Der Werdegang des Luxemburger Sedimentationsraumes seit dem Ausgang des Paläozoikums

von Dr M. LUCIUS

— Mit 5 Figuren —

Der Werdegang des Luxemburger Sedimentationsraumes seit dem Ausgang des Paläozoikums

„Die grösste Anhäufung geologischer Tatsachen bleibt wertlos, wenn sie nicht in den Rahmen erdgeschichtlichen Geschehens eingereiht wird."

ERICH HAARMANN: „Um das geologische Weltbild".

Soll die Geologie eines Gebietes nicht zu einer unübersichtlichen Anhäufung von Einzelbeobachtungen werden, bedarf es eines Leitgedankens, der die Zusammenhänge stets klar hervortreten läßt. Was zusammengehört, zeigt die gleiche Entwicklung. Es reagiert auf die gleiche Ursache in gleicher Weise. Es bildet eine geologische Einheit. Die Grundlagen der geologischen Einheit bilden die durch die endogenen Kräfte bedingten strukturellen Elemente. Diese sind gleichsam Erbanlagen, die jede weitere Entwicklung bestimmen. Diese bestimmenden Grundelemente des luxemburger Sedimentationsraumes seit dem Ausgang des Paläozoikums sind demnach bereits in der Bauformel des hercynischen Faltenbogens des betreffenden Gebietes gegeben.

Richtung und Wege der Transgressionen an denen der Luxemburger mesozoische Sedimentationsraum Anteil hat.

Der linksrheinische Teil des hercynischen Faltenbogens umfaßt drei Elemente, welche durch die jungpaläozoischen Gebirgsbewegungen zusammengefügt worden waren: das kaledonisch versteifte Massiv von Brabant, die hercynische Kohlensenke und die rhenohercynische Zone (v. BUBNOFF 1936). Im

Rotliegenden gehört das hercynische Faltengebirge bereits der Vergangenheit an. Es treten nur mehr die den Faltenbogen einst durchsetzenden Transversalflexuren und die in der Richtung der Faltenzüge streichenden Schollengrenzen als Schwächezonen in die Erscheinung. An solchen Schwächezonen tritt, wie anderwärts, auch im linksrheinischen Anteil des alten Gebirges eigentümliche Zerstückelung der durch die orogenen Kräfte zusammengeschweißten Elemente des Ardenno-rheinischen Blockes auf. In diesem Raume bildet sich im späteren Werdegang der Rahmen des mesozoischen Sedimentationsraumes der Luxemburger Mulde heraus. Hierbei werden als hercynische Bauelemente die Quersenke der Eifel und die zwischen den Schollen des Hunsrück und des Siegerländer Blockes liegende Senkungszone in das neue Sedimentationsgebiet hineinbezogen. (Fig. 1.)

Doch nicht nur die Bauelemente des werdenden mesozoischen Sedimentationsraumes, sondern auch die Anordnung dieser Elemente nach festbestimmten Richtungen ist altes Erbgut. Die Quersenken verlaufen in rheinischer Richtung (NNE bis N), welche Richtung für Verbiegungszonen dieser Art bereits seit dem Oberdevon vorgezeichnet ist. Die in alten Schwächzonen zwischen den Schollengrenzen einsinkenden Sedimentationsräume verlaufen in der durch die hercynische Faltung bereits vorgezeichneten variscischen oder SW-NE-Richtung.

Diese alten Anlagen und Richtungen werden im Verlauf späterer tektonischer Bewegungen immer wieder aufleben. Der tektonische Bau der jüngeren Ablagerungen ist eben in seinen großen Zügen eine Imitation des alten Untergrundes.

Die alten Bauelemente.

Die Eifelsenke.

Die Eifelsenke im engeren Sinn ist ihrem Wesen nach eine durch Einbiegung entstandene Quermulde, deren Anlage bereits durch die hercynische Faltenbildung vorgezeichnet ist. Sie stellt eine tiefste Achsensenkung dar, die sich in Nord-Südrichtung durch die Eifel zwischen den Hebungszonen des Massives von Stavelot und des Siegerländer Blockes hinzieht. An diese Quermulde ist die eigentümliche Verbreitung des Mitteldevons gebunden, das in sechs größeren und drei kleineren Spezialmulden erhalten ist, wozu in der Prümer Mulde bei Büdesheim noch ein Rest von Oberdevon kommt. Die Devonkalkmulden sind in der Quersenke auffallend kulissenartig von

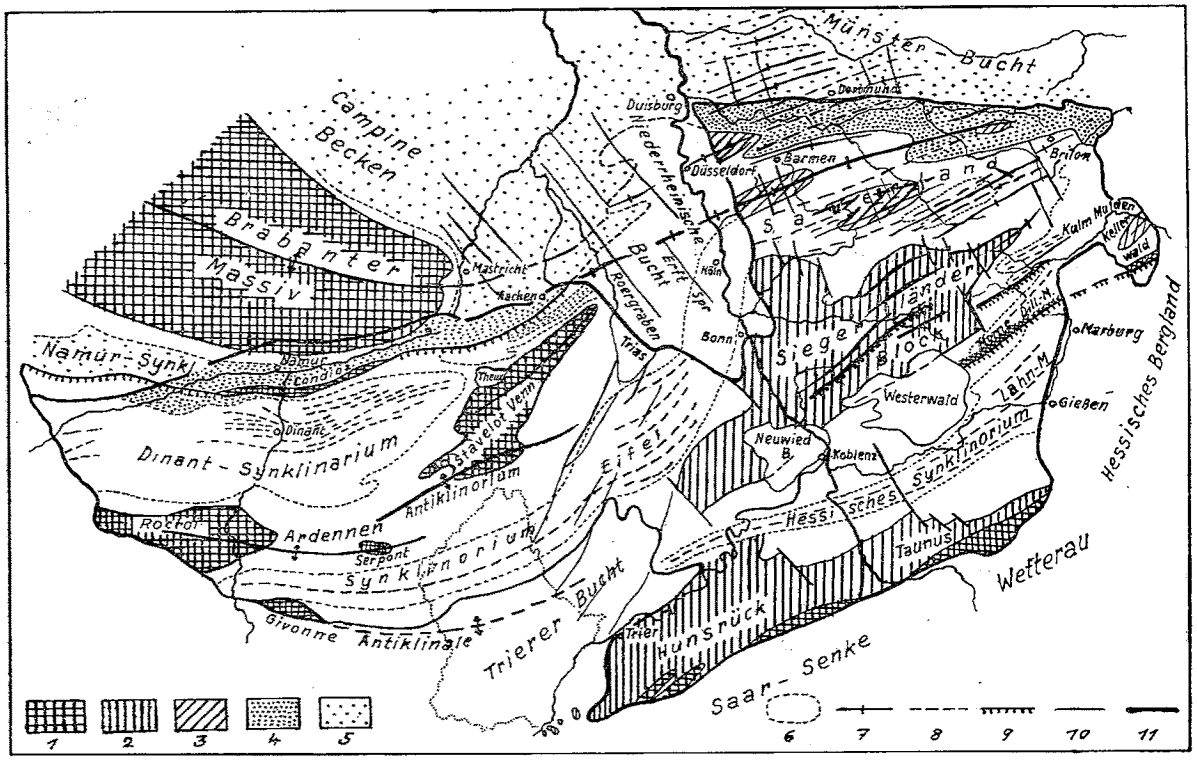


Fig. 1. — **Die tektonischen Bauelemente der Ardennen und des Rheinischen Schiefergebirges.** (Nach S. v. Bubnoff.)

1. = Vordevonische Hochgebiete; 2. = Frühdevonische Hochgebiete; 3. = Sättel; 4. = Oberkarbon an der Oberfläche; 5. = Oberkarbon im Untergrund; 6. = Synklinen; 7. = Antiklinalachsen; 8. = Synklinalachsen; 9. = Ueberschiebungen; 10. = Querbrüche (schematisch); 11. = Heutige Umrandung der Massive.

Norden nach Süden gereiht. Eng mit der Verbreitung der Kalkmulden verbunden ist die Verbreitung von Relikten von diskordant dem Devon aufgelagertem Buntsandstein.

Im Querprofil zeigt die Eifeler Senkungszone einen unsymmetrischen Bau mit steilem Ostrand und flacherem Westrand. Neuere geologische Untersuchungen haben in der Senkungszone Achsenschwankungen von einer seltenen Regelmäßigkeit und Großartigkeit nachgewiesen. Die Achsen senken sich im allgemeinen von den Rändern nach dem Innern mit einer Neigung von 15° bis 25°. Doch kommen, besonders an der Ostseite, steilere Winkel bis zu 55° vor (H. CLOOS 1933). Dieses Axialgefälle bedingt den Ostrand und den Westrand der Senke. In der Trias bedeutet der Westrand die Grenze des Ardenner Hochgebietes, der Ostrand die Grenze des Hochgebietes des Siegerländer Blockes. Die einzelnen Stufen der Trias greifen diskordant über die alten Falten nach Westen hinüber. Im Osten ist dieses Hinübergreifen weniger deutlich und eigentlich nur im Buntsandstein zu beobachten. Die erste Anlage dürfte bis ins jüngere Paläozoikum zurückreichen. Das Triasmeer benutzte die Senke als Transgressionsweg, und auch im jüngern Mesozoikum setzte die Bewegung, wenn auch schwächer, nach dem alten Bauplane, fort.

Die Entwicklung läßt sich in einigen Strichen folgendermaßen skizzieren: Die Senke ist ursprünglich eine Einbiegungszone, in welcher es aber bereits in vortriadischer Zeit zur Ausbildung von Brüchen kam. In der jungkimmerischen Faltungsphase setzte kräftigere Bruchbildung ein, die im Alttertiär wieder auflebte und weiter anhielt, denn der ganz junge Vulkanismus der Eifel ist deutlich an diese Störungen gebunden. Im Nordwesten, in der Commerner Triasbucht, beobachtet man Einschwenken der NW-SE streichenden jungen Brüche der Niederrheinischen Bucht in die Eifelsenke.

Im älteren Mesozoikum sank der östliche Teil tiefer ein; denn die Gerölle des Buntsandsteines nehmen an Größe nach Osten ab. Im Jura aber kippt der Westen tiefer ein, und die Juraschichten transgredieren weit nach Westen über das vorliegende Ardennerland. Im Tertiär bricht der ganze Nordrand ein und wird zu einem Teil der Niederrheinischen Bucht.

Trias-, Jura- und Kreidetransgressionen dringen hier vor, und auch die Braunkohle folgt diesem alten Wege. Wir werden weiter auf diese einzelnen Etappen der Entwicklung zurückkommen.

Die Eifelsenke verbindet die Niederrheinische Senke und die Bucht von Commern-Mechernich im Norden mit der Luxemburger Bucht im Süden. Sie setzt aber jenseits der Luxem-

burger Bucht weiter nach Süden in die Lothringer Quersenke fort. Diese läßt sich weiter nach Süden bis in den Rhônegraben verfolgen. Die Senken sind ein wichtiges Bauelement und eine wichtige Transversalgrenze im hercynischen Faltenbogen Westeuropas. (Fig. 2).

Die Luxemburger Bucht.

Auch die Luxemburger Bucht*) ist ihrer ersten Anlage nach ein altes Bauelement, das an eine variscisch streichende Einbiegungszone gebunden ist. Hier wird der Westrand der Eifelsenke etwas verwischt, ist aber geologisch erfaßbar. Der Ostrand läßt sich klar in dem Einsinken des westlichen Hunsrückes im Gebiete der unteren Saar erkennen. Hier beobachten wir ein gleiches Einsinken der Faltenachsen wie am Ostrande der Eifelsenke gegen die Kyll zu.

Die Uranlage der Luxemburger Bucht zeigt deutliche Beziehungen zu der NE streichenden, mit Oberrotliegendem und einigen Buntsandsteinresten erfüllten Wittlicher Mulde. Die Wittlicher Mulde ist nur ein übrig gebliebener schmaler Rest, zwischen streichenden Verwerfungen eingerahmt, einer größeren Mulde. Die an den Muldenrändern in einzelnen kleinen Schollen zwischen Verwerfungen erhaltenen Reste von unterstem Mitteldevon weisen auf deutliche Beziehungen zu der Hessischen Grossmulde hin, die zwischen den Hochgebieten des Siegerländer Blockes im Norden und des Hunsrückes im Süden liegt.

Gleichsam spiegelbildlich streicht muldenförmig gelagertes Mittel- und Oberdevon und Kulm im Gebiete des Lahntales nach Westen, wie das Rotliegende der Wittlicher Mulde im

*) Die Bezeichnung «Bucht» bezieht sich auf die morphologische Form des vom Mesozoikum eingenommenen Raumes und ist geologisch nicht begründet. Sie stammt aus der Zeit wo man das Luxemburger Mesozoikum infolge seiner eigentümlichen Erosionsumrandung für eine Ausbuchtung nach Osten des Pariser Beckens hielt. Der heutigen paläogeographischen Auffassung vorauseilend, schrieb bereits Elie de Beaumont: On y distingue (en Lorraine) trois formations: le grès bigarré, le muschelkalk et les marnes irrisées. . . . Elles sont remarquables par leur constance de leur composition et par celle des rapports mutuels qu'elles offrent entre elles en Lorraine, de même qu'en France et en Allemagne. C'est pour ainsi dire, une portion du sol germanique qui fait incursion au milieu de nos départements.

(Explication de la carte géologique de France, tome II, pg. 7. Paris 1848.)

Moseltal nach Osten streicht. Nur in der jungen Aufwölbung des Rheintales ist die Mulde stark herausgehoben worden.

Nach W. SCHOLZ (1933) zeigt die Wittlicher Senke inbezug auf ihre tektonische Stellung grosse Aehnlichkeit mit der Saar-Nahe Senke. Beide sind ihrer Anlage nach tektonisch bedingte Innensenken, die an alte Strukturgrenzen zwischen zwei Blöcken von verschiedener relativer Höhenlage gebunden sind. So liegt die Wittlicher Senke zwischen dem relativ hochliegenden Siegerländer Block und der relativ tiefer liegenden Hunsrückmasse, die Saar-Nahe Senke zwischen dem Hunsrückmassiv und der Hochscholle der mitteldeutschen kristallinen Schwelle, die auch als Spessartschwelle bezeichnet wird.

Die Wittlicher Senke lenkte im Westen in die Quersenke der Eifel ein und trat durch diese Depressionszone, welche die westliche Absenkung des Hunsrücks begleitet, mit der Saar-Nahe Senke in Verbindung.

Die Rolle der Wittlicher Senke als Sedimentationsraum hält nur im Rotliegenden an. Stärkere pfälzische Bewegungen (von postoberrotliegend-prätriadischem Alter) liegen nach LEPPLA hier vor. Mit der Buntsandsteinzeit wird sie von der Luxemburger Senke abgelöst, deren Beziehungen zu der Eifeler Quersenke besonders enge sind.

Den tektonischen Abschluss der Luxemburger Bucht im Süden bildet der Sattel von Sierck, der die Fortsetzung einer wichtigen tektonischen Grenze am Südrande des Hunsrücks darstellt. Der Sattel von Sierck taucht am Stromberg an NNE streichenden Verwerfungen rasch zur Tiefe. Dieses Einsinken zeigt den Ostrand der Eifelquersenke an, worauf auch schon die Richtung der Brüche hinweist.

Südlich des Sattels von Sierck beginnt der Lothringer Sedimentationsraum, der ebenfalls aus einer Reihe hercynisch streichender Sättel und Mulden besteht.

Die Lothringer Quersenke. (Fig. 2)

Auch im Lothringer Sedimentationsraum schaltet sich, vergleichbar der Eifelquersenke, ein Sonderelement ein, das sich in den variscisch gerichteten Faltenelementen deutlich durch ein Einsinken der Faltenachsen und durch das Auftreten größter Sedimentanhäufungen in einer fast senkrecht zum variscischen Streichen hinziehenden Zonen abzeichnet, die als Lothringer Quersenke bezeichnet werden kann. Es handelt sich auch hier um eine alte Anlage, da in dieser Zone sowohl Trias wie bereits Karbon die grössten Mächtigkeiten

aufweisen (v. BUBNOFF 1936). Das deutet darauf hin, dass in dieser Zone seit dem Karbon epirogene Senkungen vor sich gegangen sind. Oestlich Saarbrücken wird das Karbon auf einer größeren Fläche herausgehoben. Westlich der Saar taucht der Kohlensattel rasch zu größerer Tiefe unter die Trias hinab, und bei Pont-à-Mousson, zwischen Mosel und Nied, kommt er wieder näher an die Oberfläche. Die große Mächtigkeit der Kohlenformation in dieser Senke weist darauf hin, daß schon zur Karbonzeit hier das Beckentiefste lag.

Die bereits zur Karbonzeit bestehende Senkungstendenz hält auch im Mesozoïkum an. In der Tiefenrinne trifft man demnach auch maximale Mächtigkeiten für den roten Sandstein, den mittleren Muschelkalk und das Rhät an. Es ist weiter das Gebiet der Salzfazies des Keupers.

Bis zur Liaszeit war die Westgrenze der Lothringer Furche durch das Hochgebiet des französischen Kontinentes deutlich festgelegt, dessen Raum seit dem Lias das heutige Pariser Becken einnimmt. Der Ostrand dieses Kontinentes bildete eine im allgemeinen Nord-Süd verlaufende Linie, die in der Verlängerung des Westrandes der Eifelsenke hinzog und welche auch in Lothringen die Westgrenze der Triassedimente bildet. Diese alte Linie ist auch die natürliche Grenze des Pariser Beckens.

Weiter nach Süden bildet diese alte Rinne die Westgrenze der Vogesen. Auch zwischen Vogesen und dem Morvan besteht deutlich diese alte Depressionszone, der Burgundische Trog (détroit morvano-vosgien), mit sehr vollständiger Jura- und Kreidebildung über der Trias.

Südlich der Vogesen setzt die Quersenke dann in der Rhônesenke fort.

Auch nördlich der Eifeler Devonkalkmulden finden wir noch Andeutungen der Fortsetzung der alten Quersenkung. Diese sind aber durch spätere tektonische Vorgänge stark verwischt worden.

So zeigt die Commern-Mechernicher Triasbucht einen mit der Eifelquersenke verwandten, tektonischen Bau: stark verbrochenen Ostrand und flachen Westrand. Das deutet auf eine alte Anlage hin. Auch das Einschwenken der nachpaläozoischen Sedimente am Nordrande der Bucht aus der Ost-Westrichtung in die Nord-Südrichtung zeigt darauf hin.

Selbst am Südrande der jungen Niederrheinischen Senke sind noch Andeutungen dieses Einlenkens in die Richtung der alten Quersenke und ein Axialgefälle zur Quersenke hin bemerkbar. Hier versank schon im Karbon das Brabanter Massiv zur Randsenke der Campine. Zechstein sowie die mesozoischen

Schichten zeigen ebenfalls hier eine Ausbuchtung nach Süden an. (v. BUBNOFF, 1936.)

Die Grossfalten variscischer Richtung. Ihr Verhalten zu der Quersenke. (Fig. 2.)

Die in rheinischer Richtung streichende Zone der Eifelsenke und der Lothringer Furche hat besonders bei der Sedimentation in der Triaszeit eine Rolle gespielt. Sie ist wegweisend für die triadischen Transgressionsvorgänge in unseren Gegenden (R. BRINKMANN, 1926). Sie ist im Saargebiet bereits wirksam in der oberen Karbonzeit, macht sich aber in ausgedehnterem Maße in der Trias und sogar im unteren Dogger bemerkbar.

Neben der Quersenke spiegeln sich die alten hercynisch angelegten Grossfalten variscisch-erzgebirgischer Richtung (SW-NE) in der Tektonik der nachpaläozoischen Ablagerungen wieder. Diese jüngeren Ablagerungen sind ebenfalls in weitspannige Mulden und Sättel gelegt, welche den gleichen Bauplan wie die hercynische Faltung des Untergrundes zeigen, deren Hauptorogonese aber erst in die Zeit nach der Oberkreide und vor dem Oligozän fällt. Doch sind auch noch jüngere Bewegungen (bis ins ältere Diluvium) festgestellt worden. Jede geologische Uebersichtskarte zeigt bereits die Uebereinstimmung in den grossen Zügen der Tektonik der jüngeren Ablagerungen mit dem hercynischen Unterbau dadurch, daß die mesozoische Schichtenfolge durch entsprechende Vorsprünge und Einbuchtungen mit den paläozoischen Stufen verzahnt erscheint.

Jedesmal wenn die variscisch streichenden Großfalten an die Quersenke heranreichen, macht sich ein Umlenken der streichenden Richtung bemerkbar, die aus SW-NE in Nord-Süd oder NNE-SSW umdreht. Auch ein Achsengefälle der Großfalten zur Mittellinie der Quersenke hin ist festzustellen.

Erläuterungen zu Fig. 2.

1. = Buntsandstein; 2. = Muschelkalk; 3. = Keuper; 4. = Sattelachsen des Mesozoikums; 5. = Muldenachsen des Mesozoikums; 6 = Rand der Quersenken; 7. = Heutige Umrandung der alten Massive; 8. = Richtung des Achseneinfallens. Abkürzungen: Gr = Granit; gn = Gneis; Ka = Kambro-Silur; tu = Unterdevon; tm = Mitteldevon; c = Karbon; p = Perm; l = Lias; do = Dogger; ma = Malm; cr = Kreide; t = Tertiär. Die Schichtengrenzen nach R. LEPSIUS, Geologische Uebersichtskarte des westlichen und südlichen Deutschland.

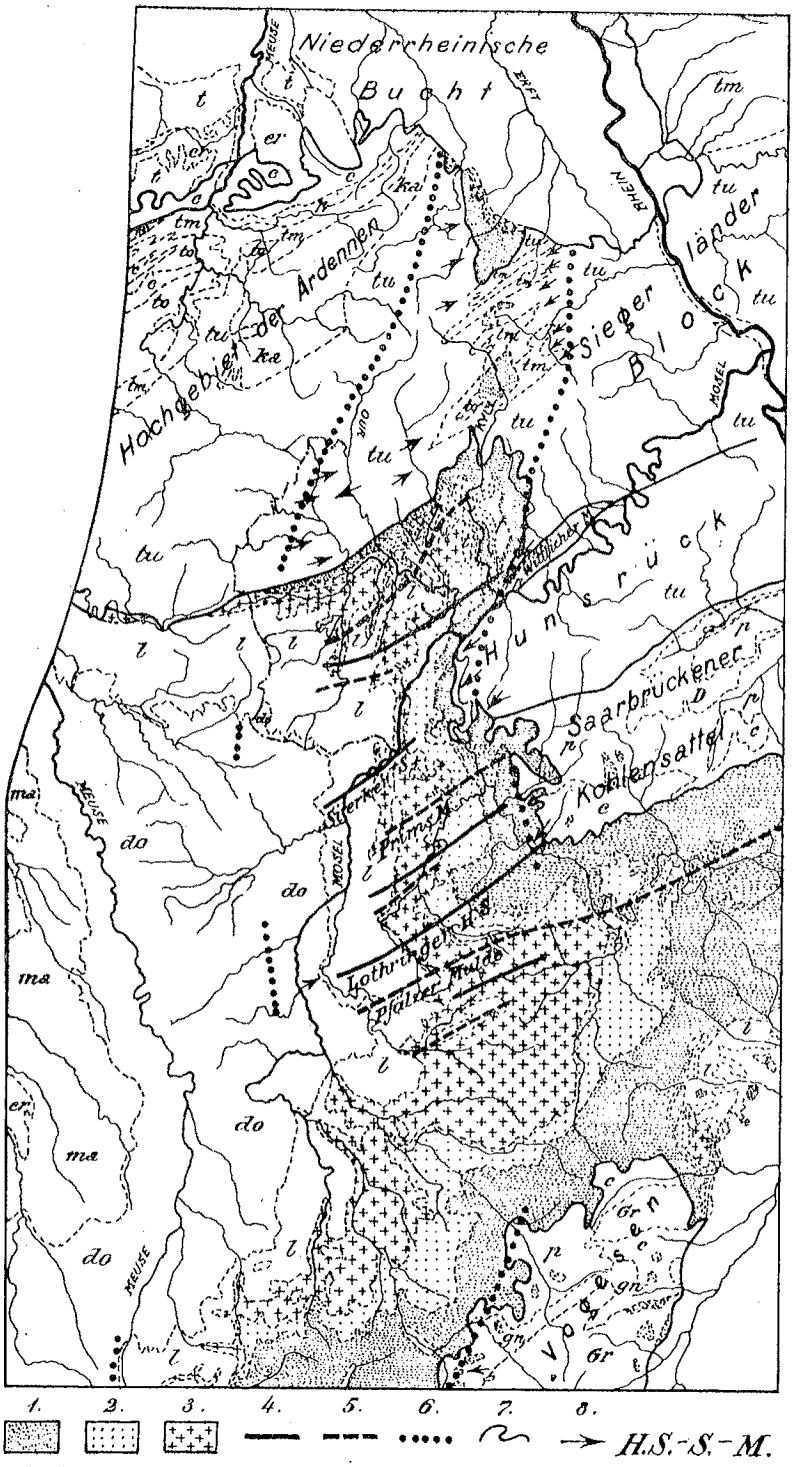


Fig. 2. — **Uebersichtskarte der Eifeler und Lothringer Quersenke.**

So beobachtet man wie die dem nördlichen und nordwestlichen Außenrand der Vogesen angelagerten Triasschichten variscisch streichen, aber am Westrand der Vogesen, der dem Ostrand der Quersenke entspricht, in SSW (rheinisches Streichen) einlenken. Dann geht das Streichen wieder in SW über, um am Rande der Morvan, der Westgrenze der Querzone, wieder nach SSW umzubiegen. Dabei ist das Axialgefälle am Westrande der Vogesen nach SW, am Ostrand des Morvan nach NE gerichtet. Die trennende Senke zwischen den Großsätteln des Morvan und der Vogesen hat demgemäss den Charakter einer Quersenke.

Auf das Großgewölbe der Vogesen folgt die Großmulde des Westrich oder Saargemünd-Pfälzer Mulde, die im N, E, und NE von Buntsandstein eingerahmt wird, während im Gebiete der oberen Seille die Liasformation weit nach Osten vorstösst (Fig. 2). Das entspricht einem deutlichen Ansteigen der Faltenachse in NE Richtung hin.

Ein Einlenken der Falten in die rheinische Richtung ist hier nicht bekannt. Aber während am Ostrande der Mulde bei Albersweiler der kristalline Kern austritt, zeigt das Vorkommen von produktivem Steinkohlengebirge in den Bohrungen von Lunéville und Dombasle, sowie das Vorkommen von Steinsalz und mächtige Keuperbildung auf das Vorhandensein der alten Lothringer Furche hin.

In den Nordflügel der Westrichmulde ist ein Nebensattel eingeschaltet. Nach Osten setzt die Pfälzer Mulde in die Alsatische Strasse fort, welche in der Trias und im Jura einen wichtigen Verbindungsweg mit Südwestdeutschland bildete, der sich bis in unser Gebiet auswirkte.

Die Westrichmulde wird von dem Saarbrückener Kohlensattel abgelöst, der nach Westen in den Lothringer Hauptsattel übergeht. Auch hier besteht deutliches Ansteigen der Achsen nach NE, wodurch der Buntsandstein ganz herausgehoben wird und das Kohlengebirge zu Tage tritt.

Die Fortsetzung der Kohlenmulde unter dem Buntsandstein der Kreuzwalder Ebene, und das Erbohren der Steinkohle in abbaumöglicher Tiefe ist ein Beweis der Konformität der alten und neuen Faltung, wie das Anschwellen der Mächtigkeit der Karbonschichten im Gebiete westlich der Saar die paläozoische Anlage der Lothringer Querfurche beweist. Der Saarbrückener Kohlensattel wird im Süden durch eine grosse Störung, den «südlichen Hauptsprung» begrenzt. Bis 1918 wurde angenommen, daß er eine nach Süden einfallende Verwerfung darstelle, an welcher der Buntsandstein an dem Karbon abstoße und wodurch das Karbon in praktisch nicht erreichbare

Tiefe versunken sei. Nach den schönen Untersuchungen französischer Forscher handelt es sich in Wirklichkeit um eine steil nach NW einfallende Ueberschiebung, hervorgegangen aus der Steigerung einer nach SO übergelegten Falte. Diese Störung bildet also nicht die Südbegrenzung des Kohlenbeckens, das unter der Buntsandsteindecke in erreichbarer Tiefe nach Süden fortsetzt.

Die Primsmulde mit Muschelkalk im Kern und im Osten von Rotliegendem umrahmt, trennt den Saarkohlensattel von dem Hunsrücksattel, der in den stark verbrochenen Siercker Sattel fortsetzt und am Stromberg rasch zur Tiefe sinkt. Hier kann die Grenze zwischen Eifel- und Lothringer Quersenke gezogen werden.

In der Luxemburger Großmulde sind die Beziehungen zur Eifeler Quersenke wieder besonders deutlich. (Fig. 3.)

Ursprünglich zeigte die Luxemburger Großmulde noch Beziehungen zu der Hessischen Mulde und zu der alten Schollengrenze zwischen dem Hunsrück-Taunusblock im Süden und dem Ardenner-Siegerländer Block im Norden. Mit Beginn des Mesozoikums werden die Beziehungen zur Eifeler Quersenke ausgeprägter.

In der Trias reicht der Sedimentationsraum der Bucht nicht über das Gebiet der Eifelquersenke hinaus. Die Uferzone der Triasablagerungen in ihrem ursprünglichen Nord-Südverlauf bildet zugleich die Westgrenze der Quersenke.

Im Osten ist der Rand der Quersenke durch das nach Osten aufsteigende Axialgefälle und durch das Herausheben des unteren Devons angegeben. Weiter deutet das Streichen der zahlreichen Brüche im Osten der Luxemburger Mulde in NNE-Richtung den Ostrand der Quersenke an. Im Westen ist das NE-SW Streichen vorherrschend.

