für das geologische Nivellieren ebene Flächen in Frage, welche ihre Entstehung der Abtragung verdanken. Im Endstadium derselben erreichte die erodierte und denudierte Landoberfläche einen Zustand, bei welchem alle grösseren Erhebungen nahezu eingeebnet waren. Solche mehr oder weniger ausgereiften Ver-ebnungsflächen sind uns aus den verschiedenen Zeiten überliefert, und sie lassen sich streckenweise relativ gut als ehemalige Horizontalflächen verwerten. In erster Linie kommt da die Oberfläche des Devonfundaments in Frage. Es wäre aber grundfalsch, diese fast garnicht oder wenig kuppigte Ebenheit als eine zeitlich einheitliche Landoberfläche aufzufassen. Denn ihre unmittelbare Ueberlagerung durch ganz verschiedenalttrige Bildungen beweist uns, dass das Fundament zu den verschiedenen Zeiten in gleichen oder verschiedenen Gebieten über die Erosionsbasis herausgehoben und abgetragen worden ist. Mit andern Worten: Wir haben Beweise dafür, daß die einzelnen Sedimentdecken sich mit einigen Ausnahmen einst gleichmässig über den ganzen Westerwald erstreckt haben und erst nachträglich und zwar meist sofort nach der Eindeckung flecken-

weise wieder abgetragen worden sind, bevor die neue Ablagerung eingesetzt hat. Bei der jeweiligen Abtragung fielen natürlich auch die gehobenen Teile des Fundaments zum Opfer, sodaß das neue Sediment sich hier auf eine frische Abtragungsfläche auflagerte. Bei Graben- und Horstbildungen trat ausserdem eine Vernetzung des Fundaments mit dem Deckgebirge ein. Daraus geht hervor, dass die einzelnen Teile der Devonoberfläche ein ganz verschiedenes Alter besitzen und daß man die Fläche unter keinen Umständen als eine zeitliche Einheit behandeln darf, wenn man nicht zu ganz imaginären unbrauchbaren Resultaten gelangen will. Aus diesem Grunde bzw. wegen der grossen Verschiedenartigkeit der basaltischen Bildungen und der eingeschalteten Reliefgenerationen halte ich die Benutzung der Streichkurven des Fundaments und der Höhenkurven der heutigen „präbasaltischen“ Oberfläche zur Ermittlung der vor- und nachbasaltischen Krustenbewegungen für verfehlt. Bei der Benutzung der Devonoberfläche zum geologischen Nivellieren ist also Vorsicht geboten.

### **Relative Alters- und absolute Zeitbestimmung.**

Ein weiteres Erfordernis für ein genaues Erfassen der Krustenbewegungen bildet die Alters- und Zeitbestimmung der vorhandenen Ablagerungen und der zwischen diese fallenden Zeitlücken. Man unterscheidet zwei Arten des Bildungsalters, eine rein relative, welche sich darauf beschränkt, das gegenseitige Altersverhältnis der Ablagerungen nach dem Liegenden und Hangenden festzustellen und ein im geologischen Sinne absolutes Alter, welches die Einordnung der Bildungszeit in das allgemein gültige Schema der geologischen Zeitstufen ermöglicht. Früher stützte sich die Zeitbestimmung eines Sedimentes vorwiegend auf paläontologische Funde, auf Leitfossilien. Man kommt aber neuerdings immer mehr zu der Erkenntnis, daß die Floren und Faunen in zeitlich benachbarten Ablagerungen des Tertiärs zumal der Süßwasserablagerungen zu geringe Unterschiede aufweisen, um die gegenseitige Abtrennung der Ablagerungen damit zuverlässig vornehmen zu können. Besonders die Flora der mittleren Tertiärzeit hat sich zur Altersbestimmung als gänzlich untauglich erwiesen. Nichts beleuchtet die Situation besser, als die vollkommenen Uebereinstimmungen der Braunkohlenflora Wilhelmsfund bei Westerbürg mit der von Rott am Siebengebirge, deren Altersverschiedenheit mir neuerdings auf anderem Wege nachzuweisen gelang. Nicht viel besser steht es mit der Landschnecken-

fauna. Hier wurden die abweichenden Formen verschiedener Standorte und Lebensbedingungen bisher vielfach mit zeitlichen Entwicklungsstadien verwechselt. Die beste Verwendbarkeit zur zeitlichen Gliederung bieten noch die Säuger, obwohl auch hier sich die Beispiele einer größeren vertikalen Verbreitung zu mehren scheinen<sup>1)</sup>. Unter diesen Umständen dürfen wir für eine feinere Gliederung des Tertiärs dem paläontologischen Beweismaterial nur einen bedingten Wert beimessen und müssen uns nach andern Methoden der Gliederung umsehen. In erster Linie kommt hier die Ermittlung der Lagerungsverhältnisse in Betracht. Aber auch dieser Weg bietet im Westerwald dadurch manche Schwierigkeit, dass wir niemals eine vollständige Ablagerungsfolge vorfinden. Wie der Vergleich mit den Nachbargebieten z. B. mit dem Mainzer Becken zeigt, fehlt eine ganze Reihe der dort entwickelten Schichtglieder zwischen den vorhandenen Ablagerungen. Ob diese Bildungen nie zur Ablagerung gekommen sind (Absatzlücke) oder alsbald nach ihrem Absatz wieder zerstört wurden (Erosionslücke), läßt sich, wenn überhaupt, nur in einem grösseren paläogeographischen Rahmen durch Vergleiche mit den Nachbargebieten feststellen. Bisher glaubte man häufig, dass sich die Schichten bei verschiedener Ausbildungsweise (Fazies) zeitlich vertreten könnten, es hat sich aber herausgestellt, dass der Faziesbegriff masslos überspannt wurde und daß man oft ganz heterogene Bildungen miteinander in Verbindung gebracht hat.

Abgesehen von der Quarzitbank, mit welcher die Sedimentation der Quarzitstufe ihr Ende fand oder von den Braunkohlenflözen, welche ebenfalls einem einheitlichen Bildungsstadium entsprachen, fehlen uns die Kriterien, das natürliche Dach einer Ablagerung zu erkennen. Jeder Aufschluss, der die Grenze zweier Schichtglieder der Beobachtung zugänglich macht, zeigt, dass diese Grenze einer Erosionsdiskordanz entspricht, dass kleinere oder grössere Beträge der liegenden Schichtenfolge der Abtragung zum Opfer gefallen sind, bevor die hangende Ablagerung sich über ihr ausgebreitet hat. Zuweilen finden wir nur noch kümmerliche Reste der ehemals vorhandenen Bildung, z. B. in Form von Quarzitfindlingen („Reliktblöcke“) unter einer jüngeren Ablagerungsreihe erhalten. In anderen Fällen ist nicht nur die betreffende Schicht

---

1) Zuweilen ist die scheinbare vertikale Verbreitung allerdings auf eine irrthümliche Altersdeutung der Schichten oder auf Umlagerung der Fossilien zurückzuführen.

restlos entfernt, sondern auch das Liegende abgetragen worden. Unter diesen Umständen muss auch jegliches Rechnen mit den natürlichen Mächtigkeiten in Fortfall kommen, und man kann nur mit relativen Maximalwerten arbeiten. Nach allen Erfahrungen gilt auch für den Westerwald der Satz, den ich erstmalig für das Bruchfeld der Hessischen Senke aufgestellt habe: „Es kann jede selbständige Ablagerung jeder beliebigen älteren oder unmittelbar dem Fundament aufliegen.“ Auf den ersten Blick könnte es den Anschein erwecken, als ob die einzelnen Sedimente das Liegende gar nicht vollständig überdeckt hätten, sondern dass die Ablagerungen nur in den Niederungen der Landschaft zum Absatz gekommen wären. Dieser Fall kann in der Tat bei der Verbreitung der Quarzitschichten sowie des Tuffitlagers mit seinen Braunkohlenflözen eine wenn auch untergeordnete Rolle spielen. In den meisten Fällen fordert aber Verbreitung, Ausbildungsweise und Mächtigkeit der Sedimente eine allgemeine Eindeckung des ganzen Gebiets. Hier kann das sporadische Fehlen und Auftreten, wie wir noch sehen werden, nur darauf zurückgeführt werden, daß nach Absatz einer jeden Schicht eine ungleichmäßige Krustenbewegung Teile der Ablagerung über das derzeitige Ablagerungsniveau emporgehoben, andere Teile wieder unter dieses Niveau gebracht hat. Es kann sich dabei sowohl um faltenartige Verbiegung oder Wölbung wie um Hebung und Versenkung einzelner scharf durch Verwerfungen begrenzter Schollen handeln.

### Die natürliche Gliederung der Ablagerungen.

Bei dem Vergleich unserer Westerwälder Schichtglieder mit denen der Nachbargebiete spielt naturgemäß die Ausbildungsweise der Ablagerungen eine hervorragende Rolle. Sie wird beeinflusst durch die Ausgangsmaterialien, aus denen sich die Sedimente zusammensetzen. Dabei tritt eine durch die allgemeinen paläogeographischen Verhältnisse besonders durch die Topographie und klimatische Faktoren bedingte Assimilation ein, welche bewirkt, dass selbst recht verschiedene Ausgangsmaterialien eine über weite Räume gleichbleibende Modetracht annehmen. Das gilt nicht nur für den Niederschlag aus Lösungen für die chemischen Sedimente, sondern auch für die unlöslichen Rückstände, die mechanischen Absätze, deren Korngröße beispielsweise der Transportkraft der Gewässer entspricht. Die Aehnlichkeit der Ab-

lagerungen wird noch verstärkt durch das gemeinsame Schicksal der Bildungen nach ihrer Ablagerung. Eine ähnliche Assimilation anderer Entstehung bringt die Verwitterung zustande. Wir können Zeiten der Kaolinverwitterung von Zeiten eisenbindender Hydratverwitterung unterscheiden. Dabei erleiden die verschiedensten Ausgangsmaterialien eine allgemeine Vereinheitlichung zu Kaolin bzw. Laterit. Auch in der Quarzitbildung äussert sich die Einheitlichkeit des klimatischen Zustandes in der Einkieselung von Sanden ganz verschiedener Herkunft und Korngrösse. Da sich die Vorgänge in den verschiedenen Zeiten mehrfach in gesetzmässiger Weise wiederholt haben, ist es häufig zu Fazieskonvergenzen gekommen, welche leicht zu einer Verbindung verschiedenzeitlicher Ablagerungen führen können und geführt haben. So gibt es z. B. mehrere Kaolinverwitterungsrinden, mehrere Quarzitbildungen usw., deren Entstehung zeitlich weit auseinanderliegt. Sie ähneln sich in der Fazies so sehr, dass eine Unterscheidung allein nach der Ausbildungsweise oft unmöglich ist. Deshalb erlangt das Studium der Faziesfolge eine wachsende Bedeutung. Dieser neue Wissenschaftszweig, der erst im Entstehen begriffen ist, hat zum Ziel die Ermittlung der vertikalen Faziesfolge und der horizontalen Fazieszonen nebst deren Uebergängen, ihre Entstehung im Rahmen der paläogeographischen Verhältnisse sowie ihre biologischen und ökologischen Bedingungen für Pflanze und Tier.

Die vertikale Sedimentfolge ist keine gesetzeslose. Im Hessischen Tertiär können wir immer wieder folgende Reihe feststellen:

Abtragungsphase

Sedimentationsphase	{	<p style="text-align: center;">—                    —</p> Fluviatile Ablagerungen Terrestrische Ablagerungen Verwitterungskruste Limnische Süßwasserablagerungen Brackwasserablagerungen Marine Sedimente
---------------------	---	--

Abtragungsphase

—                    —  
Fluviatile Ablagerungen usw.

Aus dieser Sedimentationsreihe baut sich die ganze Tertiärformation auf. Teils ist der Zyklus vollständig, teils unvollständig; nie kehrt sich die Reihenfolge um. In Bewegung übersetzt ergibt sich nach einer episodischen Absenkung eine allgemeine Aufwärtsbewegung vom Marinen zum Terrestren, vom Feuchten zum Trockenem. Dieser Hebungsbewegung sind einzelne Senkungsvorgänge zwischengeschaltet, welche durch Auffüllung kompensiert werden. Die Reihe bleibt selbst dort gewahrt, wo

anstelle eines allmählichen Ueberganges eine scharfe, auf episodischer Heraushebung beruhende Erosionsdiskordanz jedes einzelne Schichtglied begrenzt. Die Sedimentationsreihe entspricht kinetisch genau dem Bewegungstyp, den ich vor 12 Jahren als „Emersionszyklus“ des marinen Meso- und Paläozoikums beschrieben habe. Auf diese grundlegenden Fragen soll in meiner angekündigten Studie näher eingegangen werden. Für unsere Zwecke genügt der Hinweis, dass der unsymmetrische Zyklus durch eine rasche Absenkung eingeleitet wird, auf welche eine diskontinuierliche d. h. von sekundären Senkungsphasen unterbrochene Heraushebung folgt. Allerdings ist die kinetische Analyse der Westerwälder Ablagerungen wegen der rudimentären Entwicklung nur im Zusammenhang mit den lückenlosen Sedimentationsreihen der Nachbargebiete möglich. Im Westerwald liegen nur einzelne Torsi von Zyklen vor.

Was wir in der oben erwähnten Sedimentationsreihe übereinander vor uns haben, ist durch den schrittweisen Rückzug des Meeres zustande gekommen. Anstelle der flachen See tritt der brackische Küstensumpf. Ihm folgt eine Zone der Süßwasser- teiche, in denen der Faulschlamm die Bildung von Disodyl vorbereitete. Schliesslich finden wir an derselben Stelle fluviatile Sande und Kiese vor, in denen nur noch vorübergehende Tümpel organisches Leben erlauben. Stellenweise kommt es hier mit Hilfe humoser Lösungen bereits zu schwachen Verkieselungen. Endlich muss auch dieses Stadium einem semiariden Wechselklima weichen, in welchem Verkieselungsprozesse eigenartige Verhältnisse andeuten, wie wir sie heute aus Trockengebieten kennen. Das Studium der Sedimentationsreihe ist also geeignet, uns über die Anordnung der Fazieszonen im paläogeographischen Landschaftsbild Aufschluss zu geben. Die Erkenntnis von dem zonaren Auftreten verhindert in Zukunft die falsche Verbindung zweier weit auseinanderliegenden Fazieszonen, die bisher fast allgemein üblich war. Erinnerung sei hier beispielsweise an die faziell unmögliche Verbindung der meeresfernen Quarzitschichten („Vallendarschichten“) mit dem unmittelbar benachbarten oberoligocänen Meeressand der Kaseler Senke oder der Niederrheinischen Bucht. Der auf tektonischen Bewegungen beruhende Sedimentationsrhythmus bildet also in erster Linie die Grundlage einer natürlichen Gliederung der Sedimente.

Auch der Vulkanismus gibt uns wichtige Anhaltspunkte für die Gliederung an die Hand. Zunächst liefert uns der Beginn und das Ende der vulkanischen Eruptionen ein

gutes Kriterium. Nach allen Erfahrungen gibt es bisher in ganz West- und Süddeutschland keine vorburdigale Eruption. Die Beweise für die gegenteiligen Angaben ruhen sämtlich auf schwachen Füßen. Im Westerwald wie auch im Siebengebirge, im Vogelsberg, in Niederhessen und in der Rhön beginnt die vulkanische Tätigkeit mit basaltischen Tufferuptionen. Nur von lokaler Bedeutung sind sie sporadisch über das ganze Gebiet verteilt und im allgemeinen recht schwach. Ob damals auch Basaltergüsse erfolgten, ist wahrscheinlich, bis jetzt jedoch für den Westerwald nicht untersucht und erwiesen, da die Basalte der Gegend von Breitscheid als intrusive Lagergänge jüngeren Alters angesprochen werden können. Basaltbrocken finden sich aber reichlich bereits in den etwas jüngeren burdigalen saueren Tuffmassen. Die burdigalen Basalte bezeichne ich als „Frühbasalte“. Die ersten Eruptionen erscheinen uns im Hinblick auf die späteren Masseneruptionen nur als schüchterne Anfangsversuche, während ihre Verbreiterung allenthalben bereits den ganzen späteren Schauplatz der vulkanischen Tätigkeit umfasst, sodass von einem Wandern des Vulkanismus nicht wohl die Rede sein kann. Nach der Tufferuption des Frühbasalts setzte sowohl im Siebengebirge wie im westlichen Westerwald bei fortschreitender Sedimentation die Förderung des Trachyttuffes ein. Reste dieser Trachyttuffdecke sind uns z. B. südwestlich Westerbürg bei Gershasen, Sainscheid und Schönberg erhalten. Es folgten dann bei dauernder Sedimentation burdigaler Tone und Sande die Einzelausbrüche von Phonolith und Trachyandesit. Erst später ereigneten sich in zwei durch eine grosse Störungs- und Erosionsphase getrennten Etappen die Ausbrüche der Basaltgruppen. Die letzten nachweisbaren Eruptionen in unserem Gebiet stellen die meist limburgitischen Einzelausbrüche dar, welche die Decke der Uebergussbasalte durchschlagen haben. Sie fallen in die jüngste sarmatische Zeit und haben weder die altpliocäne Verwitterungskruste noch die oberpliocänen Sande und Tone betroffen. Eine besonders scharfe Zeitmarke jüngsten Datums, d. h. für den Schluß der jungdiluvialen Niederterrassenzeit, bildet der vom Laacher See ausgeworfene Bimssteinsand. Der Aschenregen, der unter dem Einfluss westlicher Winde über den Westerwald niederging und unter Abnahme der Korngrösse seine Spuren bis über Giessen hinaus zurückgelassen hat, fixierte in wenigen Stunden oder Tagen durch die Eindeckung der Landschaft mit Bimssteinlapilli das Stadium der prähistorischen Oberflächengestaltung. Er spielt sozusagen dieselbe Rolle wie die Sonnenfinsternis bei der Feststellung althistorischer Daten.

Für die Gliederung der vulkanischen Bildungen ist in erster Linie die Eruptionsfolge der Tuffe und Lavemassgebend. Wir haben folgende Reihe festgestellt:

Sarmat	{	Jüngste Durchbrüche (Limburgit)
	{	Uebergußbasalte: { Trapp
		{ Basalt (Sonnenbrennerdecke)
		{ = Hornblendebasalte
Torton	{	Dach- u. Intrusiv-Plagioklasbasalte (Sohlbasalt usw.)
	{	Tuffitlager mit seltenem „Altbasalt“
Helvet . . . . .		fehlt; Eruptionen nicht nachweisbar, wahrscheinlich vulkanische Ruhe.
Burdigal	{	Trachydolerit,
	{	Trachyandesit
	{	Phonolith
	{	Trachyt
	{	Trachyttuff
	{	Frühbasalt und Tuffite.

Eine gewisse Gesetzmässigkeit in der Reihenfolge ist nicht zu verkennen. Die vulkanischen Zyklen beginnen stets mit Tuff- und Gaseruptionen (Frühbasalttuff, Trachyttuff, Tuffit), auf welche dann Lavaergüsse folgen können, denen dann wenig oder gar kein Tuff mehr zwischengeschaltet ist. Abgesehen von dem Frühbasalt schreitet die Reihe vom saueren zum basischen Magma fort: Trachyt, Phonolith, Trachyandesit, Trachydolerit. Das Obertorton hat vorwiegend saure bis mittelsaure Plagioklasbasaltergüsse geliefert, während der sarmatische Uebergussbasalt stark basischer Natur ist, stellenweise aber noch Reste einer jüngeren Trappdecke erkennen lässt.