Mit dem Beginn des Lias rückt die Luxemburger Senke weiter nach Westen längs einer alten Schollengrenze vor. Während in der Trias die Ardennen noch einen Teil der westlichen Landmasse (französischer Kontinent) bilden, sinkt im Lias der südliche Teil des französischen Kontinentes ab und wird zum Pariser Becken, während in unserem Gebiete immer jüngere Schichten von SE nach NW auf die ebenfalls einkippende Ardennner Masse hinaufgreifen und dieses alte Festland immer mehr einengen.

Auch der Verlauf der weitspannigen Nebensättel und Nebenmulden, die sich in die Flanken der Luxemburger Bucht einschalten, die Anlage des Bruchnetzes, das im Osten dicht geschart ist, im Westen allmählich ausklingt, deuten in ihrer

Anordnung auf ein Wiederaufleben ganz alter tektonischer Bewegungen hin. Das wechselnde Schicksal der Luxemburger Bucht wird uns später eingehender beschäftigen.

Die Wechselbeziehungen zwischen dem Pariser Becken und der Luxemburger Bucht nebst Eifelsenke.

Die Bildung des Pariser Beckens beginnt im Lias. Schon die Weiterentwicklung der Luxemburger Mulde im Lias nach Westen hin am Rande des heutigen Ardenner Blockes und die Lage der Eifelsenke und ihrer Fortsetzung, der Lothringer Quersenke, zum Pariser Becken und zur Luxemburger Bucht lassen auf Wechselbeziehungen schließen, die ein kurzes Eingehen auf die Entwicklung des Pariser Beckens unter diesem Gesichtspunkte rechtfertigen.

Das Pariser Becken nimmt den eingesunkenen Raum des «französischen Kontinentes» zwischen Zentralplateau und Ardennen ein. Dieses deutet schon auf enge Beziehungen zum paläozoischen Untergrund hin, dessen Leitlinien in dem Bauplan des jungen Beckens deutlich durchschimmern.

Im alten Untergrunde bestehen zwei Faltenrichtungen, die in einander übergehen. Im Süden gehen die im Osten variscisch, im Westen armorikanisch (NW-SE) streichenden Falten im Zentralmassiv unter einem spitzen Winkel ineinander über. Im Norden sind es die zu einem flachen Bogen vereinigten Falten der Ardennen mit NW-SE bis WNW-ESE Streichen im Westen, mit O-W Streichen im Zentrum und SW-NE Streichen im Osten.

Zwischen diesen Falten und in der Umbiegungszone war die Lage des späteren Senkungsfeldes vorbestimmt. (v. Bubnoff 1936.) Es ist nach E. Haug ein typisches Beispiel eines epirogenen Senkungsfeldes quer zum Streichen des gefalteten älteren Untergrundes. Es wird ringsum von alten Massiven und Schwellen eingerahmt, im Norden vom Ardenner Block, im Westen von dem Massiv von Armorika, im Süden vom Zentralplateau. Im Osten sind es die Vogesen und die Schwelle welche die Transversalsenke der Lothringer Querfurche im Westen begrenzt.

Ein eigentümlicher Zug in der Entwicklungsgeschichte des Beckens ist die Verlagerung des Beckentiefsten von Osten nach Westen, die an eine Einkippung von Osten nach Westen erinnert. So ist die Trias auf den Ostrand beschränkt; als Randsaum greift sie aus der Lothringer Furche auf die Randschwelle

hinauf. Nur im Südosten stösst sie keilförmig am Nordrande des Zentralplateau nach Westen vor. In der Jurazeit lag das Beckentiefste bereits etwas westlicher im Gebiete östlich der oberen Marne und oberen Seine, nach Süden bis an die Saône reichend. Hier liegt die vollständigste Juraausbildung, sowie auch vollständige Unter- und Oberkreide. Die Achse des Bekkens liegt im Alttertiär auf der Linie Orléans-Paris-Soisson und im Miozän noch weiter nach Westen.

Bereits M. Bertrand hat nachgewiesen, daß die Tektonik der jüngeren Ablagerungen dem Bauplan des hercynisch gefalteten Untergrundes entspricht. «Bezeichnend für den Bauplan, wie er sich nach der tertiären Faltung darstellt, ist das Bestehen weitspanniger Faltenbündel, die in NW-SE bis WNW-ESE Streichen vom Aermelkanal herziehen und gegen Osten axial einfallen, um jenseits der zentralen NNE streichenden Depression Orléans-Paris-Soisson anzusteigen, wobei auch das Streichen in W-E und später in SW-NE umbiegt.» Man kann mit Recht von einem Einlenken in das Lothringer und in das Luxemburger Faltensystem sprechen. Das entspricht aber zweifellos einem Einschwenken der Falten in die Transversalzone der Eifel-Lothringer Senke, in ähnlicher Weise wie im Osten die Lothringer Falten und das Saarbecken in die gleiche Zone münden. Es entspricht auch den Beziehungen der Luxemburger Mulde zur Eifelsenke. (v. BUBNOFF 1936.) Aber auch während der Sedimentation gingen neben dem Einbiegen von Querzonen in Nord-Südrichtung auch epirogene Bewegungen in entgegengesetzter Richtung vor sich. So hat P. LEMOINE nachgewiesen (P. LEMOINE. Considérations sur la structure d'ensemble du Bassin de Paris. — Livre jubilaire du centenaire de la société géologique de France, Paris 1930), daß die maximale Mächtigkeit des Lias in einer Zone liegt, die etwa durch Beauvais und Briey geht. Das entspricht einer in den großen Zügen im Streichen der alten Falten gelegenen Senkungszone. Es entspricht auch dem Verhalten welches die Lothringer und Luxemburger Großmulden zur Eifelquersenke zeigen.

Die Tektonik der jüngeren Ablagerungen.

Wenn die Tektonik der jüngeren Ablagerungen auch auf einer dem alten Bauplan konformen Faltung beruht, zeigt doch das Einzelbild einen dem Baumaterial und dem Vorhandensein versteifter alter Kerne im Untergrund Rechnung tragenden besonderen tektonischen Stil, so daß neben der weichen, weitspannigen Faltentektonik auch eine charakteristische härtere Bruchtektonik in Erscheinung tritt. (Fig. 3 u. 4.)

Beim Zustandekommen des jüngeren tektonischen Bildes spielen mehrere maßgebende Faktoren eine Rolle:

Der Unterbau unseres Gebietes zeigt hercynische Faltung. Die Faltenachsen zeigen starkes axiales Schwanken an den Rändern der Quersenken mit einem Einsinken bis zu 55° (Zone der Eifelkalkmulden). Diese Schwankungen verursachen Bruchbildung, denn jede Verbiegung der Achse bedeutet eine Längung des Bogens im Vergleich zur Sehne, welche dazu führt das Gestein durch Klüfte oder Verwerfungen, quer zum Schichtenstreichen, zu zerlegen. (H. Cloos 1933.)

Der paläozoische Unterbau der linksrheinischen Schiefergebirgsmasse ist durch hercynisch angelegte Schollengrenzen in einzelne Blöcke zerlegt. Diese Schollengrenzen liegen entweder in Streichen der alten Faltung, Longitudinalgrenzen, oder liegen senkrecht zum Streichen, Transversalgrenzen.

Eine Longitudinalgrenze ist im Norden des rheinischen Massivs durch die subhercynische Vorsenke angezeigt und trennt das kaledonisch versteifte Vorland des Brabanter Massivs von dem hercynisch gefalteten rheinischen Schiefergebirge.

Eine andere Schollengrenze gleicher Richtung wird durch die Wittlicher Senke angegeben und trennt das Hochgebiet des Siegerländer Blockes von dem Hunsrückmassiv.

Eine andere Longitudinalgrenze ist durch die Lage der Saar-Nahe Senke bestimmt und trennt die Hunsrückscholle von der Spessartschwelle (mitteldeutsche kristalline Schwelle).

Die Transversalgrenze ist durch die Eifelsenke und ihre Verlängerung, die Lothringer Querfurche, gegeben. Sie trennt die Ardennen und das Pariser Becken von den östlich der Eifelsenke gelegenen Großschollen. (H. Scholz 1933.)

Alle diese Schollen bilden Zonen von wechselnder relativer Höhenlage. Bei tektonischer Beanspruchung reagieren diese Schollen nun in verschiedener Weise.

Erläuterungen zu Fig. 3.

1. = Kambro-Silur; 2. = Gedinnestufe; 3. = untere Siegenerstufe; 4. = mittlere Siegenerstufe; 5. = obere Siegenerstufe; 6. = unteres Emsien; 7. = mittleres und oberes Emsien; 8. = Mitteldevon; 9. = Oberdevon; 10. Oberkarbon anstehend; 11. = Oberkarbon im Untergrund nachgewiesen; 12. = Paläozoikum im allgemeinen; 13. = Rotliegendes; 14. = Buntsandstein; 15. = Muschelkalk und Keuper; 16. = Lias; 17. = Dogger; 18. = Malm; 19. = Verwerfungen; 20. = Produktives Karbon bei 450 m Tiefe erreicht; 21. = Produktives Karbon bei 658 m nicht erreicht. (Nach A. Asselberghs, C. Fliegel u. A. Renier.)

In dem hier umrissenen Gebiet liegen stärkere orogene Bewegungen im Zeitraum nach Abschluß der Oberkreide bis zum Beginn des Oligozän, die bis ins Diluvium nachklingen. Dazwischen schalten sich auch noch epirogene Bewegungen ein.

Nach dem Gesetz von HAUG kompensieren sich die Abwärtsbewegungen in den Einfaltungsgebieten durch Aufsteigen der Auffaltungsgebiete. Das zeigt sich in auffallender Weise in unseren Gebieten. Während im Südwesten das Pariser Becken sinkt, steigt im Osten und Nordosten die Rheinische Masse auf. Die Senkung setzte bereits im Jura ein, und erreicht ihren Höhepunkt im Laufe des Tertiärs. Man darf hierbei nur an relative Höhenlagen denken, denn ebenso schnell wie das Becken einsinkt, wird es mit Sedimenten aufgefüllt, während es im Osten, im Rheinischen Massiv, nicht zur Sedimentbildung kam. Tektonisch macht sich das dadurch bemerkbar, daß im relativ gesunkenen Teil mehr die Pressungen, im relativ gehobenen mehr die Dehnungen zur Geltung kommen. Diese Bewegung, wobei das Absinken eines Gebietes durch das Aufsteigen eines anliegenden Gebietes kompensiert wird, wird als Schaukelbewegung treffend gekennzeichnet. Bei dieser Bewegung wird das Gestein am meisten beansprucht, das über der Achse der Schaukel liegt. (H. CLOOS 1933.)

Der östliche Teil der Luxemburger Mulde, ferner eine Zone am Westabfall des Hunsrück, ebenso der Westabfall des Saarbrückener Karbonsattels liegen tektonisch auf der Achse der Schaukel und mithin in einem Nord-Süd gerichteten Zerrungsgebiet, das dem Ostrand der Eifeler Senke nebst ihrer südlichen Fortsetzung entspricht. Ursprünglich ist die Eifelsenke als Einbiegungszone angelegt worden. Aber in jüngerer Zeit wurde sie besonders an ihrem Ostrand zu einem Graben mit Zerrungserscheinungen und vielfacher Schollenstruktur umgestaltet. (Fig. 4.)

Aus der gleichen Ursache heraus sehen wir wie das dichte Bruchnetz der Luxemburger Bucht im Osten nicht mit der variscischen Faltenrichtung, sondern mit der Richtung der Quersenke der Eifel zusammenfällt. Nach Westen hin lenken die Verwerfungen aber in die hercynisch streichende Faltenrichtung ein, nach Südwesten hin nehmen die Verwerfungen ab. Im Gebiet zwischen Diedenhofen und Briey sind wenige grössere Störungen vorhanden. Auch die Falten scheinen westlich der Maas auszuklingen. Dieses Verhalten im Westen der Bucht zeigt auf den ursächlichen Zusammenhang von Falten und Verwerfungen hin. Hier laufen, im Gegensatz zum Osten, die Brüche mit den Falten parallel. Oft gehen die Brüche in Flexuren oder in Verwerfungen mit umgekehrtem Störungssinn über, wie etwa Sättel durch Mulden abgelöst werden. Die

Bruchbildung ist hier eine Form der Faltung im spröden Material, während im Osten mehr Zerrungserscheinungen auftreten.

Ein letztes Moment ist zu berücksichtigen, das mit dem Grundbau der alten Massive zusammenhängt.

Nicht nur in unserem Gebiete, sondern am ganzen Rande der Eifeler-Lothringer Furche und östlich davon, dann auch im Rheintalgraben sind die Verwerfungen der NNO-Richtung gehäuft, während sie westlich davon viel seltener werden. Dies muß eine tiefere Ursache haben, die mit dem Grundbau der alten Massive zusammenhängt. Sie liegt wohl darin, daß wir östlich und westlich der Quersenke zwei verschieden bewegte Großschollen haben, zwischen denen eine Zone starker tektonischer Beanspruchung liegt, die sich in Brüchen auslöst.

Werfen wir einen Blick auf die tektonische Skizze der Ardennen und des Rheinischen Schiefergebirges, Fig. 1. Wir sehen wie das versteifte Widerlager der Ardennen, das bereits kaledonisch gefaltete Brabanter Massiv, an der Maas zwischen Lüttich und Maestricht zur Tiefe sinkt. Von hier ab nach Osten war es also als Widerlager gegen den von den Süden her vordringenden orogenen Schub weniger wirksam als im Westen. Hier entwickelte sich bereits im Paläozoikum die Transversalzone der Eifel auf einer Schollengrenze zwischen Ardenner Block im Westen und Siegerländer Block im Osten. Diese Transversalzone ist auch dadurch wichtig, daß sie sich im Mesozoikum als Uferlinie und als Kippungsachse bemerkbar machte, wobei sich östlich und westlich der Transversalzone vertikale Bewegungen der angrenzenden Großschollen mit umgekehrtem Vorzeichen auslösten. Die Folgen dieser Bewegungen für die Richtung der Transgressionen wurde bereits kurz erwähnt (Seite 96, 107).

Als Folge der jüngeren, bei der tertiären Orogenese ausgelösten Bewegungen wurde ein neues Bild geschaffen. Infolge ungleichen Widerstandes in der Tiefe barst der regionale, nach Norden bewegt Block, wobei der östliche Teil gegen NO abdrehte, so daß die beiden Schollen auseinander wichen wie die Schenkel eines Zirkels, und dazwischen sank ein nach Süden keilförmig in das alte Gebirge eindringende Gebirgsstück in die Tiefe. Dieses dreieckige eingesunkene Feld, dessen Spitze

---

Erläuterungen zu Fig. 4.

1. = Mitteldevon; 2. = Oberdevon; 3. heutige Umrandung der Luxemburger Mulde; 4. = Buntsandsteinrelekte der Eifeler Quersneke; 5. = Wittlicher Mulde mit Rotliegendem; 6. = Verwerfungen; 7. = Ueberschiebungen; Weiß außerhalb der Umrahmung der Luxemburger Mulde = Unterdevon. (Nach A. Asselbergs, M. Lucius, H. Quiring und L. van Werveke.

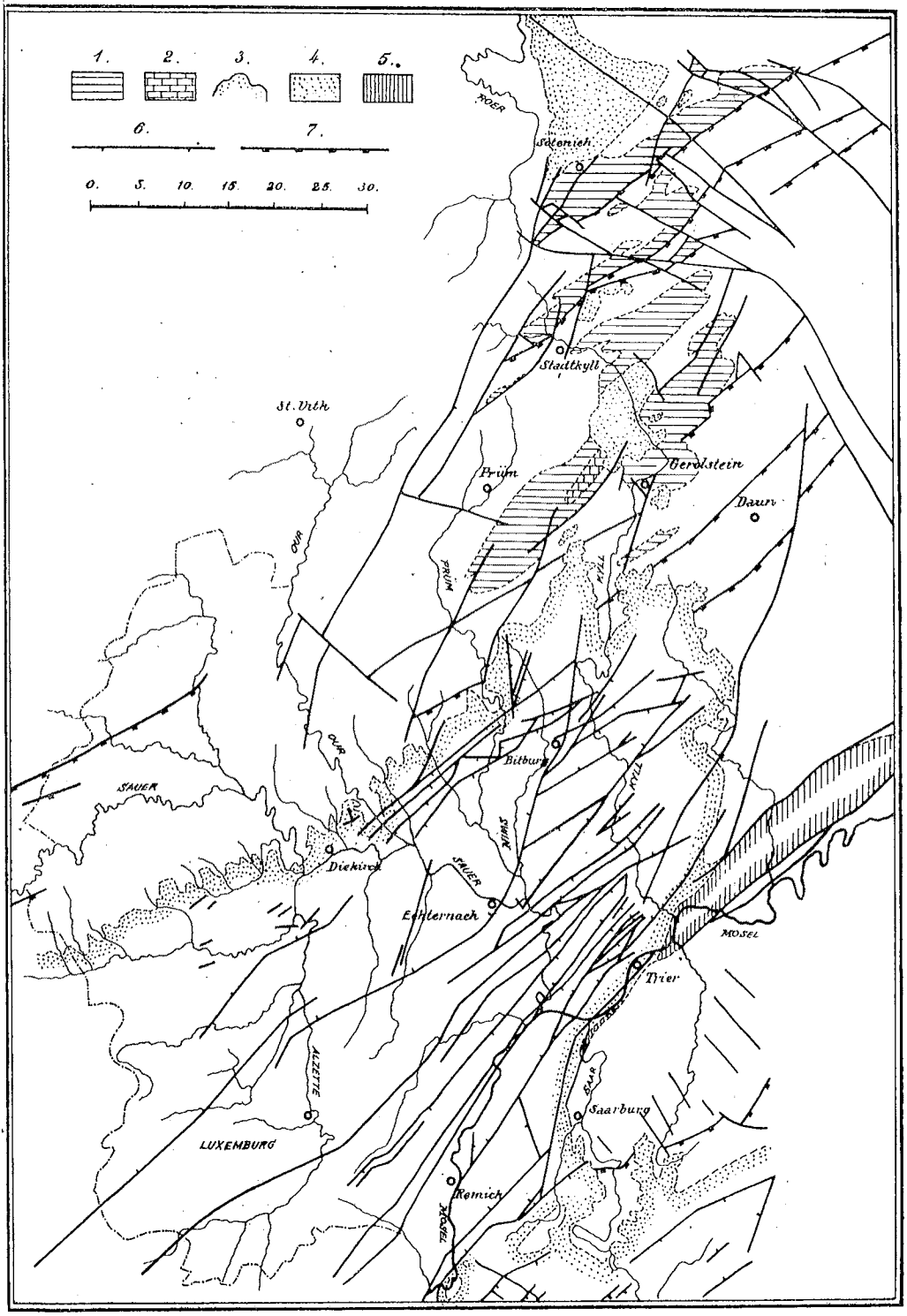


Fig. 4. — Strukturkarte der Eifelsenke und der Luxemburger Mulde.

nach Süden zeigt, ist das Einbruchsfeld der «Niederrheinischen Bucht.» (V. BUBNOFF 1936.)

Die tektonischen Vorgänge, die zum Einbruch der Bucht führten, sind von H. CLOOS in «Das Siebengebirge, Nachrichten Blatt für Rheinische Heimatpflege, II, 1930—1931» plastisch dargestellt worden: «Es scheint, daß der alte spröde Block an einem großen tiefen Spalt in zwei Teile ging und daß seine Flanken auseinander wichen, wie die Arme eines Zirkels. Zwischen ihnen sank ein dreieckiges Feld, gedehnt und aus dem Rahmen losgelöst, in die Tiefe. Gestaffelte Reihen von kleinen Spalten oder Verwerfungen sprangen an seinen Rändern auf. Der Drehpunkt aber, von welchem der Hauptspalt ausging und in welchen diese Hilfsverwerfungen zusammenlaufen, liegt in der Südspitze der Bucht, und über ihm erhebt sich das Siebengebirge.» (Siehe auch Fig. 3.)

Am Südrande der Bucht häufen sich die jungen Vulkane des Niederrheines und stehen mit der Zerspaltung in engem Zusammenhang. Die nicht seltenen Erdbeben des Niederrheins stehen mit diesen Bewegungen in Verbindung und zeigen daß der Prozeß auch heute noch nicht abgeschlossen ist.

Die Häufigkeit horizontal gestreifter Harnische, wie sie an den Störungen in der Triasbucht von Commern in jüngster Zeit nachgewiesen wurden, deuten auf Verschiebungen in horizontaler Richtung hin.

Diese orgenen Vorgänge in der Rheinischen Bucht sind sehr jung. Wenn auch die erste Anlage zu einer Einsenkung, durch Ausbuchtung nach Süden angedeutet, bereits bis zu der Zeit der Anlage der Eifelsenke zurückgreift, so ist der Vorgang der zur Bildung der Bucht in ihrer derzeitigen Ausgestaltung führte, sehr jung. Es werden zwar schon vorkretazische Einbrüche, gefolgt von alttertiären Hebungen im Gebiete des Roertales beobachtet, doch setzen die Hauptbewegungen erst im Oberoligozän ein, um bis in die Jetztzeit anzuhalten.

Durch die Eifelsenke stand das Gebiet der Luxemburger Bucht und der Bucht von Commern-Mechernich mit dem Gebiet, das heute von dem südlichen Teil der Niederrheinischen Bucht eingenommen wird, in Verbindung. In diesem letzteren Gebiete sind die mesozoischen Schichten durch bedeutende Mächtigkeit von Tertiär und noch jüngeren Ablagerungen, Diluvium und rezente Ablagerungen des Rhein-Maas Deltas, verhüllt. Da der Einbruch der Bucht in der Hauptsache oberoligoozän ist, ist es von grösstem Interesse, zu erfahren, was hier noch bei Beginn der Einsenkung von der Abtragung bewahrt blieb, denn es gibt wertvolle Andeutungen über den Betrag des Schichtencomplexes, der seit dieser Zeit in unserem Gebiete der Abtragung anheim fiel. Da das produktive Karbon

östlich und nördlich des Tales der Berwinne (östlich Lüttich) unter jüngeren Schichten verhüllt ist, wurden im Gebiete der Niederrheinischen Bucht eine große Anzahl von Bohrungen hinuntergebracht, die nicht nur die Fortsetzung der Kohlenfurche von Lüttich über Aachen bis ins Ruhrgebiet feststellten, sondern auch wertvolle Aufschlüsse über die Tektonik der Rheinischen Bucht und über die Deckenschichten der Kohlenformation brachten. Dies rechtfertigt das Eingehen auf den Gegenstand. Das nämliche gilt aus den gleichen Ursachen für die Campine.

Die Campine.

Das kaledonisch gefaltete, kambro-silurische Brabanter Massiv bildet unter vorwiegend tertiärer Hülle eine flachschildförmige Aufwölbung, die in der Campine sanft nach Norden einfällt. Auf der Nordflanke, im Gebiete der Campine, lagert über dem Kambro-Silur diskordant Devon, Kohlenkalk und Karbon, welche Schichtenfolge ihrerseits wieder von marinen permischen und mesozoischen Schichten überlagert wird. Alle diese Schichten sind auf dem flachen Scheitel des Massivs der Abtragung anheimgefallen. Eine tertiäre Decke wechselnder Mächtigkeit überzieht alles. In über 100 Bohrlöchern und in 7 Schachtanlagen ist das produktive Karbon in einem Streifen, der von Woensdrecht nördlich Antwerpen bis an die Maas reicht (belg.-holländische Grenze), erschlossen worden. Infolge des regionalen Einfallens nach Norden liegt das Karbon, von Süden nach Norden fortschreitend, in zunehmender Tiefe und bei 900 m Deckgebirge ist gegenwärtig die untere Grenze der ökonomisch abbauwürdigen Tiefe erreicht. (A. RENIER 1939.)

Von unten nach oben hat der Bohrer folgende Schichtenkomplexe im Deckgebirge nachgewiesen. Zu tiefst das Perm. Oberes Perm ist im Norden der belgischen Campine festgestellt, beginnend mit einem Basalkonglomerat, darüber Dolomitischer Kalk in der Fazies des Zechsteines. In der holländischen Campine ist dazu noch unteres Perm festgestellt. Das zeigt auf eine von NO nach SW fortschreitende Transgression.

Darüber folgt, wieder transgressiv, die Trias und zwar in der germanischen Fazies: roter Sandstein, Muschelkalk und Keuper, wie in Lothringen und in Luxemburg ausgebildet. In Holland ist unterer Buntsandstein vorhanden. Das Meer erreichte die belgische Campine in der mittleren Buntsandsteinzeit.

Jurassische Ablagerungen sind nur in einer Bohrung, im äußersten Nordosten der belgischen Campine, bei Neeroeteren,

angefahren worden. Wir werden auf diesen wichtigen Fund weiter unten zurückkommen.

Zwischen oberem Jura und der Kreidetransgression schiebt sich eine regional verbreitete Regression ein. Im östlichen Holland kommt bereits unteres Senon vor. In Belgien beginnt die Transgression, wieder von NO nach SW fortschreitend, im Osten des Landes mit dem mittleren Senon in einer Mächtigkeit von 80 m, die gegen Westen auf Null herunter geht. Das obere Senon bedeckt dann gleichmässig das ganze Gebiet. Darüber kommt in der Campine Tertiär in wechselnder Mächtigkeit. (P. FOURMARIER 1934.)

Während in der Campine im allgemeinen ruhige Lagerung mit allmählichem Einsinken nach Norden zu verzeichnen ist — das Gebiet liegt im Schutze des bereits kaledonisch versteiften Brabanter Massivs — ändern die Verhältnisse an der Maaslinie zwischen Lüttich-Maestricht. Hier versank das Brabanter Massiv bereits früh zur Tiefe und die tektonischen Bewegungen, welche die Niederrheinische Bucht schufen, machen sich geltend. Das Gebiet ist durch Verwerfungen in Randstaffeln zerlegt und die einzelnen Stücke liegen in verschiedener Höhenlage. Diese Verwerfungen streichen allgemein NW-SO bis NNW-SSO. Im Gebiete dieser Randstaffeln liegt das Kohlengebiet der östlichen belgischen Campine, der holländischen Campine, sowie das Wurmkohlengebiet bei Aachen. Das Indekohlenfeld liegt südlich einer im hercynischen Streichen liegenden Heraushebung von Oberdevon und Kohlenkalk bei Eschweiler. (Fig. 3.)

Neben den NW-SE streichenden Verwerfungen (Staffelbrüche) besteht eine variscisch streichende Faltung, die im nördlichen Teile schwach ist, nach dem Süden aber, d. h. im südlichen Wurmgebiet und im Indegebiet, sehr ausgeprägt ist. Das erklärt sich aus dem Untergrund. Im nördlichen Teil des Gebietes macht sich der Einfluß des versteiften Brabanter Massives geltend; der südliche Teil liegt in der subhercynischen Kohlenfurche, die durch Nordfrankreich und das Maastal bis ins Ruhrgebiet zieht und durch stark gequälte Struktur gekennzeichnet ist. Im Kohlengebiete der Randstaffeln liegt zwischen der Maas und der Verwerfung von Elsloo das Karbon infolge Einsinkens an Verwerfungen in ökonomisch nicht mehr nützlicher Tiefe, hebt sich östlich der Verwerfung von Elsloo wieder höher und reicht nach Osten bis an die Verwerfung von Geilenkirchen. Das Deckgebirge begreift auch hier Perm, Trias, Kreide, tertiäre und rezente Schichten und, wie bereits bemerkt, im Bohrloch von Neeroeteren auch L i a s. In diesem Bohrloch stieß man bei 755,50 m auf Lias, das durch zahreiche Fossilien, genau identifiizert werden konnte. Es sind dunkle

Tonschiefer mit verkiesten Ammoniten der Zone der *Schlotheimia angulata* (Hettangien) in einer Mächtigkeit von 69,50 m. (Steinier 1911*). In der holländischen und belgischen Campine sind etwa 150 Bohrlöcher und ein Dutzend Schachtanlagen hinuntergebracht worden. Ueberall zeigt sich ein Hiatus zwischen Kreide und Trias, der durch Abtragung bei der Regression am Schlusse des Jura geschaffen wurde. Ueberall wurden die Juraschichten abgewaschen, nur hier blieben sie durch Zufall in einem Relikt vor Abtragung bewahrt. Die normale Ausbildung, wie wir sie auch sonstwo kennen, beweist, daß es ein Rest aus einer ausgedehnten Ablagerung ist. Nichts zeigt auf Landnähe hin.

Auch im Gebiete der Randstaffeln haben wir regionales Absinken nach Norden, sodaß schon südlich Neeroeteren die untere Grenze der abbauwürdigen Tiefenlage der Steinkohle erreicht ist.

Gegen Nordosten wird das Gebiet der Randstaffeln an einer Randverwerfung abgeschnitten, die in SO-NW-Richtung über Geilenkirchen, Rotem und östlich Neeroeteren vorbeizieht. Oestlich dieser Verwerfung bei Molenbeerse stand eine niedergebrachte Bohrung noch bei 1050 m im untern Oligozän. Hier liegt eine mächtige Senke, der Roertalgraben, mit starker Entwicklung von marinem Oligozän. Die Absenkung erreicht im Roertalgraben beträchtliche Ausmaße, denn nach den holländischen Geologen lagern hier 189 m Flußdiluvium des Rheines und der Maas, 370 m Pliozän, und bei der obengenannten Tiefe von 1050 m war das Oligozän noch nicht durchfahren. Im Osten ist der Roertalgraben von der Roerverwerfung abgegrenzt, jenseits welcher wieder ein System von Horsten liegt. In Holland ist es der Peelhorst, an den sich weiter südlich der Horst von Brüggen und noch südlicher der Horst von Erkelenz anschließt.

Da morphologisch weder Horste noch Sättel unter den rezenten Ablagerungen in Erscheinung treten, ist dieser Horst, wie alle andern tektonische Strukturen der Niederrheinischen Senke nur nach den Bohrergebnissen umgrenzt. Auf diesen Horsten wurde unter Tertiär, Kreide, Trias und Perm das produktive Karbon angetroffen, das bei Hückelhofen (bei Erkelenz) bereits abgebaut wird. Südlich, aber mit starker Verschiebung nach Osten, schließt sich daran der Horst der Ville oder des Vorgebirges mit bedeutendem Braunkohlenbergbau.

Oestlich dieser Horstzone folgt wieder eine Zone von Gräben, im Norden der Graben von Venloo, im Süden, als dessen Fortsetzung, der Rheintalgraben. Weiter nordöstlich folgt die

*) Annales des Mines, tome XVI, Bruxelles 1911.

breite Heraushebung des Horstes von Geldern, in welchem durch Bohrungen ebenfalls das produktive Karbon nachgewiesen ist. Er wird weiter östlich abgelöst von dem nördlichen Rheintalgraben. Jenseits des nördlichen Rheintalgrabens hebt sich das Ruhrkohlenfeld heraus, das nach Norden unter dem Kreidedeckgebirge absinkt. Hier wiederholen sich im Deckgebirge die Verhältnisse wie in der Campine, wie das interessante Bohrloch von Bislich bei Xanten beweist. In diesem Bohrloch wurde nicht nur unterer Lias in der Fazies der dunklen Schiefermergel mit verkiesten Ammoniten sondern dazu auch mittlerer Lias mit oolithischem Eisenerz, unserer Minette in chemischer und petrographischer Hinsicht vergleichbar, angetroffen.

Das Vorkommen von oolithischem Eisenerz rechtfertigt es, einige Details über dieses geologisch interessante Bohrloch zu geben. (SCHULZ-BRIESEN, B, — Die linksrheinischen Kohlen- und Kalisalzaufschlüsse und das Minettelager der Bohrung Bislich. — «Glückauf», 40. Jahrgang N° 14; Essen, 1904.) Im Bohrloch von Bislich wurden durchteuft:

Von 0 m bis 314 m Tertiär; bei 314 m drang der Bohrer in grauen festen Sandstein, dem grau-blaue Letten mit festen Bänken folgten, worin man bis zur Tiefe von 630 m verblieb. Unerwartet war bei der Tiefe von 471 m das Antreffen einer 10 m mächtigen Lage von Brauneisenstein, der sich als ein oolithisches Eisenerz erwies. Das Eisenerz hat mit Lothringer-Luxemburger Minette die größte Aehnlichkeit, sowohl im allgemeinen Habitus wie in der oolithischen Struktur und in der chemischen Zusammensetzung.

Analyse des Eisenerzes von Bislich:

Bestandteile	Grünes und braunes Erz	Braunes Erz allein
Fe	32,24	30,36
P	0,55	0,52
CaO	11,44	11,04
$CaCO_3$	—	—
P_2O_3	2,21	2,09
MgO	0,31	0,41
SiO_2	7,46	9,10
Al_2O_3	7,95	8,34

Die genaue Prüfung der Bohrproben mit den zahlreichen fossilen Einschlüssen zeigte, daß man hier unerwartet in Liasschichten getroffen war, die den ganzen Lias umfassen. Das

Brauneisensteinlager liegt hier im obern Lias, während es in Luxemburg und Lothringen im untersten Dogger auftritt.

Unter dem Lias folgte von 630 bis 735 m der Buntsandstein. Von 735 m ab gelang die Bohrung in den Zechstein, in welchem bei 870 m Tiefe eine rund 40 m mächtige Suite von Kalisalzen angetroffen wurde. Das Absuchen der Umgebung nach Eisensteinlagern durch weitere Bohrungen zeigten, daß das Liasvorkommen auf einer Fläche von höchstens 15 ha in muldenförmiger Lagerung erhalten geblieben ist.

Aber rund 25 km nördlicher, bei Winterswijck, wurde dann später in einer Bohrung der untere Lias (Hettangien) wieder in gleicher Ausbildung wie in Bislich und in Neeroeteren angetroffen.

Die erste Anlage der Niederrheinischen Bucht begann zu Beginn der Braunkohlenzeit. Diese Senkung erstreckte sich in die Bucht von Commern hinein und die kattische Braunkohle folgte der Eifelsenke nach Süden bis in die Luxemburger Bucht. Intensivere Bruchbildung begann mit dem Miozän und setzte im Pliozän und im Diluvium fort.

Die Wendezeit von der hercynischen Faltung bis zur Trias.

Der Unterbau unseres mesozoischen Sedimentationsraumes war seit dem Beginn des Oberkarbons in seinen Strukturlinien vorgezeichnet. Die Entwicklung bis zur Triaszeit bestand darin, das geschaffene Faltengebilde abzutragen und durch einen neuen tektonischen Zerfall Sammelbecken für die mit dem Mesozoikum einsetzende marine Sedimentation zu schaffen.

Wie haben wir uns das morphologische Bild dieser Festlandperiode vorzustellen?

Früher wurde allgemein das hercynische Faltensystem als ein Hochgebirge, vergleichbar dem Alpengebirge, aufgefaßt. Gewiss lassen die Hercyniden sich in ihrem Bauplan, in ihrer zonaren Gliederung sowie in ihrer horizontalen Ausdehnung den Alpiden vollständig gleichstellen. Die Annahme, daß sie auch dieselben vertikalen Ausmaße besessen hätten, stößt doch auf ernste Bedenken, seitdem man dazu übergegangen ist, im Entwicklungsgang eines Faltengebirges zwischen dem tief in der Geosynklinale vor sich gehenden Vorgang der Faltung und der en bloc-Aufwärtsbewegung der bereits gefaltenen Zone zu unterscheiden. Die epirogene Bewegung kann so langsam vor sich gehen, daß die erosiven Vorgänge der Abtragung dem Aufsteigen nur wenig nachfolgen, sodaß es nicht zu einem

Hochgebirge kommt. Der Betrag der Abtragung kann aus der Fazies des bloßgelegten Gesteins festgestellt werden. Charakteristisch für die Hochgebirge sind die zu Tage tretenden kristallinen Kerne mit stark metamorpher Gesteinshülle, die wir auch im hercynischen Faltengebirge in den Zentalzonen finden, die aber in den Ardennen und im Rheinischen Schiefergebirge kaum zum Vorschein kommen. Die Sedimenthülle ist hier so wenig abgetragen, daß sie den kristallinen Kern noch bedeckt. Sporadisch verteilten Metamorphismus finden wir in dem Sattel von Bastogne. Nur da, wo die Faltenachse des Gebirges in dem Hohen Venn am höchsten aufsteigt, zeigen sich die Granitapophysen des Helletales und von Lammersdorf. Man darf deshalb für die rheno-hercynische Zone annehmen, daß hier wohl immer nur ein flach welliges Hügelland bestand, welches nie Hochgebirgszüge besessen hat. Heraushebung en bloc und Abtragung mögen sich so ziemlich die Wage gehalten haben.

Dazu kommt, daß in der Streichrichtung des Gebirges von Westen nach Osten starke axiale Schwankungen bestehen, aus denen sich später die Quersenken entwickelten. Hieraus ergibt sich, daß das Gebirge, orographisch gesprochen, keine einheitliche Kette bildete. (H. SCHOLZ 1933.) Die Zerlegung des hercynischen Faltenzuges in einzelne Blöcke, wie er sich heute darstellt, ist in seiner Anlage jedenfalls sehr alt. So reicht die durch die Eifeler Quersenke geschaffene Quergliederung, welche die Ardennen vom Rheinischen Schiefergebirge trennt, in ihrer ersten Anlage bis in die Zeit der Faltung zurück, wenn auch ihre jetzige Ausbildung jünger ist. Auch die jüngeren Einbrüche sind meistens alten Schwächezonen gefolgt. Der heutige Zerfall der Hercyniden in eine Reihe von Einzelschollen ist also ein bereits in dem alten Bauplan begründeter Zustand.

In der langanhaltenden Festlandsperiode erniedrigte die Denudation die Großsättel zu flachen Schwellen. Das Abtragungsmaterial wurde in den Mulden und Innensenken angehäuft. Hierin bildeten sich die vielfach kontinentalen Ablagerungsfolgen des Rotliegenden. Die Sedimentation folgte auch in dieser Zeit den durch den Faltenbau vorgezeichneten Wegen. Den Sammelraum für unser Gebiet bildete eine zwischen dem westlichen Teil des Siegerländer Blockes und dem Hochgebiet des Hunsrück sich hinziehende Innensenke, von der heute ein Reststück, die zwischen Verwerfungen eingerahmte Wittlicher Mulde, erhalten blieb. Das Muldentiefste lag im Osten, die Transgression erfolgte von Osten nach Westen, umzog den Westrand des Hunsrück, griff am Sattel von Sierck weiter nach Westen vor und trat in Verbindung mit der Rotliegendsenke des Saargebietes. Als Rudimente eines Aequi-

valentes des Zechsteines gelten am Westrande des Hunsrückes grobspätiger Dolomit und darüber weinrote Tone mit Quarzitschutt, im Ganzen nicht über 6 m mächtig. Doch sind die Andeutungen zu sporadisch, um weitere Schlüsse zuzulassen. (Siehe auch M. LUCIUS, 1936, pg. 85.) Die Gesamtlage läßt sich folgendermaßen resumieren: Die vorwiegend terrestrischen Ablagerungen des Rotliegenden liegen in Sammelmulden mit hercynischer Tektonik. Im Gegensatz hierzu liegt der Buntsandstein in einer Sammelmulde mit rheinischer Streichrichtung. Also bis zum Schluß des Oberrotliegenden folgt die Sedimentation in dem Gebiet des Rheinischen Blockes und in Südwestdeutschland der hercynischen Tektonik. Mit dem Beginn des Mesozoikums setzt eine tektonische Neugestaltung ein. In den genannten Gebieten werden jetzt die Querundationen Sedimentationsraum. In unserem Gebiete übernimmt die rheinisch gerichtete Quersenke der Eifel diese Rolle. Diese Umstellung bezeichnet den tektonischen Beginn der Trias. Die rheinische Richtung herrscht während der ganzen Trias vor. Später tritt dann posthum weitspannige Wellung hercynischer Richtung wieder auf und schafft die heutige Tektonik des Sedimentationsraumes. Auf die grundsätzliche Stellung, welche die Querundation zu den triadischen Sedimentationsverhältnissen einnimmt, hat wohl zuerst E. HAUG hingewiesen. R. BRINKMANN hat unter Zugrundelegung dieser Auffassung die südwestliche Trias und etwas später die deutsche Trias im allgemeinen untersucht. *)

Die Triaszeit.

Zur Feststellung des Werdeganges eines Sedimentationsraumes dienen bekanntlich die auch von R. BRINKMANN (1926) herangezogenen Beobachtungen:

1) Feststellung der Verschiebungen des Beckenrandes als der Grenze zwischen Sedimentation und Abtragung.

2) Feststellen des Beckentiefsten, des Gebietes stärkster Senkung und des Gebietes mächtigster Sedimentation.

Wichtig für die Lösung dieser Fragen ist die Faziesausbildung. Aus der Gesteinsfazies können wir die tektonischen Bewegungen herauslesen, welche die Sedimentation begleiten, besonders wenn die Fazies sich in der Richtung tektonischer Leitlinien hinzieht. Hauptsächlich kommen hierbei epirogene

*) BRINKMANN R. — Die rheinische Richtung im vorkimmerischen Südwestdeutschland. — Abh. d. preuß. Geol. L. A. Neue Folge, Heft 95. Berlin 1925.

Bewegungen in Frage, welche Becken und Schwellen schaffen. Die Fazies gibt also Aufschluss über die tektonischen Bedingungen, unter welchen Sedimentation erfolgt. Dies ist besonders wichtig, worauf R. BRINKMANN (1926) mit Recht hinweist, wenn wir den Sedimentationsraum in der gleichen Raumlage während verschiedener Zeiträume unter verschiedenen Bedingungen vor uns haben, wie dies beispielsweise für die ältere Trias in unserem Gebiete der Fall ist.

Der westliche Beckenrand des unteren Buntsandsteines liegt am Ostrande des rechtsrheinischen Anteiles des Rheinischen Schiefergebirges und überschreitet in südlicher Richtung die oberrheinische Tiefebene nicht. Im Süden reicht das Becken bis in den nördlichen Schwarzwald. Im Norden umzieht der Beckenrand den Nordrand des Rheinischen Massives, dringt aber nicht in die Eifelquersenke vor.

Der Vogesensandstein.

Erst zur Zeit des mittleren Buntsandsteines (Vogesensandstein) wird das Gebiet zwischen Oberrhein und dem französischen Hochgebiet (gallischer Kontinent) sowie das Gebiet der Eifelquersenke von der Sedimentation bewältigt. *) Im Gebiete der normalen Entwicklung in den Vogesen beginnt der mittlere Buntsandstein mit einem Basalgeröll, dem in Süddeutschland das Eck'sche Konglomerat (mit kristallinen Komponenten) entspricht.

Darüber folgt der eigentliche ziegelrote Vogesensandstein, unten eine feldspathreiche Abteilung, die oben einen Pseudomorphosenhorizont hat, höher eine feldspatharme Abteilung, die mit bunten «zwischenschichtähnlichen» Sandsteinen abschließt. Im Hangenden folgt die Stufe des Hauptkonglomerates, 10—15 m mächtig. Es greift diskordant über höhere feldspatharme und tiefere feldspathreiche Stufen über, besteht aus Quarziten und Kieselschiefer und wird als «Restschotter» (KRAUS) aufgefaßt. Die Mächtigkeit ist in den Vogesen 220—280 m, bei Pfalzburg 300—400 m. Das westlichste Auftreten anstehenden Vogesensandsteins findet man in der Luxemburger Bucht in dem Gebiet zwischen Our und Irse. Weitere Vogesensandsteinvorkommen sind in Igel bei Wasserbillig und auf dem Plateau zwischen unterer Saar und Luxemburger

*) KÜCKELHORN vermutet in den untersten Schichten der Buntsandsteinrelikte der Eifelsenke Zechstein. Wäre diese zutreffend, so hätte die Transgression bereits früher eingesetzt. Auch BLANKENHORN gibt in der Bucht von Commern untern Buntsandstein an.

Mosel. In Bad-Mondorf wurde Vogesensandstein in zwei Tiefbohrungen angetroffen.

Nach den Erläuterungen zu den Meßtischblättern der Preußischen Geologischen Landesaufnahme hat der Vogesensandstein bei Sinspelt eine Mächtigkeit von 20 m. Er lagert unmittelbar auf Devon und erreicht nach Westen die Our nicht mehr. Er deutet also unzweifelhaft den Beckenrand nach Westen an. Bei Killburg hat der Hauptbuntsandstein (Vogesensandstein) 70—80 m, bei Trier 150—180 m. (H. GREBE.) Im Bohrloch der Adelheidquelle von Bad-Mondorf wurde von 530—582 m typischer Vogesensandstein erbohrt. Von 576—582 m wurden im ganzen nur 20 cm Kerne gewonnen: ziegelroter feinkörniger, feinglimmeriger Sandstein. Die genaue Lage dieses Kernes ist nicht festzustellen. Beim Heraufziehen der Krone lag auf dem Sandfänger eine Anzahl von Gesteinsstükken: 2 Stücke Dolomit, 3—4 Stücke kantengerundete Quarzgerölle, Sandsteinbrocken mit einem verwitterten Stück Feldspath, Quarzite. Die genaue Tiefe läßt sich nicht angeben. Von 582 bis 589,35 kam vom Kern überhaupt nichts zu Tage. Bei dieser Tiefe wurde die Bohrung eingestellt. Aus dem Bohrloch der Kindquelle, das 1846 fertiggestellt wurde, sind aus der Tiefe zwischen 418 und 730 m nur 10 Proben (Meißelproben) im Bohrregister summarisch beschrieben, die Proben sind verschollen. Demnach käme auf den Vogesensandstein 185 m. Es ist etwas befremdend, daß in der Nähe der Schwelle von Sierck der Vogesensandstein eine solche Mächtigkeit habe. Ich vermute vielmehr, daß bei etwa 580 m der Vogesensandstein zu Ende ist, und daß tiefer Rotliegendes dem Devon, das bei 713 m Tiefe angetroffen wurde, aufgelagert ist. Darauf weisen auch die Verhältnisse des Bohrloches von Longwy hin. Nach den Gesteinsproben dieses Bohrloches, das 1907 nach Kohle niedergebracht wurde, hat Professor H. JOLY folgendes Profil aufgestellt: Juraformation: 0 bis 475 m Tiefe, Rhät: 475 bis 491 m = 16 m, Trias: 491 bis 540 m = 49 m; Perm: 540 bis 771 m = 232 m. Bei 771 m Tiefe wurde das Devon angetroffen. Eigentümlich ist hier die geringe Mächtigkeit der Trias: 17 m Keuper, 3 m Muschelkalk, 29 m Buntsandstein. L. VAN WERVEKE hat die Richtigkeit der Deutung des Profils angefochten und stellt nach erneuter Untersuchung der Bohrkerne folgende Stufenreihe für die tiefere Trias auf. Von 577 m bis 680 m mittleren Muschelkalk, von 680 m bis 731 m Muschelsandstein und Voltziensandstein. Zwischen 711 und 740 m Tiefe waren schlecht erhaltene Pflanzenreste aufgefunden worden, welche ZEILLER als *Walchia piniformis* und *Cordaites*, L. VAN WERVEKE aber als *Voltzia heterophylla* deutet. Nach L. VAN WERVEKE käme dann der Abstand von 731 bis 771 m auf die Zwi-

schenschichten. Jedenfalls ist die Mächtigkeit des Rotliegenden von H. JOLY zu hoch gegriffen und dürfte höchstens von 711 bis 771 m reichen, in welcher Tiefe das Devon angetroffen wurde. Vogesensandstein ist jedenfalls nicht mehr vorhanden; er muß also westlich Bad-Mondorf auskeilen.

Ueber dem westlichen Talgehänge der unteren Saar, von Conz bis über Freudenburg hinaus, tritt der Vogesensand in einer typischen Uferfazies, bestehend aus mächtigen Konglomeraten und grobkörnigen, ziemlich lockeren Sandsteinen, auf. Das Konglomerat ist besonders an der Basis gehäuft, wo es über 30 m Mächtigkeit haben kann.

Zwischen Kyllburg und Call liegen, von Süden nach Norden gereiht, im Gebiete der Eifel eine Reihe von Buntsandsteinresten, welche diskordant dem Unter- oder Mitteldevon auflagern. Der untere Teil der Schichtenfolge besteht aus Konglomeraten, denen KÜCKELHORN Zechsteinalter zuschreiben möchte. Oberhalb Gerolstein, in der Niederbettinger Sandsteinplatte, ist die Mächtigkeit über 100 m. Mittlerer Buntsandstein ist auch hier vertreten.

Mächtig entwickelt ist der mittlere Buntsandstein (Hauptbuntsandstein, Vogesensandstein) in der Triasbucht von Commern. Er besteht hier aus Konglomeraten und grobkörnigem Quarzsandstein mit Bleiglanz (Knottensandstein). Die Mächtigkeit ist 100—120 m. Durch die Bucht von Commern ist die Verbindung mit dem norddeutschen Triasbecken hergestellt, das sich am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges nach Westen bis in die Campine und nach Holland hin erstreckt. Es zeigt am Nordrande des Schiefergebirges ebenfalls küstennahe, konglomeratische Ausbildung.

Sowohl in der Eifelsenke als in der Bucht von Commern, und auch in unserem engeren Gebiete, der Luxemburger Bucht, beginnt der Buntsandstein mit einem Grundkonglomerat, das durchgehend aus grobem, rtogefärbten Quarz und Quarzitgeröll besteht, das dem ausstehenden Devon entnommen wurde. Das Konglomerat ist im Westen am mächtigsten und gröbsten und nimmt nach Osten sowohl an Mächtigkeit wie an Größe ab. Das deutet ebenso wie das Auskeilen des mittleren Buntsandsteines östlich der Our und wie der Befund im Bohrloch von Longwy darauf hin, daß im Westen in nächster Nähe das Randgebiet des ardenno-französischen Kontinentes lag, der sich nach Süden durch Lothringen und Burgund fortsetzte.

Der Verlauf der Uferlinien westlich der Eifeler Kalkmulden ist in soweit strittig, als das bekannte Konglomeratvorkommen, das von Malmedy über Stavelot nach Basse-Bodeux hinzieht, dem Alter nach verschieden gedeutet wird. Die älteren Geo-

logen, und auch heute noch ein Teil der deutschen Geologen, fassen es als Buntsandstein auf, während die belgischen Geologen, nach dem Vorgehen von A. RENIER (1902) und P. FOURMARIER (1934) es mit guten Gründen zum Rotliegenden stellen. Da die Frage von Interesse ist, wenn später das Alter unserer devonischen Rumpffläche im Oesling besprochen werden soll, wollen wir etwas darauf eingehen.

Das rote Konglomerat von Malmedy zieht sich in WSW-ENE-Richtung über die Ardennenantiklinale des Hohen Venn und reicht von Xhoffraix im Osten bis Basse-Bodeux an der Amblève im Westen. Es ist in einer Senke abgelagert, die durch Querschwellen in drei Teilgebiete zerlegt ist. Die Schwellen sind jetzt konglomeratfrei. Es besaß früher unzweifelhaft eine größere Ausdehnung und ist in den Senken nur als Erosionsrelikte erhalten geblieben.

Es lagert diskordant auf Cambro-silurischen Schichten und besteht aus groben, außen rot gefärbten Geröllen, die bald gut gerollt, bald nur kantengerundet sind. Dazwischen sind linsenförmige Einlagerungen von grobem roten Sandstein und von feinerem, rotem geschiefertem Sandstein eingelagert. Es zeigt eine durchgehende Schichtung, dazu auch stellenweise Kreuzschichtung. Das Einfallen ist 12°—15° nach NW. Die Konsistenz ist stellenweise sehr gering, stellenweise gut. Sie wird durch Kalkzement bewerkstelligt, das aus den beigemengten Kalkgeröllen stammt und deshalb dort fast Null ist, wo diese fehlen.

Die Gerölle stammen aus dem Cambro-Silur, dem Unterdevon und dem mitteldevonischen Eifelkalk. Dieser hat in den Geröllen 40 Arten von mitteldevonischen Fossilien geliefert. A. RENIER unterscheidet drei Schichtenstufen. Nur die mittlere führt Kalkgerölle verschiedener Größe, die 60—26% des Gesamtgerölles ausmachen.

Wir geben nach A. RENIER (1902) folgende Zusammenstellung des petrographischen Habitus des «Konglomerates von Malmédy».

1) Die untere Stufe besteht aus Schiefer mit weißen Körnern und aus einem Konglomerat, das verschiedene Sandsteine, Schiefer und Arkosen enthält. Das Bindemittel ist tonig. Die Mächtigkeit ist bei Malmédy 60 m, bei Stavelot 15 m. Der mittlere Durchmesser der Gerölle ist bei Malmédy 16 cm, bei Stavelot 10 cm.

2) Die mittlere Stufe besteht aus Konglomeraten, die Gerölle von mitteldevonischem Kalk, von Sandstein, seltener von Quarzit führen. Der Gehalt an Kalkgeröllen beträgt bei Malmédy 60 %, bei Burnenville 58 %, bei Stavelot 38 %, bei Basse-

Bodeux 26 % des Gesamtgerölles. Kalkig-toniges Zement ist reichlich vorhanden. Die Mächtigkeit ist bei Malmédy 150 m, bei Burnenville 35 m.

3) Die obere Stufe besteht aus einem Konglomerat mit Geröllen aus dem Cambrium und aus aufgearbeiteten Geröllen von Schiefer und von rotem Macigno. Die rote Farbe ist vorherrschend, nur in der unteren Stufe ist eine gelbliche Färbung.

Die Gerölle sind rund bis kantengerundet. Ihre Größe nimmt deutlich von Osten nach Westen ab. Das Material wurde also von Osten her verfrachtet und bei der ungewöhnlichen Größe der Gerölle können sie nur von einer Steilküste her und bei kräftiger Erosionstätigkeit gefrachtet worden sein. Zur Zeit der Bildung muß also in dem Gebiete östlich davon (und das ist der Westrand der Eifelsenke und Commern-Bucht) Land mit einer Devonkalkdecke bestanden haben. In dem gleichen Gebiete lag aber in der Buntsandsteinzeit bereits ein Meer. Der in diesem zur Ablagerung kommende Sandstein hat aber ein Basalkonglomerat, das von Westen stammt und nur unterdevonische, kalksteinfreie Gerölle führt. Nirgends findet man nämlich Kalksteingeröll, weder in der Commern-Bucht noch in der Eifelsenke, im Buntsandsteinkonglomerat erwähnt. Also aus paläographischen und petrographischen Gründen muß das Konglomerat von Malmédy älter sein, und da es nach der hercynischen Faltung und vor dem Buntsandstein abgelagert wurde, kann es nur Perm und zwar am wahrscheinlichsten Rotliegendes sein. In der Eifelmulde liegt der Buntsandstein deutlich teils auf oberem Unterdevon, teils auf mittlerem Devonkalk. Da aber in der Senke ruhiges Wasser war, wurde nur am Uferrande Material zu Geröllen aufgearbeitet und gelangte in die Senke. Am Rande bestand bereits, infolge früherer Ablagerungstätigkeit, kein Kalk mehr. Die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins war also dieselbe wie heute, und heute ist die vortriadisch geschaffene Oberfläche wieder bloßgelgt. Die Abtragung hat seit dem Jungtertiär alles nachpaläozoische Material abgetragen und die alte Rumpffläche wieder bloßgelegt.

Die Zwischenschichten.

In den Vogesen, in der Pfalz und in Südwestdeutschland schließt der mittlere Buntsandstein mit dem, einen ausgeprägten Steilhang bildenden Hauptkonglomerat ab, welches in der Luxemburger-Bucht und in der Commern-Bucht nicht ausgebildet ist.

Der obere Buntsandstein oder Röt beginnt mit einer Schichtenfolge, die sowohl den Charakter des mehr grobkörnigen, konglomeratischen Vogesensandsteines als den des mehr feinkörnigen, Toneinlagen führenden Voltziensandsteines hat, und die deshalb als «Zwischenschichten» bezeichnet werden. Es sind in unserem Gebiete grob- bis feinkörnige Sandsteine mit Tonlagen und mit eingeschaltetem Dolomit in Knauern und in Bänkchen. Der Sandstein ist braunrot, manganfleckig, der Ton violett. Die bei Verwitterung braunen Dolomitknauern finden sich häufig in den Feldern zerstreut und zeigen die Zwischenschichten an, wenn weitere Aufschlüsse fehlen. Auch Konglomerateinlagen sind vielfach vorhanden, deren lose Gerölle sich ebenfalls in den Feldern finden.

Die immer sich wiederholenden Einlagerungen von Geröllen, oft mit Kreuzschichtung, die bis weit ins Becken hineinstrahlen, deuten darauf hin, daß wenigstens periodisch fliessende Gewässer mit starkem Gefälle grobes Material aus dem höher gelegenen Vorland in die Becken eingeschwemmt und hier aufgeschüttet haben. Die Verbindung mit seichten Binnenmeeren, in denen es zu chemischer Sedimentation kam (Dolomiteinlagerungen, Gips), muß bald abgerissen, bald wieder hergestellt worden sein, was nur bei größerer tektonischer Beweglichkeit möglich war. Das fast vollständige Fehlen einer marinen Fauna oder Landflora zeigt auf ein wüstenartiges Gebiet mit salzreichen, abgeschlossenen Binnenmeeren hin.

Mächtigkeiten der Zwischenschichten: Im Bohrloch der Adelheidquelle: 66 m, bei Igel: 60—70 m, bei Wallendorf: bis 70 m, bei Bitburg: 80—90 m, in der Bucht von Commern: 10 m; in dem Bohrloch bei Diekirch rund 45 m. Wenig mächtig und schlecht erschlossen sind die Zwischenschichten im Randgebiet westlich der Saar. Aus der Verbreitung von Dolomitknauern in den Feldern lassen sie sich im untern Warktal bis westlich Oberfeulen nachweisen.

Gegenüber dem Vogesensandstein zeigen die Zwischenschichten in unserm Gebiete eine deutliche Grenzverschiebung nach Westen auf eine Breite von rund 20 km. Die Grenze verläuft parallel mit der des Vogesensandsteins, nur ist sie mehr nach Westen verschoben. Zwischen Longwy und dem westlichen Hunsrück ist eine Einengung festzustellen. Hier macht sich die alte Hunsrückschwelle noch deutlich geltend.

Der Voltziensandstein.