Für die Gliederung der Eruptivdecken kommt ausser ihrem Verhältnis zu dem burdigalen Sedimentmedium bzw. zu dem schon an seiner Mächtigkeit und an der Braunkohlenführung leicht kenntlichen tortonischen Tuffitlager noch eine Methode in Betracht, welche ich mit grossem Erfolg bei der Gliederung der Hessischen und Vogelsbergischen Basalte zur Anwendung brachte. Das sind die Reliefgenerationen. Sowohl das Devonfundament unter den Quarzitschichten wie unter den burdigalen Tonen, Sanden und Kiesen wie die übrigen Auflagerungsflächen der weichen Tertiärschichten zeigen stets eine ausserordentliche Ebenheit. In scharfem Kontrast dazu stehen aber Reliefs, welche in zwei verschiedenartigen Generationen sich durch den ganzen Westerwald verfolgen lassen und in derselben Weise auch im Vogelsberg entwickelt sind. Das ältere Relief befindet sich an der Grenze von Burdigal und Torton. Es ist dort leicht kenntlich, wo die Vulkanstiele der saueren Eruptionen hoch über die tief abgetragene Umhüllung der weichen burdigalen Tuff-, Ton- und Sandmassen hinausragen.

Die Ursache der Relieferhaltung unter der tortonischen Decke ist darin zu erblicken, dass die postburdigale Abtragung wegen der zu großen Härte der Phonolith-, Trachyt- und Trachydoleritstiele in der ihr zwischen Hebungs- und Senkungsphase zur Verfügung stehenden Zeit nicht imstande war, die aus der weichen Umhüllung herauspräparierte Kuppenlandschaft einzuebnen. Die Arbeit der Erosion und Denudation wurde sozusagen von der neuen Sedimentation des Torton überrascht. Diese Umstände führten zu interessanten Lagerungsverhältnissen, die hier aus didaktischen Gründen in vereinfachter Form zur Darstellung gebracht werden sollen<sup>1)</sup>. Die Postburdigale Kuppenlandschaft wurde mit Beginn des Torton durch den Aschenregen eingedeckt. Ausserdem ergossen sich die Basaltströme in die sinkende Landschaft und füllten sie vollständig auf. Nur die höchsten Gipfel der Phonolithkuppen ragten noch etwas über die vulkanischen Decken empor. Andere Kuppen wurden im Laufe der jüngeren Abtragung wieder blossgelegt. Bisher hat man diese aus der Basaltmasse aufragenden Stiele der Phonolithe, Trachyte usw. als jüngere Durchbrüche angesehen, welche die Basaltdecken durchschlagen hätten. Die Entdeckung der wahren Verhältnisse, die mir bereits vor mehreren Jahren gelang, hat mich neuerdings dazu geführt, auch in andern Vulkangebieten nach eingedeckten Reliefs Umschau zu halten und es hat sich einwandfrei herausgestellt, dass auch die Hegauvulkane (Hohentwiel usw.) ebenfalls eine durch basaltische Tuffmassen eingedeckte postphonolithische Kuppenlandschaft darstellen, die in jüngerer Zeit abermals exhumierte wurde. Von Decke und Reck waren die Phonolithberge als nachträgliche Durchbrüche durch die Tuffdecke im Sinne der Montagne Pelée aufgefasst worden. Auf die Beweise für die nachträgliche Anlagerung ist in meiner angekündigten Arbeit näher eingegangen worden.

Eine zweite Reliefgeneration ist für die Gliederung noch wichtiger, weil sie die Trennung der eintönigen Basaltmassen des Westerwaldes in zwei scharf geschiedene verschiedenaltige Gruppen gestattet. Dieselbe Reliefgeneration, die auch im Vogelsberg wiederkehrt, ist für die geologische Entwicklungsgeschichte der Basaltgebiete, für die Lösung praktischer Fragen und wissenschaftlicher Probleme des Vulkanismus von höchster Bedeutung. Nach den tortonischen Eruptionen, welche die Massen des Dach- und Intrusivbasaltes geliefert haben, setzte die intrabasaltische Störungsphase ein.

---

1) In Wirklichkeit hat sich der Vorgang wohl mehrfach wiederholt.

Dabei wurde der Innere Westerwald relativ versenkt, die Umrandungen herausgehoben. So stieg das ganze Westplateau (Dreifelden — Wölferlingen — Arnshöfen) am Cadener Westsprung um 150—200 m in die Höhe. Zugleich setzte die Abtragung ein und zerstörte die gehobenen Schollen so gründlich, dass das nackte Devonfundament frei zu Tage lag. Dabei entstand zunächst eine Verebnungsfläche, in welche bei er-

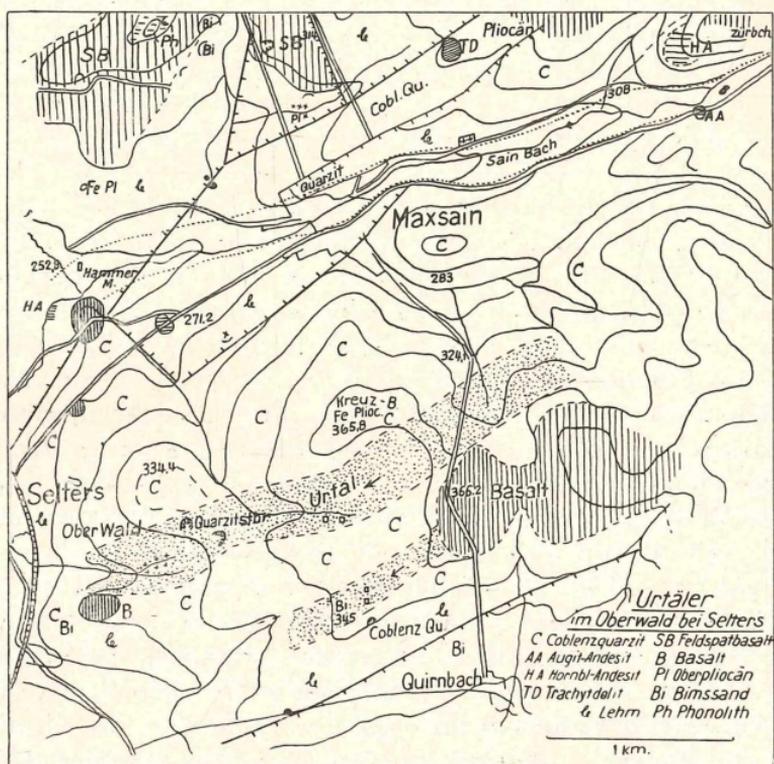


Fig. 2.

neuter Hebung lange Täler eingetieft wurden, deren Verlauf durch die tektonische Struktur vorgezeichnet war. (Primärrelief). Noch während die Erosion im Gange war, setzten allenthalben erneute Eruptionen ein. Sie lieferten diesmal vorwiegend basische Magmen, die wegen ihrer Neigung zum Sonnenbrand oder ihrer blasigen Ausbildung von der Basaltindustrie gemieden werden. Hierher gehört die Renneroder Sonnenbrennerdecke, welche sich fast über den ganzen Hohen Westerwald ausbreitete. Sie läßt sich im Süden bis in das Elbbachtal verfolgen, wo sie an den Talgehängen hinunterlief. Wir haben in dieser Erscheinung ein treffliches Kriterium für das sarmatische Alter dieser Urtäler. Derselbe Vorgang wiederholte

sich auf dem Westplateau, das in mehreren parallelen Tälern gegen Westen entwässert wurde. Eines dieser Täler verläuft entlang der Saintalspalte von Wölferlingen über Freilingen, Zürbach, Maxsain, Selters, Breitenau. An seinen Hängen lief bei Freilingen der Uebergussbasalt zu Tal. Weiter talabwärts ist das Ursain-Tal gerade wie das Urelb-Tal im Diluvium stark übertieft worden. Zwei Paralleltäler sind uns noch auf dem Hochplateau des Oberwaldes als Hochtaltorsi erhalten. Sie streichen am Gehänge gegen Selters zu in die Luft. Diese Täler sind durch ihre Füllmasse, durch Schlammströme charakterisiert, in denen Quarzitschollen schwimmen (Fig. 2).

Leider lassen die Aufschlüsse eine einwandfreie Altersbestimmung noch nicht zu. Das Hineinlaufen der am Rande befindlichen Uebergussbasaltdecke ist nicht mit Sicherheit nachzuweisen. Allerdings fehlen Basaltgerölle in der Solifluktionsmasse gänzlich.

---

## II. Teil.

### Die geologische Entwicklung des Westerwaldes.

#### Die Verwitterungsrinden.

Als Tertiärbildung ältester Zeit müssen wir die Produkte einer tiefgründigen Verwitterung betrachten, welche das Devonfundament erfasst hat. Es handelt sich um die Kaolinverwitterung, die stellenweise in 100 bis 150 m Tiefe hinabsetzen kann und Schiefer, Quarzit und Grauwacke des Fundaments unter Fortführung der Alkalien und der färbenden Bestandteile (Eisen, Mangan, Bitumen) mit Hilfe humoser Lösungen gebleicht und vertont bzw. kaolinisiert hat. In der Gegend von Bonn und am Niederrhein wird dieser Verwitterungsprozess wohl mit Recht ins Eocän gestellt, da seine z. T. braunkohleführenden Umlagerungsprodukte von oberoligocänem Meeresand überdeckt werden. Wir dürfen aber diese Altersbestimmung nicht ohne Weiteres auf den Westerwald übertragen oder verallgemeinern. Zwar spricht die Auflagerung der oberstoligocänen Quarzitschichten teils auf frisches, teils auf zersetztes Fundament, sowie die Zusammensetzung der Quarzitschichten aus solch umgelagerten Verwitterungsprodukten dafür, dass uns auch hier eine vorquarzitische Verwitterungsrinde stellenweise in Grabenbrüchen erhalten ist. Andererseits fällt es auf,

dass auch nach der Zerstörung der Quarzitschichten die Burdigaltone allenthalben und ohne Trennungsfläche in eine tiefgründige Verwitterungsrinde übergehen (z. B. Siershahn). Wir müssen also eine zweite jüngere Kaolinverwitterung annehmen, die zeitlich mit der aquitanen Absatzlücke zusammenfällt und in die Burdigalzeit überleitet. Auch die Karstlandschaft des Lahngiets mit ihren Eisenmanganerzen ist von Burdigalschichten eingedeckt. Ihre Einsackung beweist, dass die Verkarstung sich noch in nachburdigaler Zeit weiterentwickelt hat. Ähnliches gilt von den Lahnphosphaten. Andererseits zeigen die Basalte des Westerwaldes keine Kaolinverwitterung, sodass wir in der Regel mit einem postquarzitisch-präburdigalen Alter der Kaolinverwitterung rechnen müssen. Von der prämittelplocänen Kaolinisierung, wie sie uns im Oberrheingebiet entgegentritt, fehlt im Westerwald jede Spur. Bei dieser Gelegenheit sei auf die den verschiedenen Verwitterungsrinden entstammenden Kaoline, Tone und Sande der Hessischen Senke hingewiesen, welche die Sedimente der jeweils folgenden Ablagerungszeit zusammensetzen:

Mittelplocäne Tone und Klebsande mit Quarzit.

Altplocäne Verwitterungsrinde.

Ober- und Mittelhelvetische Sande und Sande mit Knollensteinen.

Helvetische Verwitterungsrinde.

Burdigale Tone (Plastische Kaolintone und marine Tone).

Burdigale Basalgrobschotter und Einkieselungen.

Präburdigale Kaolinrinde.

Oberstoligocäne Quarzitschichten.

Oligocäne Kaolinverwitterung.

Eocäne oder paleocäne Quarzitschichten. } (Vergl.  
 " " " Kaolinverwitterung.<sup>1)</sup> (Landenien.)

Auffallend ist dabei, dass die Kaolinverwitterung den uns erhaltenen Bereich der Braunkohlenbildung vielfach meidet. Die Bedingungen der Kaolinisierung scheinen also nicht ohne Weiteres mit denen der Flözbildung zusammenzufallen.

---

1) Kaolinverwitterung spiegelt sich auch im terrestren Untercenoman, im Stubensandstein und im Rhätsandstein wieder.

## Die Oberstoligocäne Quarzitstufe.

Meine neue Auffassung der Verhältnisse macht eine Abtrennung der quarzitführenden Schichten von den Plastischen Tonen des Westerwaldes erforderlich. Die Ueberlagerung der Quarzitstufe durch die Plastischen Tone mit Einschaltung der marinen Burdigalbildung ist nur bei Greifenstein und Beilstein (Blatt Herborn) zu bemerken. Doch liegen auch z. B. in der Gegend von Hadamar Quarzitfindlinge anscheinend an der Basis des Plastischen Tones. Ferner enthalten die burdigalen Basalgrobschotter am Forsthaus Runkel grössere Rollsteine aus dem älteren Zementquarzit. Abgesehen davon geht die Verschiedenartigkeit von Quarzitschichten und Plastischen Tonen aus dem noch zu besprechenden tektonischen Schachbrettsystem deutlich hervor. Die Quarzitstufe besteht aus milchweissen Kaolintonen (z. B. Tonzeche Guter Trunk Marie bei Rossbach), blendend weissen Sanden und fluviatilen Quarzitkiesen, Ablagerungen, welche denen der Burdigalstufe vollkommen gleichen. Bezeichnend ist aber die durchgehende Quarzitbank, welche die Stufe nach oben hin abgrenzt. Ihre Entstehung mag in weiten Flussniederungen, mutatis mutandis ähnlich der heutigen Ortsteinbildung, aber in tropischem Klima in geringer Tiefe unter der damaligen Oberfläche in Abhängigkeit vom Grundwasserspiegel vor sich gegangen sein. Das Alter der Quarzitstufe wurde bisher nach den Aufschlüssen bei Münzenberg (Wetterau) festgestellt, wo konglomeratische Quarzitfelsen über fossilführendem Corbículasandstein die Höhe des Steinsberges bilden. Meine neuesten Untersuchungen haben indessen zur grossen Ueberraschung ergeben, dass der felsige Steinsberggipfel als ortsfremde Masse dem Corbículasockel aufrucht. Wie die weiteren Aufschlüsse zeigen, handelt es sich hier um die Bergsturm Massen einer tertiär-lateritischen Urtalfüllung, die infolge ihrer Widerstandsfähigkeit unter Reliefumkehr die Kuppen der Erhebungen bilden. Dieselben Konglomerate sind bei Griedel und Rockenberg diskordant dem Corbículasand aufgelagert und gehören, wie auch die Leihgesterner Kiese, dem burdigalen Basalgrobschotter an. Da bei Kassel und bei Hannovrisch-Münden der Quarzit dem oberoligocänen Meeressand, bei Asfeld dem Melanienton und bei Wiesbaden-Schierstein dem Cyrenenmergel aufrucht, bei Vilbel aber der äquivalente Vilbeler Nusskies mit der konglomeratischen Quarzitbank diskordant den Glimmersanden mit *Ericia antiqua*, den sogenannten oberen Schleichsanden, auflagert, ist seine Stellung nunmehr über den Glimmersanden und unter den

Mainzer Schichten an der Grenze von Oligocän und Aquitan festgelegt. Die Quarzitstufe beschliesst die Schichtenfolge des Oberoligocäns. Mit dem Cerithienkalk beginnen wir das Aquitan, das mit dem Corbicula-, Hydrobienkalk und dem Frankfurter Landschneckenmergel eine ausgesprochen kalkige Reihe darstellt. Das Untermiocän ist wie anderwärts mit dem Vorstoss des burdigalen Meeres gut charakterisiert.

Die Quarzitschichten lassen sich über ganz Westdeutschland verfolgen und haben einst den ganzen Westerwald bedeckt mit Ausnahme einzelner Hochgebiete, welche als Inselberge über die Niederungen aufragten. Diese Erhebungen des Fundamentes machen sich durch Geröllhöfe an ihrem Fusse bemerkbar. (Oberwald, Enspel, Lahr, Mörlen, Beilstein usw.) Ausnahmsweise können in den Sanden mehrere Quarzitbänke übereinander entwickelt sein, die tieferen keilen aber bald aus. Das Liegende der Quarzitschichten bildet entweder der in Grabenbrüchen versenkte „Devonton“ der alttertiären Verwitterungsrinde, in der Regel aber ziemlich frisches Gestein des Devonfundaments. Das natürliche Hangende der Quarzitbank ist unbekannt. Der harte Quarzitpanzer muß längere Zeit hindurch die Landoberfläche gebildet haben.

Nach Ablagerung der Quarzitschichten und vor der Transgression des Burdigals, vermutlich in postaquitaner Zeit, erfolgte eine Hebung des ganzen Gebietes, welche mit einer vollkommenen Zerstückelung verbunden war. Die Eintragung der noch heute erhaltenen Quarzitschichten auf die Karte lässt besonders im Norden des Westerwaldes eine deutlich schachbrettartige Anordnung der Schollen erkennen. Gegen die Lahn zu wird dieses Struktursystem undeutlicher; die einzelnen Felder des Schachbretts haben einen Durchmesser von 5 bis 10 km. Man unterscheidet Hoch- und Tiefzonen, die sich abwechselnd in nordwest-südöstlicher und südwest-nordöstlicher Richtung kreuzen. Dadurch entstehen Hoch-, Mittel-, und Tiefschollen. In den Tiefschollen ist die Quarzitstufe meist weitgehend erhalten, in den Mittelschollen bis auf wenige Relikte zerstört, in den Hochschollen sind selbst Teile des Devonfundaments der Abtragung zum Opfer gefallen. Die Becken von Herschbach, Oberdreis, Neunkhausen und Langenaubach und die Hochschwelle des Hachenburger Forstes sind am Besten erhalten. Die Begrenzung der Schachbrettfelder, welche selbst wieder in sich weitgehend zersfückelt sind, besteht entweder aus echten Verwerfungen oder aus Flexuren. Die meisten Sprünge sind postbasaltisch wiederaufgelebt, andernfalls wäre das Schachbrettsystem morphologisch nicht mehr zu erkennen.

Die Zerstörung der Quarzitbank hat mit der erwähnten Zerstückelung eingesetzt und sich im Laufe der weiteren Entwicklung mehrfach wiederholt. Reliktfindlinge unter den verschiedenaltigen Bildungen des Hangenden im Bereich der Tief- und Mittelschollen sind beredete Zeugen für die einst allgemeine Verbreitung der Quarzitbank.

### Das Untermiocän (Burdigal).

Die Plastischen Tone des Westerwaldes sind schon seit altersher bekannt. Ihre geologische Position konnte ich aber erst neuerdings mit Hilfe der burdigalen Meeresbucht, die von der Wetterau her in das Dillgebiet eingriff, genau als Untermiocän bestimmen. In den mit Tonen und Sanden vermischten Basaltstufen von Breitscheid, die den Plastischen Tonen eingelagert sind, haben Kegel u. Wenz früher *Potamides plicatus pustulatus* aufgefunden. Ausserdem geht das untermiocäne Alter noch aus einer Reihe von Säugern (Anthracotherien usw.) hervor, welche früher in der Braunkohle von Gusternhain aufgefunden worden waren. Diese erweist sich damit als gleichaltrig mit der Kohle von Rott am Siebengebirge, welche ihrerseits die Verbindung mit der Niederrheinischen Braunkohlenstufe herstellt. Hierher gehören also auch die den Tonen, Tuffen und Glimmersandsteinen eingelagerten Braunkohlenflöze des nordöstlichen Westerwaldes (Breitscheid, Gusternhain), sowie Disodylnerster im Plastischen Ton des südlichen und Vorderen Westerwaldes. Im Uebrigen können sich die Tone namentlich in den tieferen Partien mit weissem Sand und mit Nusskies verzahnen oder ganz in derartige psammitisch-psephitische Bildungen übergehen (Kiesfazies). Die Lokalität Vallendar am Rhein, die in der Listenhahnschen Sandgrube eine reiche Flora geliefert hat, ist von Mordziol zum Ausgangspunkt seiner „Vallendarschichten“ gemacht worden. Im Gebrauch wurden also auch allenthalben unsere oberstoligocänen Quarzitschichten miteinbegriffen. Da es praktisch schwer sein dürfte, den Begriff nun auf das Burdigal zu beschränken, wird es schon im Hinblick auf die grosse Altersdifferenz am Besten sein, die Bezeichnung „Vallendarschichten“ überhaupt aufzugeben. Wir werden also in Zukunft nur noch von Quarzitstufe und Burdigal-Ton oder -Kies sprechen. Wir müssen annehmen, dass die Tone als feinste Schlämme der liegenden Kaolinverwitterungsrinde entstammen und in schwach bewegtem Wasser zum Absatz gelangt sind, während die Sande und Kiese einen rein fluvialen Ursprung verraten. Ton- und Kiesfazies zeigen deutlich eine

räumliche Trennung. Der Ton ist in einem ruhigen Becken zum Absatz gelangt, während die Flüsse aus der höher gelegenen Umrandung ihre Deltakegel ins Becken hineingebaut haben <sup>1)</sup> <sup>2)</sup>).

### Die burdigalen Basalgrobschotter.

Ganz besonders grobe Schotter nehmen an der Basis des Burdigals eine bedeutsame Stellung ein. Ich bezeichne sie als „Basale Grobschotter“. Am auffallendsten sind sie im Bereich des Kerkerbaches entwickelt. Ausgezeichnete Aufschlüsse finden sich zwischen Kerkerbach und Schuppach besonders in der Umgebung des Forsthauses Runkel, wo sie in neuangelegten Kiesgruben ausgebeutet werden. Sie bestehen fast nur aus wohlgerundetem Gangquarz und kantengerundeten Taunusquarziten. Der Durchmesser der Gerölle erreicht nicht selten 30 cm. Meist sind sie in eine erdig-lehmige oder kaolinweiße Grundmasse eingebettet, welche aus der Zersetzung mürber Gerölle entstanden ist. Die Grobschotter enthalten auch gerundete Tertiärquarzitfindlinge. Stellenweise sind Sande zwischengelagert. Hin und wieder kommt es durch Eisenhydroxyd zu einer ortsteinähnlichen Konglomeratbildung. Die Mächtigkeit läßt sich auf ca. 10 m schätzen. Weiter im Norden hat die Korngröße schon beträchtlich abgenommen. Namentlich fehlen die Riesengerölle. Bei Heckholzhausen sind Sande und Kiese durch ein kieseliges Bindemittel zu einer meterdicken Quarzitbank verkittet, welche in große Blöcke aufgelöst im Walde umherliegt. Bemerkenswert ist die Neubildung kleiner Quarzkriställchen auf den Geröllen. Das Gestein wird zur Mühlsteinfabrikation gewonnen. Wahrscheinlich setzten die Konglomerate in die lockeren Kiesmassen fort, welche in den Kalkkesseln unmittelbar das Eisenmanganerz überlagern und von weißen oder rötlichen Tönen bedeckt werden. Die veränderten Grundwasserverhältnisse und die Versackung der Schotter im Bereich der Karstkalke mögen die Verkittung der Schotter zu quarzitären Konglomeraten verhindert haben.

---

1) Wir kommen damit zur umgekehrten Vorstellung wie Schuckmann, der die Kiese vom Inneren Westerwald abgeleitet hat und von da in die Umrandung des Westerwaldes transportiert werden ließ.

2) Wie aus der Uebersichtskarte A h l b u r g s (1915) ersichtlich, ist das damals aufragende Koblenzquarzit-Massiv der Montabaurer Höhe mit einem eigenen Geröllkranz umgürtet; doch ist hier eine Unterscheidung der älteren Quarzitkiese und der jüngeren Burdigalkiese noch nicht durchgeführt. Im Uebrigen ist die Kiesfazies auf das Lahnggebiet beschränkt

Bei den Grobschottern handelt es sich um fluviatile Ablagerungen, die bei größerem Gefälle den Charakter von Wildbachschottern annahmen. Die Ähnlichkeit mit dem Grobschotter von Leihgestern, Griedel-Münzenberg-Rockenberg, dem vom Södeler Berg und von Nauheim, sowie mit den Stromberger Kiesen springt in die Augen. Es muß also zur Zeit des frühen Burdigals allenthalben eine starke Abtragung größerer Auftragungen stattgefunden haben, welche für unseren Fall nur im Bereich des heutigen Taunus gelegen haben können.

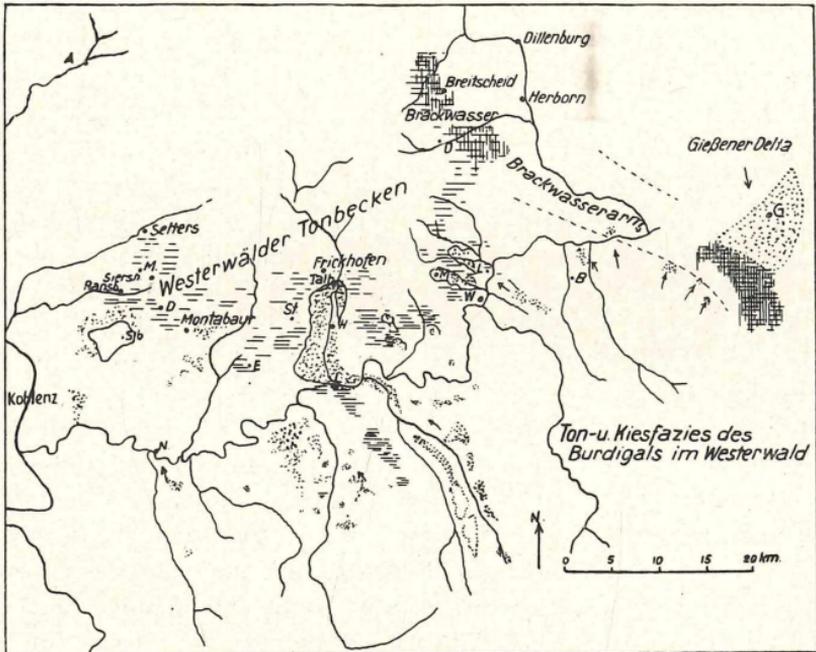


Fig. 3.

Gegen Süden lösen sich die breiten Kiesfächer in selbständige durch Tonfazies getrennte Schotterzüge auf. Sie begleiten auf den vom Taunus abfallenden Höhen die diluvial stark überfluteten Täler des Mühlbaches, der Aar, des Wörsbaches und des Goldenen Grundes bzw. der Idsteiner Senke. Letztere schiebt ein besonders langes Delta gegen Norden ins Elbbachtal über Hadamar bis Thalheim vor, wobei die Geröllgröße von Süden nach Norden ständig abnimmt. Auch von Grävenwiesbach lässt sich die Kiesfazies über Weilburg nördlich bis Probach verfolgen, wo sie sich mit der Tonfazies des Beckens verzahnt (vergl. Profil Ahlbürg S. 299). Wie bereits angedeutet, fassen wir die Schotterzüge als Ablagerungen von Flüssen auf, die als konsequente Gewässer von der damals aufragenden Taunus-schwelle herabkamen und sich in flachen, aber deutlichen

Erosionsrinnen in das nördlich der Lahn gelegene brackisch-süße Schlammbecken wie in einen Klärteich ergossen, wo sich die Kiese mit den Tonen verzahnten. (Figur 3.) Später erlahmte die Transportkraft und es kam nur noch feines Material zum Absatz. Allochthone Rieselkohlen mit Tongeröllen werden bei Hintermeilingen als Braunkohlenton abgebaut. Das Becken selbst läßt sich heute, wie die Tiefbohrungen ergeben haben, von der Dill in südwestlicher Richtung unter den Basalten und dem tortonischen Braunkohlenbecken des Hohen Westerwaldes hindurch verfolgen und steht, abgesehen von der Westerburger Schwelle, mit Tonen des Kannenbäckerlandes in unmittelbarer Verbindung. Im Norden deutet das Fehlen der burdigalen Kiesfazies an, dass das Auskeilen des Plastischen Tones sekundär, d. h. auf postburdigale, präortonische Aufwölbung und Abtragung zurückzuführen ist. Die ehemalige Nordgrenze ist also unbekannt und jedenfalls weit jenseits der heutigen Verbreitungsgrenze zu suchen. Im Neuwieder Becken schalten sich den Tonen bereits Mergellagen und Kalkknollen mit Hydrobien ein.

Aus diesen Verhältnissen geht zunächst einmal hervor, dass die übliche Auffassung des nördlichen Taunushanges als Trogflanke der Vorstellung einer Abdachungsfläche mit konsequenter nördlich gerichteter Entwässerung Platz machen muss; ferner, dass die Steigung gegen das Randgebiet des nördlichen Westerwaldes, welcher als die andere Trogflanke galt, zur Burdigalzeit noch nicht existiert hat. Da das Burdigal im übrigen flächenhaft entwickelt war, kann man von einem Trog oder einer Hochbödenregion nicht sprechen. Man hat sich vielmehr eine ausgedehnte Niederung vorzustellen, aus welcher einzelne Rumpfhöhen, wie das Montabaurer Massiv hervorragten. Hunsrück und Taunus waren damals eine geschlossene Schwelle, auf deren Kamm die Wasserscheide zwischen dem Meerbusen des Mainzer Beckens und der Niederung des Westerwaldes, des Neuwieder Beckens und des Moselgebiets verlief. Abdachungsflüsse besorgten die Entwässerung nach Nord und Nordwest.

Von besonderem Interesse ist die Tatsache, dass das postquarzitische Schachbrettssystem des Westerwaldes mit seinen Hoch-, Mittel- und Tiefschollen noch vor der Ablagerung des Burdigals gänzlich eingeebnet und von einem vollkommen anders gearteten tektonischen Bauplan überwältigt wurde.<sup>1)</sup>

---

1) Schon die Tatsache, daß sich die Quarzitschichten und Plastischen Burdigaltone in der auffälligsten Weise meiden, gibt zu denken. Nur äußerst selten, wie bei Greifenstein und Beilstein, kann man die Ueberlage-

Anstelle der differenzierten Schollenstruktur trat die grosse Senkung, welche das Becken am Nordfusse des Taunus schuf und welche im Osten mit dem burdigalen Meeresarm der Wetterau in Verbindung stand. Diese Verhältnisse zeigen aufs Deutlichste, wie notwendig es ist, die einzelnen Zeiten paläogeographisch getrennt zu behandeln.

Das genannte Becken lag zeitweise trocken und seine Tümpel waren von einer reichen Flora umstanden. Die Faulschlammbildungen gaben Veranlassung zur Entstehung von pechkohlenartigen Disodyl-Blätterkohlen, welche dem Ton in Linsen eingelagert sind. Sehr charakteristisch für das Burdigal sind auch Verhärtungen innerhalb des Tones und selbst Einlagerungen eines äusserst feinkörnigen, plattigen Zementquarzits (Frickhofen, Ellar usw.), den ich im Gegensatz zu dem Gestein der Quarzitstufe als „Tonsteinquarzit“ bezeichnen möchte. Bituminöse Sohlsteine, wie sie für das braunkohlenführende Burdigal des Siebengebirges (Grube Stösschen), des Habichtswaldes (Herkules), und des Kaufunger Waldes (Kl. Steinsberg) typisch sind, konnten im Westerwald bisher nicht beobachtet werden. Da wo die weissen Kaolintone oder Sande von verwittertem Basalt oder Tuff bedeckt sind oder waren, zeigen sie häufig eine lebhaft rot-, gelb- oder violettgefärbung. Diese ist lediglich auf Infiltration diffundierender eisenhaltiger Wässer zurückzuführen.

### Die Tufferuptionen im Burdigal.

Während des Burdigals erfolgte stellenweise der Ausbruch der Frühbasalttuffe und dann der Trachyttuffe. Die Eindeckung des Untergrundes mit Sedimenten und Tuffen war recht verschieden. In der Rostinger Heide (Siebengebirge) lagert der Trachyttuff unmittelbar auf der Quarzitbank. Bei Rott beginnt die Serie mit Basalt- und Trachyttuffen, auf welche die Plastischen Tone und Braunkohlen folgen. Im Neuwieder Becken (Kärlich) wechseln die z. T. fossilführenden Burdigaltone mit Einlagerungen von grauen, grünlichen und gelblichen Trachyttuffen und papierdünnen Aschenlagen ab. Im südlichen Westerwald verzahnt sich der weisse Plastische Ton anscheinend auch mit basaltischen Tuffen. (Langendernbach N., Guckheim

---

—  
rung des oberstoligocänen Quarzites durch das Burdigal beobachten. Im allgemeinen ist der Quarzit auf die Gräben im Fundament beschränkt. Nur selten gelangen spärliche Reliktblöcke der präburdigal zerstörten Quarzitbank unter der Decke des plastischen Tones zur Beobachtung.

N). Diese Tuffe sind sehr stark zersetzt und zeigen karminrote, braunrote, violette und bunte Farbtöne. Durch Aufnahme von Tonsubstanz wird dieses Material plastisch. Stellenweise ist auch eine Wechsellagerung mit hellgrauen und roten Tönen nachweisbar. Auch stark zersetzte Basalte fehlen nicht. Die Fröhtuffe lassen sich ziemlich leicht von dem Material des tortonen Tuffitlagers unterscheiden. Letztere sind bröckelig-erdig, mager, körnig, locker und von grauer, grünlicher oder gelblicher Färbung. Die burdigalen Tufftone, welche über dem weißen Plastischen Ton die Braunkohlen der Gruben Ludwigs- und Zeilers Zuversicht, Ludwig Haas usw. bei Breitscheid begleiten, wurden bereits erwähnt. Grünliche Tuffeinschlüsse finden sich in einer Tongrube südöstlich Beilstein. Burdigale Tuffite haben sich auch im Vogelsberg (Lauterbach, Wächtersbach, Elm usw.) und besonders in der Rhön nachweisen lassen.

### Das Mittelmiocän (Helvet).

Reste mittelmiocäner Ablagerungen sind bisher im Bereich des Westerwaldes nicht beobachtet worden. Sie wären normal unter der Tortondecke des Tuffitlagers bzw. über dem burdigalen Plastischen Ton der alten Dillniederung zu erwarten. In der Hessischen Senke gehören ziemlich grobe, frische Flussschotter dem Mittelmiocän an. Sie liegen in der Bohrung Salzhausen auf burdigalem Phonolith, bei Staden an der Basis der oberhelvetischen Congerienschichten auf Rotliegendem. Im Uebrigen gliedert sich das Mittelmiocän nach meiner Neueinteilung des Westdeutschen Tertiärs wie folgt:

Torton:

---

Oberhelvet: Brackische Congerienschichten mit *C. Kayseri* Wenz; an der Basis Cerithien.

Mittelhelvet: Congerischotter von Staden, Salzhausen usw.

Unterhelvet: Frankfurter Braunkohle und Prososthenienschichten (brackisch).

---

Liegendes: Marin-brackisches Burdigal mit *Potamides plicatus pustulatus*, Foraminiferen usw.; (in der Literatur bisher irrtümlich als Tonfazies der Corbicula- und Hydrobienschichten aufgefasst).

Burdigale Basalgrobschotter (Leihgesterner und Stromberger Schotter).

Der Congerischotter bildet einen beständigen Horizont im Mittelmiocän. Durch seine frische bunte Beschaffenheit ist er

häufig mit Diluvialkies usw. verwechselt worden. Er mag dem Graupensand des Albrandes und dem Albsteinkonglomerat der Bodenseegegend äquivalent sein. Im Uebrigen sei auf meine angekündigte Darstellung verwiesen.

Von Wichtigkeit ist, dass in den gesamten Sedimenten des Helvet sichere Anzeichen mittelmiocäner Eruptionen durchaus fehlen. Vereinzelte Basaltgerölle mögen den Burdigalbasalten entstammen.

### Das Untere Obermiocän (Torton).

Im Westerwald beginnt das Torton wie im Vogelsberg mit gewaltigen Gas- und Ascheneruptionen. Der basaltische Tuff vermischt mit zerspraztem Fundamentmaterial schüttete allenthalben eine Decke von 60 bis 100 m Mächtigkeit auf. Meistens fielen die Tuffe in stehende Gewässer oder wurden noch während der Eruptionen zu Tufftonen umgeschlämmt. Ich nannte diese Basalttuffdecke wegen ihrer formationsartig weiten Verbreitung das „Tuffitlager“. Es ist identisch mit dem von mir früher als Marienberger Haupttuff bezeichneten Komplex. Gegen oben enthält das Tufflager die Westerwälder Braunkohlenflöze.

Eine merkwürdige Verkettung von Umständen hat bisher die Erkenntnis von dem tortonischen Alter dieser Flöze verhindert. Weil sie einerseits von der Burdigalkohle von Driedorf, Gusternhain, Breitscheid im Osten, andererseits von der ebenfalls burdigalen Pleisbachkohle von Rott im Nordwesten flankiert war, mit diesen Basalttuffe, Basalte und angeblich die selbe Flora gemein hatte, glaubte man sich berechtigt, die Kohle des Hohen Westerwaldes mit der burdigalen Braunkohle zu vereinigen, obwohl der Glimmersandstein von Breitscheid und die räumliche Trennung der Braunkohlenbezirke bereits eine gewisse Sonderstellung wahrscheinlich machten. Erst durch den Vergleich mit dem Vogelsberg, der ebenfalls das mächtige Tuffitlager mit den Braunkohlen von Schlechtenwegen, Beuern, Hessenbrücker Hammer, Salzhausen in klassischer Entwicklung zeigt, bin ich auf die Diskrepanz der bisherigen Parallelisation aufmerksam geworden. Der marin-brackische Charakter der Breitscheider Braunkohlenstufe sowie das Auftreten von Braunkohlenlinsen im limnischen Burdigalton des Elbbachtales usw. schloss die Beweiskette für die Verschiedenartigkeit der beiden Braunkohlenstufen. Im Vogelsberg ist das Tuffitlager alsbald nach seiner Ablagerung durch gewaltige Verwerfungen zerstück-

kelt worden. Dasselbe scheint in manchen Teilen des Westerwaldes der Fall zu sein. Im Gegensatz dazu fällt die normale, fast ungestörte Entwicklung im Braunkohlenbezirk des Hohen Westerwaldes auf. Gegen Norden, Süden und Westen ist ein Auskeilen oder eine Mächtigkeitsabnahme der Kohlenflöze festzustellen. Gegen Norden keilt auch das Tuffitlager an der Hochschwelle: Hachenburger Forst—Kirburg aus, und das Disodylbecken von Norken ruht unmittelbar dem Devonfundament auf. Es ist gleichsam als Vorposten zu dem grossen Braunkohlenbecken des Inneren Westerwaldes aufzufassen. In den übrigen Randgebieten kann der Dachbasalt unmittelbar dem Fundament auflagern. Das grosse Kohlenbecken des Hohen Westerwaldes stand einst in unmittelbarer Verbindung mit dem westlich gelegenen Cadener Becken, welches nur einem tiefen intrabasaltischen Grabenbruch seine Erhaltung verdankt. Gegen Osten stösst das Cadener Becken am Schönberger Sprung gegen den Trachyttuff des Schönberger Horstes ab. Jenseits des Westsprungs (Hahn—Bellingen) im Bereich des Westplateaus ist die ganze tortonische Schichtenfolge mitsamt der Braunkohlenflöze intrabasaltisch um 150 bis 200 m emporgehoben und restlos zerstört worden.