Der Voltziensandstein greift weiter nach Westen auf das Festland über als die «Zwischenschichten». Die Uferzone behält aber im großen Ganzen die NNE-SSW-Richtung bei. Re-

gional betrachtet beobachtet man aber nicht bloß ein Transgredieren des Meeres nach Westen, sondern auch nach Süden. Schwarzwald und Vogesen sind ganz vom Meere überwältigt. Die in den Zwischenschichten und im Vogesensandstein so häufigen Einschaltungen von Geröllen fehlen im Voltziensandstein, abgesehen von Basalkonglomerat der ausgesprochenen Transgressionszone. So erweist sich im Bohrloch von Mondorf der Voltziensandstein als ein feinkörniger geröllfreier Sandstein, während die Zwischenschichten ziemlich reichlich Quarzgerölle von Erbsen- bis Nußgröße durch die ganze Mächtigkeit der Stufe führen. Eine Verfeinerung des Kornes macht sich also in der Sedimentationsrinne geltend. Dies bedeutet einen Wechsel in der Schuttzufuhr, der klimatisch und tektonisch bedingt ist. Die Randgebiete waren so weit abgetragen, daß nur feinerer Detritus von den gefällsärmeren Flüssen verfrachtet werden konnte. Ein wüstenartiges Klima schuf Bedingungen zum Abdampfen von Binnenmeeren, in denen Gips und stellenweise etwas halogenes Salz zur Abscheidung kam, das aus dem Festland ausgelaugt worden war. Auch Kupferlasur, Malachit und Bleiglanz kam in kleinen Vorkommen zur Ablagerung. Im Bohrloch von Longwy ist roter Sandstein, den L. VAN WERVEKE zum Buntsandstein stellt, gipsführend. Auch in einem Bohrloch in Diekirch wurde kürzlich Fasergips in kleiner Menge angetroffen. Dieses erklärt auch die Tatsache, warum alles in tiefgelegenem Buntsandstein erbohrte Wasser gips- und salzführend ist. Nur in den Randgebieten und in freigelegten Gebieten, wo der Sandstein einem Auslaugungsprozeß unterworfen war, liefert er ein weiches Wasser.

Mächtigkeit. Im Bohrloch von Mondorf 9 m; Born 10 m; Apach 12 m; Wallendorf 15—20 m; Mettendorf 20—30 m; Bitburg bis 40 m.

Aufschlußreich über die Auflagerung des Buntsandsteines auf das Devon sind die Beobachtungen, die bei den Vergrößerungsarbeiten am Bahnhof Apach an der bloßgelegten Auflagerungsfläche gemacht wurden und über welche N. THÉOBALD berichtet. (Théobald, N. — Le pays de Sierck. — Bull. soc. d'hist. nat. de la Moselle; 1932, 4° série; tome IX, cahier 33; Metz, 1932.)

In der näheren Umgebung von Sierck ragen Klippen von Taunusquarzit bis in die Anhydritgruppe hinein. Das Triasgestein ist aber selbst am Kontakt normal ausgebildet, was auf ruhige Lagerungsverhältnisse hinweist. Auf der Auflagerungsfläche des Voltziensandsteins auf einer Plattform des Quarzitrückens bei Apach, die kaum einige Meter höher als die Mosel liegt, beobachtet man, wie auf dem schwach nach NW einfallenden Quarzit der Sandstein aufliegt und ebenfalls in der

gleichen Richtung und sogar steiler als der Quarzit einfällt. An der Kontaktstelle zeigt der Quarzit auf eine Tiefe von 1—2 cm eine schwache Zersetzung, die an den Spalten etwas tiefer greift. Die Zersetzung äußert sich in einer Anreicherung von Eisenoxyd, das Quarzzement des Quarzites ist körnig und enthält viel Dolomit beigemischt, die Quarzkristalle liegen isoliert in dem Zement, so daß der Habitus eines Quarzsandsteines vorliegt. Das Grundkonglomerat ist schwach ausgebildet und stellenweise nicht über 5 cm mächtig. Zwischen den Geröllen finden sich Toneinlagen mit kleinen Quarzkörnern, Eisenoxyd, zersetzter Mica und Dolomit. Aber etwa 7 cm über dieser umgewandelten Quarzitlage trifft man bereits normal entwickelten Volziensandstein mit Pflanzenresten, der Voltzia.

Bezeichnend für die Ausbildung des Buntsandsteines in Landnähe ist die reichliche Geröllbildung, die sowohl als Basalkonglomerat wie als Geröllzwischenlagen in allen Stufen der Buntsandsteinformation am südlichen Abfall des Oeslings auftritt. Infolge der Verwitterung bedecken hier lose Geröllmassen ausgedehnte Flächen. Die geologische Stellung der Konglomerate und losen Gerölle ist sehr verschieden gedeutet worden.

Die Gerölle am Südrande des Oeslings, nördlich der Sauer und der Wark, und im Oberlauf der Pratz bis nach Folscheid hin, gehören mit Ausnahme kleiner Flecken von Flußgeschieben, unzweifelhaft dem Buntsandstein an. Sie bilden teils das Basalkonglomerat der Zwischenschichten und des Voltziensandsteines, teils sind es Verwitterungsrückstände («Restschotter») des abgetragenen Buntsandsteines, von dem das feinere Material abtransportiert wurde, während die Gerölleinlagen zurückblieben. Hierbei kann natürlich eine beschränkte Umlagerung stattgefunden haben. Die an einzelnen Stellen dem Basalkonglomerat aufgelagerten Flußgeschiebe entstammen dem Buntsandstein oder dem Keuper, der am Rande des Oeslings ebenfalls sandig-konglomeratisch ausgebildet ist.

Daß es sich bei den am Rande des Oeslings weit verbreiteten Geröllanhäufungen nicht um diluviale Geschiebe, sondern um Buntsandsteinreste handelt, wird durch die Tatsachen bewiesen.

Die gut gerundeten Formen der Gerölle zeigen auf marine Herkunft (Strandbildungen) hin. Ihre rote Farbe, die Beimischung von Dolomitknauern, das unzweifelhafte Untertauchen der Gerölle unter Muschelsandstein, besonders im östlichen Teile des Oeslinger Randgebietes, beweisen eindeutig, daß es Bildungen vom Alter des Buntsandsteines sind. So lagern auf dem Buntsandstein zwischen Bettel und Tandel mehrere Reste einer Decke von Muschelsandstein (mit Versteinerungen). Soweit Buntsandstein auftritt, sind die Felder

mit Geröllen vollständig eingedeckt, die aber auf den kleinen Muschelsandsteinresten, die ohne merklichen Anstieg auf dem Buntsandstein lagern, vollständig fehlen.

Nördlich dem Herrenberg taucht geröllfreier Voltziensandstein unter dem Muschelkalk ein; etwas näher Friedbüsch findet man in den Feldern zwischen Quarzgeröllen zahlreiche braune Dolomitknauern. Gerölle mit vereinzelten Dolomitknauern trifft man bis zum Kippenhof ihnauf. Auf der Anhöhe westlich Kippenhof und südöstlich Closdelt findet man inmitten reichlicher Geröllbedeckung eine circa 10 Are große Fläche durchstoßen, die aus grobkörnigem roten Sandstein mit Dolomitknollen besteht. Nördlich Niederfeulen und nordöstlich Erpeldingen ist zu beobachten wie die Geröllbedecke unzweifelhaft an Verwerfungen gegen das Devon abstößt. Bei Folscheid, am südlichen Ausgang des Dorfes, sieht man wie die losen Geröllmassen von dunkelbraunem Sandstein eingedeckt werden, der seinerseits von hellem, dolomitischen Sandstein der Keuperformation überlagert wird. Dieser Keupersandstein transgrediert dann über das Buntsandsteingerölle hinweg auf das Devon hinauf.

Die lockere Beschaffenheit des Konglomerates spricht auch nicht gegen dessen untertriadisches Alter. Bei der äußersten Kalkarmut des devonischen Festlandes, von welchem das Geröll (Quarz und Quarzit) herstammt, fehlte es den in dem Geröll zirkulierenden Gewässern an kalkiger oder dolomitischer Lösung, die ein Zement hätten abgeben können. Nur etwas fein zerriebener toniger Schieferdetritus, mit grobem Quarzsand vermischt, gibt ein wenig widerstandsfestes Bindemittel ab. Die gleiche Beobachtung kann man am Konglomerat von Malmédy machen. Wo das Konglomerat nur Quarzgerölle und Sandstein führt, ist es leicht zerreiblich. Wo aber reichlich Kalkgerölle beigemengt sind, ist das Konglomerat äußerst widerstandsfähig infolge des kalkigen Zementes, das durch Auslaugung aus den Kalkgeröllen selbst gebildet wurde. Dazu führte das damalige Grundwasser etwas Eisen in Lösung. In mitten der Gerölle bildeten sich Schalen und Scherben von grobem Brauneisenstein, der grobes Geröll zu wenig ausgedehnten dünnen Konglomeratlagern verfestigte. In feinerem Material, z. B. im geröllfreien Sandstein können sich sogar kleine, nicht abbauwürdige Eisenerzlager bilden, die gelegentlich zu Schürfversuchen führten (bei Folscheid, bei Pratz), aber bald wieder verlassen wurden. Diese Schalen von grobem Brauneisenstein mit eingestreuten Geröllen findet man vielfach in wechselnden, nicht anhaltenden Horizonten in den Kiesgruben und in dem groben Sandstein eingelagert. Man kennt diese Schalen übrigens aus dem Buntsandstein, besonders in

den tieferen Lagen (Vogesensandstein-Zwischenschichten) der ganzen Luxemburger Mulde. Die eckige Form der Schalen, die Art der Lagerung zeigt, daß sie auf ungestörter primärer Lagerstätte liegen. Bei den letzten Häusern von Pratz, am Wege nach Horas, konnte man in einem schönen 6 m hohen Aufschluß in gut geschichtetem Buntsandstein solchen Brauneisenstein in Platten und Schalen in großer Menge sehen, die diese Auffassung bestätigen. Lehrreich ist in dieser Hinsicht eine Beobachtung unterhalb Buschrodt, in dem Gebiete der Einmündung der «Schankengrächt» (rechtes Ufer) in das Haupttal. In den Kiesgruben am Wege, der von der Staatsstraße nach der untersten Mühle von Buschrodt führt, liegen größere Kiesgruben im anstehenden Buntsandsteinbasalkonglomerat, das bis auf die devonische Unterlage entblößt ist. Schalen und Bretter des groben Brauneisensteines sind in dem losen Material, das bis über kopfgroße Gerölle führt, unregelmäßig verteilt. Dunkelrotes toniges Material aus zersetztem Devonschiefer liegt vielfach zwischen den durch eine oberflächliche Eisenoxydhaut rot gefärbten Geröllen. Das alles ist typisches Basalkonglomerat des Buntsandsteines in ungestörter primärer Lage. Im «Prenert», am alten Wege von Buschrodt nach der oberen «Schankengraecht», findet man über dem Basalgeröll eine Insel von Flußgeschieben, über 4 m durch eine Kiesgrube erschlossen. Es ist aufgearbeitetes Material, das aus dem Basalkonglomerat stammt; die Geschiebe sind flach, die Farbe ist blaßgelb, das lockere erdige Material dazwischen grau, die Stücke von Brauneisenstein sind nicht über handgroß und ohne Ausnahme abgeschliffen und an allen Ecken abgerundet. Der Unterschied zwischen diesem Material und demjenigen in den Kiesgruben von Buschrodt ist auffallend.

Den gleichen Unterschied zwischen Geröllen aus dem Buntsandstein und dem aufgearbeiteten Material von alten Flußterrassen beobachtet man über der Ortschaft Warken an der Straße nach Bürden sowie über der Ortschaft Erpeldingen an der Straße nach Diekirch.

Das Material der Gerölle stammt zweifelsohne vom vorliegenden devonischen Festland und ist in der Nähe der Uferzone hergenommen worden. Es sind Bildungen eines Strandes, wobei man sich aber keinen Steilstrand vorzustellen braucht, zu dessen Annahme auch kaum Andeutungen vorliegen. Das Spiel der Wellen hat das Material weniger aus dem Schiefergestein herausgebrochen, als vielmehr nur gerollt. Die Quarz- und Quarzsandsteinbrocken fanden sich bereits in großer Menge als Verwitterungsrest vor, auf dem alten Festland lagernd, wo in langer Denudationszeit bei dem trockenen Klima der Permzeit eine tiefgründige Verwitterung vor sich gegangen war.

Dasselbe Bild, das wir noch heute auf dem Oeslinger Plateau finden, wo sich zwischen feinerem Schieferschutt eckige Brokken von Gangquarz und von Quarzsandstein (Haaselter) anhäufen, bot sich auch damals, nur in viel größerem Maßstab. Das Material ist also in der Buntsandsteinzeit verarbeiteter Restschotter einer vorangehenden langen Verwitterungszeit.

Der Muschelsandstein.

Im Muschelsandstein können wir dasselbe Sedimentationsbecken innerhalb derselben Grenzen wie beim Voltziensandstein, aber unter ausgesprochener Meeresbedeckung, also unter veränderten Faziesbedingungen, beobachten.

Der Muschelsandstein ist eine typische Randfazies des Wellenkalkes, in welchem die chemischen Sedimente des letzteren größtenteils durch terrigene Ablagerungen ersetzt werden, und der auch die verarmte Fauna des Wellenkalkes zeigt. Schrittweise greift in Lothringen die sandige Fazies in den Wellenkalk hinein. Zwischen Wolmünster und Zabern besteht noch normaler Wellenkalk, 55—65 m mächtig. Bei Montbéliard wurden noch 25 m Wellenkalke erbohrt. Aber westlich einer Linie, die etwa über Bérupt, Blamont, Donon, Saint-Dié verläuft, ist der Wellenkalk vollständig durch die sandige Fazies ersetzt. Westlich dieser Linie setzt dann schnell Reduktion und Auskeilen ein. (v. BUBNOFF 1935.)

Der scharfe Farbenwechsel des hellen Muschelsandsteines gegen den roten Voltziensandstein und gegen die roten Grenzletten fällt auf. Ebenso der relative Reichtum an Versteinerungen, wenn vielfach auch nur in Steinkernen, gegen die große Armut des Buntsandsteines. Hellgrauer glimmeriger Sandstein mit wulstigen Schichtflächen und mit Zwischenlagen von grauen Mergeln herrschen im unteren Teile vor. Darüber folgen bunte, sandige Mergel und im Hangenden gutgebankter, dolomitischer Sandstein, vielfach als Werkstein abgebaut. Das Hangende bilden die festen Orbicularisdolomite.

Diese Dreiteilung, die auch in dem unteren Muschelkalk der normalen Ausbildung (Wellenkalk) Lothringens und Süddeutschlands besteht, läßt sich überall an der Mosel und unteren Sauer beobachten. Sie ist auch am Südrande des Oeslings nicht ganz verwischt. Die Mächtigkeit nimmt aber hier bedeutend ab. Doch treten nur selten vereinzelt eingestreute kleine Gerölle auf. Der Muschelsandstein läßt sich sicher bis in die «Schankengraecht» bei Pratz verfolgen, hat also am Rande des Oeslings etwa den gleichen Sedimentationsraum wie der Buntsandstein. Eine kaum 30 cm mächtige, stark dolomitische Bank mit Steinkernen, die im Handstück kaum vom oberen Muschel-

kalk des Herrenberges zu unterscheiden ist, konnte von der Our bis nach Pratz nachgewiesen werden. THÉOBALD erwähnt sie übrigens in dem gleichen Niveau in der Umgebung von Sierck. Darüber folgen grünliche wulstige Sandsteine mit Steinkernen einer an Individuen ziemlich reichen, aber sehr artenarmen Fauna. Höher kommen die bunten sandigen schiefrigen Mergel und im Hangenden eine Bank von festem sandigen Dolomit, die eine leichte Stufe im Gelände bildet. Zahlreiche Kriechspuren auf den Schichtflächen des Sandsteines deuten die Ufernähe an.

Mächtigkeiten: Im Bohrloch Bad-Mondorf 26 m; am südlichen Stromberg 35 m; bei Born 40 m; bei Echternach 50 m; an der unteren Kyll 60—80 m; bei Philippsheim (Bitburg) 50—60 m; bei Erdorf (nördlich Bitburg) 70 m; bei Mettendorf 50 m; bei Wallendorf 40 m; am Herrenberg im Mittel 24 m; bei Pratz 5—6 m.

Während das östliche Ufer des Buntsandsteinbeckens noch etwa mit dem westlichen Abhang des Hunsrückes zusammenfällt, greift das Meer der Muschelsandsteinzeit weiter nach Osten über. Das Muldentiefste des Muschelsandsteinmeeres liegt nahe der Ostgrenze der Buntsandsteinsenke und verläuft etwa in der Achse der Eifelsenke. Die Westgrenze zieht westlich Longwy, durch den mittleren Teil des Kantons Redingen und dann nordwärts nach dem Ostabfall des Hohen Venn. Hier biegt sie um und geht am Ostrande des Brabanter Massives in die Westrichtung über.

Am Westrande haben wir also kein Vordringen der Transgression. Die Buntsandsteinsenke, die teilweise noch von Wüste, teilweise von Binnenmeer bedeckt war, gelangt vollständig unter Meeresbedeckung. Das vorliegende Festland ist bereits stark abgetragen. Flüsse mit wenig Gefälle schwemmen nur feines Material herein, das sich in einer Litoralzone anhäuft und an der Grenze gegen die kalkige Bildungen sich mit diesen verzahnt. Kennzeichnend für die ruhigen Verhältnisse in diesem Meere ist der Umstand, daß an den Quarzitklippen von Sierck keinerlei fazielle Veränderung im Muschelsandstein zu beobachten ist. Eigentümlich ist noch, daß im Gebiete des Beckentiefsten, d. i. im Gebiete der rein kalkigen Entwicklung, die Mächtigkeit wenig über die der Ablagerungen im Osten des Luxemburger Sedimentationsraumes hinausgeht. In dem ruhigen Meere wurde in der Randzone viel terrigenes Material angehäuft und blieb auf eine relativ schmale Saumzone beschränkt, da starke Strömungen fehlten, die das dort sich anhäufende Material nach dem Beckeninnern verfrachteten. Im Beckeninnern wurden nur chemische Absätze, Kalk und Dolomit, gebildet, die bei geringerer Mächtigkeit doch ein tieferes Meer

kennzeichnen. Sedimentmächtigkeit und Beckentiefe brauchen also keineswegs zusammenzufallen; es kommt auch auf die Fazies der Sedimente an, um das Beckentiefste zu bestimmen. (R. BRINKMANN 1926.)

Mittlerer Muschelkalk (Anhydritgruppe).

Bunte Mergel mit dünnplattigen Dolomitbänkchen und festere Mergel mit Steinsalzpseudomorphosen bilden die Hauptmasse der Anhydritgruppe, die vielfach bedeutende Gipslinsen, besonders nahe dem Hangenden einschließen. Die bis 10 m mächtigen, meist dünnplattigen, hellen, oft zellig-porösen Linguladolomite schließen die Formation nach oben ab.

Die bereits im unteren Muschelkalk vermerkten Gegensätze zwischen Beckeninnern und Randzone verschärfen sich. Das in Mitteldeutschland gelegene Beckeninnere weist Dolomitbildungen von rund 30 m Mächtigkeit auf. Ein salzführender Streifen zieht vom Main zum mittleren Neckar und von dort zum Oberrhein. (R. BRINKMANN 1926.)

Mächtigkeiten: Gegenüber dem Beckeninnern beobachten wir im Randgebiete eine auffallende Zunahme der Mächtigkeit. Sie ist in Lothringen im Mittel 100 m, am Stromberg 55 m, im Bohrloch von Bad-Mondorf 111 m, im Bohrloch von Longwy nach der Deutung L. VAN WERVEKE 104 m, bei Echternach 100 m, bei Bollendorf 110 m, bei Ammeldingen 80 m, bei Bitburg 60 m, bei Diekirch 45 m.

Diese Gegensätze in den Sedimentationsmächtigkeiten beruhen nach R. BRINKMANN (1925) auf dem Mangel an transportierenden Kräften, die auf Regenarmut und auf das dadurch verursachte Fehlen eines regelrechten Flußsystems zum Abtransport der randlichen Schuttmassen hinweisen. Die starke Verdampfung brachte im Innern Salzlager, an den Rändern Gipslager hervor.

Im Gegensatz zum Muschelsandstein herrschte äußerste Fossilarmut. Das allmähliche Verlanden der mährisch-schlesischen Pforte schließt die Verbindung mit dem im heutigen Alpengebiet gelegenen Mittelmeer ab, und der Durchbruch im Süden der Vogesen zur Rhônesenke und zu diesem Meere besteht noch nicht.

Im Westen deckt sich die Grenze des Sedimentationsraumes etwa mit der des Muschelsandsteines. Zwischen Ettelbrück und Feulen ist die Anhydritgruppe zwar sandiger geworden, lässt sich aber noch leicht ausscheiden. Westlicher findet man, bei Grosbous, nahe der Straße nach Vichten, (an dem alten Wege der westlich von der Strasse jenseits der

Wark abzweigt) zwischen oberem Muschelkalk und Muschelsandstein, etwa 15 m mächtige sandig-tonige Schichten, die nach oben in mächtigen braunen lockeren Sandstein mit stellenweise etwas Geröll übergehen. Zu oberst schiebt sich eine feste sandig-dolomitische Schicht ein. Ihrer Lage nach können diese Schichten nur als Vertreter der Anhydritgruppe aufgefaßt werden. Dieselben Schichten findet man über dem Dorfe Vichten, in der Schankengraecht bei Pratz, wo sich aber geschlossene Geröllagen in braunem Sandstein finden, dann an dem alten Wege von Niederplaten nach Everlingen bei dem isolierten Haus. Auch am Südausgang des Dorfes Folscheid liegen über dem roten Grundkonglomerat des Buntsandsteines ebensolche graue lockere Sandsteine, die als Ausgehendes des stark veränderten mittleren Muschelkalkes aufgefaßt werden müssen.

Bei der Zusammenstellung der Mächtigkeiten der Anhydritgruppe drängt sich folgende Feststellung auf: Verbindet man die Punkte größter Mächtigkeit, die bei terrigenen Sedimenten auch die Zone stärksten Absinkens und folglich das Beckentiefste angeben, so findet man, dass die Tiefenrinne über Longwy, Mondorf, Echternach, Bollendorf nach Bitburg verläuft. Das heisst, es besteht eine ausgesprochene Tendenz aus der rheinischen Richtung in die SW-NE streichende variscische Faltenrichtung einzulenken. Die Uferlinien verlaufen aber in der rheinischen Richtung.

Diese Beobachtung läßt sich noch an andern Stufen der Trias machen. Sie zeigt, daß die Uferlinien konsequent in der Richtung der Quersenken verlaufen, während die Tiefenrinne oder Teilstücke derselben immer wieder in die variscische Faltenrichtung einlenken, welche in der Jurazeit weitgehend vorherrschend wird.

Oberer Muschelkalk.

Der obere Muschelkalk umfaßt in der Luxemburger Bucht die Trochitenschichten, Nodosusschichten, und die «dolomitische Region».*) Die Stufe setzt sich aus mächtigen dolomitischen Kalken mit seltenen dünnen Einlagen von grauen

*) Die Bezeichnung «Dolomitische Region» wurde von E. W. Benecke in seiner Abhandlung: «Ueber die Trias in Elsaß-Lothringen und Luxemburg», Straßburg 1877, vorgeschlagen und später von ihm zurückgezogen. Er schlägt dafür die Bezeichnung «Grenzschichten» vor. (E W. Benecke, Ueber die «Dolomitische Region» in Elsaß-Lothringen und die Grenze von Muschelkalk und Lettenkohle. — Mitteil. Geol. L. A. von Els.-Loth., Bd. 9, Heft 1. Straßburg, 1914.)

Mergeln zusammen und ist reich an Versteinerungen. Päläontologisch ist die untere Abteilung durch massenhaftes Auftreten von Stielgliedern von *Encrinus liliformis* gekennzeichnet, die höher fehlen. *Ceratites nodosus,* nach dem die folgende Abteilung benannt ist, ist selten. In der oberen Abteilung sind *Myophorien* häufig.

Mächtigkeit: Im Bohrloch von Bad-Mondorf 64 m, bei Schengen 60 m, Wormeldingen 70 m, Bollendorf 50—65 m, bei Reisdorf 50 m, bei Mettendorf 50 m, bei Bitburg 60 m, bei Ettelbrück 20 m, bei Mertzig 1,50 m. Von hier ab nach Westen fehlt der Trochitenkalk. Man findet nur die Terebratelschicht des Nodosuskalkes. Die obere Abteilung hat eine Mächtigkeit von 5 m. Im Bohrloch von Longwy sind nur 3 m Kalke angetroffen worden.

Die Entwicklung der ganzen Stufe bleibt normal bis bei Mœstroff (Diekirch). Von hier ab nach Westen wird die obere Abteilung sandig und nimmt an Mächtigkeit wieder zu. Die dolomitischen Sandsteine von Bettendorf, Gilsdorf, Diekirch, Mertzig, Grosbous, Vichten, Reimberg und im Alzettetal hinauf bis nach Essingen sind, wie neuere Fossilfunde unzweifelhaft dartun, eine sandige Fazies der oberen Abteilung.

Die Trochiten- und Nodosuschichten behalten ihren normalen Charakter bis westlich Ettelbrück bei. Gelegentlich nur werden einzelne Partien sandiger und vereinzelte Quarzgerölle treten in den Kalklagen auf. Die Mächtigkeit nimmt jedoch ab. Trochiten fehlen von Niederfeulen ab nach Westen. Der Nodosuskalk hält in geringer Mächtigkeit an bis über Niederplaten hinaus. Die obere Abteilung in der Fazies eines grünlichen oder rötlichen Sandsteines läßt sich eben so weit nach Westen verfolgen.

Mit dem oberen Muschelkalk beginnt eine deutliche Aenderung in der Faziesausbildung und in der Fossilführung. Wenngleich die Transgression nicht über die Grenzen des Meeres des unteren und mittleren Muschelkalkes hinausdringt, zeigt die durchgehende kalkige Fazies, die nur am Schlusse der Stufe lokal von einer feinsandigen Fazies abgelöst wird, daß das Meer eine größere Tiefe besaß, und daß ein Hereinschwemmen klastischen Materials vom Lande her kaum stattfand. Die Erhebung des vorliegenden Festlandes muß äußerst gering gewesen sein. Auch das massenhafte Auftreten von Crinoiden deutet auf tieferes Meer mit schlammfreiem Wasser hin. Das Auftreten der Ceratiden bis an den Rand der Küste deutet auf leichtere Verbindung mit dem offenen Ozean, in dem sich die alpine Fazies der südosteuropäischen Trias entwickelte. In der unteren Trias bestand diese Verbindung nur durch die schlesisch-mährische Pforte. Im oberen Mu-

schelkalk aber öffnet sich die Lothringer Querundation nach Süden, und durch die alte Vogesen-Morvan Enge, die bereits im Permokarbon die Verbindung mit dem südlichen Meere bewerkstelligt hat, tritt die Lothringer Furche, und damit auch die Eifelsenke, in Austausch mit dem Süden Europas. Der Faunenwechsel macht sich, wenn auch stark abklingend, bis in unser Gebiet geltend. Zu gleicher Zeit schließt sich die schlesisch-mährische Pforte, und da die vindelizische Schwelle weiter besteht, ist die Verbindung mit dem Mittelmeer nur durch die Rhône-Saône Senke möglich. So fällt die Rolle, welche die am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges hinziehende «Germanische Quersenke» als Verbindungsweg zwischen Norden und Süden spielte, der Eifeler und Lothringer Querundation zu. (v. BUBNOFF, 1935.)

In der Eifelsenke im engeren Sinn (d. i. im Gebiet der Eifelkalkmulden), sind zwar keine Reste der mittleren und oberen Trias enthalten. Doch zeigt die Entwicklung der vollständigen Trias in der Commern Bucht und in der Campine die völlige Uebereinstimmung mit der Trias der Luxemburger Mulde und zwingt zu dem Schlusse, daß während der ganzen Triaszeit durch die Eifelsenke die Verbindung mit dem Nordwestdeutschen Triasmeer offen blieb.

Zusammenfassend können wir sagen, daß die Sedimentationsräume der unteren und mittleren Trias wenig von einander abweichen. Form und Ausdehnung bleiben sich im allgemeinen gleich, nur das Meer wird alllmählich tiefer, bleibt aber Flachsee. Das vorgelagerte Land wird stetig niedriger und die Transportkräfte schwächer.

Für die Sedimentation dieser Zeiträume stellt R. BRINKMANN (1926) verschiedene Typen auf, die er als den fluviatilen, den marinen und den salinaren Typus bezeichnet.

In der Buntsandsteinzeit sind die vorherrschend transportierenden Kräfte periodisch tätige Flüsse mit starkem Gefälle, die Schotter und Sandmassen aus einem Hochgebiet in flache, aber rasch sinkende Becken füllen. Der Einfluß des Meeres ist gering. Die Gebiete größter Sedimentationstätigkeit sind auch die Gebiete stärkster Senkung. Beckentiefstes und größte Sedimenttätigkeit fallen zusammen. Dies ist der fluviatile Sedimentationstypus.

Im unteren Muschelkalk haben wir dasselbe Sammelbecken, aber unter veränderten Verhältnissen. Das Randgebiet zeigt in breitem Streifen vorherrschend sandige Sedimente, die nach dem Beckeninnern in Dolomite mit Mergeln übergehen. Die Sedimentmächtigkeit ist im Randgebiet am größten, nimmt aber nach dem Beckentiefsten ab. Es ist dies der

marine Sedimentationstypus mit mächtigen terrigenen Sedimenten im Randgebiet und kalkigen Bildungen im Innern, wo die Sedimentmächtigkeit trotz stärkerer Senkung gering bleibt. An der Mündung der Flüsse werden große Mengen von terrigenem Material abgelagert, welches durch die Strömung längs der Küste verfrachtet wird. Sedimentmächtigkeit und Beckentiefstes decken sich nicht.

Im mittleren Muschelkalk haben wir etwa die gleichen Verhältnisse wie im unteren. Nur bringt die starke Verdampfung in den Randgebieten Gipslager, im Innern auch Salzlager hervor. Es ist dies der Typus der salinaren Sedimentation.

Im oberen Muschelkalk haben wir zwar den gleichgeformten Sedimentationsraum wie in den vorhergehenden Stufen, beobachten aber rasches Auskeilen nach den Rändern und Ablagerung in einem tieferen Meere. Dies ist der Typus der Kalksedimente.