Basalteruptionen haben während des Tuffabsatzes nur sehr spärlich stattgefunden. Schuckmann erwähnt solche Basalte aus der Grube Alexandria und Herr Prof. Lehmann, den ich in die geologischen Verhältnisse des Westerwaldes einführte, machte mich auf einen interessanten Aufschluß bei Unnau aufmerksam. Hier ist über einem mächtigen Lager graupig verwitterten Basalts ein stark zersetzter Blasenbasalt unter der Braunkohle aufgeschlossen. In vielen Fällen trägt die Kohle selbst noch eine mehrere Meter starke Basalttuffdecke. Die unverritzte Beschaffenheit derselben sowie der Westerwälder Braunkohlenflöze in Verbindung mit der konkordanten Ueberlagerung macht es sehr wahrscheinlich, dass die mächtigen Ergüsse des Dachbasaltes die leicht zerstörbaren Tuffe und Kohlenbildungen sofort mit einer Lavadecke übergossen haben. Stellenweise bildet der Dachbasalt einen einheitlichen Strom von 90 bis 100 m Mächtigkeit. (Stöffel). Wohl gleichzeitig mit diesem Dachbasalt ergoss sich fast überall der Intrusivbasalt unter und zwischen die Braunkohlenflöze nach allen Seiten, namentlich nach oben, eigenartige Apophysen aussendend. Die Prädisposition der Kohle für die Aufnahme der Intrusivlagergänge möchte ich mit der Wasserführung der Flöze in Verbindung bringen. Durch die starke Wasserdampf- und Gasentwicklung wurde das Flöz horizontal aufgespalten, die Lava drängte nach

und schaffte sich durch Hebung des Hangenden Platz. Die Braunkohle hat dabei am Kontakt eine Veredlung, eine Verkokung oder eine Metamorphose in Glanzkohle erfahren, zugleich aber wurden durch die Basaltintrusionen Störungen und Verdrückungen in der Kohle hervorgerufen, welche deren Abbau oft ausserordentlich erschweren. (Vergl. L. Buchner und Schuckmann.)

Im Steinbruch Adrian bei Hergenroth, welchen schon Schuckmann beschrieben hat, liegen 11 m Intrusivbasalt zwischen dem Flöz; im Steinbruch Weidling bei Langenbach sind es 25 m, westlich davon werden 30 m Intrusivbasalt angegeben. Ein petrographischer Unterschied zwischen Dach- und Sohl- bzw. Intrusivbasalt konnte bisher nicht ermittelt werden. Am Südrand des Vogelsberges bei Wächtersbach ist der Dachbasalt und der in die burdigale Braunkohle eingedrungene Intrusivbasalt gänzlich verschieden. Ersterer ist nachweislich älter als der Sohlbasalt, sauer und feldspatreich, also ein Trapp. Der Intrusivbasalt dagegen besteht dort aus einem basischen Sonnenbrenner. Die Angabe verschiedener Schmelzbarkeit wurde bisher noch nicht nachgeprüft. Es handelt sich meist um einen sauren bis mittelsauren Plagioklasbasalt mit Varietäten, welche durch Uebergänge miteinander verbunden sind. Da das Material ausgezeichnet spaltet und Sonnenbrand nach der chemischen Zusammensetzung erfahrungsgemäss ausgeschlossen ist, bildet der Dach- und Intrusivbasalt das weitaus wertvollste Material für die Westerwälder Basaltindustrie. Das Hauptzentrum dieser Vorkommen liegt in der Gegend zwischen Marienberg-Erbach und Westeburg<sup>1)</sup>. Die Beschreibung der Einzelheiten muss dem in Arbeit befindlichen Werk über die Geologie des Westerwaldes vorbehalten bleiben. Nur noch auf wenige Erscheinungen sei kurz hingewiesen.

Im Betrieb Halbs bei Hergenroth kann der Intrusivbasalt besonders gut studiert werden. Seine Oberfläche unter

---

1) Eine beachtenswerte Erscheinung, welche auch praktische Bedeutung besitzt, besteht in der Differenzierung des Magmas in relativ basische und saure Partien. Sie zeigt sich einmal bei Durchbrüchen, wo die basischen Teile an den Rändern der Schlotfüllung angereichert sind und hier häufig Sonnenbrand hervorrufen; dann besonders in den Oberflächenströmen, bei welchen die leichtflüssigen basischen Bestandteile sich von dem dickflüssigen sauren Magma abtrennen und die am meisten vorausgeeilten Partien der Stromränder und Stromzungen zusammensetzen. So kann ein saurer Feldspatbasalt unter ständiger Zunahme von Olivin usw. in ein viel basischeres Gestein übergehen. Der Unterschied spiegelt sich praktisch in einer zonaren Verschlechterung eines ursprünglich vorzüglichem Spaltmaterials wieder (Dachbasalte des nördlichsten Westerwaldes).

der hangenden Braunkohle zeigt eine blasige Ausbildung und eine wunderbar erhaltene Stricklava. Die daumendicken Stricke legen sich in vielfachen Windungen regelmässig nebeneinander und werden von verkokter Kohle und Glanzkohle bedeckt. Blasen- und Stricklaven beweisen, dass diese Erscheinungen nicht, wie bisher allgemein angenommen, nur an Oberflächenströme geknüpft sind. Da, wo sich zipfelmützenartige Apophysen über die intrusive Stromoberfläche erheben, haben sie den Tuff und die Braunkohle in die Höhe gehoben, sodass man den Eindruck einer Faltung erhält<sup>1)</sup>. Was das gegenseitige Verhältnis von Dach- und Intrusivbasalt anlangt, so möchte ich eine Gleichaltrigkeit der beiden annehmen, weise aber ausdrücklich darauf hin, dass nach meinen Erfahrungen mit dem Trapp der Untermainebene ein Basaltpanzer nicht notwendig ist, um einen Durchbruch über Tage zu verhindern. Das intrusive Magma hatte offenbar jede Explosivkraft eingebüsst und konnte sich flächenhaft „unter der Rasendecke“ ausbreiten.

Erwähnt sei noch das Vorkommen einer pechartigen Substanz, welche bei Halbs die Klüfte des Intrusivbasaltes überzieht. Es handelt sich offenbar um Lösungen, welche aus der Kohle abgewandert sind. Von weiterem Interesse ist das Auftreten von ziegelroten Basalttuffen in dem Steinbruch nördlich Hergenroth. Schuckmann hat die Farbe als Verwitterungserscheinung gedeutet. Das Auftreten von roter blasiger Schlacke scheint aber auf eine primäre Rotfärbung hinzudeuten; ein Aufschluss der tieferen Tufflagen zeigt allerdings keine Rotfärbung<sup>2)</sup>. Ueberlagert wird der Tuff durch eine Basaltdecke, welche einen merkwürdigen Schlackenkegel im Bogen überdeckt. Von Interesse ist auch die Ausbildung des Basaltes. Die untere Partie zeigt Pfeilersäulen, die obere zeigt plattige Absonderung. Ein stellenweise angedeuteter Uebergang der Säulen in Platten beweist, dass es sich hier nicht um zwei verschiedene Ströme handeln kann, sondern dass lediglich die physikalischen Bedingungen beim Erkalten des Magmas für die Art der Absonderung massgebend waren.

Von besonderer Wichtigkeit für den Vulkanismus der Intrusivbasalte sind die Aufschlüsse der Steinbrüche

---

1) Schuckmann's Basaltfindlinge im Tuff sind nur die Spitzen von Apophysen und die daran geknüpften Folgerungen von dem höheren Alter des Dachbasaltes sind hinfällig.

2) Lateritähnliche Verwitterung ist häufig am Nordrande des Westwaldes im obern Teil des Tuffitlagers erkennbar (Roter Bolus). Sie deutet hier auf eine zeitliche Lücke zwischen Tuffitlager und Dachbasalt. Ziegelrote Tuffmassen unterlagern den Uebergussbasalt südlich Wölferlingen.

Weidling bei Langenbach. Auch hier ist der Intrusivbasalt in etwa 25 m Mächtigkeit zwischen Braunkohle- und Tuffschichten eingeschaltet. Der Basalt wird alle 10 m unterbrochen von mauerartigen Dreckkranzen, die selbst ca. 5 m Breite besitzen. Diese Dreckkranzen bestehen aus Blasenbasalt und Schlacke, in welche Tuff- und Braunkohlenfetzen eingewürgt sind. Der Basalt besteht aus dicken Säulen, die im Querschnitt der Strömung eine sanduhr- oder rosettenartige Anordnung zeigen. Dieselbe ist durch die vier Abkühlungsflächen hervorgerufen worden, auf denen die Säulen senkrecht stehen. Die Basalt- und Dreckkranzenzüge, in zwölfacher Wiederholung aufgeschlossen, konvergieren nach Westen. Sie setzen keineswegs gangartig in die Tiefe sondern ruhen den Tuff- und Braunkohlenschichten auf. Mit einer Erklärung der merkwürdigen Erscheinung möchte ich bis zur Beendigung der geologischen Vermessung zurückhalten und bemerke nur noch, dass ich den sarmatischen Steinheimer Trapp der Untermainebene an denselben Erscheinungen als Intrusivbildung erkannt habe. (Vergl. W e n z , Mainzer Becken S. 216.)

Aus meinen Ausführungen geht zur Genüge hervor, dass viele Basaltdecken, die bisher als Oberflächenströme betrachtet wurden, nichts anderes als intrusive Lagergänge sind, deren weiche Decke nachträglich durch Abtragung entfernt wurde. Selbst für den Dachbasalt besteht die Möglichkeit, dass es sich wenigstens teilweise um Intrusivströme handelt. Das ausserordentlich seltene Auftreten von Oberflächenerscheinungen und das gänzliche Fehlen einer hangenden Tuff- oder Sedimentdecke können diese Auffassung stützen.

### Die Mächtigkeit der Eruptivdecke.

In weiten Teilen des Westerwaldes, so auf dem Westplateau und in den nördlichen Randgebieten, sind die Decken der Dachbasaltgruppe zerstört und der Uebergussbasalt überzieht als dünne Schleierdecke das Devonfundament. Auch die höchsten Erhebungen des Hohen Westerwaldes verdanken nur der Hochlage des Fundaments ihre Höhe. Dagegen erlangen die vulkanischen Massen in der Gegend von Waldaubach-Rehe eine ganz erhebliche Mächtigkeit. Hier lagert Decke auf Decke in eintöniger Folge. Etwa ein dutzend Mal wiederholt sich die Reihe: Roter Tuff, poröser Basalt, fester Basalt, poröser Basalt, sodass man annehmen muss, dass es sich um Oberflächenströme mit blasiger Ober- und Unterfläche und Tuffzwischenlagen handelt. Das Tuffitlager fehlt gänzlich oder ist

ersetzt durch einen 124 bzw. 137,50 m mächtigen Basalt und Tuff. Unter den Basalten folgen im Bohrloch Waldaubach (580 NN) 10,50 m bunte Tone, dann ein reiner weisser Ton (8,50 m), der sicher dem Burdigal angehört. Der tiefer folgende unreine graublaue Ton mit Basalt-, Quarz- und Kalkbrocken könnte als ein Brockentuff gedeutet werden. Er dürfte wie der graublaue Ton mit Kohlenspurten (8 m) ebenfalls dem Burdigal angehören. Bei 194 m Teufe (386 NN) wurde der Devonkalk der Dillmulde angefahren. Das Bohrloch Rehe (530 NN), das mit 131,30 m Teufe im Basalt stecken blieb, ist durch die Willinger Verwerfung von dem Bohrgebiet Waldaubach getrennt. Die Störung streicht am Südwestfuss der Fuchskaute nordwestlich und lässt den Südflügel absinken. Aber auch gegen das Devon von Stein und Rabenscheid müssen die Schollen an Sprüngen abgesunken sein. Denn die Niveaudifferenz der Fundamentoberfläche beträgt weit über 200 m, also ca. 30 m-km. Vermutlich zieht eine post- oder intrabasaltische Verwerfung am Südfuss des Salzburger Kopfes durch. Wir haben es also hier mit versenkten Schollen zu tun, welche im Ganzen ähnliche Mächtigkeiten zeigen wie die Eruptivdecke bei Marienberg. Aehnlich hohe Beträge sind im Cadenener Senkungsfeld festgestellt worden. Keine der hier niedergebrachten Bohrungen hat das Liegende erreicht. Im Felde Paul war eine Serie von Tuff, Basalt und Braunkohle in 146 m, im Felde Eduard (B. Caden 2) mit 135 m Teufe noch nicht durchsunken. In diesen Bohrungen fallen vor allem die mächtigen Basalte im Liegenden der Kohle auf. Auch am Watzenhahn (Westerburg S) erreicht der Basalt die stattliche Mächtigkeit von 111 m und der Stöffel zeigt einen geschlossenen Dachbasaltstrom von 90 m Dicke. Das Maximum an Mächtigkeit der gesamten Eruptivdecke einschliesslich des Tuffitlagers wurde mit 170 m im Grabenbruch der Westerbälder Schmarre (Wilhelmszeche) erbohrt. Wir können aus diesen Zahlen ermessen, welche Basaltmassen durch die vorsarmatische Abtragung z. B. auf dem Westplateau restlos entfernt worden sind.

### Oberes Obermiocän (Sarmat).

Nach dem Massenerguss der Dachbasalte trat eine Hebung ein, welche von einer erneuten Zerstückelung durch Verwerfungen begleitet war. Als neues Richtungselement finden wir die Süd-Nordlinien, mit einer wechselnden Abweichung gegen Osten. Die Linien senkrecht dazu in Ost-Westrichtung mit einer Abweichung nach Nordwest erzeugen ein neues Bruch-

netz, welches durch das Wiederaufleben praebasaltischer Störungselemente noch engmaschiger wird. Als Hauptereignis dieser Zeit ist der Einbruch des Cadener Beckens an der Störung Hahn—Bellingen und am Schönberger Sprung zu verzeichnen. Zugleich hob sich das ganze Westplateau um 150 bis 200 m heraus. Es wurde stellenweise bis auf das nackte Devonfundament abgetragen. Die ziegelrot verwitterten Tuffe von Wölferlingen und der Tuff bzw. „Bolus“ im Hangenden der Herschbacher Quarzitbank mögen isoliert erhaltene Reste des Tuffitlagers darstellen. Ein weiterer intra- oder postbasaltischer Sprung ist im Bereich der Wilhelmszeche unter Tage angefahren worden, und auch an dem postquarzitischen Schmalgraben von Dreifelden—Enspel—Langenbach sind erneut Bewegungen eingetreten. Eine andere sehr merkwürdige intrabasaltische Störung läuft von Westerburg über Höhn auf den „Backofen“ zu. Schon die Richtung verrät ihr Alter. Es ist ein tiefer schmaler Grabenbruch, den ich als „Westerwälder Schmarre“ bezeichnet habe. Die Störung ist bisher nur durch Bohrungen aufgeschlossen worden. Der Bohrer drang auffallend leicht ins Gebirge ein, und es stellte sich heraus, dass der Graben im Gegensatz zu den benachbarten Gebieten lediglich mit lockerem Basalttuff ausgefüllt war. Unterhalb des normalen Flözniveaus wurde auch rudimentäre Braunkohle, getrennt durch starke Tuffzwischenlagen, angefahren. Diese interessante Störung ist noch nicht genügend aufgeklärt. Zunächst könnte man an eine grosse Ausbruchspalte für die Aschen des Tuffitlagers denken. Dem widersprechen aber die Kohlenreste und die relativ normalen Verhältnisse im Bohrloch „Backofen“. Man erhält vielmehr den Eindruck, dass der Graben sich während der Bildung der Kohle also intralignitisch säcular gesenkt hat und dabei mit Schwemmtuffmassen aufgefüllt wurde. Parallel zu dieser Störung verläuft die Linie Hellenhahn—Neustadt—Nieder- und Ober-Roszbach—Salzburger Kopf, an welcher das Lippe-Neukircher Devon horstartig aufsteigt und der östliche Westerwald abgesunken zu sein scheint.

Nachdem die grosse intrabasaltische Abtragung, die besonders die Randgebiete betroffen hat, bis zur Einebnung fortgeschritten war, setzte erneut eine Hebung ein, welche das sarmatische Strukturrelief mit den bereits erwähnten Urtälern erzeugte. Noch während die Erosion im Gange war, kam es zu einer abermaligen Eruptionsfolge, diesmal jedoch ohne bedeutenden Tuffausbruch. Die dünnflüssigen basischen Laven übergossen fast den ganzen Hohen Westerwald sowie besonders das Westplateau. Das aus hunderten von Schloten

geförderte Magma vereinigte sich relaisartig zu flächenhaften Strömen, welche der Neigung des Geländes folgten und auch noch auf das randliche Devonfundament übergriffen. Ich habe deshalb diese Gruppe als Uebergussbasalte gekennzeichnet. Als Sonnenbrennerdecken werden sie von der Industrie gemieden (Rennerod usw.). Es finden sich aber auch noch Reste einer jüngeren Trappdecke darüber, welche dieselben Eigenschaften aufweist wie der Dachbasalt. Der Uebergussbasalt des Westplateaus besteht aus einer einheitlichen Decke von basischem Hornblendebasalt mit grossen Hornblendeinsprenglingen. Die Kieselsäure beträgt nur etwa 44,14%. (Sommerlad, N. Jahrb. Min. Bd. II S. 156. 1883; Schneiderhöhn's „Trachydolerit“ von Leuterod-Steimel.)

### Einzeldurchbrüche.

Einzeldurchbrüche hat es zu verschiedenen Zeiten gegeben. Diejenigen, welche die Uebergussdecken durchschlagen haben, müssen als die jüngsten gelten. Oberflächenkrater werden aber nicht mehr angetroffen, denn die sarmatische Landoberfläche ist restlos zerstört und wir finden nur noch die Schlotfüllungen in Form harter Basaltstiele, die kuppenartig die heutige Landschaft überragen. Die Durchbrüche sind keineswegs auf die Randgebiete beschränkt. Sie zeigen meist stark basisches Magma von limburgitischem Habitus. Die Schlote mit saueren Basalten liefern die schönsten Säulen. Im Steinbruch Hirschberg (Uhrmacher) bei Möllingen ist ein solcher Durchbruch besonders gut aufgeschlossen. Hier wurde zunächst ein grosser Explosionstrichter geschaffen, der sich mit Bombentuff anfüllte. Interessante Einschlüsse aus der Tiefe wie Phonolithblöcke wurden dabei gefördert. In einer zweiten Phase entstand innerhalb des Bombentuffs ein neuer Explosionstrichter, in welchem das basaltische Magma emporstieg. Drei Parasiten sind ihm seitlich angegliedert. Bei seinem Aufstiege drang das Magma ringartig in die Tufflagen ein, sodass man den Eindruck erhält, einen Aufschüttungskrater vor sich zu haben. Der Bruch zeigt außerdem die meilerförmige Säulenstellung in idealer Schönheit.

In der nachbasaltischen Zeit wurde der Westerwald wieder emporgehoben und aufs neue verworfen. Die ererbte Schachbrettanlage kam nun besonders im Norden wieder wirksam zum Durchbruch. Eine ganze Reihe von postbasaltischen Sprüngen, z. B. in der Umrandung der Marienberger Höhe, gehört hierher, wenn auch die Trennung von den intrabasaltischen

Bewegungen nur dort exakt durchgeführt werden kann, wo der Uebergussbasalt mitverworfen ist und das Altpliocän sich in gleichem Niveau über die Flügel ausbreitet. Der Nachweis dürfte nur morphologisch durch die Flächenverstellung möglich sein. Im Uebrigen muß man sich damit begnügen, die Sprünge der präunterpliocänen, prämittelpiocänen, präoberpliocänen und postpliocänen Störungsphasen unter dem Namen der postbasaltischen Verwerfungen zusammenzufassen.

### Vulkanismus.

Unsere Untersuchungen über die Beziehungen der vulkanischen Eruptionen in Westerwald, Vogelsberg, Niederhessen, Rhön usw. haben folgende Ergebnisse gezeitigt:

1. Die Eruptionen beginnen während des Burdigals mit schwachen, lokal auch mächtigen Basalttuffen und spärlichen Basaltergüssen. Dann folgt die Reihe der saueren Eruptionen, beginnend mit dem Auswurf einer mächtigen Trachyttuffdecke. Anschliessend erscheinen Trachyt-, Phonolith-, Trachyandesit- und Trachydoleritergüsse in Einzeldurchbrüchen, seltener in Decken (Phonolith). Beweise für ältere, oligocäne Eruptionen (Mainzer Becken, Katzenbuckel, Kaiserstuhl) sind bisher noch nicht erbracht. Intrusionen können bei der Altersfeststellung zu Irrtümern führen.
2. In den Helvetischen Sedimenten sind bisher keine Eruptionen mit Sicherheit nachzuweisen. Das Mittelmiozän scheint eine Zeit vulkanischer Ruhe gewesen zu sein.
3. Die Hauptausbrüche der Basalt- und Trappergüsse erfolgten im Torton beginnend mit mächtiger Tuffförderung. Ein zweiter Höhepunkt liegt im Sarmat. Zu dieser Zeit wurden fast keine Aschen mehr gefördert. Mit den jüngsten Limburgitdurchbrüchen im Obersarmat erreicht die vulkanische Tätigkeit ihr Ende.
4. Eine zeitliche Abhängigkeit von den geologischen Vorgängen ist für unser Gebiet nicht nachweisbar, ebensowenig von der Vergitterung der tektonischen Störungen. Tote Sprünge sind nur passiv in der letzten Etappe des Aufsteigens stellenweise vom Magma benutzt worden. An neu aufreissenden Verwerfungen ist kein Magma aufgedrungen. Gerade die Verwerfungen mit den stärksten Sprunghöhen werden von den Eruptionen gemieden.
5. Abgesehen von seltenen Basaltgängen kleinsten Ausmasses sind Spalteneruptionen nirgends nachzuweisen. Der Westerwald ist vielmehr von zahlreichen Einzeldurchbrüchen sieb-

artig durchlöchert worden, wobei sich die Ergüsse zu flächenhaften Strömen vereinigt haben. Intrusivlager spielen dabei eine besondere Rolle.

6. Gleiche Zeiten haben gleiche oder ähnliche Magmen geliefert. Eine Beziehung des Magmas zu der dazugehörigen Fundamentscholle konnte bisher nicht festgestellt werden.
7. Eine Abhängigkeit der Eruptionen von säcularen Hebungen und Senkungen ist nicht zu konstatieren. Allerdings scheinen die Gas- und Tuffexplosionen stets innerhalb einer Senkungsperiode aufzutreten, während die Magmaergüsse sowohl innerhalb der Senkungs- wie der Hebungs-, Störungs- und Abtragungsphasen erfolgen können.
8. Das Verbreitungsgebiet der Eruptionen war schon bei den ersten Ausbrüchen im Burdigal im grossen Ganzen vorgezeichnet. Von einer zeitlichen oder zonaren Wanderung des Vulkanismus kann nicht gesprochen werden.

### Pliocän.

Pliocäne Bildungen sind über den ganzen Westerwald zerstreut. Je nach der Höhenlage, dem Liegenden und der Natur der Vorkommen hat man zwei zeitlich scharf getrennte Bildungen zu unterscheiden, welche, wie Vergleiche mit den Nachbargebieten zeigen, dem Unter- und dem Oberpliocän entsprechen. Dagegen konnten Aequivalente des im Ober-Rheintal von mir aufgestellten Mittelpliocäns im Westerwald bisher nicht nachgewiesen werden. Besonders während des Altpliocäns war Gefälle und Niederschlag so gering, dass Schotterablagerungen ausgeschlossen waren. Aehnliches gilt für das Oberpliocän, das wohl etwas feuchter gewesen sein mag, aber auch nur ein schwaches Relief besass, sodass es unmöglich ist, aus den Ablagerungen die Flussrichtung festzustellen. Nur die Solifluktion scheint zeitweise im Pliocän eine grössere Rolle gespielt zu haben.

### Altpliocän.

Wie wir gesehen haben, hat sich die sarmatische Basaltdecke während einer Abtragungsperiode über die Westerwaldlandschaft ergossen, und es scheint, dass noch während dieser Zeit die Zerstörung der jüngsten Basalte Platz gegriffen hat. In einer Zeit der relativen Ruhe setzte alsdann noch in subtropischem Klima eine lebhaftere Lateritverwitterung ein, welche unter Fortführung der Kieselsäure Eisen- und Bauxitkrusten erzeugte. Diese Verwitterungsrinde fiel bald wieder bis auf ganz

wenige über die Basalthochfläche zerstreute Reste der Abtragung anheim. Nur die lebhaft gefärbten Roterden und umgelagerten Bauxite zeugen noch von der unterpliocänen Verwitterung. Bei manchen Rotlehmen besteht allerdings der Verdacht eines jüngeren Alters. Schuckmann hat alle diese Vorkommen auf einem Kärtchen vereinigt. Zu den anstehenden unzweifelhaft alten Bildungen gehört der Bauxit (Allit) auf dem Basalt der Marienberger Höhe, der Basalteisenstein von Elkenroth und der Bolus von Hohenroth (Driedorf NW.), der in kleinen Schächtchen als Farberde abgebaut wird. Leider entstanden damals keine Grabenbrüche, in denen die altpliocäne Verwitterungsrinde von der Abtragung verschont blieb, wie das im Vogelsberg der Fall ist. Im Westerwald sind die alten Verwitterungsprodukte stets an den Basalt gebunden.

### Oberpliocän.

Das Oberpliocän hat uns besonders im Vorderen Westerwald wenn auch geringmächtige, doch weit verbreitete Absätze hinterlassen. Zunächst sind es gelbe Brauneisenkrusten und konkretionäre Bildungen, welche das Devonfundament überziehen. Oberflächliche Umwandlungen der devonischen Schiefer, Quarzite und Grauwacken in zähen, kieseligen, oft gebänderten Limonit sind charakteristisch. Auf solche Eisenerznester sind im Vorderen Westerwald viele bedeutungslose bergbauliche Verleihungen erfolgt. Stellenweise werden auf dem Devonplateau auch lebhaft gefärbte Rot Eisenbildungen angetroffen. Bei den Sedimenten handelt es sich vorwiegend um weissgraue oder lebhaft bunte, wenn feucht schmierige, sonst aber recht magere Tone von gold-, safran- oder stumpf ockergelber, violetter, karmin- oder weinroter Farbe. Solche Tone oder erdige Eisenmulme wurden früher als Farberde gewonnen. Zuweilen finden sich kleine Milchquarzkiesel darin. Eisen hat sich konkretionär abgeschieden. Als Beispiel nenne ich die Ockergrube, 500 m nordöstlich vom Kirchhof Maxsain (325 NN), sowie die massenhaften Erz- und Farberdenester der Gegend von Selters (Krümel, Nordhofen usw. 250—300 NN). Die kieseligen Eisenerze wechseln hier häufig mit Lagen von bunten Zersetzungstonen ab. Ausser solchen umgeschlammten Verwitterungsprodukten kommen aber auch Sedimente fluviatil-limnischer Entstehung vor. So hat Ahlburg (S. 300) ein Profil aus dem Abraum der Tongrube östlich Siershahn beschrieben: Ueber dem Burdigalton bzw. einem zersetzten dunkelgrünen Basalttuff folgen diskordant geringmächtige Quarzkleinschotter, dann graue sandige

Tone mit dünnen Lignitlagen, schliesslich reine graue Quarzsande. Bei der Verleihung „Adolf“ nördlich Hillscheid (Bl. Montabaur) sind mit der Braunkohle Eisenerze verknüpft. Stellenweise enthält die Füllmasse pliocäner Tälchen bunte Tone mit Quarzitfindlingen. Bei Dernbach hat das Oberpliocän früher eine reiche Flora geliefert (Erl. Bl. Montabaur), welche die typischen Vertreter des kälteren Oberpliocäns enthält, sodaß über das Alter dieser Bildungen kein Zweifel besteht.

Die oberpliocänen Bildungen des Vorderen Westerwaldes liegen alle im Bereich einer flachwelligen, terrassenartig breiten Ebene, die sich vom Rand der Bruchstufe des höheren Westerwaldes allmählich gegen Südwesten absenkt (300 bis 250 NN). Da die Vorkommen annähernd in einer Höhe abgesetzt wurden, kann man sie mit Vorsicht zur Ermittlung postpliocäner Verwerfungen heranziehen. (Z. B. Saintalspalte). Die Lage auf einer verebneten Terrasse beweist, dass zwischen Unter- und Oberpliocän besonders in den Randgebieten des Westerwaldes eine starke Abtragung stattgefunden haben muss. Die Ablagerungen deuten auf Gewässer mit sehr schwachem Gefälle und stagnierenden Tümpeln. Unter diesen Umständen ist eine sichere Rekonstruktion des oberpliocänen Gewässernetzes nicht möglich.

### Prädiluvium.

Bisher wurden die sogenannten Kieseloolithschotter, welche die Trogregion des Rheintals in mehreren etwas undeutlich abgesetzten Terrassen begleiten, ins Unterpliocän gestellt. Für diese Datierung waren folgende Gesichtspunkte massgebend:

1. Mordziol gelang es, in den Dinotheriensanden des Mainzer Beckens ebenfalls Kieseloolithe festzustellen.

2. Stickel hat neuerdings die angenommene Aequivalenz durch die Verfolgung der den Kieseloolithen entsprechenden Verebnung bis auf das Rheinhessische Plateau auf morphologischem Wege bestätigt.

3. Fliegel hatte für die Kieseloolithe der Niederrheinischen Bucht auf Grund einer Flora warmen Klimas und anderer Momente ein unterpliocänes Alter gefordert.

Es gelang mir nun die Feststellung, dass diese Beweise hinfällig sind:

1. Zunächst ist der Dinotheriensand- und Schotter nach Habitus und Mineralführung von dem Kieseloolithschotter recht verschieden.

2. Der Dinotheriensand ist auf dem Rheinhessischen Plateau mit seiner Auflagerungsfläche streng an die Mainzer Schichten (Cerithien-, Corbicula- und Hydrobienkalk), in der Untermainebene an das Burdigal und Helvet gebunden. Er greift nirgends auf ältere Schichten über und bezeugt schon dadurch, dass er vor den jüngeren Störungs- und Abtragungsphasen zum Absatz gelangt ist. Die spärliche Flora von Laubenheim weist auf ein tropisches Klima hin.

3. Stic kel hat bei seiner Flächenverfolgung übersehen, dass die Kieseloolithfläche der Oberfläche der Dinotherien-schotter entspricht, nicht aber der Unterfläche. Die Kieseloolithschotter sind also nicht in den Dinotheriensanden, sondern über denselben an der Basis der Lössdecke zu suchen.

4. In der Niederrheinischen Bucht hat kürzlich Jurasky durch Palmenfunde usw. den Nachweis geliefert, dass die hier bisher als unterpliocän angesprochene Flora untermiocänes Alter hat und dass ein grosser Teil der kieseloolithführenden Schotter dem Untermiocän zugehört. Die Kieseloolithführung darf also nicht mehr länger als eine auf das Unterpliocän beschränkte Erscheinung angesprochen werden.

5. Brockmeier berichtet über Steinwerkzeuge aus Flussablagerungen, die noch der Fastebene des Schiefergebirges angehören.

6. Was die Kieseloolithschotter zwischen Bingen und Bonn anbetrifft, so überlagern sie diskordant das durch Ausbildung, Lagerung und Flora (Dernbach) gesicherte Oberpliocän des Vorderen Westerwaldes. So ganz deutlich bei Hillscheid (300 bzw. 310 NN). Die Kieseloolithe gehen stellenweise noch beträchtlich höher als die Auflagerungsfläche des Oberpliocäns, so z. B. auf der Denzerhaide (360 NN). Eine gegenseitige Vertretung als Fazies (Ahlburg S. 330) kann weder nach Lagerung noch nach Ausbildungsweise in Frage kommen. Vielmehr greift der Kieseloolithschotter diskordant sowohl über das Devonfundament wie über das im Postoberpliocän gegen das Neuwieder Becken hin abgesenkte Oberpliocän hinweg. Der Kieseloolithschotter ist also jünger als oberpliocän und gehört dem ältesten Diluvium an. Ich bin auf diesem Wege zu demselben Resultat gekommen, wie Breddin für die Höhenterrassen von Rhein und Ruhr am Rande des Bergischen Landes (Jahrb. d. Pr. G. L. A. 1928 Bd. 19 S. 501—550). Seine Höhenterrassen sind auch in der Umrandung des Westerwaldes angedeutet. Sie divergieren hier im Vergleich zum Niederrhein beträchtlich, wie es der stärkeren Heraushebung der Rheinischen Masse entspricht.

Um nun eine Namensänderung der bisher als altdiluvial genannten Bildungen zu umgehen und eine Verwechslung mit den bisher üblichen Begriffen und Bezeichnungen zu vermeiden, nenne ich die Zeit zwischen Oberpliocän und der Entstehung der altdiluvialen Hauptterrasse das Prädiluvium. Die dazu gehörenden Terrassen mit Breddein „Höhenterrassen.“<sup>1)</sup>

Die Trogbildung des Rheins und seiner Trabanten fällt also ins ältere Prädiluvium. Es ist zugleich die Zeit, für welche zum ersten Mal der einwandfreie Nachweis gelang, dass der Rhein seinen Weg über Bingen—Koblenz nach Norden genommen hat. Die Entwicklung des Schiefergebirges in seiner heutigen Form fällt also ausschliesslich ins Diluvium.

### Morphologie.

Ueberblicke über die Entwicklung des Rheingebiets nach dem neuesten Stand der Forschung gibt das Werk: Der Rhein, sein Lebensraum, sein Schicksal I. 1. Berlin 1928. Sie zeigen gleichzeitig die ganze Unzulänglichkeit der bestehenden Vorstellungen, beziehungsweise der üblichen deduktiv morphologischen Arbeitsmethoden. Die deduktiv beschreibende morphologische Analyse geht von der heutigen Oberflächengestaltung aus und sucht diese Formen dann geographisch zu erklären und zeitlich einzuordnen. Im Gegensatz zu dieser Arbeitsweise habe ich in meinem Aufsatz: Morphologie und Paläomorphologie (Forschungen und Fortschritte VII 1927) die induktive Morphologie als Programm aufgestellt. Diese arbeitet mit rein geologischen Mitteln, sucht aus dem geologischen Befund die geologische Geschichte und die Paläogeographie für jede einzelne Zeitstufe getrennt zu erfassen und erhält auf diesem Wege für jede Zeit den jeweiligen Formenschatz. Als Endresultat ergibt sich dann von selbst die Formenwelt der heutigen Landschaft, welche sich aus den verschiedenartigen wiederaufgedeckten oder persistierenden Erbformen und den jungen Erosionsformen zusammensetzt. Die Anwendung dieser induktiven Methode, die, unterstützt von den Erfahrungen der deduktiven Betrachtungsweise, meines Erachtens allein die Auflösung der Landschaft in ihre natürlichen Bestandteile verbürgt, setzt die Beherrschung der theoretischen Geologie und

---

1) Möglicherweise deckt sich das Prädiluvium mit dem Begriff des Präglazials, ich halte aber eine neutrale, von den verschiedenen Eiszeiten unabhängige Bezeichnung für wünschenswert.

der praktischen Feldgeologie voraus. Eine solche Vorbildung allein gewährleistet die Fähigkeit, die bereits vorliegenden geologischen Unterlagen einer selbständigen und kritischen Nachprüfung zu unterziehen und die notwendige Ergänzungsarbeit zu leisten.

### Die Bewegungen im Tertiär.

Die Vorgeschichte der Rheinischen Masse ist bereits oben flüchtig skizziert worden. Aus der paläogeographischen Betrachtung der einzelnen Schichtglieder geht hervor, dass wir nur einige Hauptbewegungstendenzen im Gesamtbild erkennen können, während die übrigen Züge dauernd gewechselt haben. Als tektonische Grossform tritt uns die Rheinische Masse schon am Ausgang des Paläozoikums entgegen. Schon damals war der Verlauf der Vorlandsgrenzen im paläogeographischen Bilde vorgezeichnet. Aus noch älteren Zeiten stammt die Anlage des Taunus und des Siegerländer Blocks, der Lahn- und Dillmulde mit dem Hörresattel dazwischen. Doch ist es nicht statthaft, alle jüngeren Bewegungen als Fortsetzung der paläozoischen zu deuten. Sie sind vielmehr lediglich der Ausdruck der stofflichen Differenzierung gegenüber der mechanischen Beanspruchung (z. B. Koblenzquarzit gegenüber den Devonschiefern der Koblenzschichten). Im Uebrigen dürfte der Faltenrumpf bei den Bewegungen der Tertiärzeit als ein relativ einheitliches Ganzes aufzufassen sein. Aus der Zeit des jüngeren Mesozoikums und der ältesten Tertiärzeit stammt die Anlage der Hessischen Senke<sup>1)</sup> und der Niederrheinischen Bucht. Auch hier liegt keine kontinuierliche Bewegung, sondern nur eine Tendenz vor. Denn ich konnte für beide Gebiete nachweisen, dass die Senkungen in diesen „Grabengebieten“ ebenfalls jeweils von Zerstückelungen und Emporhebungen über die Abtragungsbasis begleitet waren. In diesen Zonen wechselten Meeresarme mit Urtalflüssen ab. Die Senkung des Dillgebietes unter Normalnull und die Einwalmung des Westerwaldes ist zum ersten Mal zu Beginn des Burdigals nachweisbar. Auch die Zerstückelung des Westerwaldes durch Verwerfungen kann nur nachgewiesen werden, wenn uns entsprechende Sedimente überliefert sind. Das postquarzitische Schachbrett lässt bereits eine Depression gegen das Lahntal, ferner die später wieder auflebenden Becken (Herschbach, Neunkhausen usw.) erken-

---

1) Die Rheinische Masse hat Schotter geliefert: im Eocän, Oberstoligocän, Burdigal, Helvet usw.

nen. Diese Strukturen waren im Vorburdigal gänzlich überwältigt und eingeebnet worden mit Ausnahme des Montabaurer Hochgebietes, dem eine gewisse Konstanz eigen blieb. Im Torton bildeten sich dann die zwei grossen durch die Westerburger Schwelle getrennten Becken innerhalb des Hohen Westerwaldes und der westlichen Senke heraus. Die intrabasaltischen Störungen folgen einer neuen Nord-Südrichtung mit Abweichung nach Ost und senkrecht dazu. In postbasaltischer Zeit kam dann die Erbanlage des postquarzitischen Schachbrettes wieder teilweise zum Durchbruch. Diese Bewegungen spiegeln sich nach Plümer sogar noch in den Terrassen der Dill wieder. Burdigale und postoberpliocäne Absenkungen sind noch gegen das Neuwieder Becken nachweisbar. Wichtig ist also die Tatsache, dass alte Anlagen überwältigt und bis zur völligen Unkenntlichkeit verwischt werden können, um dann bei einer mechanisch günstigen Situation wieder in Erscheinung zu treten (Selektives Wiederaufleben alter Strukturen). Es liegt also nicht — wie so oft angenommen — eine kontinuierliche Zielstrebigkeit nach einer bestimmten Richtung vor, sondern es handelt sich wie bei den Lebewesen um eine Kombination bzw. Durchdringung verschiedener älterer Anlagen und neu erworbener Eigenschaften, die selbst wieder verschwinden und zu einer späteren Zeit wieder aufleben können. Bei diesen komplizierten Vorgängen hiesse es der Natur Gewalt antun, wenn wir all die verschiedenzeitlichen Ereignisse schematisch in eine Formel pressen wollten, indem wir sie auf eine zeitliche Fläche projizieren. Wir werden nun versuchen, die Wirkungen der tektonischen Bewegungen auf Abtragung und Sedimentation im heutigen Landschaftsbild festzustellen und so auf genetischer Basis zu einer natürlichen Gliederung des gegenwärtigen Formenschatzes zu gelangen.