Der Keuper.

Im Keuper setzt eine allgemeine Verflachung des Meeres, aber eine Erweiterung des Transgressionsgebietes ein, sodaß die Keuperschichten fast überall beträchtlich über die tiefer liegenden Triasschichten übergreifen. (v. BUBNOFF 1935.)

Feinklastisches Material herrscht weit vor. Nur gelegentlich kommt es zur Bildung von Sandsteinen und Dolomiten. Der «salinare Sedimentationstypus» ist weit verbreitet und gibt verschiedenen Stufen ihr Charakteristikum. Die stetig fortschreitende Einebnung führt zur großen Juratransgression über.

a) Unterer Keuper.

Er umfaßt die Lettenkohle und den Grenzdolomit in einer Mächtigkeit von 15 bis 25 m. Die untere Abteilung setzt sich südlich des Liasplateau aus düsteren, bunten Mergeln, aus Sandsteinen und aus Dolomiten zusammen. Die Mergel führen keine Pseudomorphosen nach Steinsalz, enthalten aber häufig ockergelbe Knollen eines tonigen Dolomites. Die tonigen, weichen Sandsteine sind oft durchsetzt von Pflanzenhäcksel und führen vielfach Equisetenstengel. Die Dolomite zeigen weinrot geflammte Zeichnung und führen ab und zu *Lingula tenuissima*. Die Sandsteine und Dolomite nehmen keine bestimmte Lage in den Mergeln ein, sondern keilen gewöhnlich bald aus und kehren in den verschiedenen Niveaus wieder. Es beteht ein vielfacher und rascher Wechsel von marinen (Dolomite mit *Lingula)* brakischen (Mergel ohne Salzpseudomorphosen)

und terrestrischen (pflanzenführender Sandstein) Ablagerungen. Das tiefe Meer der Muschelkalkzeit erfuhr mit dem Beginn der Keuperformation eine tiefeingreifende Regression.

Der Grenzdolomit besteht aus hellen Dolomiten mit häufigen Steinkernen von *Gervillien* und *Myophorien* und ist eine Bildung eines seichten Meeres.

Am Rande der Ardennen nimmt der untere Keuper, speziell der Grenzdolomit, eine sandig-konglomeratische Fazies an, welche aber nicht die Ausmaße hat, die früher angenommen wurden. Die Detailaufnahmen der Jahre 1938 und 1939 des Geologischen Landesaufnahmedienstes haben gezeigt, daß die Hauptmasse der Sandsteine und Konglomerate der oberen Trias dem Salzkeuper angehört. Am Nordrande des Liasplateau trifft man nördlich Bigelbach über den düsteren Mergeln mit gelben Dolomitknauern der Lettenkohle den geschlossenen Dolomithorizont des Grenzdolomites. Die Dolomite führen vereinzelte Gerölle, die nach Westen rasch zunehmen, so, daß man südlich Reisdorf auf dem Plateau über der weißen Ernz bereits von einem Konglomerathorizont mit reichlichem dolomitischen Zement sprechen kann. Die Felder führen reichliche Gerölle und sind sandig. Nähere Untersuchungen haben gezeigt, daß hier zwei Konglomerathorizonte vorkommen, zwischen denen sich Mergel einschalten, die dünne Lager von bläulichem Sandstein mit reichlich Steinsalzpseudomorphosen führen. Die Hauptmasse der Sandsteine und Konglomerate gehört zum Salzkeuper. Die Ausbildung der oberen Abteilung (Grenzdolomit) des unteren Keupers in sandig-konglomeratischer Fazies hält an bis an die Mündung der Alzette und weiter die untere Alzette hinauf bis nach Mœrsdorf bei Mersch, wo der untere Keuper untertaucht. In diesem Gebiete ist aber die Menge der eingestreuten Gerölle stellenweise starkem Wechsel unterworfen.

Bei Cruchten schiebt sich in den konglomeratisch ausgebildeten Grenzdolomit Zellen- und Erbsendolomit ein, von violett-rötlicher Farbe mit weißem Dolomit in Knötchen (Erbsendolomit) oder mit Vakuolen, die mit hellem Dolomitspat ausgekleidet sind (Zellendolomit). Von Colmar-Berg ab durch das ganze Atterttal hinauf bis westlich Ewerlingen und von Ettelbrück, am rechten Hang des Warktales, hinauf bis westlich Grosbous, findet man den Zellen- und Erbsendolomit in schöner, konglomeratfreier Ausbildung. Westlich Grosbous bis über Niederplaten hinaus schalten sich dann wieder stellenweise Konglomerate ein. Westlich Ewerlingen taucht der Zellendolomit unter. Auch in den tief eingeschnittenen Tälern um Michelbuch und Vichten ist der Zellendolomit in schöner Ausbildung aufgeschlossen. Die Mächtigkeit ist bei

Ettelbrück 5 m, bei Bissen 4 m, bei Ewerlingen rund 2 m, bei Reimberg jedoch unter 1 m.

Ueber dem Zellendolomit oder über dem äquivalenten Konglomerat mit kalkig-dolomitischem Zement endigt der untere Keuper, wie das Auftreten von Steinsalzpseudomorphosen in den überlagernden Schichten bei Essingen, Cruchten, Schieren, Bissen, Mertzig und anderwärts zeigt.

Die sandige Entwicklung des obersten Muschelkalkes (Grenzschichten) und die konglomeratische Entwicklung des Grenzdolomites überlagern sich also nur teilweise und zwar östlich der unteren Alzette.

Der untere Keuper greift jedenfalls mehrere km weit über den oberen Muschelkalk hinaus. Die Erweiterung des Sedimentationsraumes nach Westen hat bereits kräftig eingesetzt, während der Wechsel von fluviatilen, brakischen und marinen Ablagerungen auf dessen Verflachung und auf Bodenunruhe hinweist.

Der Salzkeuper.

Südlich des Liasplateau setzt sich der Salzkeuper aus lebhaft bunten Mergeln mit sehr untergeordneten Einlagen von Dolomit und von Quarzitsandstein zusammen. Leitend sind die häufigen Steinsalzpseudomorphosen, die dünnplattigem, festen feinkörnigen Sandstein aufsitzen. Größere Gipsvorkommen kennt man nur aus den Bohrlöchern von Bad-Mondorf und von Cessingen. Sonst beschränkt sich das Vorkommen auf das Auftreten von Schnüren von Fasergips in den Mergeln.

Mächtigkeiten bis über 200 m beobachtet man im südlichen Lothringen, wo der Salzkeuper auch Salzlager einschließt. Im nördlichen Lothringen ist die Mächtigkeit 75 m. Im Bohrloch der Quelle Adelheid in Mondorf sind 101 m, in Cessingen 185 m Salzkeuper erbohrt. Die größten Mächtigkeiten liegen auf einer Nord-Süd gerichteten Linie. An der Mosel ist die Mächtigkeit bis 60 m, an der unteren Sauer, bis zur Mündung der Our, schwankt sie zwischen 40 und 50 m. Gegen Westen nimmt sie rasch ab. Im Bohrloch von Longwy ist sie sehr gering, da hier auf den ganzen Keuper nur 17 m Mächtigkeit entfallen. Auch in Lothringen ist diese Abnahme der Mächtigkeit nach Westen zu beobachten.

Nördlich des Liasplateau schieben sich zwischen die Mergel vorherrschend rote, untergeordnet graue Sandsteine mit Geröllagen und Dolomitbänken ein, die bald die Ueberhand über die bunten Mergel nehmen. Das Vorkommen von Steinsalzpseudomorphosen in eingeschalteten, blaugrünen, dünnplattigen Sandsteinen, die Lage über Grenzdolomit und unter

Schilfsandstein und Steinmergel lassen keinen Zweifel über die stratigraphische Einordnung dieser Geröll führenden Sandsteine zu. Die sandig-konglomeratische Ausbildung ist besonders ausgesprochen im Bereiche der Attert und der Wark. Durch Verfolgen der Uebergänge und durch das Auftreten der Steinsalzpseudomorphosen läßt sich der Salzkeuper in sandig-konglomeratischer Ausbildung nach Norden bis an den Rand des Devons bei Folscheid und Hostert, nach Westen bis bei Habay-la-Neuve festlegen. Die Gerölle des unteren und mittleren Keupers bestehen aus grauem, gelblichem und weißem Quarz und Quarzsandstein. Weiße Quarzgerölle herrschen vor. Sehr oft haben diese eine hellgrüne Tönung. Die rote Färbung fehlt durchgehends. Durch diese beiden Merkmale und das reichliche dolomitische Zement lassen sie sich im Anstehenden vom Buntsandsteingerölle unterscheiden.

Die bereits südlich des Liasplateau auftretenden rötlichen oder hellgrauen Quarzitsandsteine nehmen nördlich des Liasplateau zu. Sie bilden auf dem Plateau zwischen Wark und Attert einen geschlossenen Horizont, der bei Vichten und Bissen als lästiges Hindernis beim Pflügen auftritt und als «Judenpavé» bezeichnet wird. Bei feinerem Korn führen die Quarzitsandsteine ab und zu Steinsalzpseudomorphosen.

Der Schilfsandstein.

An der oberen Grenze des Salzkeupers bildet der wenig verbandfeste, graue, tonige, glimmerführende Schilfsandstein Linsen von sehr wechselnder Mächtigkeit. So sind in den Bohrlöchern von Mondorf nur 3 m Sandstein auszuscheiden. In der ganzen Moselgegend sind die Mächtigkeiten gering, rasch wechselnd und erreichen selten 10 m. Oft geht der Sandstein in sehr sandige, grünliche oder graue Mergel über. Die größte Mächtigkeit mit rund 80 m wurde im Bohrloch von Cessingen beobachtet. Die größte Ausdehnung beobachtet man auf dem Plateau, das sich zwischen oberem Trintingertal im Süden und oberem und mittlerem Syrtal im Westen hinzieht. Hier sind auch Mächtigkeiten bis zu 40 m festzustellen, doch bleiben sie gewöhnlich zwischen 10 und 15 m. Die scheinbar bedeutende Mächtigkeit von rund 20 m auf der Thull bei Echternach ist durch Staffelbrüche bedingt; sie ist im unteren Sauertal östlich und nordöstlich Echternach 3 bis 5 m. Paläontologisch ist der Schilfsandstein durch das gelegentliche Auftreten von Equisetenresten gekennzeichnet. Oft schieben sich feinschiefrige, dunkle Tone zwischen den Sandstein. Tongallen im Sandsteine sind nicht selten.

Am Nordrande des Liasplateau liegt westlich der Ortschaft Essingen über Salzkeuper in sandiger Fazies ein grober, lockerer, grauer Sandstein, 4—5 m mächtig, der von typischem Steinmergel eingedeckt wird und demzufolge den Schilfsandstein darstellt. In den tiefen Wasserrissen zwischen Cruchten und Mersch findet man ebenfalls über dem Salzkeuper grauen Sandstein mit viel Conglomerat, 2—3 m mächtig, der seiner Lage nach, dem Schilfsandstein entspricht. Nach Norden hin kann man Schilfsandstein noch bis auf das Plateau von Michelbuch, nach Westen bis nach Reichlingen erkennen.

Der Schilfsandstein ist eine Landbildung. Er ist von Flüssen in oft austrocknenden Wasserbecken abgelagert worden. Die eingeschalteten schwarzen Blättertone entstanden aus dünnen Tonlagen, wie sie in flachen Wasserbecken der halbariden Gegenden durch Staub gebildet wurden. Die größeren Mächtigkeiten des Schilfsandsteines liegen in den Gebieten der maximalen Mächtigkeiten des Salzkeupers. Die Bodenbegungen machen sich also noch an den gleichen Stellen, wenn auch in geringerem Maße, bemerkbar.

Der Steinmergelkeuper incl. Rote Mergel.

An der Basis dieser Stufe liegen die dunkelroten 5 bis 15 m mächtigen roten Mergel mit reichlicher Gipsführung, die nördlich des Liasplateau nicht mehr abzutrennen sind. Der Steinmergelkeuper besteht aus bunten, licht gefärbten Mergeln mit eingeschalteten Steinmergeln, mit ziemlich häufigen Gipsstöcken, die aber im Gegensatz zur Anhydritgruppe auf das Gebiet südlich des Liasplateau beschränkt bleiben.

Gips in größeren Mengen findet man in den Bohrlöchern von Bad-Mondorf und Cessingen, bei Steinsel, Heisdorf, Remich, im Trintingertal, am Scheuerberg. Die Gipsvorkommen liegen nicht in der rheinischen Richtung, sondern sind vielmehr in einer in Ost-West-Richtung sich erstreckenden Zone angeordnet.

Mächtigkeiten: Im Bohrloch von Mondorf (Quelle Kind) 102 m, davon 26 m rote Mergel. Im Bohrloch von Cessingen 94 m, an der Mosel bei Sierck 60 m, bei Schwebsingen 62 m, am «Grauenknapp» bei Graulinster 62 m, bei Echternach 54 m, darunter 1 m rote Mergel, bei Bollendorf 60—70 m, bei Wallendorf 50—60 m.

Der petrographische Habitus des Steinmergelkeupers ändert auch nördlich des Liasplateau nicht, nur die Mächtigkeit nimmt ab. Er zieht am Rande des Devon nach Westen in unveränderter Fazies bis nach Rossignol. Westlich Nobressart

ruht er unvermittelt mit kaum ausgebildetem Basalkonglomerat diskordant auf dem Unterdevon.

Sowohl die Verteilung der Gipsvorkommen wie der Mächtigkeiten beweisen, daß das Sedimentationsbecken des Steinmergels im mittleren Teile des Landes die alte SW—NE streichende Faltenrichtung angenommen hat. Im Süden des Landes besteht die Quersenke weiter, wie die äußerst schwache Ausbildung des Keupers im Bohrloch von Longwy zeigt.

Der Sedimentationsraum des Keupers im Allgemeinen.

Mit der Keuperformation tritt eine wesentliche Erweiterung des Sedimentationsraumes ein, die aber durch ein Verflachen des Beckens kompensiert wird.

Feinklastisches Material herrscht vor. Nur am südlichen Ardennerrand macht sich im unteren und mittleren Keuper die grobe Küstenfazies bemerkbar. Gips tritt im Beckentiefsten reichlich auf. Daß Ansätze zu Steinsalzbildungen vorhanden waren, zeigen die reichlich auftretenden Steinsalzpseudomorphosen. Schwache Sole wurde im Keuper angetroffen. Die größten Mächtigkeiten treten im Verband mit Gipsvorkommen auf, wo die klastische Ablagerung durch chemische Niederschläge verstärkt wird. Kräftigere Senkung kompensiert die verstärkte Sedimentation.

Die Tiefenrinne des Sedimentationsraumes hat die Tendenz die variscische Faltenrichtung, SW-NE, anzunehmen, was im mittleren Keuper, besonders im Steinmergelkeuper in Erscheinung tritt. Daneben behalten aber die Uferzonen immer noch die rheinische Richtung bei.

Der französische Kontinent besteht im Keuper fort, wenn auch am Südrande der Ardennen der Steinmergel bereits kräftig nach Südwesten vordringt, als Vorbereitung der in gleicher Richtung einsetzenden Juratransgression. Im Süden des Landes, bei Longwy, verläuft die Uferlinie indes noch Nord-Süd. Südlich Longwy verläuft die Uferzone ebenfalls noch in der rheinischen Richtung, nur aus der Vogesen-Morvan Quersenke dringt eine Triasbucht nach Westen bis nach la Châtre (obere Indre) vor.

In der Bucht von Commern und in der Campine ist der Keuper in gleicher Fazies wie in der Luxemburger Bucht vertreten; die Uferlinie verlief am Ostrande des Cambro-Silurischen Massives des Hohen Venns und am Ostrande des Brabanter Massives in der Nord-Südrichtung um weiter nördlich in die Westrichtung umzubiegen. Die Eifelquersenke ist

in ihrer Richtung immer noch bestimmend für den Verlauf der Uferzone.

Die Oberflächenbeschaffenheit des westlichen Festlandes hat indeß geändert. In der unteren Trias lieferte es grobklastisches Material. Es bestanden namhafte Höhenunterschiede und Flüsse mit starkem Gefälle. Im Muschelkalk ist das Relief eingeebnet, oder doch wenig ausgeprägt. Im unteren und mittleren Keuper wird es wieder kräftiger, wohl infolge starken Einsinkens des Sedimentationsraumes, und Aufsteigen des Landes, wodurch die Transporttätigkeit neu belebt wird. In der Steinmergelzeit aber wird nur mehr feiner Schutt verfrachtet. Der Steinmergel ruht ohne ausgeprägtes Basalkonglomerat auf dem alten Gebirge. «Die Transgression des Steinmergelkeupers am Westrande ist Ertrinken des abradierten Sockels unter dem aufgestapelten Feinschutt.» (v. BUBNOFF 1935),

Fazies des Keupers. Die feinklastischen bunten Mergel beherrschen das Bild und gehen gelegentlich in Sandstein oder in Steinmergel über. Die Fossilien sind selten. Hin und wieder trifft man in Steinmergelbänken mit oolithischer Struktur die *Corbula Keuperina*. Die bunten Farben werden durch das auffallende Rot der «Roten Mergel» unterbrochen. Die Standsteine sind terresterische Bildungen. Mit ihrer Kreuzschichtung, dem raschen Auskeilen und Anschwellen, den eingelegten Tongallen und Zwischenlagen feinblätteriger schwarzer Tone zeigen sie auf arides Klima mit gelegentlichen Wassereinbrüchen hin. Auch die bunten Mergel der ganzen Stufe deuten auf ein flaches Meer hin, in dem es durch Eindampfen zu starker Gipsbildung kam. VOLLRATH nimmt an, daß die roten und violetten Farben der Mergel auf einer Wechselwirkung von Wasser und Winden beruhen, während die grauen Mergel auf vorübergehende Meeresbedeckung mit organischem Leben hinweisen. Die eingeschalteten Steinmergel sind in ihrer Entstehung den rezenten Kalkkrusten der ariden Gegenden vergleichbar.

Rhät.

Der Charakter der Rhätfauna ist triadisch, aber paläogeographisch leitet der Rhät den Lias ein. Die Rhättransgression ist Vorläufer und Grundlage der Liastransgression. Die Richtung der Transgression und die Meeresstraßen sind auch Richtung und Wege des Liasmeeres. Petrographisch dagegen ist es wieder eine Keuperfazies: limnisch-lagunäre Ablagerungen, marine Flachwassersedimente und terristrische Bildungen greifen ineinander über. Betrachtet man die Fauna und die Fazies, so gehört der Rhät zum Keuper; stellt man die Paläo-

geographie in den Vordergrund, so fügt sich der Rhät besser in den Lias ein, daher das Schwanken der Stellung des Rhätes im System, den die Deutschen zum Keuper, die Franzosen zum Infraliasique stellen.

Im ganzen Gebiete des Lothringer und Eifeler Rhätbeckens kann man eine obere Abteilung aus lebhaft roten Tonen und eine untere Abteilung von hellen Sandsteinen und dunkeln Schiefermergeln unterscheiden. Manchmal treten die Sandsteine gegenüber den Tonen zurück, manchmal herrschen erstere vor, doch als Regel findet man unten die dunkeln Tone, höher den Sandstein. Es liegen aber auch dunkele Tone zwischen oder über dem Sandstein. Im nördlichen Lothringen und in der ganzen Luxemburger Bucht kommen in der unteren Abteilung unregelmässig verteilte Konglomerate von geringer Mächtigkeit vor.

Die Ablagerungen der unteren Abteilungen sind limnisch-lagunäre und Flachmeerbildungen. Die Versteinerungen findet man stets im Sandstein. Die weltverbreitete *Avicula contorta* ist leitend. Die roten Tone sind Festlandsbildungen und liefern nie Fossilien.

In einer Gliederung des Rhät in eine untere und obere Abteilung spiegeln sich also wesentlich tektonische Momente wieder. Die Sandsteinbildung stellt die maximale rhätische Meeresbedeckung dar, auf die eine Regression kommt, in welcher es zur terrestrischen Ablagerung der roten Tone kam.

Paläogeographie der Rhätzeit. L. RÜGER (1924) hat nachgewiesen, daß die ausgesprochendste vertikale Differenzierung und vollständigste Ausbildung des Rhät im Westen im Kraichgau und im Pfalzburger Hügelland zu finden ist, die beide in einer wichtigen tektonischen Zone, der variscisch verlaufenen «alsatischen» Straße liegen, durch welche die Rhättransgression nach dem Westen, das ist nach Elsaß-Lothringen, vordrang.

In Elsaß-Lothringen bestand noch immer die alte rheinisch (NNE-SSW) gerichtete Senke, die als die Achse der rhätischen Transgression angesehen werden kann. An der Einmündung der alsatischen Straße in die Lothringer Furche haben wir demgemäß die Hauptmächtigkeit des Rhät. Für das Gebiet der Nied gibt L. VAN WERVEKE unten grünen Ton mit Sandstein (5 m Mächtigkeit) an, die auch fehlen können (untere Abteilung). Darauf kommen die schwarzen Tone mit Sandstein, in dem Gerölle in verschiedenen Höhenlagen vorkommen können (mittlere Abteilung). Zu oberst kommen die fossilleeren roten Tone LEVALLOIS (obere Abteilung). Alles in einer Mächtigkeit bis zu 45 m, die dann nach Norden und nach Süden ab-

nimmt, wo auch die untere Abteilung fehlt, die nur noch in der alsatischen Straße ausgebildet ist. Nach VOLLRATH sind in Lothringen im Westen und Osten die Sandsteine, im Zentrum die Tone vorherrschend.

Im Westen der Rhätdepression besteht das gallo-ardennische Festland weiter, im Osten liegt das rhätfreie rheinische Massiv. Das Vorkommen von Rhät in der Bucht von Commern und am Ostrande des Brabanter Massives, in gleicher Ausbildung wie in der Luxemburger Bucht, zeigt, daß noch eine direkte Verbindung vom Niederrhein nach Lothringen durch die Eifelquersenke bestand. Westlich der Vogesen besteht die Ausbuchtung des Morvan weiter. Im Süden hält die Verbindung mit der Rhônedepression an.

Mächtigkeit im Luxemburger Gebiet. In der Moselgegend zwischen Niederkonz und Bous (Remich) ist die Mächtigkeit 12—20 m, im Bohrloch von Bad-Mondorf (Quelle Adelheid) 16 m, im Bohrloch von Longwy 16 m, im Bohrloch von Cessingen 25 m. Das sind die bedeutendsten Mächtigkeiten der Luxemburger Bucht. In der Moselgegend ist eine Dreiteilung fast immer möglich: unten vorherrschend dunkeler Ton, darüber 5—10 m gelber, quarziger, fester oder lockerer Sandstein mit Geröllagen, zu oberst 2—5 m rote Tone. Bei dem Dorfe Syren ist die Mächtigkeit bis 10 m, bei Mutfort 6—7 m, am Witteschberg bei Medingen 15 m.

Nach allen Richtungen nimmt die Mächtigkeit jetzt bedeutend, oft sprungweise, ab, was folgende Angaben bestätigen.

a) Alzettetal: Die Mächtigkeit ist im Rodeschbusch bei Steinsel 3—7 m, bei Heisdorf 2 m, bei Lintgen 3 m, am Wege von Pettingen (Mersch) nach dem Scheuerhof 2 m.

b) Mamertal: Die Mächtigkeit liegt zwischen 1 und 2,50 m.

c) Südrand des Liasplateau östlich der Alzette: Bei Senningen 2,50—3 m. In der Triasaufwölbung zwischen Junglinster und Steinsel, bei Blascheid 5 m, bei Imbringen 4,50 m, bei Junglinser 2,50—3 m.

Zwischen Junglinster und Echternach nimmt die Mächtigkeit rasch ab und übersteigt selten 20 cm. Oft ist der Rhät nur durch eine dünne Geröllage angedeutet.

d) Nordrand des Liasplateau östlich der Alzette: Bei Nommern ist die Mächtigkeit 3,70 m, nimmt aber nach Nordosten ab. Die Aufschlüsse sind schlecht. Oestlich der Sauer gibt H. GREBE auf dem Blatt Bollendorf 2—3 m, auf Blatt Wallendorf vorkommen. Nur an wenigen Stellen ist Geröll in den schwar- 7—8 m Mächtigkeit an. Westlich der Alzette ist die Mächtigkeit größer. Nördlich Reckingen (Mersch) ist sie 3 m, am Nordrande des Helperknapp 4—5 m. Diese Mächtigkeit von

3—5 m findet man bis an die belgische Grenze. In der Provinz Luxemburg ist die Mächtigkeit 2—3 m. Die roten Tone kommen noch bis Post vor. Bei Rossignol ist der Sandstein noch 3 m mächtig. Zwischen Rossignol und les Bulles lagert der Rhät dem alten Gebirge auf und keilt bei Bulles aus. Weiter westlich ruht unterster Lias diskordant auf dem Devon.

Eigentümlich sind die dem Rhät eingelagerten Gerölle, die in verschiedenen Höhenlagen im Sandstein in dünnen Lagen vorkommen. Nur an wenigen Stellen ist Geröll in den schwarzen Tonen eingelagert. Hier fehlt dann der Sandstein oder ist durch dünne Sandschmitzen ersetzt.

Die Gerölle sind erbsen- bis haselnußgroß, selten bis zu Walnußgröße. Nur bei Junglinster sind sie bis taubeneigroß. Sie bestehen aus weißem Quarz und aus schwarzem Quarzit, der feinkörnig dicht wie Kieselschiefer ist. Schwarzen Quarzit findet man aber in keiner stratigraphisch tiefer liegenden Stufe der Triasformation. Wo auf dem Plateau «Gleicht» (westlich über Wellenstein) die Straße aus dieser Ortschaft in einer scharfen Biegung in die Straße Remich-Mondorf einbiegt, fand ich im rhätischen Sandstein neben den Quarzgeröllen ein Granitgeröll von über Wallnußgröße. GŒTZ (1914) berichtet, daß er in den Rhätkonglomeraten und -geröllen, die als Verwitterungsreste auf dem kleinen Plateau bei Graulinster in zwei Inseln vorkommen, viel Karneol gefunden hat. Karneol kommt in Lothringen und im Elsaß häufig in den Zwischenschichten vor, fehlt aber in den Zwischenschichten am Rande der Ardennen. Nur gelegentlich findet man es in dem Kalkkonglomerat bei Ospern (Keuper). Bemerkenswert ist, daß man nach dem Rande der Ardennen zu weder eine Zunahme der Gerölle an Zahl noch an Volumen beobachten kann. Die Gerölle reichen bis ins untere Elsaß und entstammen jedenfalls, wenn man eine Herkunft aus den Ardennen annehmen will, nicht den Gegenden, die das Geröllmaterial für die tieferen Triasstufen geliefert haben. Es kämen das Kambro-Silur des Hohen Venn und die Vogesen, auch der Kulmschiefer, in Frage. Die Ardennen waren demnach weitgehend eingedeckt. Uebrigens zeigt das Auflagern des Rhät auf Devon bei Rossignol auf die fortschreitende Transgression über das Ardenner Festland hinauf.

Bodenbewegungen im Rhät. Die Aufeinanderfolge von limmisch-brakischen, flachmarinen und kontinentalen Bildungen im Rhät weist auf regionale Bodenbewegungen hin, die als schwache Ausklänge der altkimmerischen Faltungsphase gedeutet werden können. Dazu finden sich in der Ausbildung der Rhätsedimente Anzeichen, die auf mehr lokale, aber desto intensivere Bewegungen hinweisen, wie man dies beispielsweise auf dem Plateau «Oberreich» bei Junglinster bei

der Anlage der neuen Straße, die von der Radiostation nach dem Gut «Behlenhof» führt, beobachten konnte. 50 m nördlich dem Punkte 357 (Karte HANSEN 1:50 000) tauchen rote Tone und Konglomerate des Rhät aus Planorbisschichten auf. Der Rhät bildet eine kleine Aufwölbung mit 4—5 Grad Ansteigen; 40 m weiter taucht er mit 4 Grad wieder unter die Planorbisschichten. Weiter nördlich bildet der Rhät dann das Plateau «Obereich», das etwas unterhalb Behlenhof durch eine Verwerfung, die durch eine Steilstufe gut bezeichnet ist, abgegrenzt wird. Das ganze Plateau ist mit bis ½ cbm großen Blöcken von Rhätkonglomeraten bedeckt. Der rote Ton ist abgewaschen. Die Konglomerate werden von dunkeln Tonen unterlagert. In den dunkeln Tonen liegen als Zwischenschichten aufgearbeitete, eckige Brocken von Steinmergeln. Der Rhät begann also hier mit einer Aufarbeitung des Steinmergels. Dazu sind die dunkeln Tone, und zum Teil auch die Konglomerate, eng gefältelt, gestaucht und stellenweise ganz durcheinander gewirbelt und scheinbar wieder aufgearbeitet. Die Fältelung und Stauchung könnte hier mit der rund 200 m weiter nördlich durchziehenden, O-W gerichteten Verwerfung zusammenhängen. Abrutschungsfaltung kann hier nicht in Betracht kommen, da das Material auf einem ziemlich ausgedehnten Plateau liegt. Anderwärts sind an den Steilhängen des Luxemburger Sandsteins intensive Gleitfalten ziemlich häufig. Sie können auch die Entstehung von Zwischenschichten von aufgearbeitetem Steinmergel in den schwarzen Tonen nicht erklären. Auch GŒTZ (1914) berichtet von aufgearbeitetem Material von Steinmergel in den dunkeln Tonen des Rhät bei Heisdorf.

Zwischen Imbringen und Eisenborn sieht man im Rhätsandstein von 2,50 m Mächtigkeit eine Flexur von 1 m Höhe und mit einem Gefälle von 40 Grad.