Die heutige Landschaft setzt sich im Wesentlichen zusammen aus Flächen, Erhebungen und Hohlformen. Wir teilen die Flächen ein in fossile wieder aufgedeckte und in fossile persistierende; dazu kämen noch die jungen Aufschüttungen in den Talsohlen, von deren Betrachtung wir absehen wollen. Wir haben gesehen, dass in der Entwicklung des Westerwaldes elf verschiedene Landoberflächen nachgewiesen werden können. Für die heutige Oberflächengestaltung kommen aber nur die Hartflächen in Betracht, da die zwischen weiche Bildungen eingeschalteten Landoberflächen sich bei der Zerstörung nicht bemerkbar machen, nicht wieder aufgedeckt werden. Die wichtigste Fläche bildet die Oberfläche des Devonfundaments. Sie wurde bisher in der Literatur als die „alttertiäre oder vor-

basaltische Landoberfläche“ bezeichnet.<sup>1)</sup> Ganz zu Unrecht. Denn wie aus der wechselnden Ueberlagerung hervorgeht, hat sie infolge der in den Störungsphasen eingetretenen Zerstückelung und der anschliessenden Abtragung von Scholle zu Scholle ein ganz verschiedenes Alter. Als Kriterium für das jeweilige Alter dient die auflagernde Bildung. Die Fundamentoberfläche kann dem Alter nach sein: eocän, posteocän, präoberstoligocän, präburdigal, präorton, präarmatisch, unterpliocän und postoberpliocän.

Das Devonfundament tritt rings um den Westerwald als Plattform oder auch nur als schmale Leiste heraus und ist auch stellenweise innerhalb des Westerwaldes in meist geneigten, aber vollkommen ebenen „Pultflächen“ blossgelegt. Diese sumpfigen Flächen gehören zu den eigenartigsten Landschaftselementen des Hohen Westerwaldes. (Neunkhausen, Lautzenbrücken, Geschwemme, Marienberg usw.). Reste der postsarmatischen Oberfläche sind auf dem Westplateau dort erhalten, wo Blasenbasalte das präarmatische Devonfundament überziehen. (Wölferlinger Weiher usw.) Unter Umständen diente die wiederaufgedeckte präburdigale Verebnung in jüngerer Zeit dem Oberpliocän als Auflagerungsfläche. (Karstfläche bei Breitscheid, Selters NW usw.) Im Norden des Westerwaldes gegen die Sieg zu fällt das präquarzitisch-präarmatische Fundamentmosaik streckenweise mit der altpliocänen persistierenden Bauxitfläche des Hohen Westerwaldes zusammen. (Geschwemme, Friedewalder Höhe, Lippe-Liebenscheid 580—600 m NN). Zu der präburdigalen Oberfläche gehört z. B. das von Ahlbürg in der Gegend von Weilburg kartierte, tiefgründig zersetzte Devongebiet. Dagegen ist die alttertiäre Verwitterungsrinde nur noch in kleinen Grabenbrüchen erhalten. Sie tritt morphologisch nicht in Erscheinung.

Abgesehen von der Fundamentoberfläche ist der Westerwald arm an intratertiären härteren Landoberflächen. Dahin gehört die Quarzitbank, die der Landoberfläche an der Wende von Oligocän und Aquitan entspricht. Sie kommt als

---

1) Einer der größten bisherigen Fehler der Morphologen war die falsche Datierung der Flächen bezw. die dauernde Verwechslung von abgedeckten und persistierenden Flächen. Bei der tektonischen Zerstückelung können die noch in Resten auflagernden Tertiärschichten nur beweisen, daß die neue Abtragungsfläche jünger ist als die alte. Niemals können beide identisch sein. Ich habe schon 1922, dann wieder 1924 und 1927 auf die Wiederbenutzung exhumierter Flächenstücke (Mosaikfläche) bei der Entstehung neuer Landoberflächen nachdrücklich hingewiesen, ohne daß in der Literatur irgendwelche Notiz davon genommen wurde. Der Fehler, der auf unklaren Vorstellungen und auf Unkenntnis der geologischen Vorgänge beruht, kehrt auch in der neuesten Literatur ständig wieder.

Pultfläche in den Waldungen von Hilgert-Oberdreis und Welkenbach vor. Als Reste einer wiederfreigelegten postburdigalen Landoberfläche müssen die Phonolith-, Trachyt- und Trachydoleritkuppen gedeutet werden. Stellenweise lassen sich die Oberflächen der Basaltströme weithin verfolgen; doch scheint es sich dabei vorwiegend um jüngere Abtragungsflächen zu handeln, da vulkanische Oberflächenerscheinungen fast gänzlich fehlen. Nur der Uebergussbasalt des Westplateaus (Hornblendebasalt) zeigt flächenhaft die blasige Ausbildung der Stromoberfläche.

Während die älteren Flächenreste infolge ihrer Zerstückelung in den verschiedenen Störungsphasen heute in jeder beliebigen Höhe denudiert in Erscheinung treten können, ist die persistierende altpliocäne Verebnung viel besser erhalten. Dasselbe gilt von der Fläche, welche die oberpliocänen Ablagerungen trägt. Diese Verebnung tritt besonders am Ostrande des Westerwaldes terrassenartig zwischen 400 und 460 m NN auf und greift, ältere exhumierte Flächenteile wiederbenutzend, deutlich in das höhere Niveau des Hohen Westerwaldes und des Ederplateaus (550—600 m NN) ein. Im Nordosten, an der oberen Dill, setzt sich diese Fläche dann in der Diabaslandschaft fort, um sich dann ganz in kuppengekrönte Einzelriedel aufzulösen (Plümer). Gegen die untere Sieg zu ist dieselbe nach NW abfallende Fläche durch Bleichböden gekennzeichnet. (Breddin, Jahrbuch Pr. L. A. 1928, S. 543, u. M. Richter, Niederrh. geol. Ver. 1922 S. 44). Im südlichen Westerwald fällt dagegen die oberpliocäne Ebenheit infolge der nachträglichen Verbiegung von ca. 300 m NN allmählich gegen die Lahn und das Limburger Becken hin ab. Sie folgt hier der schwach mit Tertiär überzogenen Fundamentoberfläche und bildet die ausgesprochene Ebenheit (200 NN) zwischen Limburg, Hadamar und Kerkerbach. Aehnlich liegen die Verhältnisse im Vorderen Westerwald, wo die oberpliocäne Fläche stark verworfen (Saintalspalte) wiedererscheint, um sich gegen das Neuwieder Becken zu abzusenken (Maxsain 330 m NN, Krümel 250 m NN, Hillscheid 300—260 m NN). Auch in der jungen Grabenzone zwischen Westerwald und Montabaurer Höhe findet sich das Oberpliocän in einer verhältnismässig tiefen Lage.

Während die bisher betrachteten Flächen einst mit Seditimenten bedeckt waren und erst in jüngerer Zeit wieder freigelegt wurden, haben wir in dem Basaltplateau des Westerwaldes eine persistierende Landoberfläche vor uns die niemals zugedeckt war. Im Gegenteil ist die alte Lateritverwitterungsdecke bereits fast überall durch Abtragung ent-

fernt oder umgelagert worden. In die Eiszeit fällt die Entstehung der basaltischen Blockbestreuung des Hohen Westerwaldes.<sup>1)</sup> Heute bildet die Hochfläche des Westerwaldes eine „tote Landschaft“ im Sinne Salomons, in welcher die Gewässer in breiten, flachen, versumpften Talwannen mit nur geringem Gefälle dahinschleichen, um erst am Rande mit starkem Gefällsknick in tiefeingeschnittenen, romantischen Schluchten den Hauptadern der Sieg, Dill und Lahn oder dem Rhein zuzueilen. Die Höhenlage der Roterden auf der basaltischen Hochfläche lässt deutlich die nachträgliche Schiefstellung des Westerwaldes nach der Lahn zu erkennen (600—400 m NN). Derselbe Vorgang kommt in der extrem nördlichen Lage der Wasserscheide zwischen Sieg und Lahn zum Ausdruck.

Im Norden findet der Hohe Westerwald der Hochzone des Hachenburger Forstes folgend in der „Höh“ und „Kalten Eiche“ seine natürliche Fortsetzung zum Ederplateau. Am Nordrand des Westerwaldes tritt die vorbasaltische Landoberfläche stellenweise in breiter Terrasse unter dem Dach- oder Uebergussbasalt hervor (500 NN), während die vorquarzitische Fläche, lediglich in Grabenbrüchen erhalten, mit ihr zu einer Einheit verschweisst ist. Diese vorbasaltische Abtragungsfläche streicht gegen Nordosten hoch in die Luft. Wenn am basaltischen Hohen-

---

1) Diese Erscheinung des mitteleuropäischen Periglazialgebietes wird mit ähnlichen Bildungen der heutigen polaren Trockengebiete, in denen das Jahresmittel um Null Grad schwankt, verglichen. Harrassowitz (Niederrh. geol. Ver. 1916 [1918]) hat die Blockstreuung des Vogelsberges auf die Bodeneisbildung bzw. die Regelation zurückgeführt. Durch Lockerung der oberen Erdhaut und Abkriechen infolge ständiger Durchfeuchtung überm Bodeneis bilden sich Lehmdecken mit Gesteinsbrocken und Blockstreuungen, welche sich selbst über Bodenschwellen fortsetzen können. Neuerdings hat H. Quiring (Jahrb. Pr. L. A. 1928 S. 619) vom Nordrand des Westerwaldes zahlreiche seitlich scharf begrenzte, zungenförmige Blockströme beschrieben, welche auf der Hauptterrassenfläche der Täler enden, nie aber wesentlich tiefer hinabreichen. Sie werden stellenweise von jüngerem Lößlehm überlagert, gehören also der ältesten (Elster-) Vereisung an. Quiring bemerkt, daß die Bedingungen zu der stets einmaligen Blockstrombildung nur auf eine kurze Zeit beschränkt waren, in welcher die Regelation, d. h. das Gefrieren und Auftauen des Bodens bei einer mittleren Jahrestemperatur von ca.  $-2$  Grad C. stattfand. Quiring versucht sogar, unter Abzug der postglazialen Hebungen die glaziale Höhenlage zu ermitteln und, so nach dem Verbreitungsgebiet des Bodeneises für verschiedene Orte der Umgebung die mittlere Jahrestemperatur während der Elstereiszeit zu ermitteln. Aus dem Zusammenfallen der heutigen  $+7$  Grad-Jahresisotherme mit den Höhenlinien der ehemaligen  $-2$  Grad-Jahresisotherme zieht Quiring den Schluß, daß die Jahrestemperatur zur Zeit des weitesten Eisvorstoßes im Westerwald um 9 Grad C. niedriger war als heute.

seelbachskopf oder am Mahlscheid (Bl. Betzdorf) noch Reste der älteren Kaolinverwitterung unter dem Basaltdeckenrelikt vorliegen, so ist das auf Absenkungen zurückzuführen, welche die alte Landoberfläche lokal in das Niveau der postbasaltischen Abtragung gebracht hat.

Wir halten die postbasaltische 550—600 m hohe Verebnungsfläche der oberen Sieg für die persistierende altpliocäne Lateritfläche, die uns im Hohen Westerwald entgegentritt. Sie schneidet das Basaltplateau und im Norden das Devonfundament gleichmäßig ab. Daraus und aus dem ursprünglichen nördlichen Gefälle der Basaltdecken geht hervor, daß die Aufwölbung und die damit verbundene Schrägstellung des Westerwaldes nach SSW, unbeschadet älterer Bewegungen ähnlicher Tendenz, erst in postbasaltischer, d. h. postsarmatischer Zeit und weiterhin in postpliocäner Zeit erfolgt ist. Die erste Aufwölbung fällt also in die Störungsphase zwischen Sarmat und Altpliocän. Nach einer im Mittelpliocän erneut wirksamen Hebung wurde die nächst tiefere Verebnung des Oberpliocäns geschaffen. Auch diese ist gegen Süden und Westen abgelenkt worden. Erst dann haben sich die Tröge des Rheins, der Lahn, Sieg und Dill in die Fläche eingesenkt. Innerhalb dieser Tröge spielte sich dann bei rhythmischer Hebung die Bildung der Prädiluvial- und der Diluvialterrassen ab.

Aehnlich wie bei den Flächen unterscheiden wir auch bei den Tälern exhumierte d. h. wiederaufgedeckte Urtäler, mögen sie noch Reste der Füllmasse enthalten oder schon durch jüngere Erosion übertieft sein, von jungen neuangelegten, persistierenden Erosionstälern. Die Erkennung der beiden Typen wird noch durch die Unterscheidung des Primärreliefs vom Epigenrelief wesentlich erleichtert. Der Unterschied ist fundamental. Unter Primärrelief verstehen wir ein Relief, welches abgesehen vielleicht von der Talrichtung, keine Erbanlagen mehr aufweist, sondern ausschliesslich durch die Struktur und die Gesteinhärte bedingt ist; unter Epigenrelief ein Relief, welches weitgehendst von diesen Bedingungen unabhängig ist und noch ein Höchstmass von Eigenschaften aufweist, welche aus einer Zeit stammen, als der Fluss noch in voller Unabhängigkeit von Struktur und Gestein in freiem Rhythmus auf einer Ebene dahinfloss. Während der Ausgangspunkt des Primärreliefs in die Phase der tektonischen Schollenzerstückelung zu verlegen ist, ist das Epigenrelief von einer Ebene oder Fastebene abzuleiten, mag dieselbe nun einer Abtragungsfläche, einer Aufschüttungsebene oder einer Trugebene entsprechen. In beiden Fällen wird also das Relief durch eine Hebung erzeugt.

Der wesentliche Unterschied besteht nur darin, ob diese Hebung episodisch mit einer starken Schollenzerstückelung verbunden war, oder ob es sich um die säculare Hebung einer Sedimentfläche handelt. In ersterem Falle wird die Reliefbildung nur der Struktur folgen, beim Epigenrelief werden dagegen die bisherigen Eigenschaften beibehalten und im Fundament fixiert. Zwischenformen können z. B. dann entstehen, wenn sich tektonische Bewegungen des Fundaments auf der hangenden Schotterebene abbilden und den Fluss bei seinem Einschneiden dauernd im Sinne der begrabenen Struktur beeinflussen. (Vergl. De e c k e, Flusslauf und Tektonik). Eingeebnete Primärreliefs können durch posthume Bewegungen an den älteren Strukturlinien während der Störungsphasen wieder regeneriert werden („Tektonische Reliefregeneration“). Wir haben im Verlauf unserer Untersuchung bereits zwei Generationen lebhafter Reliefbildung kennen gelernt, die postburdigale Kuppenlandschaft der saueren Eruptionen und die intrabasaltische präarmatische Plateaulandschaft mit ihrer starken Abtragung, Einebnung und Urtalbildung. Da die Eruptionsstiele des Phonoliths, Trachyts und Trachydolerits in einem weichen Medium von Tuffen und Tonen steckten, sind uns keine Urtäler mehr überliefert, sondern nur die alten Kuppen wieder freigelegt worden. (Vorderer Westerwald). Dagegen sind uns aus dem intrabasaltischen Relief interessante Urtalstrecken erhalten geblieben. Schon ihr gerader Verlauf lässt sofort die tektonische Anlage erkennen. Hier nur einige durch Füllmasse und Uebergussbasalt gekennzeichnete Beispiele aus dem Reichtum der alten Formenwelt. Das Sainbachtal, der Sainstalstörungszone folgend, mit der quarzitführenden Solifluktionfüllmasse im Oberlauf und der diluvialen Uebertiefung zwischen Zürbach und Selters. Hierhin gehört noch eine ganze Reihe anderer Talstrecken. Ein markantes Urtal ebenfalls tektonischer Anlage ist der Elbbach (SE Westerbürg), der ebenfalls im Diluvium eine Uebertiefung und Verbreiterung erfuhr. Die Talrichtung dieser vorsarmatischen Entwässerungsrinnen läßt bereits Verhältnisse erkennen, welche an das heutige Talnetz gemahnen. Doch ist eine Rekonstruktion zur Zeit noch nicht möglich. Von Bedeutung sind die Hochtäler im Oberwald bei Selters mit ihrer Füllmasse aus einem Gemisch von Sand und Ton, in welchem große Quarzitschollen schwimmen. Es handelt sich hier zweifellos um Solifluktionmassen. Leider läßt sich das präarmatische Alter dieser Täler nicht mit Sicherheit feststellen, da der Uebergussbasalt nur am Rande aufgeschlossen ist. Allerdings fehlen Basaltgerölle der Füllmasse gänzlich.

Neuere Aufschlüsse zeigen, daß das Urtal im Osten mit einem am Südosthang des Kreuzberges SW—NO streichenden Grabenbruch zusammenfällt, in welchem die Quarzitbank ansteht. Dass hier aber schon in quarzitischer Zeit ein Tal vorlag, wird durch die faust- bis kopfgrossen Koblenzquarzitgerölle bezeugt, welche in der hier konglomeratischen Quarzitbank auftreten<sup>1)</sup>. Der südliche Urtalstreifen, der im Osten zweifellos von dem Blasenbasalt überdeckt wird, ist früher durch einen tieferen Schacht aufgeschlossen gewesen; die tonige Füllmasse lässt aber keine Entscheidung zu, ob auch hier ein Grabenbruch zugrunde liegt.

Interessante junge Urtalstrecken, die aus prädiluvialer Zeit stammen und heute trocken liegen oder mit Lehm erfüllt sind, konnte ich im östlichen Dilltal zwischen Dillenburg und Herborn in dreifacher Wiederholung feststellen. Zeigt schon der Ditzhölzbach bei seiner Mündung die Tendenz, sich scharf nach Süden zu wenden, so wurde der alte untere Nanzenbach durch den ehemaligen untern Eibach, der obere Eibach durch den jetzigen unteren Eibach, der Hegetalsbach durch den Volpertsbach angezapft und zur Schelde bzw. zu Aar abgelenkt. Die Erscheinung steht vermutlich im Zusammenhang mit den südlich Herborn von Plümer nachgewiesenen Senkungen.

Auch die Trogbildung der Dill und der Lahn ist tektonisch prädisponiert. Erstere liegt im Bereich der alten burgigalen Meerésbucht, welche von der Wetterau her bis in die Gegend von Herborn nachweisbar ist, während der Lahntrog einerseits von dem alten Nordhang des Taunus andererseits durch die südliche Abstaffelung des Westerwaldes vorgezeichnet ist. Die Tröge selbst sind das Werk prädiluvialer Erosion. In diesen Trögen entwickelten sich auf einer prädiluvialen Schotterebene die Mäander. Die Schlingenbildung setzt ein geringes Gefälle voraus, sodass wir es im älteren Prädiluvium mit einer im Ganzen noch recht flachen Landschaft zu tun haben. Die Mäander entstanden beim ersten Einschneiden ins Fundament durch Stauungen, welche teils durch tektonische Verbiegungen und kleine Verwürfe, teils durch Härteunterschiede des Gesteins verursacht wurden. Bei der weiteren Hebung wurden dann die Schlingen im Fundament fixiert (Sieg, Wied, Untere Sain, Gelbach, Untere Lahn usw.). Hebungsperioden mit Tiefenerosion wechselten mit Zeiten der Ruhe ab, während derer die Flüsse an ihrer Breitenentwicklung gearbeitet haben. (Ter-

1) Interessant sind dunkle paläozoische Quarzitgerölle im Konglomerat.

assenbildung). Dabei zeigt die nach der Tiefe zu abnehmende Mäanderbildung, dass die Ruhepausen zwischen den Hebungen immer kürzer wurden.

Auch die heutigen Erhebungen am Rande des Westerwaldes folgen einer alten tektonischen Anlage. Es sind keine reinen Erosionsformen, sondern entsprechen den Hochschollen des alten Schachbrett-systems. Die Heraushebungstendenz scheint noch heute latent. (Hachenburger Forst, Marienberger Höhe, Montabaurer Höhe usw.). Auf der Höhenschichtenkarte des Westerwaldes ist die alte in postbasaltischer Zeit verjüngte Verwitterung deutlich zu erkennen.

Reichhaltig und mannigfaltig ist der Formenschatz des heutigen Westerwaldes. So sehen wir, dass das Innere einer aus dem Altplicocän stammenden, persistierenden, toten Landschaft entspricht, dass aber in den Randgebieten allenthalben die Abtragung am Werke ist, mag sie nun Flächen und Hohlformen der älteren Primärreliefs freilegen oder sich in den erbten Formen des prädiluvialen Epigenreliefs abspielen oder endlich ganz junge eigene Wege der Erosion eingeschlagen haben.

### Landschaftstypen.

In der Fülle der Oberflächenformen treten nach dem geologischen Aufbau immer wieder ganz bestimmte Landschaftstypen auf, von denen hier ganz kurz einige der wichtigsten genannt werden mögen. Die Formen, die natürlich ineinander übergehen, sich überschneiden und durchdringen können, sind im Extrem nicht zu verkennen.

Da ist zunächst die Hochfläche des Hohen Westerwaldes; eine wellige Ebene, der fast unmerklich einzelne Kuppen aufgesetzt sind, in denen niemand die höchsten Erhebungen vermuten würde. Es ist eine kahle, ziemlich eintönige Landschaft, die nur durch einzelne Baumgruppen und die eigenartigen Tannenstreifen unterbrochen wird, welche als Schutzgehege Schnee und Wind abhalten sollen. Auf den höheren Teilen nehmen grosse Viehweiden mit Basaltblockhalden und Wacholderbüschen den grössten Raum ein (Trieschwirtschaft). Der Basalt saugt die Niederschläge reichlich auf und das Wasser sammelt sich in Mooren, die eine eigene Flora (Wollgras usw.) und Fauna (Kiebitze usw.) beherbergen. Aus solchen Torfmooren nehmen die grösseren Bäche des Westerwaldes ihren Ursprung. (Beispiele: Moor von Liebenseid, Neukirch 532 NN, Ursprung der Schwarzen u. kleinen Nister; Kackenberg, Ailertchen 478 NN, Ursprung des Elbbaches usw.).

Am Nordrand des Westerwaldes beteiligt sich auch die ebene vorbasaltische *Devonoberfläche* an der Zusammensetzung der Hochfläche. Sie trägt meist eine feuchte, rostfarbene, tonige Lehmdecke, in welche eckige Devonquarzitbrocken regellos eingestreut sind. Der sandige Untergrund macht sich sofort in der Vegetation (Heidekraut, Ginster, Wacholder, im Wald auch Heidelbeere und Farnkraut) bemerkbar. Die z. T. mit Uebergussbasalt flach überzogene, meist mit Buchen und Tannen bestandene Devonfläche des Westplateaus besteht ebenfalls aus Koblenzquarzit. Hier hat man die Bäche künstlich zu grossen, fischreichen Weihern angestaut (Dreifeldener Weiher 412 NN, Heidenweiher 421 NN, Brink- und Postweiher 406 NN, Wölferlinger Weiher 425 NN).

Einen besonderen Typ in diesen Landschaften stellen die *Pultflächen* dar, bei welchen die völlig eingebnete vorbasaltische Devonebene tektonisch wie ein Pultdeckel zwischen Verwerfungen geneigt erscheint (Marienberger Höhe, Bölsberger Viehweide, Lautzenbrücken, Neunkhausen-Elckenroth, Neukirch-Lippe usw.). Aehnliche Pultflächen finden sich auf dem Westplateau. Trägt eine solche geneigte Fläche in ihren höheren Teilen noch einen basaltischen Deckenrest, so wird die Fläche dauernd mit dem Wasser überrieselt, das an der Basis der Basaltdecke ständig austritt, und es kommt zu Sumpf- und Moorbildungen und zur Entstehung gestrüppartiger Erlendickichte.

In starkem Kontrast zu den Hochflächen stehen die *Randgebiete*. Mit einem kräftigen Gefällsknick schneiden die Bäche tief in die Basalttafeln ein. Basaltblöcke häufen sich zu Blockströmen, oder sie erfüllen die klaren Gebirgsbäche, die oft ganz unter den Blattschirmen einer üppigen Vegetation dahineilen. Die engen schluchtartigen Täler verbreitern sich sofort, wenn das Devonfundament angeschnitten wird. Die Steilgehänge ziehen sich auf die bewaldeten Basalttafeln zurück, welche die Höhen krönen. Der Wald weicht immer mehr zurück, um dem Ackerbau Platz zu machen. Die Taltypen im Devonfundament sind je nach den Gesteinen ganz verschieden. So unterscheiden sich die romantischen Waldtäler des Devonquarzits (z. B. Nister) ganz wesentlich von den breiteren und flacheren, fruchtbaren Tälern im milden Devonschiefer, die ganz dem Ackerbau dienen (z. B. Elbbach).

Eine besondere Stellung nehmen die *tektonischen Beckenlandschaften* ein, die in das Devonfundament eingesenkt sind. Da hier noch lockeres Tertiär erhalten ist, dienen diese Flächen inmitten der bewaldeten Umrandung dem Feld- und Wiesenbau. In ihnen konzentriert sich heute der Abbau des

Tertiärquarzits und der feuerfesten Sande. Morphologisch am schönsten tritt das Herschbacher- und das Neunkhausener Becken in Erscheinung. Gemäss der tektonischen Zerstückelung finden sich in den Verwerfungsgebieten ganz verschiedene Landschaftstypen in unmittelbarer Nachbarschaft.

In besonders starkem Gegensatz zu den eintönigen und melancholischen Hochflächen des Westerwaldes stehen die lebhaft gegliederten tektonischen Devonhochschollen im Bereich des Koblenzquarzits. Sie tragen typischen Mittelgebirgscharakter und sind fast vollkommen mit herrlichen Buchenwäldern überkleidet. Hierher gehört der Hachenburger Forst mit dem Höchstenbacher und Rossbacher Wald und die nordöstliche Fortsetzung über die Grosse Nister hinweg nach Kirburg-Friedenwald und nach der „Höh“ zwischen Haiger und Burbach. Denselben Charakter trägt die Hochscholle der Montabaurer Höhe (540 NN) mit ihren ausgedehnten Forsten. Aehnliche Formen finden sich an den Steilabfällen des Westerwaldsockels zur Sieg, Heller und Dill, dagegen bietet der mauerartig-tektonische Abbruch des Westplateaus (Schenkelberg-Boden) mit seinem bewaldeten Basaltabfall ein abweichendes Bild.

Außerhalb des basaltischen Westerwaldes haben sich die Bäche cañonartig in romantischen Mäandern in die Devonplattform eingegagt. So die Grosse Nister (Kroppacher Schweiz), der Gelbach, die untere Sayn, die untere Wied usw. Sie lassen alle die jugendlichen Merkmale wiedererkennen, welche Rhein, Sieg, Dill und Lahn kennzeichnen.

Die erwähnte Devonplattform, die vielfach noch eine Tertiärdecke von Sand, Kies und Ton trägt, umgürtet als breite Zone den basaltischen Westerwald im Süden und Westen, um sich allmählich nach der Lahn und dem Neuwieder Becken bis auf ca. 200 m NN abzusenken. Diese Gebiete dienen dem Ackerbau, während der Wald in den Hintergrund tritt. Das Gebiet fällt teils zusammen mit dem Zentrum der Tongewinnung (Kannenbäckerland), teils mit dem Bergbaudistrikt zwischen Elb- und Kerkerbach, der wegen seiner Phosphorite und Eisenmanganerze bekannt geworden ist.

Da, wo der Massenkalk grössere Partien zusammensetzt, stellen sich sofort typische Karsterscheinungen ein (Bachversinkungen, Vaclusequellen, Höhlenbildungen usw.); so an der Lahn (Steeden, Altendiez) und bei Breitscheid (Erdbach).

Eine besondere Note bringen die Eruptivgesteine in die Randlandschaften des Westerwaldes. Entweder sind es Anhöhen, die durch Erosion vom basaltischen Westerwald abge-

trennt sind und nun inselartige Tafelberge bilden oder steile Kuppen, die als harte Vulkanstiele, d. h. Schlotausfüllungen, über die weichere und stärker abgetragene Umgebung herausragen. Besonders reich an diesen Kegelbergen (Basalten) und Kuppeln (Phonolithen usw.) ist der Vordere Westerwald zwischen Montabaur und Selters.

Zuletzt seien die Terrassenlandschaften erwähnt, welche Rhein, Sieg, Dill und Lahn begleiten. Innerhalb dieser Täler zeigen besonders breite Auflächen junge Senkungsbewegungen an. Diesen Becken strömen die Gewässer zu und bilden hier Flussknoten (Herborn S, Löhnberg, Limburg, Neuwied).

Selten sind die Typen ganz rein entwickelt; sie werden häufig durch die zahlreichen Störungen modifiziert, welche die Typen in engste Verbindung miteinander bringen. Gehen die Sprünge durch die Talsohlen, so entstehen unsymmetrische Talhälften von gänzlich verschiedenem Charakter. Als Beispiele nenne ich den Saynbach bei Selters, die Nister bei Marienberg-Hahn, das Tal von Alpenrod und den Faulbach bei Weilburg.

---

### **Zusammenfassung einiger Ergebnisse allgemeiner Bedeutung unter Berücksichtigung der Nachbargebiete.**

1. Die Aufstellung der Störungsphasen, welche alle Schichtglieder voneinander trennen, hat eine vollkommene Bestätigung erfahren.

Im Hessischen Tertiär, selbst in der Hessischen Senke sind im ganzen etwa 27 Störungsphasen nachweisbar, denen ebensoviele Abtragungsphasen und Diskordanzen entsprechen. Mit andern Worten: Jede einzelne Schicht ist von der nächst folgenden durch eine Bruchphase getrennt.

Die Gliederung der Ablagerungen wurde auf kinetischer Grundlage vorgenommen. Der Sedimentationszyklus stimmt mit dem für die marine Flachsee des Paläo- und Mesozoikums erkannten Emersionszyklus überein. Die Schwingungsamplitude verringert sich gegen die Gegenwart hin unter Beschleunigung und unter Verkümmern der Senkungsphasen.

3. Der Sedimentationszyklus ist geeignet, über die zonare Faziesfolge Aufschluss zu geben, und verhindert in Zu-

kunft eine Verbindung verschiedenzeitlicher Ablagerungen. Auch für die Paläobiologie (Oekologie) sind die Fazieszonen von Wichtigkeit.

4. Die Beziehungen des Vulkanismus zu den tektonischen Bewegungen wurden im Rahmen einer Feingliederung untersucht.

5. An die Stelle der bisher geübten, vielfach untauglichen deduktiven morphologischen Analyse wurde die induktive Methode gesetzt, die mit geologischen Mitteln arbeitet, jedes einzelne paläogeographische Stadium erfasst und als Endergebnis den heutigen Formenschatz erhält, der sich aus exhumierten, persistierenden und jugendlichen Formenelementen zusammensetzt. Wegen der vielen Störungen wurden die Flächen nicht allein nach ihrer Lage, sondern in erster Linie nach dem geologischen Befund miteinander in Verbindung gebracht und zeitlich eingeordnet.

6. Entsprechend den Störungsphasen kann eine jüngere Verebnungsfläche in jedem beliebigen Niveau Flächenstücke älterer Landoberflächen enthalten. Sie sind für die Datierung der betreffenden Fläche ohne Belang. Ebenso kann man nur solchen Schottern nach der höheren Lage ein höheres Alter zuschreiben, welche demselben Erosionszyklus angehören. Aeltere Schotter können infolge der Schollenzerstückelung während der Störungsphasen heute in jeder beliebigen Höhenlage, sowohl unter der heutigen Talsohle wie auf den höchsten Erhebungen, auftreten. Die Tatsache, dass die verschiedenaltigen Schotter jeweils mit Vorliebe dem Fundament auflagern, erschwert bei fehlendem Hangenden ihre Altersdeutung, ist aber zugleich ein schlagender Beweis für die Zerstückelung und Abtragung während der verschiedenen Störungsphasen. Auch bei der Urtalbildung können alte Gerölle der Füllmasse tief unter der jüngeren Ueberdeckung auftreten. Die so beliebte Höhendatierung von Geröllablagerungen ist also abzulehnen.

**7. Der Unterschied zwischen Primärrelief und Epigenrelief besteht in der Verschiedenheit der tektonischen Bewegung: Episodische Hebung mit Schollenzerstückelung oder säkuläre Hebung einer Schotterebene. Jeder Störungs- und Abtragsphase entspricht eine Reliefgeneration, die allerdings nur in festem Material erhalten bleibt und von den nächst jüngeren Sedimenten eingedeckt ist. Ein eingeebnetes Primärrelief kann gemäss seiner tektonischen Anlage in jüngerer Zeit durch post-hume Bewegungen tektonisch wieder regeneriert werden (Rheintalgraben, Hessische Senke usw.).**

8. Die Höhenterrassen, die bisher für pliocän gehalten wurden, sind altdiluvial. Um die bisherige Namengebung nicht zu verwirren, wurde die zwischen Oberpliocän und Hauptterrasse gelegene Zeit als Prädiluvium abgetrennt.

9. Die übrigen Ergebnisse sind mehr lokaler Natur. Die Untersuchungen stellen die Verbindung der terrestren Tertiärbildungen mit dem marinen Burdigal, Helvet (Kirchberger Schichten, Schlier) des Alpenvorlandes her.

Im Uebrigen muss ich auf mein in Vorbereitung befindliches Werk verweisen.

---

### Nachträge.

Gelbildung im Basalt. (Zu S. 27—33.)

Von besonderem Interesse sind durch Verwitterung von Basalttuff und Basalt entstandene Gele, d. h. durch Verwitterungslösungen ausgefällte Kolloide verschiedener Zusammensetzung. Sie finden sich fast überall lagenweise an der Grenze von Basalt zum Tuff, von Basalt oder Tuff zum liegenden Tertiär oder Fundament, ferner auf Klüften, Spalten des festen oder in Hohlräumen des blasigen und schlackigen Basaltes. In frischem Zustand handelt es sich um dickflüssig-gelatinöse Kolloide. (Dreckkranzen des Stbr. Weidling.). Unter Schwundrißbildung und Wasserverlust geht die Substanz über in eine ölgelbe, zeisiggrüne oder bräunliche, noch schneidbare Masse von ausgesprochen muscheliger Bröckelung. Mit diesen Gelen zusammen findet sich der vollkommen verfestigte, hellgraue bis gelbliche, rissige Basalthornstein in sinterartigen, z. T. nierigtraubigen Massen oder Knollen. Schon seit längerer Zeit fiel mir das Zusammenauftreten dieser Gele mit tiefschwarzem oder schokoladebraunem Mulm auf, den ich S. 33 als in den Intrusivbasalt eingewürgten Braunkohlenmulm gedeutet habe. Neuerdings von mir in Wetterau (Engelthal N) und Vogelsberg (Gurgrube Steinfurt; Schlechtenwegen) entdeckte Aufschlüsse zeigen nun zwischen Basalttaschen oder Apophysen und umgebendem Liegendem (Rotliegendeschiefer bzw. Basalttuff) ein braunes bis kohlschwarzes Band, welches den Basalt festonierend umgibt. Die eigenartigen dunkeln Streifen um die Basalte erinnern an rhythmische Fällung, sodaß es sich bei diesem Mulm um Substanzen handelt, die mit der Verwitterung des Basaltes in Beziehung stehen dürften. Ich habe mein Beobachtungsmaterial Herrn Dr. Krekeler (Giessen) übergeben, der diesen interessanten Bildungen eine Studie widmen wird.

Ein klassisches Profil, reich an Gelen aller Art, bietet die Tongrube Niederahr (Wwd.). Hier finden sich dicht unter dem mächtigen Gellager des hangenden Basalttuffes im plastischen Ton Tonsteinknollen mit vielen Schwundrissen. Ob auch die hier auftretenden Quarzitlinsen mit diesen Gelen zusammenhängen, erscheint mir fraglich. Daß aber die Quarzitbank der Quarzitschichten von Herschbach entgegen der Endell'schen Anschauung genetisch nichts mit den Hangenden Basalttuffen zu tun hat, ist erwiesen. (Literatur: Endell, Centralblatt 1913 Nr. 21; Flörke, Notizbl. Darmstadt 1924; Harrassowitz, Steinmannfestschr. Geol. Rundsch. 1926, S. 188—196.)