Auch die auf ausgedehnte Strecken zu beobachtende Reduzierung des Rhät auf 10—20 cm Mächtigkeit unter dem Luxemburger Sandstein, besonders im Osten des Landes, zeigt auf Bodenunruhe hin. Stellenweise fehlt das Rhät auch ganz. Hier muß Auswaschung auf flachaufgewölbten Bodenschwellen stattgefunden haben.

Das Rhätmeer reichte bis unter den Scheitel des Ardenner Hochgebietes und stand mit dem Rhät in der Bucht von Commern, das ebenfalls aus kieseligem Sandstein und schwarzen, blätterigen Tonen besteht, in direkter Verbindung. Die Uferzone im Westen hat noch immer im allgemeinen eine Nord-Süd-Richtung, aber mit einer Ausbuchtung nach dem nördlichen Teil des Pariser Beckens hin. Das Beckentiefste verläuft

im Luxemburgischen ausgesprochen von Westen nach Osten, lenkt aber im Osten wieder in die Nord-Süd-Richtung ein. Das Gleiche beobachtet man in Lothringen, wo das Beckentiefste in der Pfälzermulde liegt. Die Quersenke verbindet also Teilstücke der alten, bereits durch den hercynischen Bau angelegten Mulden, die immer mehr zur Geltung kommen. Die Transgression greift überall über den Steinmergelkeuper hinweg und bedeckt die alten, abradierten Hochgebiete bis unter die Scheitel. Nach Westen rückt das Rhätmeer zwischen den Ardennen und dem gallischen Hochgebiet vor und leitet auch hier die Transgression des Liasmeeres ein, das den östlichen Teil des Pariser Beckens bewältigt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die im mittleren Keuper bereits erkennbare Belebung altangelegter Leitlinien, die auf den Zerfall des hercynischen Unterbaues hinarbeiten, im Rhät noch kräftiger in Erscheinung tritt. Diese Richtlinien sind, wie mehrmals erwähnt, die alten variscisch verlaufenden Zonengrenzen und die transversalen, rheinisch gerichteten Störungszonen. Die rheinische Richtung ist auch im Rhät noch leitend für die Uferzonen. Schwache Bodenbewegungen machen sich an der Grenze von Steinmergelkeuper und Rhät geltend. Sie halten im ganzen Rhät an, um im unteren Lias das ganze paläogeographische Bild umzugestalten.

Der Lias.

Die Ausbildung des Lias α der Luxemburger Bucht in einer sandigen Fazies mit eigentümlicher vertikaler Verbreitung ist nur ein lokales Ereignis an der Peripherie des Hauptprozesses, der mit dem Lias einsetzenden gewaltigen Juratransgression.

Die sandige Ausbildung des Lias α verteilt sich nämlich in der Luxemburger Bucht so, daß in einem SE-NW gerichteten Profil die Versandung sich sowohl horizontal wie vertikal von NE nach SW verschiebt. «Die Faziesgrenzen überschneiden also die Zeitgrenzen.» Es tritt eine auch in anderen Randgebieten im Lias zu beobachtende Erscheinung auf, daß der Fazieswechsel nicht gleichzeitig auftritt. Da jede Stufe im Bereiche des Luxemburger Gebietes in die normale Fazies übergeht und die Leitformen in jeder Fazies auftreten, besteht ein lückenloser Uebergang von dieser Lateralfazies zu der normalen Ausbildung Lothringens. Nach Norden besteht die Verbindung mit dem nordwestdeutschen Liasmeer weiter, worauf noch zurückzukommen ist.

Der weitere Zusammenhang im Süden sei mit einigen Strichen angedeutet.

Das lothringer Liasbecken steht in der Psiloceraszeit nur durch die alsatische Straße mit dem schwäbischen Liasmeer in Verbindung. Südlich dieses Verbindungsweges besteht noch die Schwarzwaldbarre, die aber bereits in der Angulatenzeit verschwindet (v. BUBNOFF 1935.) Von dieser Zeit an besteht ungehinderte Verbindung zwischen dem Lothringer-Luxemburger und dem schwäbischen Lias.

Nach Westen weitet sich das Liasmeer zum Pariser Bekken aus. Aus der Triasbucht am Nordrande des Zentralplateau dringt das Liasmeer östlich der Armorika bis an die Ardennen vor und schafft auch eine Verbindung mit dem südenglischen Becken. Von Lothringen dringt es über den Ostrand des ehemaligen französischen Kontinentes von Osten nach Westen vor. Die Uferzone liegt in der Richtung Orleans-Paris. Die Querundation hat sich gleichsam nach Westen verlagert (v. BUBNOFF, 1935). Gleichzeitig setzt ein allmähliches Vorrücken am Rande der Ardennen von Osten nach Westen ein, woran also die Luxemburger Bucht unmittelbar beteiligt ist. Im Westen und Osten, Norden und Süden ist der Ardenner Sockel jetzt vom Liasmeer umschlungen. Wieviel davon von der Liastransgression freiblieb, soll uns weiter unten beschäftigen.

Der Lias α umfaßt in Luxemburg und im nördlichen Lothringen folgende Stufen: Unten dunkele Schiefermergel mit wenigen dünnen Kalkbänken mit *Psiloceras planorbis* an der Basis, im Südosten 2—3 m, im Nordwesten bis 25 m mächtig. Darüber lagert Luxemburger Sandstein, entsprechend der Angulaten- und Bucklandizone. Im Südosten an der Landesgrenze ist die Mächtigkeit 4 m, bei Mersch, am Nordrand der heutigen Ausdehnung 110 m, am Nordwestrand bei Arlon 60 m. Die Kalke und dunkeln Mergel über dem Sandstein entsprechen der *Brevis- (acutus)* Zone. Sie ist 10 m mächtig. In Lothringen, südlich Hettingen, umfaßt der Lias α 45 m dunkele Mergel mit dunkeln Kalksteinbänken, die den *Planorbis-, Angulaten-, Bucklandi-* und *Brevis*-Schichten entsprechen.

Ueber dem Sandstein folgt eine deutliche Emersionsfläche, die durch Konglomerate, Muschelbreccie und Erosionshöhlungen gekennzeichnet ist. Darüber folgt die *Brevis*-Zone.

Wie gestaltet sich nun die Transgression am Südrande der Ardennen?

Im Osten der Luxemburger Bucht, bei Bitburg, treffen wir die Planorbiszone als dunkele schieferige Tone und Kalke mit dem Leitfossil *Psiloceras planorbis* in einer Mächtigkeit von

7—8 m. Wir können sie in der gleichen Ausbildung am ganzen Südrande der Ardennen bis nach Jamoigne verfolgen. Westlich der Alzette nimmt die Mächtigkeit allmählich zu. Sie ist in der Provinz Luxemburg bis 25 m. Zwischen Jamoigne und Muno liegt sie unvermittelt auf Devon. Erst hier macht sich eine sandige Küstenfazies bemerkbar. Das gleiche Verhalten haben wir für den Rhät festgestellt, der bei les Bulles westlich Rossignol auskeilt. Die Liastransgression zeigt also einen Verlauf der deutlich senkrecht auf der Buntsandsteinablagerung steht.

Bei Muno keilt die Planorbiszone aus und die Angulatusschichten legen sich jetzt diskordant unmittelbar auf das alte Gebirge. (Fig. 5.) Die höheren Schichten der Bucklandi- und Breviszone reichen bis Maubert-Fontaine. Der obere Teil des unteren Lias und der mittlere Lias lassen sich bis Hirson verfolgen, wo sie von mittlerem Dogger und von Kreide ungleichförmig überlagert werden. Während also vom unteren Lias bis in den mittleren Lias hin die Ardennerküste ständig nach Westen einkippte, begann im oberen Lias eine Hebung im entgegengesetzten Sinne; denn die Posidonienschiefer des oberen Lias erstrecken sich nach Westen kaum weiter als der untere Lias, bis nach Maubert-Fontaine. Diese Heraushebung hat einen regionalen Charakter; denn auch im Calvados bestehen Anzeichen einer Regression in den Bifrons-Schichten, und auch in Nord-Deutschland sind Bodenbewegungen in derselben Zeit festgestellt worden, die bis in die Opalinus-Schichten anhalten. (L. VAN WERVEKE 1910.) In unserem Gebiete macht sie sich durch eine Einengung der Eisenerzformation geltend. Die große Sowerbyi-Transgression greift bei uns nur über eine Aufbereitungsschicht über dem rotsandigen Lager, während sie mehr westlich auf eine Schichtenunterbrechung übergreift.

Die regionale Verbreitung dieser Aufbereitungszone weist auf eine Schwelle hin, die in Nord-Südrichtung von Nancy über Esch bis an den Rand der Ardennen zieht und mit dem Westrand der Lothringer Furche der Triaszeit zusammenfällt. Konglomerate und Gerölle sind nämlich von Nancy bis Esch in dem obersten Teil der Erzformation bekannt. Sie erreichen in Esch über dem rotsandigen Lager eine Mächtigkeit von 40—80 cm. Es sind Gerölle von Toneisenstein, wie sie im mittleren Lias vorkommen, und auch abgerollte Stücke von jurasischen Ammoniten. Ebenso kommen auch Geschiebe von Gagat, der reichlich im Posidonienschiefer vertreten ist, vor. KLUPFEL bezeichnet diesen Geröllhorizont als «Katzenberg-Konglomerat» (nach dem Katzenberg bei Esch). Alles das deutet auf Umschichtung von vorzugsweise oberen Liasschichten, die

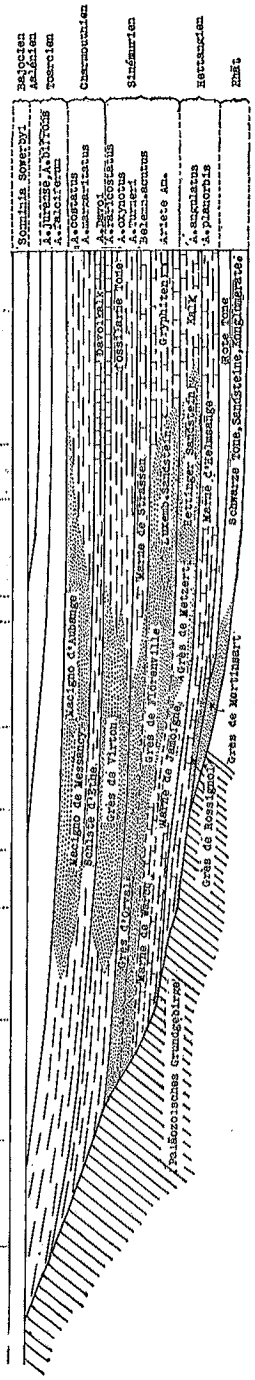


Fig. 5. — **Die sandige Entwicklung des Lias am Südrande der Ardennen.**
Die Transgressionen im unteren und mittleren Lias; Regression im Toarcien; Transgression im Bajocien.
(Nach L. VAN WERVEKE und M. GIGNOUX.)

durch Schwellenbildung bis über die Oberfläche oder wenigstens in Bereich der Wellenwirkung gelangt waren. Näher zu den Ardennen im belgischen Luxemburg, steigert sich diese Heraushebung bis zu einer größeren Schichtenlücke, so, daß auf den obersten Lias (Marnes de Grandcourt) unmittelbar die Sowerbyischichten folgen (L. VAN WERVEKE 1910). Eine alte Schwellenzone dürfte also im mittleren Dogger wieder aufgelebt sein. Denn bei Halancy ruhen die Sowerbyischichten noch auf der Erzformation, während sie weiter westlich, bei Ruettes und Grandcour unmittelbar auf oberstem Lias (marnes de Grandcour) folgen.

Die Verschiebung der sandigen Fazies im Lias. (Fig. 5.)

In Hettange ist das ganze Hettangien sandig mit Ausnahme der wenig mächtigen kalkigen Planorbiszone. In Luxemburg ist die Psiloceraszone mergelig mit einigen dünnen Kalkbänken; die sandige Fazies reicht bis in die Zone der Arietenammoniten, umfaßt also das Hettangien und das untere Sinémurien. Die mergelige Zone ist im Mittel 10 m mächtig. Bei Arlon ist diese bis 25 m. mächtig, die sandige Entwicklung um-

faßt hier nach oben auch die Brevis-Zone, umfaßt also das ganze Sinémurien; denn westlich Arlon ersetzt der sandige Kalk von Orval auch die mergelige Brevis-Schichten (Straßener Kalk). Von Etalle ab nach Westen ist das ganze Hettangien mergelig (marne de Warcq). Darüber folgt der sandige Kalk von Florenville (oberer Teil) und der Kalksandstein von Orval. Dieser ist die sandige Fazies der Brevis-Zone. Weiter westlich ist das ganze Sinémurien mergelig entwickelt (A. JÉROME, 1911). Während in der Gegend von Florenville und Virton das obere Sinémurien (fossilarme Tone) durch den grès de Virton vertreten sind, ist im Osten das obere Sinémurien wieder mergelig. Darüber folgt die durchgehend mergelig-kalkige Davoeizone, die in der Provinz Luxemburg durch die Schiste d'Ethe vertreten ist. Die sandig-kalkige Entwicklung setzt im mittleren Lias fort. Die blätterigen Mergel der Margaritatus-Stufe gehen bei Niederkerschen in den Macigno de Messancy, die Mergel der Spinatus-Stufe westlich Bettemburg in den Macigno d'Aubange über. Westlich Muno werden die Zonen der *Ammonites margaritatus* und *spinatus* wieder mergelig.

Dieser häufige Fazieswechsel in horizontaler und vertikaler Richtung, der, als Ganzes betrachtet, in immer höhere paläontologische Zonen hinaufsteigt, deutet auf andauernde Bodenunruhe hin, die vielfach die Form von Schaukelbewegungen annimmt, wie dies auch anderwärts im Lias beobachtet wird. Dieser häufige Wechsel positiver und negativer Bewegungen ist übrigens bezeichnend für die ganze mitteleuropäische Juraformation. Für unser engeres Gebiet läßt die Verteilung der sandigen Fazies einige bemerkenswerte Folgerungen für die Ausgestaltung des Sedimentationsraumes zu.

Das Hauptvorkommen der sandigen Fazies finden wir im Luxemburger Sandstein. Bei oberflächlicher Betrachtung einer geologischen Uebersichtskarte könnte man zu der Auffassung kommen, daß die Sandfazies auf einer Zufuhr von Osten herrühre, was aber schon durch das Auftreten der sandigen Fazies in wechselnder Folge in immer höheren Stufen des unteren und mittleren Lias nicht leicht verständlich wäre, und was bei Erfassung der tatsächlichen Umrandung der Luxemburger Bucht als unmöglich erscheint. Wenn der in der Luxemburger Bucht abgelagerte Sand letzten Endes vom Lande herstammt und am einfachsten an Transport durch fließendes Wasser gedacht wird, kann aus der heutigen Anordnung der Ablagerung kaum auf die Lage der transportierenden Flüsse geschlossen werden. Denn für die Verteilung und Anhäufung des Sandes kommen in erster Linie die Meeresströmungen in Betracht, die den irgendwo eingeschwemmten Sand weithin

verfrachten können. Die Richtung der Strömungen wird durch unterseeische Schwellen und Becken beeinflußt. Sie ziehen diesen parallel und teilen den sinkenden Becken die Sedimente zu. Sandige Fazies muss daher nicht immer unmittelbare Nähe der Küste bedeuten. Das häufige Vorkommen von Ammoniten deutet vielmehr auf offenes Meer hin.

Die maximale Sedimentmächtigkeit des Sandsteines verläuft in der Richtung Bitburg-Weilerbach-Mersch-Differdingen-Longwy und zeigt ein SW-NE streichendes Becken an. Die über 100 m betragende Mächtigkeit (bei Mersch 110 m) weist auf einen einsinkenden Sedimentationsraum, in dem die Sedimente sich rascher anhäuften als das Becken sank, so, daß es zum Schlusse zu einer zeitweiligen Emersion kam.

Nimmt man ein symetrisch gestaltetes Becken an, so hätte das nördliche Ausgehen eine Linie gebildet, die etwa 25 km nördlich dem Beckentiefsten lag. Aber nichts widerspricht der Annahme, daß weiter nördlich die sandige Fazies in eine mergelige überging, wie dies ja auch im Westen durch die marne de Warcq geschieht. Neuere Beobachtungen sprechen für diese Annahme.

Verbreitung des unteren Lias. Wie bereits erwähnt, ziehen die Planorbisschichten in mergeliger Fazies von Bitburg bis nach Jamoigne. Westlich Arlon sind auch die Angulatusschichten in dieser Fazies entwickelt. In dem Gebiete der Eifeler Kalkmulden ist der untere Lias durch Erosion entfernt, findet sich aber als Relikt am Nordrand der Bucht von Commern. Hier wurden bekanntlich bei Drove, 9 km südlich Düren, beim Ausschachten eines Brunnens unter mächtiger Geröllage schwarze Schiefertone mit Schwefelkies und verkiesten Ammoniten *(Schlotheimia angulata)* angetroffen. Das isolierte Vorkommen liegt auf der Randstaffel der Niederrheinischen Bucht und blieb zwischen Verwerfungen vor der Abtragung erhalten.

In gleicher tektonischer Stellung, auf den Randstaffeln am östlichen Abbruch des Brabanter Massives, zwischen Staffelbrüchen, 70 km westnordwestlich von Drove, wurden in einem Bohrloch bei Neeroeteren in 755 m Tiefe die Angulatusschichten in gleicher Fazies als schwarze Schiefermergel mit verkiesten Ammoniten angefahren, worüber X. STAINIER in den Annales des Mines, Bd. XVI, Brüssel 1911, berichtet. 90 km nördlich Neeroeteren wurden in einem Bohrloch bei Bislich am Niederrhein unterer und mittlerer Lias in mergelich sandiger Fazies angetroffen, wie bereits früher angegeben. Etwa 30 km nördlich Bislich wurde bei Winterswijck in einem Bohrloch ebenfalls Lias in identischer Fazies angetroffen. Obschon in

der belgischen und holländischen Campine und in dem deutschen Teil der Niederrheinischen Bucht über 200 Bohrlöcher verteilt sind, sind dies die einzigen bekannten Relikte der Juraformation, die aus England nach der norddeutschen Ebene zieht, und dies in dem seit dem älteren Tertiär sinkenden Gebiete, wo sie vor Abtragung noch geschützt waren.

152 km südlich Neeroeteren, am Südrande der Ardennen, ziehen die Mergel von Jamoigne (Hettangien) hin, die aus schwarzen Mergeln mit grauen Kalken mit kleinen verkiesten Ammoniten, genau wie in den Vorkommen nördlich der Ardennen, zusammengesetzt sind. Hieraus zieht X. STAINIER (1911) den einzig zulässigen Schluß, daß der untere Lias in breitem Gürtel über die heute hochliegenden Ardennen hinzog. Schon die starke Abtragung in den Ardennen während der Triaszeit, die Verteilung der Trias am Nordrande der Ardennen, in der Eifelquersenke und in der Luxemburger Bucht, drängen zu der Schlußfolgerung, daß die Liastransgression den im Westen noch weiter einkippenden Ardennerblock bewältigen mußte, welcher Schluß durch diese rein zufälligen Funde in den Bohrlöchern vollauf bestätigt wird.

Der Lias bedeckte also unser Oesling vollständig. Was die Brevisschichten betrifft, so sind sie in der ganzen Luxemburger Bucht in küstenferner Fazies ausgebildet, nur westlich Arlon, in Küstennähe, werden sie kalkigsandig. Ihre Ausdehnung steht also kaum hinter derjenigen des Hettangien zurück. Für die Ausdehnung der Schichten des mittleren und oberen Lias können wir nur allgemeine Anhaltspunkte an Hand der epirogenen Bewegungen gewinnen, denen das alte Massiv der Ardennen unterworfen war.

Die Liastransgression erreicht ihre maximale Ausdehnung im mittleren Lias, im oberen Lias tritt eine Regression ein. In Nordwestfrankreich reicht die größte Ausdehnung des Lias von Süden her bis an die Linie Abbéville, Péronne, Guise, Hirson und zieht von Hirson über den heutigen Scheitel der Ardennen nach der Campine. Die östlichen Ardennen und die Eifelmulde liegen unter der Liastransgression. Wie weit die Transgression sich östlich der Eifelsenke ins Rheinische Massiv hinzog, ist unbestimmt. Der Hauptteil des Rheinischen Massives war Festland. Die regionale Regression des oberen Lias, die sich im Pariser Becken und in der Liaszone nördlich des Rheinischen Massives feststellen läßt, wird sich auch in den Ardennen bemerkbar gemacht haben. Mit der Sowerbyi-Zone setzt eine regionale Transgression ein. Der Dogger transgrediert in der Richtung von Süden nach Norden auch in Nordwestfrankreich. Die äußerste Grenze des vordringenden Doggers zieht gegenwärtig in Nordfrankreich von Hirson nach

Merlimont am Kanal. Bei Boulogne liegt oberer Dogger unvermittelt auf Paläozoikum. Diese Linie bedeutet aber, nach der Fazies der Schichten zu urteilen, nicht die äußerste Küstenlinie, sondern ein Teil der Schichten wurde bei der Heraushebung am Schlusse der Juraformation abgetragen. Bei Dover wurde durch Bohrungen Lias festgestellt, der, über Trias transgredierend, nach Nordosten vordringt und seinerseits transgressiv von jüngeren Juraschichten überlagert wird, die ihrerseits wieder weiter nach Nordosten vordringen. Nach Nordosten fortschreitend gelangt man mithin in immer jüngere Juraschichten. (P. FOURMARIER 1934).

Die Juraschichten von Südengland setzen nach Osten in das norddeutsche Jurabecken fort. Wir finden sie am Nordabfall der Campine, wo sie den Südrand des Norddeutschen Beckens bilden. Aus der Campine verfolgen wir sie bis an den Nordausgang der Eifelquersenke, und an deren Südausgang setzen sie in die Luxemburger Bucht fort und umziehen die Ardennen im Süden. Sie legen sich also wie ein Gürtel um den alten Sockel, (Ardennen und Brabanter Massiv) transgredieren immer höher nach dem Scheitel hinauf und engen das alte Festland immer mehr ein. Dadurch erklärt es sich, daß das klastische Material immer feiner wird und schließlich fast verschwindet. Mit Beginn der Sowerbyitransgression gewinnen die zoogenen Kalke immer mehr die Oberhand und nach der großen Callovientransgression kommen sie ausschließlich vor. (FOURMARIER 1934).

Auf den paläozoischen Skizzen findet man als jurassisches Festland einen West-Ost gerichteten Streifen angegeben, der sich von Ostengland bis an den Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges erstreckt. Der Transgressionsweg durch die Eifelsenke bestand jedoch im unteren und mittleren Lias, mag aber während der Regression des oberen Lias schwierig geworden sein. Mit der Sowerbyitransgression rückte das Meer wieder vor und bewältigte nach und nach das ganze Gebiet der Ardennen, bis schließlich nur mehr die Scheitel der alten Sockel blieben, wo man heute unter dem Tertiär Kreiderelikte findet, die unmittelbar auf dem Paläozoikum auflagern.

P. FOURMARIER (1934) vertritt sogar die Auffassung, daß die große Callovientransgression ganz Belgien bedeckte, und daß dort, wo heute der Jura unter den Kreideablagerungen fehlt, ersterer während der im oberen Jura einsetzenden Regression wieder abgetragen worden sei.

Das steht im Einklang mit unserer Auffassung über den Umfang der jurassischen Ablagerungen in unserem Gebiete. Obwohl in der Luxemburger Mulde jüngere marine Sedimente

als mittlerer Dogger (Humphriesischichten) nicht mehr vorhanden sind, kann mit Recht angenommen werden, daß die ganze Juraformation zur Ablagerung kam (Lucius 1937), und später wieder der Abtragung anheim fiel. L. van Werveke (1887) hat bereits diese Auffassung als «nicht unwahrscheinlich» aber ohne weitere Begründung ausgesprochen. Am Schlusse des Jura wurde das Gebiet, infolge tektonischer Bewegungen, wieder Festland. Diese Bewegungen im oberen Jura (Portlandien) werden als neukimmerische Faltungsphase zusammengefasst. Die Ardennen, und hierzu gehört auch die Luxemburger Bucht, bilden ein Großelement von Mitteleuropa mit der Tendenz immer wieder aufzusteigen, wenn sie eine Zeitlang eingekippt waren. Solche Gebiete sind natürlich Räume lückenhafter oder in der Fazies stark wechselnder Sedimentation. Die Einkippung ist am stärksten im unteren und mittleren Lias mit kurzer rückläufiger Bewegung im oberen Lias und unteren Dogger, gefolgt von erneutem Einkippen im mittleren Dogger (Sowerbyitransgression) besonders aber im obersten Dogger und Malm (Callovien-Transgression). Dazu kommen noch Spezialbewegungen von mehr lokalem Charakter mit gleichsinniger oder widersinniger Tendenz, wie die Bewegungen in der Luxemburger Bucht im Hettangien und Sinemurien, welche z. B. eine Emersionsfläche zwischen Luxemburger Sandstein und den Brevisschichten schaffen. Eine Beobachtung in der Gegend von Bech zeigt auch solche Bewegungen an der Basis des Luxemburger Sandsteines an. An dem alten Wege der längs des Waldes von Bech nach dem «Jakobsberg» führt, sieht man am Halse des Vorsprunges «Jakobsberg» unter dem Luxemburger Sandstein 2—3 m weißgraues, aufgearbeitetes Material des Steinmergelkeupers. Oben liegen Gerölle des Rhät. Die Planorbisschichten sind nicht aufzufinden. Am «Grassenberg» bei Bech findet man an der Basis des Luxemburger Sandsteines bis 3 kg schwere, gut gerollte Stücke von dunkelblauem Kalke der Planorbisschichten, während der Rhät nur durch lose Gerölle vertreten ist. Dies alles deutet auf lokale Bewegungen hin, wobei der Steinmergel und später auch die Planorbisschichten zum Teil bei Beginn der Sandsteinbildung aufgearbeitet wurden.

Als Folge der tektonischen Bewegungen, die im Portlandien einsetzten, ruhen die Kreideablagerungen mit einer Winkeldiskordanz auf älteren Schichten, im südlichen Ardennervorland auf verschiedenen Stufen des Jura, nördlich Hirson unmittelbar auf dem paläozoischen Sockel. Die Bodenbewegungen hatten eine weitspannige Wellung in der Richtung der alten hercynischen Faltung erzeugt über welche die Kreide hinüber greift.

In Belgien konnte auch festgestellt werden, daß die tektonische Bewegung ein weitverbreitetes System von Brüchen erzeugte, die im Nordosten von Belgien NW-SE-Richtung haben, im Südosten aber Nordost-Südwest verlaufen. (P. Fourmarier 1934) In unserem Lande, wo die Ueberlagerung des Jura durch Kreide fehlt, läßt sich diese genauere Altersbestimmung nicht durchführen

Die Kreide.

Zu Beginn der Kreidezeit bildet das Ardennermassiv wieder eine Landmasse, die bis ins südöstliche England reicht und das nordwestdeutsche Kreidebecken vom Pariser Kreidemeer trennt. Diese Schwelle beginnt im Laufe der Unterkreide allmählich von SE nach NW einzukippen. Aber erst im Albien dringt das Meer aus dem Pariser Becken weiter vor. Im südwestlichen Belgien liegt unter marinem Albien die kontinentale Bildung des Wealden. Marines Albien transgrediert über die Schwelle des Artois, erfüllt die Hainesenke und dringt immer weiter von Süden gegen Nordosten vor, wobei es über Paläozoikum und in der Campine auch über Trias und im Bohrloch von Neeroteren über Jura transgrediert. Immer größere Teile des Ardenner Massives werden von der Kreidetransgression eingedeckt. Auch aus nördlicher Richtung rückt die Transgression aus dem Norddeutschen Kreidegebiet vor, und die große Senontransgression bewältigt auch den Scheitel der Ardennen. Die Fazies des Senon ist selbst auf dem höchsten Teile der Ardennen die Fazies der marinen Schreibkreide, fast ohne jede klastische Beimischung, ein Beweis, daß wieder, wie am Schlusse der Trias und des Jura, alle Erhebungen ausgeglichen waren.

Reste der Senonkreide in Form von Feuersteinknollen sind bekanntlich auf dem Scheitel der Ardennen weit verbreitet. Man findet sie in eine SW-NE abstreichende Zone angeordnet, die von Malchamp bei Francorchamp über Hokay bis zur Baraque Michel hinzieht. Sie liegen zwischen 550 und 670 m Seehöhe. Wichtige Ergänzungen zu dem Kreidevorkommen bei der Baraque Michel bringt eine Mitteilung von A. Renier.*) Er hat auf dem Hochplateau drei neue Kreiderelikte aufgefunden. Bei 600 m Höhe fand er nicht nur Feuersteinknollen, sondern auch Bruchstücke des Kalkes der Maestrichtstufe mit

*) A. Renier, Contribution à l'étude des dépôts paléozoiques du versant septentrional des Hautes Fagnes; Bull. soc. belge de Geol., t. XLII, fasc. 3; 1932.

verkieselten *Ditrupa*. Hierdurch ist die Ablagerung auch paläontologisch bestimmt. An der Basis findet sich ein Konglomerat mit gewaltigen Brocken von löcherigen Feuersteinknollen, das eine wahre eluviale Decke bildet. Ein zweites Vorkommen von Verwitterungsboden mit Feuersteinknollen liegt zwischen 600 und 625 m. Ein weiteres bei 625 m Höhe. Auch unmittelbar am Signal Bortrange, 691 m, fand er zahlreiche Feuersteine. Südlich Hokay liegt das kleine Vorkommen von Cronchamp. Feuersteinknollen finden sich auch auf dem Plateau über Stavelot an mehreren Stellen. Es ist klar, daß die Kreidereste einst mit dem senonen Kreideplateau von Herve zusammenhingen. Die Basis der Kreide liegt hier bei rund 180 m über N.N. Zwischen Hokay und dem Plateau von Herve liegt das Kreiderelikt von Clermont.