---

# Übersicht über die Ablagerungen des Hessischen Tertiärs.

(Klüpfel, März 1929.)

~~~~~ Störungsphase.

|                |                                                               |                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |
|----------------|---------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Alluvium       |                                                               | Hauptterrasse und jüngere Terrassen. (Diluvialsande und Schotter.)                                                                                                                                                                                                                                   |
| Diluvium       |                                                               | Höhenterrassen; Kieseloolithschotter.                                                                                                                                                                                                                                                                |
| Prädiluvium    |                                                               |                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |
| Oberpliocän    |                                                               | Glimmerführende Feinsande, Erbsenkiese (keine Schotter!), Tone, Braunkohle der Horloffsenke usw                                                                                                                                                                                                      |
| Mittelplicocän |                                                               | Weißetone, Klebsande, Milchquarzkiese, Quarzitlinsen; <i>Mastodon arvernense</i> .                                                                                                                                                                                                                   |
| Unterplicocän  |                                                               | Dinotheriensande und -Schotter (Rheinhessen).<br>Lateritverwitterungskruste, Bauxit (Allit), Basalt-eisenerze des Vogelsberges. (Keine Schotter!)                                                                                                                                                    |
| Obersarmat     | O<br>b<br>e<br>r<br>m<br>i<br>o<br>c<br>ä<br>n                | Trapp der Wetterau und der Untermainebene.                                                                                                                                                                                                                                                           |
| Mittelsarmat   |                                                               | Basalte und Trappe der Oberwaldphasen II—V (Vogelsberg). Flora von Salzschlirf (Ostbasalte).<br>Große Reliefgeneration in Vogelsberg und Westerwald.                                                                                                                                                 |
| Untersarmat    |                                                               | Steigerergüsse des östlichen Vogelsberges.                                                                                                                                                                                                                                                           |
| Torton         | }                                                             | Basalte und Trappe des Vorderen Vogelsberges                                                                                                                                                                                                                                                         |
|                |                                                               | Tuffitlager mit Braunkohlen des Vogelsberges (Salzhäusen, Hessenbrücker Hammer, Beuern, Schlechtewegen).<br>Braunkohlen des Inneren Westerwaldes. Altbasalt.                                                                                                                                         |
| Oberhelvet     | M<br>i<br>t<br>t<br>e<br>l<br>-<br>m<br>i<br>o<br>c<br>ä<br>n | Congeriansande mit <i>C. Kayseri</i> Wenz, <i>Unio</i> usw.                                                                                                                                                                                                                                          |
| Mittelhelvet   |                                                               | Schotter von Staden und Salzhausen.                                                                                                                                                                                                                                                                  |
| Unterhelvet    |                                                               | Prosostheniensichten und Ginnheimer Braunkohle.                                                                                                                                                                                                                                                      |
| Burdigal       | U<br>n<br>t<br>e<br>r<br>m<br>i<br>o<br>c<br>ä<br>n           | Braunkohle von Breitscheid (Westerwald), Rott (Siebengebirge), Elm (Vogelsberg) mit Anthracotherien und <i>Brachyodus onoides</i> . Plastische Tone und Milchkiefazies.<br>Mariner Pustulatenton und Hydrobionten mit dünnen Kalkbänkchen. <i>Potamides plicatus pustulatus</i> , Foraminiferen usw. |
|                |                                                               | Grobschotter des Kerkerbachgebiets, Leihgestern, Griedel-Münzenberg, Södel-Nauheim. Stromberg. Lokale Einkieselungen.<br>Kaolinverwitterungsrinde.<br>Während des Burdigal: Trachyt, Phonolith, Trachyandesit, Trachydolerit.<br>Trachyttuffe,<br>Frühbasalt und Basalttuffe.                        |

|                                                     |   |                                                                                                                              |
|-----------------------------------------------------|---|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                     | { | Frankfurter Landschneckenmergel <sup>1)</sup> .                                                                              |
|                                                     | { | Hydrobienkalk.                                                                                                               |
|                                                     | { | Hydrobienmergel mit Septarien.                                                                                               |
| Aquitän                                             | { | Corbiculakalk                                                                                                                |
|                                                     | { | Cerithienkalk und Landschneckenkalk (3 Regionen).                                                                            |
|                                                     | { | Kreidiger Mergel, z. T. mit Braunkohle und grauen und graugrünen Tonen.                                                      |
| <hr/>                                               |   |                                                                                                                              |
| Oberes Oberoligocän                                 |   | Quarzitschichten und Vilbeler Schotter. Weiße feuerfeste Sande, Milchquarzkies ( <i>Hydrobia</i> , <i>Planorbis</i> ).       |
| Mittleres Oberoligocän                              |   | Glimmersande mit <i>Ericia antiqua</i> , <i>Mel. Escheri</i> , <i>Melanopsis narzolina</i> usw.                              |
| Unteres Oberoligocän                                | { | Obere Cyrenenmergel mit Braunkohle.                                                                                          |
|                                                     | { | Cyrenenmergel (Elsheimer Meeressand). Meer von Süden her.                                                                    |
|                                                     | { | In Niederhessen: Casseler Meeressand.                                                                                        |
| <hr/>                                               |   |                                                                                                                              |
| Ob. Mitteloligocän <sup>2)</sup><br>(Schleichsande) | { | Braunkohlenflözchen                                                                                                          |
|                                                     | { | Feiner Sand und Ton. In Niederhessen: Schleichsande. Melanienton.                                                            |
|                                                     | { | Schleichsandstein.                                                                                                           |
|                                                     |   | Ob. Rupelton { Feinsandige Tone mit Flora Hellgrauer, grünlicher u. gelblicher Mergel. Foraminiferenmergel.                  |
| Unteres Mitteloligocän                              |   | Unt. Rupelton { Flörsheimer Flora. Fischechiefer.                                                                            |
|                                                     |   | Unt. Rupelton { Grauer, fossilreicher Sandton mit Foraminiferen (Meer von Norden). Fossilarme, graue, rote u. gelbe Sandtone |
|                                                     |   | Meeressand, z. T. Fazies                                                                                                     |
| Vormitteloligocänes Flußsystem.                     |   |                                                                                                                              |
| Unteroligocän                                       |   | Melanienton von Großalmerode (Brackischer Els. Melanienkalk von Brunnstadt und Kleinkembs).                                  |
| <hr/>                                               |   |                                                                                                                              |
| Obereocän                                           |   | .....                                                                                                                        |
| Mittlereocän (Lutet)?                               | { | Braunkohle von Messel, Möncheberg, Großalmerode.                                                                             |
|                                                     | { | Süßwasserkalk von Buchweiler und Bruchsal.                                                                                   |
| Untereocän                                          | { | .....                                                                                                                        |
| ? Paleocän (Landenien)                              | { | Quarzitschichten von Großalmerode                                                                                            |

1) Stellung im Schichtverband (prä- oder postburdigal) noch nicht hinreichend fixiert.

2) Das Mitteloligocän aus der Literatur übernommen.

## Geologische Literatur über den Westerwald.

- 1884 H. v. Dechen: Erläuterungen zur geol. Karte der Rheinprovinz u Westfalen II.
- 1892 R. Lepsius: Geologie von Deutschland. I. S. 207—212; S. 310—314.
- 1897 A. Dannenberg: Die Trachyte, Andesite und Phonolithe des Westerwaldes. Tscherm. Min Petr. Mitt. 1897. 17. 301—330, 421—484.
- 1909 H. Schneiderhöhn: Die nichtbasaltischen Eruptivgesteine zw. Wirges, Boden und Ettinghausen im südwestl. Westerwald. Mit Kärtchen. Diss. Berlin Jahrb. Pr. Geol. L. A. Bd. 30. T. II. S. 249—311. Mit Literatur.
- 1914 C. Mordziol: Geologische Wanderungen durch das Diluvium und Tertiär der Umgebung von Koblenz (Neuwieder Becken). Die Rheinlande Nr. 5.
- 1915 J. Ahlburg: Ueber das Tertiär und Diluvium im Flußgebiete der Lahn. Jahrb. Pr. Geol. L. A. f. 1915. Bd. 36. T. I. H. 2. Mit Literatur.
- 1924 W. Klüpfel: Geologischer Ueberblick über den Westerwald. Mit Tabelle. Verlag Strüder, Neuwied. 1924.
- 1927 — Der Bau des Westerwaldes. Zeitschr. Vulkanische Baustoffe. Neuwied. 6. Juni 1927. 2 Seiten mit Skizze.
- 1928 — Ueber die natürliche Gliederung des Hessischen Tertiärs und den Bewegungsmechanismus in tektonischen Senkungsfeldern. Geol. Rundschau Bd. 19, H. 4.
- 1928 H. Scholtz: Tektonische Untersuchungen an Westerwälder Vulkanen. Geol. Rundschau Bd. 19 H. 6. 1928. S. 439—447.

### Ueber den Bergbau.

Bergrevierbeschreibungen von Dillenburg (Frohwein 1885), Herzogtum Nassau (Odernheimer u. Selbach 1867), Wetzlar (Riemann 1878), Weilburg (Wenkenbach 1875).

### Ueber Intrusivbasalte und Braunkohle.

- 1920 Luise Buchner: Die Lagerungsverhältnisse und die basaltische Kontaktmetamorphose der Braunkohlen des Hohen Westerwaldes. Verh. Naturhist. med. Ver. Heidelberg. N. F. 14. 2. Mit Literatur.
- 1923 W. Schuckmann: Beiträge zur Kenntnis des Westerwälder Tertiärs. Diss. Senckenbergiana Frkft. Bd. 7. H. 3—5. Mit Literatur.
- 1908 Freise: Die Braunkohlenlagerstätten des Hohen Westerwaldes. Zeitschr. f. Prakt. Geol. 1908. S. 225.

### Ueber Quarzitbildung.

- 1921 Wiegand Braun: Zur Entstehung der Westdeutschen Tertiärquarzite. Steinbr. und Sandgrube. Halle. 1921. H. 19
- Eine Zusammenfassung aller Quarzitliteratur bietet:
- 1926 B. v. Freyberg: Die Tertiärquarzite Mitteldeutschlands und ihre Bedeutung für die feuerfeste Industrie. Stuttg. 1926.

### Ueber Tone.

- 1908 Freise: Die Tone des Hohen Westerwaldes. Zeitschr. f. Prakt. Geol. S. 162.
- 1852 R. Fresenius: Chemische Untersuchung der wichtigsten nassauischen Tone. Jahrb. d. Vereins f. Natk. im Herzgt. Nassau. Bd. 8. S. 145—162.

### Literatur über Flußterrassen.

- Rhein: Kayser, Mordziol (Diss. Gießen, Geol. Rundschau 1910. S. 316). Philippson, Oestreich usw.  
 Lahn: Ahlburg 1915  
 Sieg: H. Knuth: Die Terrassen der Sieg. Beitr. zur Landeskunde d. Rhein. 4. 1923.  
 Dill: E. Plümer: Das Dilltal u. seine Terrassen. Diss. Gießen. Pr. L. A. 1928. S. 1080—1116.

### Ueber die Morphologie der Nachbargebiete.

- O. Maull, 1919 Jahrb. Frkft. Ver. f. Geogr. u. Stat.  
 Harrassowitz, 1922 Centralbl. f. Min. Nr. 8 S. 233—242  
 Panzer, Diss. 1922, M. Galladé 1926, Stickel 1927  
 C. W. Kockel, Centralbl. f. Min. 1926 B. 9. S. 289—297  
 J. F. Gellert, Zeitschr. f. Geomorph. III. 1927, S. 77—89.  
 Hartnack, in Jahrb. 45/46 d. Pomm. Geogr. Ges. Greifswald 1927/28 S. 11 Abb. 2.  
 O. Maull, in „Der Rhein“. 1928. S. 73—148, mit Literatur.

### Karten.

1. Meßtischblätter 1 : 25 000. Blatt: Betzdorf, Burbach, Dillenburg (K), Altenkirchen, Hachenburg, Marienberg, Rennerod, Herborn (K), Waldbreitbach, Dierdorf, Selters, Westerburg, Mengerskirchen, Merenberg (A), Neuwied, Bendorf, Montabaur, Meudt, Hadamar, Weilburg (A), Coblenz (K), Ems (K), Schaumburg (K), Limburg (Koch).  
 Die gesperit gedruckten Blätter sind auch geologisch bei der Preussischen Geologischen Landesanstalt Berlin erschienen. K Kayser, A Ahlburg, die übrigen von Angelbis. Die Blätter sind vergriffen.
2. Topographische Karte 1 : 100 000, Einheitsblatt Nr. 108 Altenkirchen, Dillenburg-Coblenz-Limburg.
3. Topographische Uebersichtskarte 1 : 200 000 des Deutschen Reiches, Blatt Siegen Nr. 124 und Coblenz Nr. 138.
4. Höhenschichtenkarte: Top. Uebersichtskarte des Lahngiebets 1 : 200 000 zu Roth's illustriertem Lahnführer
5. Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands 1 : 200 000 Preuß. Geol. L. A., Blatt Siegen und Coblenz 1910/11.
6. Uebersichtskarte der Braunkohlenvorkommen auf dem Westerwald mit Erl. 1 : 50 000 von Walter (Bonn). Gea-Verlag, Berlin W. 35.
7. Geol. Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1 : 80 000 (v. Dechen). Bonn 1884. Blatt Coblenz und Wetzlar.
8. Westerwald-Führer. Herausgegeben für den Westerwaldverein von E. Heyn, Marienberg, nebst Wanderkarte 1 : 200 000, mit geologischer Skizze von H. Behlen. 1929.

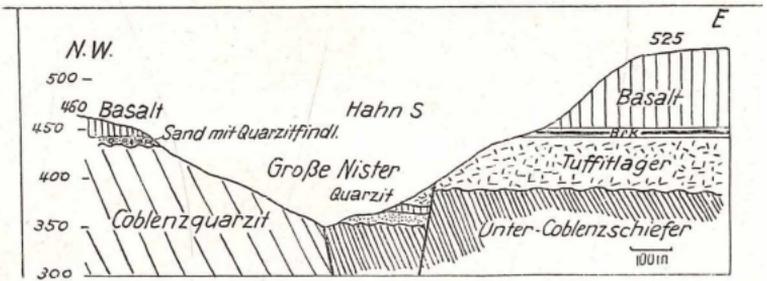
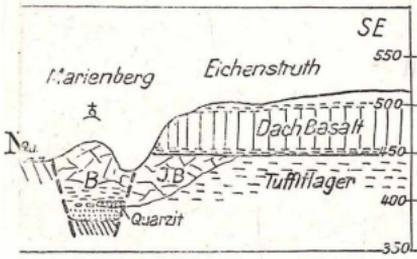
### Bemerkungen zu Taf. I, Profil Nr. 8:

Am Watzenhahn ist der Verlauf der Braunkohlenzone nur ganz schematisch gezeichnet. Sie ist aber hier wie auch am Blasiusberg und an der Dornburg vielfach ganz von Intrusivbasaltmassen durchschwärmt. Intrusivbasalt mit Braunkohle ist z. Zt. auch im Steinbruch „Sauerbornswiesen“ bei Westerburg schön aufgeschlossen.

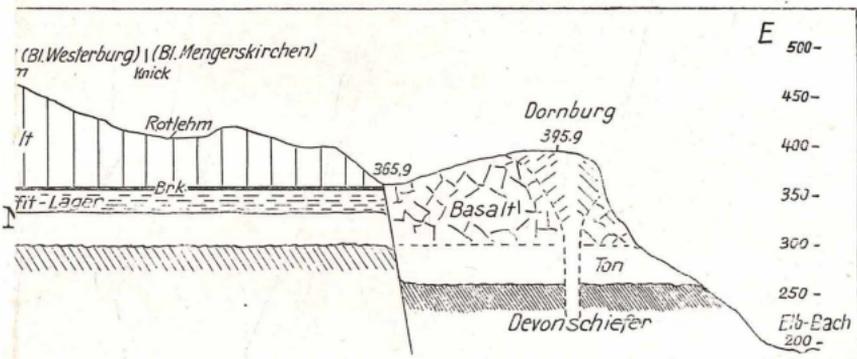
# Walther Klüpfel (Gießen).

## Der Westerwald.

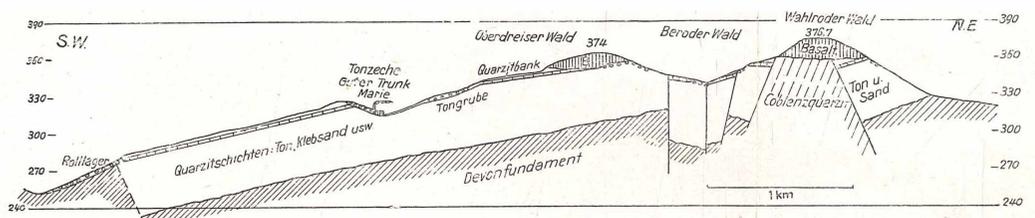
### Profiltafel



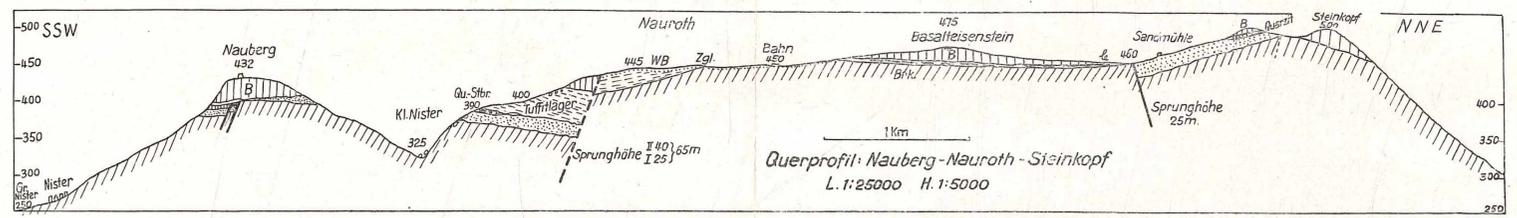
Nr. 7.



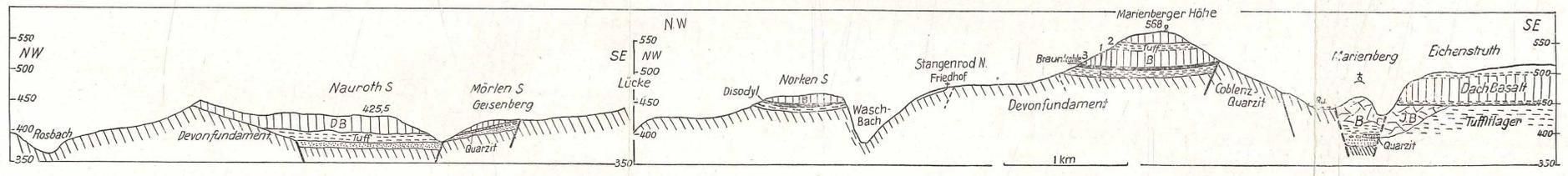
Nr. 1.



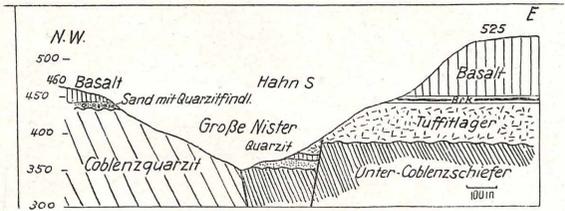
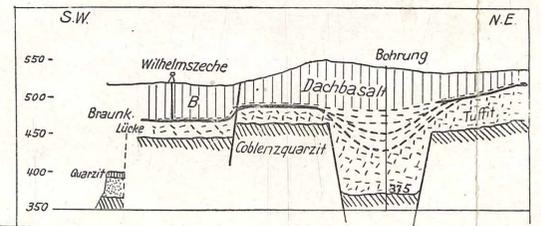
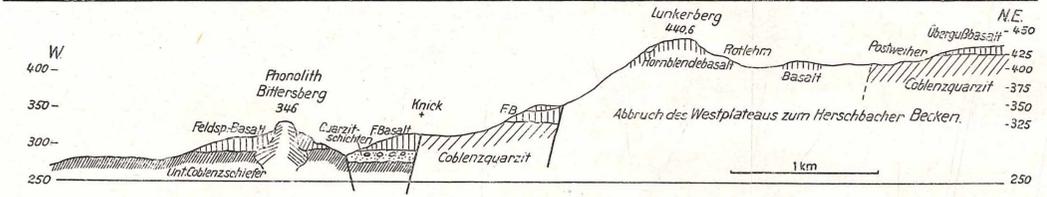
Nr. 2.



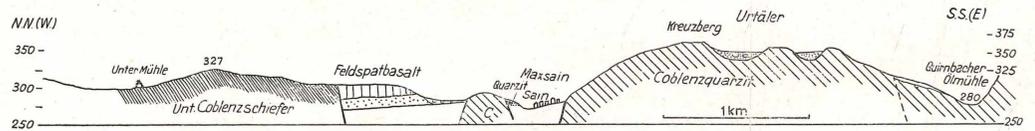
Nr. 3.



Nr. 4.



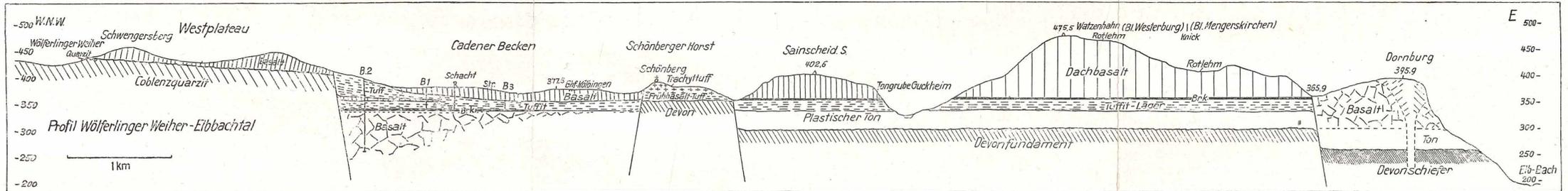
Nr. 5.



Nr. 6.

Nr. 7.

Nr. 8.



Walther Klüpfel (Gießen).  
**Der Westerwald.**  
 Profiltafel