Auch bei Irnich unfern Commern liegt fossilführende Senonkreide über Rhät und wird von Diluvium überlagert. Die Juraformation ist erodiert. Der Kreiderest ist infolge Absinkens an einer Verwerfung vor der Erosion bewahrt geblieben.

Feuersteinknollen finden sich unter den Geröllen der flurenhaft ausgedehnten Pliozänterrassen auf der linken Talhöhe über der Kyll zwischen Röhl und Mösch, sowie zwischen Röhl und Scharfbillig bei rund 350 m Seehöhe. Sie dürfen wohl von den Relikten einer Kreidedecke im Gebiete des Losheimer Waldes und vom «Weißen Stein» herrühren, die eine dem Hohen Venn parallel laufende Schwelle «die Zentraleifelschwelle» von rund 700 m Höhe bilden. (Details bei Lucius 1937.)

Diese Relikte lassen den Schluß zu, daß das ganze Ardenner Massiv von der senonen Transgression erfaßt wurde und daß wenigstens der nördliche Teil unseres Gebietes eine Kreidebedeckung von gleichem Umfang wie die zentralen Ardennen trugen. Gegen Schluß der Kreideformation setzen wieder Bodenbewegungen ein und das Meer wird abgedrängt. Das Danien ist in kontinentaler Fazies entwickelt.

Das Tertiär.

Mit dem unteren Tertiär drang das Meer wieder in einer Querundation der flandrischen Ebene vor, erreichte aber das heutige Ardenner Massiv nicht. Erst die grosse Oligozäntransgression bedeckte wieder einen größeren Teil Belgiens. Sie hatte ihre maximale Ausdehnung zur Zeit des Chattien, von welcher Stufe sich Relikte auf dem Scheitel der Ardennen im Hohen Venn vorfinden.

Die Oligozäntransgression dringt von NNE nach SSW vor. Ihr Weg geht aus dem norddeutschen Oligozängebiet nach Nordostbelgien und nach den Ardennen. Im Chattien beginnt auch die Ausgestaltung der Niederrheinischen Bucht, wobei im Rœrtalgraben das Chattien bei Eelen eine Mächtigkeit von 332 m, bei Molenbeersel von 392 m, bei Meeuwen im Randstaffelgebiet aber nur von 156 m erreicht. Als weiterer Beweis für die beträchtliche Senkung in dem Rœrtalgraben sei angegeben, dass das marine Pliozän bei Molenbeersel 232 m, bei Eelen 348 m, bei Meeuwen nur wenige Meter mächtig ist. (FOURMARIER 1934). Das marine Chattien begreift in Nordostbelgien die fossilführenden glaukonitischen Sande von Boncelles, die nach oben weiße Quarzitgerölle und Kieseloolithe mit jurassischen Fossilien führen. Reste der Sande von Boncelles, findet man bis zur Baraque Michel hinauf und im Maastal bis nach Namur hin. Dies bedeutet, daß im oberen Oligozän die Ardennen noch wenigstens bis zur Linie Baraque Michel-Namur im Meeresniveau waren, südlich davon aber Festland mit einer Decke von jurassischen Schichten bestand, die im Chattien (oberes Oligozän) zur Abtragung kamen.

Nun haben diese Kieseloolithe aber eine viel größere Verbreitung und ihre Lagerung stellt ein verwickeltes Problem dar. Bei Lüttich ist die Zugehörigkeit derselben nach P. FOURMARIER (1934) zum Chattien dadurch begründet, daß sie in geringerer Menge im Chattien selbst, in größerer Verbreitung unmittelbar darüber vorkommen. In der Campine findet man dieselben aber in den oberpliozänen Sanden von Moll. In holländisch Limburg überlagern sie marines Miozän, scheinen aber im Miozän selbst zu fehlen. In der ganzen Niederrheinischen Bucht haben sie eine große Verbreitung. KAYSER und FLIEGEL stellen sie in diesem Gebiete ins Pliozän. Die weite Verbreitung derselben scheint auf eine Decke von Verwitterungsschotter (Restschotter) hinzuweisen, welche auf einer Ebene jungpliozänen Alters ausgebreitet ist. Sind die Kieseloolithe jungpliozän, so wären also damals die Ardennen noch ein Tiefgebiet gewesen und ihre heutige hohe Lage könnte höchstens altdiluvial sein. FOURMARIER möchte am kattischen Alter derselben festhalten, und die Vorkommen auf jüngeren Schichten als aufgearbeitetes Material deuten. Die Frage interessiert uns hier insoweit, als sie das junge Alter des Aufsteigens der Ardennen dartut.

Aus der gleichen Ursache soll kurz auf die Braunkohlenformation eingegangen werden. In der Niederrheinischen Bucht ist die Braunkohlenformation mächtig entwickelt. Sie wird gewöhnlich zum Untermiozän (Aquitanien) gestellt,

nach neuerer Auffassung soll sie aber zum Aquitanien gehören. Nach STEINMANN drang sie durch die Eifelsenke nach Süden in die Eifel vor, wo sie am Laacher See und in Eckfeld, zwischen Wittlich und Daun, in kleinen Resten erhalten geblieben ist. Mit der Braunkohle sind eng verbunden Sand-, Ton- und Geröllablagerungen, sowie der Braunkohlenquarzit, gewöhnlich als Tertiärquarzit bezeichnet. Diese Bildungen gleichen Alters deuten also auch dort den Sedimentationsraum der Braunkohlenformation an, wo die Kohle selbst entweder nicht zur Ablagerung kam oder nachträglich der Abtragung anheim fiel. Diese Ablagerungen von Sanden, Tonen und Quarziten findet man an vielen Stellen im Gebiet der Luxemburger Bucht, sowie in ihren Rahmengebieten. Ausgedehntere Ablagerungen finden sich auf den Hochflächen der Triastafel bei Bitburg. Vereinzelte Reste lassen sich nach Norden in der Eifel und in den Ardennen feststellen. Man kennt sie z. B. in der Schneifel, bei St. Vith, bei Vielsalm, bei Houffalize, bei Paliseul. Die Vorkommen reichen auf das alte Gebirge bis zu 500 m Seehöhe hinauf. Auch auf den Höhen des Hunsrück und auf der Trias zwischen unterer Saar und Mosel sind sie nachgewiesen. In unserem Lande weisen die zahlreichen isolierten Blöcke von Tertiärquarzit als letzte Reste auf die einst weite Verbreitung der Formation hin. Vom Plateau von Bitburg aus greifen sie auf das ganze Gutland bis an den Rand des Oeslings über und lassen sich auch in Belgien und in Nordfrankreich am Südrande der Ardennen bis zu der Linie Stenay-Carignon verfolgen. Die französischen Geologen stellen sie ins Aquitanien. Da diese Ablagerungen im Osten und Norden der Luxemburger Bucht mit der Braunkohlenformation verbunden sind, darf geschlußfolgert werden, daß sie wie diese in einem Gebiet mit Südwasserseen, dessen Niveau nicht viel höher als das Meer war, abgelagert wurden, und daß die heutigen Höhenunterschiede zwischen dem Rahmen und dem Innern der Bucht im Untermiozän nicht bestanden.

Zurückschauend über die Transgressionen und Regressionen vom Beginn des Mesozoikums bis zu dem jüngeren Tertiär, sehen wir, wie für alle Bodenbewegungen die alten tektonischen Achsenlinien, Schollengrenzen und Querundationen wichtig sind, wobei besonders weitspannige Bewegungen und Kippungen in Betracht kommen. Als Leitlinien haben in unserem Gebiete zu gelten: Der Großsattel der Ardennen, die Schollengrenze zwischen Hunsrück und Eifel und die Eifelquersenke. Wir sehen alle Bewegungen immer wieder in die eine oder die andere der Achsenrichtungen dieser Großelemente einlenken, so daß die beiden Richtungen NE--SW und NNE-SSW leitend sind. Die Luxemburger Bucht entsteht aus

einem NE-SW streichenden Bauelement im Perm, in der Trias herrscht die NNE-SSW-Richtung vor, im Jura wieder die NE-SW-Richtung, ohne daß aber eine dieser Richtungen jemals ganz unterdrückt wurde. Das Gesetz der Permanenz der großen Strukturlinien bleibt immer gewahrt.

Junge Bodenbewegungen.

Als ausklingende Nachwirkung der tertiären alpinen Orogenese setzen auch in unserem Gebiete posthume Faltungsvorgänge ein, die jünger als die Braunkolhenformation (Untermiozän) sind, wobei flache Mulden und Sättel angelegt wurden. Ihrem Stil nach ist es eine Bruchfaltentektonik. Brüche und Falten sind auf eine einheitliche Ursache zurückzuführen. Der enge genetische Zusammenhang zwischen Falten und Brüchen ist schon aus der gleichen Richtung derselben sowie aus dem Uebergang von der Falte zur Flexur und zum Bruch ersichtlich. Die Anlage ist jedenfalls älter, die heutige Gestaltung reicht bis ins Jungtertiär zurück. Die Bewegungen orogenen Charakters waren von Heraushebungen en bloc gefolgt, die aber etwas später in jungpliozäner bis altdiluvialer Zeit angesetzt haben, und die auch heute noch nicht zu Ende gekommen sind. Aber die Heraushebungen waren kein rein epirogener Vorgang, sondern waren von weitspannigen Verbiegungen begleitet, wie die vielfach verbogenen älteren Flußterassen beweisen. Auch die Heraushebungen schliessen an alte hercynische Strukturen an und folgen alten Schwächelinien. Diee Bewegungen schufen in erster Linie den heutigen landschaftlichen Gegensatz zwischen Oesling und Gutland.

Durch die jungtertiäre Heraushebung des Rahmens wird die heutige Umrandung des Luxemburger Mesozoikums bestimmt, die demselben die Form einer nach Nordosten gerichteten Ausbuchtung des Pariser Beckens gibt. Von Nordosten nach Südwesten fortschreitend, gelangt man in immer jüngere Stufen der Trias und des Jura. Bei der Annahme, daß die Ardennen seit dem Jura im Aufsteigen sind, und die Verbindung über die Eifelsenke aufgehoben war, bekämen wir, infolge Einengung des Meeres, das Bild einer regressiven Sedimentation. H. Joly vertritt diese Auffassung noch in seinem Werke: Le jurassique inférieur et moyen de la brodure Nord-Est du bassin die Paris; Nancy, 1908. Aus der Verbreitung der Meeresbedeckung im Gebiet der Ardennen geht hervor, daß wenigstens bis zum Abschluß des unteren Miozäns die Ardennen als Hochfläche wie wir sie heute kennen nicht in Erschei-

nung traten. Ebenso wenig waren die beiden andern Stücke des Rahmens der Luxemburger mesozoischen Bucht, Hunsrück und Eifel morphologisch kaum ausgeprägt gegenüber den ihnen angelagerten Senkungsgebieten. Die heutige Umrahmung kann also nicht bis in den Jura zurückreichen, sondern ist in recht junger Zeit nach und nach herausgearbeitet worden.

Die Heraushebung des Rahmens der Luxemburger Mulde.

Das Alter der Heraushebung des Rahmens der Luxemburger Mulde zum heutigen Hochgebiet kann durch die Entwicklungsgeschichte der Flüsse näher bestimmt werden, die, aus dem vorgelagerten heutigen Tiefgebiet her kommend, diese Hochgebiete in tiefen Tälern durchqueren. Genetisch hängen mit den heutigen Flußläufen die Flächen der Trogregion zusammen, in welche die Flüsse beim Vertiefen der Täler die oberen Flurterrassenflächen und die tieferen Flußterrassen schufen. Nach den Arbeiten von R. Stickel sind die Taltröge als nachmiozäne Urtäler angelegt worden als der Höhenunterschied zwischen Senke und heutigem Hochgebiet noch nicht bestand. Bei der später einsetzenden Heraushebung wurden die oberen Flurenterrassenflächen und die tieferen Flußterrassen geschaffen. Das Alter der höchsten Flurenterrassen ist jungpliozän bis altdiluvial, also muß der Beginn der Heraushebung hierhin gestellt werden. Rhein und Saar, und auf dem Sattel von Sierck die Mosel, querten ursprünglich den Hunsrück auf einer Ebene, die morphologisch gegen die vorliegende Saar-Saale-Senke kaum ausgeprägt war. Die heutige hohe Lage gegen das mesozoische Vorland kann also höchstens jungpliozän sein. Das gleiche beobachten wir an der Maas. Wie Rhein, Saar und Mosel hat sie einen von Süden nach Norden gerichteten Lauf, kommt aus einem tektonisch tiefer liegenden, jüngeren Vorland und querte ursprünglich die Ardennen auf einer Ebene, die auch über das jüngere Vorland fortsetzte. Morphologisch lag also das Vorland und die alte Scholle in gleicher Ebene mit Einkippung nach Norden. Nach dem Pliozän begann die Aufwölbung, die die heute bestehende verbogene und junggehobene Schiefergebirgs- und Ardennerscholle schuf.

Die Heraushebung war zwar im allgemeinen flachschildförmig, doch war es kein einheitlicher, sondern ein differentieller Vorgang, wobei weitspannige Verbiegungen erfolgten. Dieses wird besonders durch die weitverbreitete Verbiegung der alten Flußterrassen bewiesen.

Am antezedenten Rheinlauf am Ostrand der Hunsrückscholle soll nach KLÜPFEL die diluviale Hebung Beträge von 200 m erreichen. Am antezedenten Saarlauf ist im Gebiete der östlichen Fortsetzung des Sierker Sattels die Heraushebung seit der Trogterrasse mindestens 70 m (J. J. REICHRATH, 1937).

Interessant ist diese Beobachtung für die Bewegungen des südlichen Hunsrücksattels, der westlich der Saar als Sattel von Sierck bezeichnet wird. Die Heraushebung des Sattels von Sierck über sein jüngeres Vorland erfolgte an einer Flexur, die deutlich am Buntsandstein zu erkennen ist und die westlich der Mosel in einer Verwerfung fortsetzt. Die Terrassenverbiegungen zeigen deutlich, daß ein wichtiges hercynisches Faltungselement, der Siercker Sattel, posthum seit dem Tertiär wieder auflebte. Diese jungen Bewegungen haben auch im Gebiete der Mosel gewirkt, was systematische Untersuchungen der Moselterrassen sicher bestätigen werden.

Im Mündungsgebiet der Saar bei Conz kann man in der Niederterrasse eine Heraushebung von 7 m gegenüber Saarburg feststellen (J. J. REICHRATH 1937) was darauf hinzeigt, daß hier eine ganz junge Heraushebung vor sich geht. Die systematischen Untersuchungen der Talentwicklung der Kyll haben für die Heraushebung der Eifel ebenfalls aufschlußreiche Beobachtungen ergeben. (J. ZEPP 1933).

Im Flußgebiete der Kyll liegt die obere Trogfläche an der Mündung 270 m, bei Hüttingen 180 m über dem heutigen Fluß. Die höhere Flurterrasse (Pliozänterrasse J. ZEPP) hat an der Mündung der Kyll eine Höhenlage von 220 m, bei Gerolstein von 120 m über dem Flusse.

Die tiefere Flurterrasse (Oberterrasse J. ZEPP) hat an der Mündung 170 m, in der Südeifeler Schwelle 120 m Höhenlage über dem Flusse. Das Gefälle aller dieser Terrassen ist also geringer als das heutige Flußgefälle, nimmt aber nach der Flußmündung zu. Das gleiche gilt für die tieferen Terrassen des Kylltales und läßt sich auch an der Saar beobachten. Dies kann nur durch eine Aufkippung des Mündungsgebietes beider Flüsse erklärt werden, das im Nordrand des Hunsrückes liegt. Dieser Nordrand bildet einen SW-NE gerichteten Sattel mit aufsteigender Tendenz.

Aus dem Verhalten der Terrassenflächen an der Kyll lassen sich auch wichtige Folgerungen über die jüngsten Bewegungen in unserem Gebiete herleiten.

Die Trogfläche, Pliozänterrasse, Oberterrasse und Hauptterrasse der Kyll haben südlich Hüttingen, d. i. südlich der Achse der Luxemburger Mulde bis zur Kyllmündung auffallend

geringes Gefälle, verglichen mit dem heutigen Flußgefälle. Nördlich Hüttingen steigen die Terrassen stark gegen die Südeifeler Schwelle an. Im Gebiete der Achse selbst aber bleibt das Gefälle ungestört.

Die Achse der Mulde bildet also gleichsam ein Scharnier. Südlich dieses Drehpunktes besteht Aufkippen des Bodens, wodurch das Gefälle verringert wird, nördlich davon Ansteigen und Aufwölben des Gebietes der südeifeler Schwelle, wodurch ein stärkeres Gefälle hervorgerufen wird. Nördlich der Eifelschwelle sinken die Talböden wieder gegen Lissingen ein. Dies bestätigt die Aufbiegung der Südeifeler Schwelle. Die Kippung begann im Pliozän und hielt bis ins Altdiluvium an. Die Kyll ist älter als diese Aufwölbung, die sie antezedent durchschnitten hat.

Da in der Achse der Luxemburger Mulde die Terrassen ungestörten Verlauf zeigen, südlich davon aufgekippte Terrassen liegen, nördlich davon starkes Ansteigen entgegen der Flußrichtung besteht, darf man schlußfolgern, daß Südflügel und Nordflügel der Luxemburger Mulde in junger Zeit aufgebogen wurden.

Die Bewegungen begannen nach der Ausbildung der obersten Trogfläche der Mosel und der Kyll und sind auf tektonische Spezialverbiegungen zurückzuführen. Es sind posthume Fortsetzungen älterer Bewegungen, die den Bau der Luxemburger Mulde beherrschen. Im Gebiete der Muldenachse herrschte relative Ruhe. Im Gebiete der südeifeler Schwelle scheinen die Verbiegungen seit dem Mitteldiluvium zur Ruhe gekommen zu sein. Im Südflügel der Triasmulde halten die Aufwärtsbewegungen aber bis ins junge Diluvium an, wie die Divergenz der Mittel- und Sohlenterrassen zeigen.

Um sich gegenüber diesen Hebungen zu behaupten, mußte der Fluß kräftig in die Tiefe erodieren, deshalb in der Eifelschwelle und im Mündungsgebiet steile Täler, in denen breite Terrassen fehlen, während die relative Ruhelage der Achse der Triasmulde die Schaffung breiter Flußterrassen begünstigte. (J. Zepp 1933).

Diese Bewegungen haben sich auch in unserm Lande bemerkbar gemacht. Der Durchbruch unserer Oeslinger Flüsse durch den Sattel von Givonne, die flacheren Talböden in dem Innern der Luxemburger Mulde, der Verlauf der Moselterrassen, bieten die gleichen Bilder wie die Talgebiete der Saar und der Kyll.

Die Rumpffläche des Oeslings.

Denkt man sich die Täler bis an den oberen Rand der Trogregion wieder ausgefüllt, so verbleibt das reliefarme, fast ebene Hochplateau unserer Schiefergebirge, aus dem nur die Härtlinge als Einzelkuppen oder als langgezogene Schwellen hervorragen. Diese Hochfläche wird als Verebnungsfläche der Rumpfregion bezeichnet, die ohne Beziehung zu den heutigen Tälern ist. Alter und Genesis dieser Fläche wird heute noch verschieden gedeutet. Allgemein kann gesagt werden, daß hier sich die Ansichten der Geographen und Geologen gegenüberstehen, wobei die ersteren ihre Ansichten mehr mit morphologischen, die letzteren mehr mit geologischen Argumenten unterbauen.

Zuerst einige Worte über die historische Entwicklung der Frage in den uns benachbarten Gebieten nach W. Paeckelmann (1931).

Mit der Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges befasst sich A. Philippson (1899). Er betrachtet das heutige Mittelgebirge als einen ringsum von Brüchen begrenzten Horst, der in der Karbonzeit zu einem hochalpinen Gebirge zusammengefaltet, durch festländische Denudation während des Perm und durch die Abrasion des Buntsandsteinmeeres zu einem flachen Rumpf abgetragen worden sei. Nach der Buntsandsteinzeit habe sich die Einebnung fortgesetzt. Im Mitteltertiär soll die Rumpffläche nur wenig über Meereshöhe aufgeragt haben, so daß große Teile mit Süßwasserablagerungen bedeckt werden konnten. Im jüngeren Tertiär setzte eine Heraushebung, Zertrümmerung und Schollenbildung ein die den Rhein-«Trog» schufen. Die älteste Talfläche des Rheingebietes wird für pliozän gehalten. In sie sind die diluvialen Terrassen eingeschnitten. Außerhalb der Taltröge ist die Rumpffläche erhalten geblieben, die aber keine «Fastebene», kein einheitliches Denudationsniveau darstellt, sondern aus «verschiedenen Flächenelementen von verschiedener Höhe und verschiedener Neigung» zusammengesetzt ist. Hunsrück und Taunus werden als Quarzitrücken angesprochen.

Auch E. Kaiser 1908 ging bei der Entwicklung der rheinischen Rumpffläche von einem hochalpinen Gebirge aus, das im Karbon entstand und dann abgetragen und in eine Rumpffläche umgewandelt wurde. Er nimmt an, daß der Rumpf von den verschiedenen Schichten des Perms, der Trias, des Jura und zum Teil auch der Kreide bedeckt gewesen und zum Schlusse des Mesozoikums völlig eingedeckt war. Alsdann begann eine neue

Heraushebung und Abtragung, so daß im Alttertiär eine neue Abtragungsfläche entstand, die vielleicht teilweise mit der alten «Peneplain» zusammenfiel. Auf dieser alttertiären Landoberfläche, die nur als flacher Schild über das Meer emporragte, bildeten sich neue Sedimente, die durch jungmiozäne Schollenbewegungen in verschiedene Höhen gelangten, wodurch pliozäne und diluviale Abtragungsvorgänge hervorgerufen wurden. In der heutigen Rumpfflächenform kann die alte «paläozoische Peneplain» nicht mehr erkannt werden, sondern was heute besteht, ist eine tertiäre Abtragungsfläche mit pliozän-diluvialer Talgeschichte.

K. Oestreich (1913) betont, daß das Rheinische Schiefergebirge kein durch Brüche begrenztes Horstgebirge sei, sondern daß es randlich vielfach allmählich in das Vorland übergehe. Er vermutet, daß das Gebirge nur als «die höchste Erhebung einer aufgewölbten, schildförmigen Partie» zu betrachten sei. Er weist auf Verbiegungen der pliozänen und diluvialen Rheinterrassen und auf die Antezedenz der großen Flüsse hin, die in eine alte Peneplain, ein gehobenes Tiefland mit Restbergen, eingegraben seien.

Philippi (1910) faßte die Einebnung in Thüringen als «präoligozäne Landoberfläche» auf. Dieser «präoligozänen Landoberfläche» glaubte nun G. Braun (1916) jene räumlich weite Fläche zuzurechnen, die sich im Alttertiär über das germanische Mitteleuropa spannte. und die er als «germanische Rumpfebene» bezeichnete. Auch im Rheinischen Schiefergebirge ist sie nach Braun im Untermiozän vorhanden und bis heute relativ gut erhalten (W. Paeckelmann, 1931).

Ausführliche Untersuchungen über die Morphologie der Hochflächen der an das Oesling angrenzenden Westeifel liegen vor von R. Stickel, A. Philippson und J. Zepp.

R. Stickel (1926) unterscheidet in der Eifel über den Flurenterrassen und den Trogflächen die Rumpfregion, die nicht an das heutige Flußsystem gebunden ist. In der Rumpfregion unterscheidet er zwei Rumpfflächen; die untere um 500 m Meereshöhe und die obere um 600 m über dem Meere. Die obere Rumpffläche wird als R2-Fläche, die untere als R1-Fläche bezeichnet. «Diese Flächen sind Einebnungsflächen. Es ist keine einzige unter ihnen, die sich auch nur in geringem Umfang mit einer fossilen Rumpffläche decken würde.» Die Ausbildung der Einebnungsflächen erfolgte im Laufe des Tertiärs. Zu der oberen Rumpffläche gehört die zentrale Eifelschwelle (Schneifel, Losheimer Wald, Weißen Stein, sowie die südeifeler Schwelle (Apert, Prümscheid). Ueber diese Schwellen ragen Quarzitrücken empor. Zwischen diese Schwellen schaltet sich

eine niedrigere Höhenlandschaft ein mit Höhen von rund 500 m. Sie bildet die untere Rumpffläche STICKELS.

Unabhängig von den in der Vertikalen aufeinanderfolgenden Rumpfflächen unterscheidet STICKEL auch die Randflächen. Dies sind Einebnungsflächen, die von außen her in die Ränder der Gebirge eingreifen, den Rändern entlang laufen und eine treppenförmige Gliederung des Abfalles des Gebirges gegen tiefer liegende Teile hervorbringen.

Es müssen also bei der jungen Heraushebung periodisch Pausen eingetreten sein, während der die Denudation und die Flußerosion diese Einebnungsflächen herausmodellierten.

Nach A. PHILIPPSON (1933) gehört die Landoberfläche der Westeifel der unteren Rumpffläche STICKELS an. Sie liegt westlich des Prümbaches auf Unterdevon, in der Westeifel bis 530 m, gegen Norden bis 550 m, lokal bis 570 m ansteigend, am Südrande des Devons auf 500 m abfallend. Oestlich des Prümbaches greift mittlerer und oberer Buntsandstein nordwärts bis auf den Rand der Rumpffläche hinauf. Oestlich der Nims ist auch die obere Rumpffläche vorhanden, die sich von Süden nach Norden, von Buntsandstein auf Devon hinüberzieht. PHILIPPSON beurteilt die Auflagerungsfläche und die Oberfläche der Buntsandsteinrelikte der Eifel wie folgt: «Die Unterfläche und die Oberfläche des Buntsandsteines schneiden sich nordwärts in spitzem Winkel; die Oberfläche ist keine Schichtfläche, sondern eine Schnittfläche. Selbst wo der Buntsandstein nordwärts mit einer Stufe endet, erreicht die Oberfläche auf Devon in geringem Abstand dieselbe oder größere Höhe als auf Buntsandstein.» Beide Rumpfflächen wären demnach jünger als der Buntsandstein. Keine der beiden Rumpfflächen wäre, als Ganzes genommen, die wiederaufgedeckte permo-karbone Rumpffläche, wenn sie auch stellenweise einmal mit der Auflagerungsfläche des Buntsandsteins annähernd zusammenfallen können.

PHILIPPSON beschäftigt sich auch mit dem Abfall der Westeifel gegen das Luxemburger Trias-Lias-Tafelland. «Der Abfall der Eifel gegen das Tafelland stimmt als Ganzes nicht mit der geologischen Grenze überein. Buntsandstein nimmt Teil an den Eifelhochflächen, Devon am Vorland.»

«Der Abfall ist eine Flächentreppe. Die Flächen der Treppe sind: die untere Rumpffläche (530 m, die obere liegt weiter zurück); vielleicht ist eine besondere Randfläche bei 500 m Höhe abzusondern; die Zwischenfläche (470 m); die Trogfläche (430 m); die Trogterrassenfläche (380 m). Die letzteren beiden überziehen das Gutland der Trias-Lias-Mulde der Bitburger «Bucht», verzahnen sich miteinander am Rande, ver-

einigen sich aber im Innern des Gutlandes. Noch tiefere Geländestücke sind im Innern der Bucht eingesenkt. Das Relief des Gutlandes ist durch Zertalung aus diesen beiden Flächen und den noch tieferen Senken herausgeschnitten.» (A. PHILIPPSON 1933.)

Von einschneidender Bedeutung für die Frage, ob die Oberfläche der Westeifel eine vortriadische oder tertiäre Einebnungsfläche darstellt, ist die Auflagerungsfläche der Buntsandsteininseln in der Eifeler Quersenke. Hierüber liegen im Rahmen einer Studie über die Morphologie des Kyllgebietes Untersuchungen von J. ZEPP (1933) vor.

ZEPP geht ebenfalls von den R. STICKEL'schen Rumpfflächen aus. Nach einem Uebersichtskärtchen ist die obere Rumpffläche in zwei gesonderten Gebieten erhalten. Das eine liegt zwischen 580 und 640 m Höhe im Einzugsgebiet der Kyll und umfaßt die Schneifel und den «Losheimer Wald», das andere liegt auf der Schwelle «Prümscheid», links der Kyll, und am «Apert», rechts der Kyll. Mit anderen Worten, das eine liegt im Gebiet der zentralen Eifelschwelle, das andere im Gebiet der südeifeler Schwelle. Dazwischen liegt die untere Rumpffäche zwischen 500 und 550 m Höhe. Aus dieser Verteilung ergibt sich bereits, daß, abgesehen von den Härtlingen, die beiden Rumpfflächen eher tektonisch als morphologisch bedingt sind. Die zentrale Eifelschwelle entspricht der Aufwölbung der Schneifel, die südeifeler Schwelle der Verlängerung des Sattels von Givonne nach Osten. Die untere Rumpffläche liegt in der Einbiegungszone der Eifelsenke. Diese beiden Rumpfflächen könnten deshalb ebensogut als eine ursprünglich einheitliche, aber nachträglich verbogene Fläche angesehen werden. Daß die pliozäne Heraushebung keine einfache Heraushebung, sondern ein differentieller Vorgang mit weitspannigen Verbiegungen war, kann man besonders an den Verbiegungen der ältesten Flurterrassen beobachten. Hierauf ist bereits hingewiesen worden.

Wie verhält es sich nun mit der Auflagerungsfläche des Buntsandsteins? Im Quellgebiet der Kyll findet sich das Buntsandsteinrelikt des «Heidenkopfes», dessen Auflagerungsfläche auf Devon bei 550 m Höhe liegt und dessen obere Fläche 594 m Höhenlage weist. Rundum dieses Relikt liegt eine Fläche von über 100 km², welche ZEPP ausdrücklich als vortriadische Auflagerungsfläche bezeichnet, und die im Norden und Westen an die obere Rumpffläche angrenzt. Die Höhenlage dieser Fläche liegt zwischen 547 und 575 m. Abgesehen von den Härtlingen, trennt eine 10 bis 30 m hohe Stufe die obere Rumpffläche von der Auflagerungsfläche des Bunt-

sandsteines. Die obere Rumpffläche liegt zwischen 640 und 580 m, die obere Fläche des Heidenkopfes zwischen 588 und 594 m Höhe. Daraus schlußfolgert Zepp, daß die obere Rumpffläche in die obere Fläche des «Heidenkopfes» übergehe, während die Auflagerungsfläche des Buntsandsteines weder in die untere noch in die obere Rumpffläche falle, oder anders ausgedrückt, daß die vortriadische Auflagerungsfläche altersverschieden von der oberen und unteren Rumpffläche sei, deren Entstehungszeit nach Stickel ins Alttertiär fällt.

Aber die Stufe von 10 bis 30 m, die die Auflagerungsfläche des Buntsandsteines (zwischen 547 und 575 m) von der oberen Rumpffläche (580 bis 640 m) trennt, kann ursprünglich sein, d. h., sie kann bereits zur Zeit der Ablagerung des Buntsandsteines bestanden haben. Das Buntsandsteinmeer fand bereits eine unebene Oberfläche vor, wie sich an zahlreichen Beispielen beweisen läßt. Die Studie von J. Zepp enthält übrigens einige davon. Das Ufer des Buntsandsteinmeeres in der Eifelsenke lag zeitweilig an dieser Hangversteilung. Diese Stufe läßt sich ungezwungen als altes Steilufer dieses Meeres deuten. Das Meer füllte nun die Senke vom Niveau 547 bis 575 m aus und griff dann, nach Westen transgredierend, auf die Fläche 580 bis 640 m über. Diese Erklärung ist im Einklang mit der Entwicklung der Eifelsenke und daher die nächstliegende.

Südlicher folgt die größere Buntsandsteinplatte von Niederbettingen in einer Mulde von mitteldevonischem Kalk. Die Auflagerungsfläche des Buntsandsteines liegt hier natürlich tief, im Muldeninnern sogar tiefer als das Kylltal (370 m). Aber an anderen Stellen findet man wieder freigelegte Auflagerungsflächen, die sich bis an den Rand der Triasmulde verfolgen lassen. Beim Weiler «Rom», am nördlichen Rand der Luxemburger Mulde, liegt die Auflagerungsfläche bei 580 m, sinkt dann nach Norden, das ist, nach der Gerolsteiner Mulde, immer tiefer bis auf 430 m. Das Absinken nach Norden ist strukturell bedingt. Auch hier sehen wir, daß zur Zeit der Buntsandsteinablagerung ein bewegtes Relief bestand. So lehnt sich im Westen der Niederbettinger Buntsandstein an einen Steilrand von Mitteldevon an. Anderwärts überdeckt er eine vortriadische Störung, die nicht in den Buntsandstein fortsetzt. Im Osten der Niederbettinger Mulde geht die Auflagerungsfläche allmählich in die Oberfläche des Devon über.

Zieht man das starke Achsengefälle gegen das Innere der Eifelsenke (15 bis 35° und mehr) in Betracht, so ist es leicht verständlich, daß die Auflagerungsfläche des Buntsandsteines in der Achse der Senke tief liegt und sich westlich und östlich heraushebt. Während aber im Muldentiefsten der Buntsand-

stein in einzelnen Platten erhalten blieb, wurde er an den hochliegenden Rändern abgetragen. Diese Abtragung ging gleichmäßig vor sich; deshalb wurde an den Rändern die Auflagerungsfläche freigelegt, im Muldentiefsten aber blieb ein Buntsandsteinrest bis zum Niveau des Randes der Eifelsenke erhalten. Die Abtragungsfläche fällt außerhalb der Eifelsenke mit der alten Auflagerungsfläche zusammen, die im Muldentiefsten wegen ihrer geschützten Lage noch nicht bloßgelegt ist. An Hand der Tektonik der Eifel drängt sich also der Schluß auf, daß die Rumpffläche strukturell eine einheitliche ist, und daß diese Fläche in großen Zügen die wieder herausgearbeitete prätriadische Abtragungsfläche darstellt. Auch Zepp kommt zu der Auffassung, daß die Ablagerungsfläche des Buntsandsteines im Gebiete der Westeifel, entgegen der Auffassung Stickels, einen bedeutenden Anteil an der Hochflächenlandschaft des Gebietes hat. Dabei weist er der oberen und unteren Rumpffläche Stickels jedoch eine große Ausdehnung zu und sieht in der oberen Fläche, die den Buntsandstein überzieht, die obere Stickel'sche Rumpffläche.

J. Reichrath (1937) hält im Hunsrück drei Landoberflächen fest: die prätriadische Rumpffläche, die alttertiäre Einebnungsfläche als «Uroberfläche der heutigen Landformen»; die heutige Oberfläche, welche durch «jungtertiäre und diluviale Umgestaltung» aus den alten Elementen hervorgeht.

Die prätriadische Auflagerungsfläche ist am Rande des Schiefergebirges im Gebiete der unteren Saar erschlossen. Auf einem West-Ost gerichteten Profil, das von Palzem an der Mosel über Serrig an der Saar bis Sizerath zieht, wäre die prätriadische Rumpffläche auf rund 15 km östlich der Saar erhalten geblieben. Die Auflagerungsfläche zeigt eine flache Neigung nach Südwest, die größer als das Einfallen des Buntsandsteines ist. Es ist die Neigung der Abdachung der permischen Rumpffläche, die das Buntsandsteinmeer bereits vorfand. Die Rumpffläche ist keine Abrosionsfläche des Triasmeeres, sondern eine prätriadische Landoberfläche. Diese Fläche war nicht immer eben, wie an den Quarzitklippen von Sierck und von Orchholz an der Saar zu sehen ist. Doch ergibt sich aus der konglomeratischen Ausbildung des Buntsandsteines, daß sich in diesem Gebiete ein Steilufer befand, das von Randbrüchen begleitet war. Nach Reichrath griff die Trias zwar auf den Hunsrück über, aber der größte Teil des Gebietes blieb frei von Triasbedeckung. Dem widerspricht aber die ganze Fazies der Trias am westlichen Hunsrück. Bereits vom Voltziensandstein ab ist die Trias hier in normaler Fazies entwickelt. Das weite Uebergreifen des Buntsandsteines nach Osten, sowohl auf dem Kohlensattel von Saarbrücken wie an dem Nordrande

der Wittlicher Mulde, deutet auf eine größere Bedeckung des Hunsrückes mit Triassedimenten hin. Auch die mergelig-kalkige Ausbildung des unteren Lias, hart am Westrande des Stromberges, zeigt darauf hin, daß wenigstens der westliche Teil des Hunsrückes eine Decke von Jurasedimenten trug.

Die alttertiäre «präoligozäne» Einebnung soll in der Kreide und im Alttertiär herausgearbeitet worden sein, während welcher Zeit «das Areal des Rheinischen Schiefergebirges und ein großer Teil seiner Randgebiete noch flachschildförmig als weitgespannte, sanftwellige Rumpffläche in geringer Höhe über dem Meeresspiegel» lag. Im Oligozän und Miozän bildeten sich in flachen Lagunen und Binnenseen Ablagerungen, wie man sie im Gebiete der Dhron bei 450 m Höhe (neben anderen weniger sicheren Vorkommen) noch findet.

«Die Oberfläche dieser alttertiären Einebnung wurde vorwiegend aus Gesteinen der Trias gebildet, zwischen denen in einigen schon stärker gehobenen und tiefer zerstörten Schollen der gefaltete variscische Untergrund zu Tage trat.»

«Nachträgliche Hebung und Verbiegung die infolge Aufwölbung der Hunsrückachse im Oligozän begann und heute noch ausklingt», hat diese «präoligozäne» Einebnungsfläche in einzelne Stücke zerlegt, und sie in verschiedene Höhenlagen gebracht.

Reste dieser alttertiären Einebnungsfläche finden sich heute «infolge Hebung und Verbiegung» in 600 bis 700 m Höhenlage. Sie entsprechen der oberen Rumpffläche (eozäne R2= Fläche) Stickels. «Die Teile der unteren Rumpffläche des Hunsrückes (oberoligozäne R1=Fläche) Stickels ordnen sich einem tieferen Niveau ein das ungefähr zwischen 425 und 600 m Höhe liegt. Aus beiden Rumpfflächen ragen Härtlingsrestberge empor.»

Der Einwand, daß die alttertiäre Abtragung keine neue Rumpffläche schuf, drängt sich auf. Die Erosion räumte höchstens die der vortriadischen Landoberfläche aufgelagerten Sedimente aus und legte die alte Auflagerungsfläche teilweise frei. Bei dem äußerst geringen Gefälle des damaligen Flußsystemes kann von einer kräftigen Erosion, die auch das harte Schiefergebirge abhobelte, nicht die Rede sein. Und wenn noch heute bei 450 m Höhe, oligozäne oder miozäne Relikte, in Form von wenig verbandfesten Ablagerungen vorkommen, darf man wohl annehmen, daß die jüngere, durch die Heraushebung des Gebirges kräftig belebte Erosion, nur mesozoisches und tertiäres Material ausgeräumt hat, und daß das jetzige Talsystem dann in die freigelegte alte Rumpffläche einschnitt. Die «präoligozänen» Rumpfflächen sind eben Reste der alten bloßgelegten

prätriadischen Landoberfläche. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die infolge der jungen Erhebung der alten Gebirgssockel, wie Eifel und Hunsrück, kräftig einsetzende Denudation bedeutende Abtragung bewirkte, die als Endergebnis zur Herausarbeitung der vortriadischen Landoberfläche führte. In diese alte Landoberfläche haben sich dann die jungen Flußsysteme eingegraben. Diese Auffassung wird auch von verschiedenen Forschern, Geologen und Geographen (W. PAECKELMANN, HETTNER, SCHMITTHENNER, SUPAN) für die Gebirgsrümpfe vertreten, die, wie die Eifel und der Hunsrück, ganz oder größtenteils von jüngeren Schichtmassen bedeckt waren. Wo die Gebirgsrümpfe niemals jüngere Schichttafeln trugen, da wurden natürlich jüngere Rumpfflächen herausgearbeitet.

Die Hochfläche unsers Oeslings. Es wurde hier etwas näher auf die Verhältnisse der Westeifel eingegangen, weil in jüngster Zeit die Anschauungen von PHILIPPSON ued STICKEL über die Rumpfflächen der Westeifel auf die Rumpfflächen des Oeslings übertragen wurden.

FLOHN (1937) nimmt an, daß der Abfall des Oeslings gegen das Gutland eine Flächentreppe, er nennt sie Rumpftreppe, im Sinne von PHILIPPSON bildet. Nach oben schließt er die Rumpftreppe mit einer Rumpffläche ab, die in 520 bis 530 m. Höhe das ganze Oesling überzieht. Diese Rumpffläche entspricht der unteren Rumpffläche oder R1-Fläche STICKELS (von FLOHN, wohl infolge Schreibfehlers, als R2-Fläche bezeichnet).

Die Randtreppe besteht aus mindestens drei, vielleicht vier Randverebnungen. Die Randverebnungen sind «flächenhaft verbreitete fast völlig ebene, anscheinend höhenkonstante» Flächen, die durch deutliche Hänge («Hangversteilungen») getrennt sind. Unterhalb der Rumpffläche folgt, von dieser durch eine Hangversteilung getrennt, als oberste, in den Abfall eingeschnittene Fläche der Rumpftreppe, eine Ebene in der 500 m Höhenlage, dann unter einer neuen Hangversteilung eine ebene Fläche in 470 m Höhe. Unter dieser, durch eine weitere Hangversteilung getrennt, liegt eine Treppenebene in 430 m Höhe. Dann folgt wieder eine Hangversteilung und eine flache Ebene in 380 m Höhe. Diese unterste Randverebnung bei 380 m Höhe greift nach Süden über das Gutland weg und wird, in Anlehnung an PHILIPPSON, als Trogterrasse gedeutet, die einen Teil der Trogregion der Mosel bildet.

Die Herausarbeitung der Rumpftreppe erfolgte wahrscheinlich im Tertiär, wobei die alte Auflagerungsfläche des Buntsandsteines zerstört wurde. Die alte, prätriadische Auflagerungsfläche besteht nur mehr unterhalb der Rumpftreppe, also unterhalb der 380 m Höhe. Da das in situ befindliche Basal-

konglomerat des Buntsandsteines im allgemeinen bis zur 350 m Höhenlinie reicht, so bildet die zwischen der 350 und der 380 m Höhenlinie hinziehende Fläche nach FLOHN alles, was von der prätriadischen Auflagerungsfläche blossliegt. Unter der 350 m Höhe setzt sie in der «nur geologisch erschliessbaren» Auflagerungsfläche des Buntsandsteines fort. Die freigelegte prätriadische Auflagerungsfläche «hält eine konstante, klar im Gelände erkennbare Neigung von 4—5 Grad inne». Diese Neigung ist keine ursprüngliche, unter dem Sandstein mag sie nur 1 bis 2 Grad betragen. Sie ist wahrscheinlich infolge junger flexurartiger Aufwölbung des Abfalles des Oeslings entstanden.

Nach G. BAECKEROOT (1932) bildet das Oesling morphologisch eine Erosionsfläche von 480 bis 520 m Höhe, die durch eine Linie von Resthöhen bis zu 560 m Höhe im Süden begrenzt wird. Südlich des Kammes fällt die Oberfläche regelmäßig mit einer Neigung von etwa 30 Grad! ab und taucht unter den Buntsandstein unter. (Die Angabe, daß hier ein Gefälle von etwa 30 Grad besteht, beruht offensichtlich auf einem Irrtum.) Nach den Profilen Nr. 2 und 3, Seite 126/127 und nach dem Texte ist diese südlich der Linie der Resthöhen liegende Fläche die vortriadische Auflagerungsfläche. In diesen nach Süden geneigten Abfall ist eine horizontale Verebnungsfläche (Randfläche) eingeschnitten, die zwischen 380 und 400 m Höhe liegt und die als 400 m Verebnungsfläche bezeichnet wird. Diese Verebnungsfläche zieht auch über das Gutland hin und bildet hauptsächlich die Oberfläche des Liasplateau. Der Abfall mit der 400 m Randfläche bildet nach der Terminologie PHILIPPSONS eine Flächentreppe. Die vortriadische Auflagerungsfläche reicht nach Norden bis an die Linie 560 m der Resthöhen und steigt weiter in die Luft hinaus. Das heißt mit anderen Worten, die vortriadische Auflagerungsfläche ist nördlich der Linie 560 der Resthöhen abgetragen. Die Oberfläche des Oeslings wäre also eine jüngere Einebnungsfläche. Sie entspricht der unteren Rumpffläche (R1-Fläche) STICKELS und ist tertiär, *) die Randfläche ist jüngstmiozän oder altpliozän (G. BAECKEROOT: Les niveaux d'érosion tertiaires de l'Ardenne. Bull. Assoc. Géogr. Franç. N° 52; 1931). Ueber die Ausdehnung der Triasschichten auf dem Devonsockel des Oeslings äußert sich BAECKEROOT wie folgt: «La pente très faible des couches (triasiques) qui affleurent sur le front

*) In G. BAECKEROOT: Les principaux traits du relief du Grand-Duché de Luxembourg, Assoc. franç. pr. l'avancement des sciences, 1931», wird die Rumpffläche des Oeslings als alttertiär (eogen) bezeichnet.

escarpé du versant sud de la vallée de la Wark a pour effet de mettre le Trias en contact avec le Primaire par une discordance angulaire assez accentuée. L'extension du Trias et même des horizons supérieurs a pu être très grande sur la pénéplaine post-hercynienne dont on doit se représenter le prolongement s'élevant rapidement «en l'air» vers le Nord, étant donné sa pente, au-dessus de l'Oesling; mais il est bien entendu que, *sur l'Oesling même,* ces sédiments n'ont pu dépasser la ligne des hauteurs marginales qui forment l'arête d'intersection des deux surfaces.» BAECKEROOT spricht im vorhergehenden von zwei Flächen, der 480—520 m Fläche und der nach Süden geneigten prätriadischen Auflagerungsfläche. Die Triassedimente hätten also auf dem Abfall des Gebirges die Linie 480—520 m nicht überschritten.

BAECKEROOT schaltet in den Abfall des Oeslings gegen das Gutland nur eine Randverebnung bei 380—420 m Höhe ein, welche die prätriadische Auflagerungsfläche unterbricht. Darüber läßt er diese wieder bis zur tertiären Rumpffäche fortsetzen, über die die Auflagerungsfläche in die Luft streicht. FLOHN schaltet vier ebene Flächen (die oberste mit Vorbehalt) ein und läßt die prätriadische Auflagerungsfläche an der 380 m Höhe endigen.

BAECKEROOT (1933) bringt weitere Angaben über die Morphologie am Südrande des Oeslings zwischen der mittleren Sauer (Gœbelsmühle—Erpeldingen) und der unteren Our. Westlich der mittleren Sauer verlaufen die Hauptzüge der Morphologie und der Hydrographie in der Richtung des variscischen Streichens WSW-ENE. Oestlich derselben verlaufen die Randhöhen und die Täler in der Richtung NNW-SSE, also senkrecht zur variscischen Streichrichtung. Hier herrschen reifere Landschaftsformen vor. Die Randhöhen sind durch die Flüsse in einzelne Stücke zerlegt worden, während westlich der Sauer die Randhöhen von den Nebenflüssen der Wark noch nicht angeschnitten sind.

Die Notiz ist von zwei Zeichnungen begleitet. Eine ist das Panorama vom «Büchel» südlich Bourscheid und umfaßt das Gebiet das im Nordosten, im Osten und im Südosten von diesem Standpunkt liegt. Das Panorama umschließt den Flehbourberg 490 m, als höchsten Punkt der Randhöhe, die Höhe des Kippenhofes 390 m, den Herrenberg 400 m und den Niederberg 415 m. Der flache Abstieg vom Flehbourberg über Kippenhof bis Friedbusch soll die freigelegte prätriadische Rumpffläche sein. Ueber Herrenberg und Niederberg dehnt sich die das Gutland überziehende 400 m Einebnungsfläche hin. Die 400 m Plattform (Randverebnung) die diese Fläche im Abfall

des Oeslings bildet, ist hier nicht ausgeschieden. Vom Flehbourberg ab nach Norden streicht die fossile prätriadische Rumpffläche in die Luft, und von hier ab bildet die heutige Oberfläche des Oeslings die tertiäre Einebnungsfläche der 500 m Höhenlage. Die andere Zeichnung ist ein Panorama, vom «Speer» gleich nördlich Lipperscheid aufgenommen, und bringt das Gebiet westlich, nordwestlich und nördlich von diesem Standort. Es umfaßt den «Napoleonsbaum» bei Bourscheid (500 m) und die «Hœcht» bei Masselter (485 m). Die Fläche die über diese Höhe zieht, soll der 500 m Erosionsfläche angehören. Weiter sieht man Schlindermanderscheid (395 m). Dieses bildet eine 400 m Erosionsfläche. Die «Housch» bei Fischenterhof (310—324 m) bildet eine 300 m Erosionsfläche. Hier liegen die Erosionsstufen von 300, 400, 500 m Höhe übereinander. Ueber ihr Alter sind keine weiteren Angaben gegeben.

Es stellt sich nun die Frage: Bildet die über das Oesling hinziehende Hochfläche eine tertiäre Einebnungsfläche, entsprechend der unteren Rumpffläche (R1-Fläche) Stickels, wie Flohn (1937) und Baeckeroot (1931, 1932, 1933) annehmen oder ist es die durch die Abtragung wieder herausgegrabene fossile vortriadische Auflagerungsfläche der mesozoischen Schichtenfolge?

Diese Frage kann nicht morphologisch sondern nur geologisch-entwicklungsgeschichtlich und tektonisch gelöst werden. Nur an Hand der genauen Einzelheiten des geologischen Baues kann die morphologische Gestaltung eines Gebietes gedeutet werden. Diese Grundregel morphogeneticher Erklärung scheint mir bei den bisherigen Versuchen einer Deutung der Oeslinger Hochfläche nicht genügend beobachtet worden zu sein. Man hat vielmehr, in Anlehnung an die morphologischen Synthesen der Eifel und einzig aus den gleichen Höhenlagen heraus, die Oberfläche des Oeslings mit derjenigen der Eifel im Sinne Stickels und Philippsons gleichgestellt, obwohl die Deutung der Rumpfflächen der Eifel im Sinne dieser Forscher mit den Tatsachen des geologischen Baues dieses Gebietes schwer in Einklang zu bringen sind, was auch J. Zepp (1933), wenn auch mit Einschränkungen, zugibt. Doch lassen wir die geologischen Tatsachen reden.

Nördliche Grenzen der Unterkante des Buntsandsteines am Südrande des Oeslings.

Westlich Folscheid keilt der Buntsandstein aus und jüngere mesozoische Schichten transgredieren unmittelbar auf Unterdevon. Zwischen Folscheid und Hostert ist es sandig-konglomeratisch entwickelter Salzkeuper, dessen Unterkante hier bei

440 m Höhe liegt. Nördlich Escheid reicht das Basalkonglomerat bis zu 450 m Höhe herauf. Nördlich Horas (bei Pratz) ist etwas über dem Niveau des Baches die Auflagerungsfläche des Buntsandsteines auf Devon bei 315 m Höhe freigelegt. (Die Höhenangaben sind, wenn nicht anders vermerkt, der Karte von J. Hansen 1:50 000 entnommen.) Das entspricht einem Gefälle nach Süden von 5 %, welches auch die Neigung der Auflagerungsfläche am Rande des Oeslings ist. Von Folscheid und Escheid steigt die Oberfläche gleichmäßig hinauf bis auf die Bodenschwelle, die in der variscischen Streichrichtung von Obermartelingen über Kötscheid, Grevels nach Heiderscheid zieht. Von Escheid hinauf bis zum «Oumerbusch» ist der Anstieg 4 %. Das ist also die Fortsetzung der fossilen Rumpffläche. An der Straße Grosbous-Grevels endigt die Unterkante des Buntsandsteines bei 465 m, am Königshof (Wahl) bei rund 440 m. Gegenüber der untersten Mühle von Buschrodt ist in einer Kiesgrube die devonische Unterlage bei 305 m Höhe freigelegt. Das entspricht einem Gefälle von 5,2 %. Von dem Ende der Unterkante des Basalkonglomerates beim Königshof bis zur erwähnten Bodenschwelle ist die Neigung der Oberfläche 4,6 %. An der Straße Grosbous-Eschdorf endigt das Basalgeröll bei 480 m Höhe, unterhalb Dellen bei 450 m Höhe. In dem Tal des Tourelbaches, nördlich Mertzig, sieht man Devon unter Buntsandstein anstehen bei 328 m Höhe, was einem Gefälle von 6,5 % entspricht. Von Dellen steigt man zur Devonschwelle mit rund 4 % Steigung an. Unterhalb Merscheid endigt das Basalkonglomerat des Buntsandsteines bei 455 m Höhe, an der Straße Feulen-Heinerscheid bei 416 m Höhe. Im Dorfe Niederfeulen liegt die Auflagerungsfläche im Niveau von 295 m. Das Gefälle ist 5 %. Der Aufstieg von dem Ende der Unterkante des Buntsandsteines bis nach Heinerscheid beträgt 4 % Steigung. Am Kippenhof liegt die Auflagerungsfläche bei 390 m Höhe. In einer Bohrung im Hofe der Brauerei von Diekirch wurde das Devon bei 145 m Seehöhe erreicht. Das entspricht einem Gefälle von 5,4 %. Vom Kippenhof bis zum Flebourberg steigt die devonische Hochfläche mit 5% Steigung an.

Eigene Höhenmessungen wurden für die geologische Landesaufnahme am Herrenberg und am Goldknapp bei Diekirch ausgeführt. Der Muschelsandstein hat zwischen Friedbüsch und dem Südfuße des Herrenberges ein Gefälle von 4,5 %. Am Goldknapp ist das Gefälle zwischen der «Seitert» und dem Südfuß des «Goldknapp» an drei Stellen 5,5 ½ und 6 %. Das ergibt für die Umgegend von Diekirch ein Durchschnittsgefälle des Muschelsandsteines von 5,2 %.

Beim «Hochkreuz» nördlich Fouhren liegt die Basis des Konglomerates bei 420 m, die Berührungsfläche zwischen

Devon und Buntsandstein im Ourtal gegenüber Gentingen bei 200 m, das Gefälle ist 5,5 %. Vom Hochkreuz zur Schwelle des Nikolausbergs beträgt der Anstieg 4 %.

Nach Baeckeroot reicht der Buntsandstein nicht über 380 m, nach Flohn nicht über 350 m Höhe hinauf.. Die höher liegenden Gerölle gehören einem Schotter an, der auf Terrassenflächen lagert. Diese Deutung ist an der Hand der Beobachtungen zu berichtigen, wie schon früher bei Besprechungen des Buntsandsteines dargelegt wurde. Das Basalkonglomerat reicht bis 425 m am Lehberg, Gerölle und Dolomitknauern am Hochkreuz (beide nördlich Fouhren) bis 420 m, am Kippenhof bis 390m hinauf. Das Gefälle der fossilen Auflagerungsfläche ist gleichmäßig am Abfall des Oeslings 5 bis 5,5 %. Die fossile Rumpffläche steigt mit praktisch gleichem Anstieg bis zum Scheitel der südlichen Randhöhe hinan. Bis dahin reicht jedenfalls die fossile Rumpffläche. Diese Fläche ist die wenig veränderte triadische Landoberfläche. Die Transgressionsfläche des Buntsandsteines setzt sich in die heutige Rumpffläche des Oeslings unmittelbar fort. Einen weitern Beweis, daß die mesozoischen Schichten weiter nach Norden übergriffen, finden wir in dem schönen epigenetischen Talstück der Wark zwischen Feulen und Warken. Ich habe bereits 1906 nachgewiesen (M. Lucius, Das Warktal. — Ges. Lux. Naturfreunde; Luxemburg, 1906), daß dieses Talstück auf einer mesozoischen Fläche angelegt wurde, was G. Baeckeroot (1931) bestätigt.

Die am Südrand des Oeslings sich erstreckende Schwelle mit Einzelhöhen zwischen 500 und 560 m ist ein tektonisches Element, das über der Achse des Givonnesattels liegt. Eine ungegliederte Randschwelle, die auch die Wasserscheide zwischen der oberen Sauer und der Attert-Wark bildet, zieht von Obermartelingen (500 m) über Flatzbour (516 m), Rindschleiden (560 m), Grevels (540 m), Heiderscheid (514 m), Bourscheid (510 m) hin. Oestlich der Sauer ist sie durch Zertalung in einzelne Höhen zerlegt und setzt in den Höhen von Flehbourberg (475 m), Hoscheiderhof (532 m) und Nikolausberg (510 m) fort. Das Streichen liegt überall in der Richtung der hercynischen Falten WSW-ENE. Die Angaben von Baeckeroot über eine NNE-SSW Streichrichtung östlich der Sauer kann sich nur auf die morphologische Gestaltung der Höhenzüge beziehen.

Diese Randschwelle stellt eine ganz junge Aufbiegung dar, in der posthum der alte Givonnesattel wieder auflebt und die von der mittleren Sauer zwischen Gœbelsmühle und Erpeldingen und von der unteren Our antezedent durchschnitten wird. In ihrer Fortsetzung liegt die südeifeler Schwelle, eben-

falls am Rande der Eifel gegen das Bitburger Gutland, in der die schönen Verbiegungen der oberen Kyllterrassen liegen. (J. Zepp 1933).

Die südliche Randschwelle des Oeslings ist nicht durch widerstandsfähigeres Gestein, sondern strukturell infolge junger Heraushebung bedingt. Ebenso verhält es sich mit dem lokalen Ansteigen der mesozoischen Schichten am Südabfall des Oeslings, worauf auch Flohn (1937) hinweist.

Dieses Gefälle ist nicht ursprünglich, sondern hängt genetisch mit dem flachen Aufbiegen der Randfläche zusammen. Randfläche und Rumpffläche gehören genetisch einer einheitlichen Rumpffläche an. Die Randfläche geht aber in die Hochfläche des inneren Oeslings über. Die Randfläche unterlag eben einer tektonischen Aufbiegung und setzt dann in einer eben liegenden Fläche nach Norden fort. Wenn nun die Randfläche die fossile Rumpffläche darstellt, so gilt das auch für deren flacher liegende Fortsetzung.

Natürlich konnten jüngere Erosionsvorgänge geringfügige Veränderungen hervorbringen, aber das ändert nichts an dem Gesamtbilde.

Legen wir zwei Querschnitte von Süden nach Norden durch das Oesling. Der eine zieht sich über die Hochebene, die die Wasserscheide zwischen Clerf-Sauer und Our bildet. Der andere befindet sich westlich des Clerf-Sauertales.

a) Oestlich der Clerf-Sauer: Die fossile Rumpffläche ist geologisch erfaßbar unter dem Buntsandstein bis zum Kippenhof (390 m) und setzt dann mit gleicher Neigung fort bis zum Flehbourberg (475 m). Bis hierhin wirkte die junge Verbiegung. Der Höhenzug bleibt im gleichen Gestein und im gleichen Niveau bis Hoscheid, wo infolge einer Einschaltung von härterem Gestein das Niveau auf 490 m steigt.

Wenn bis 475 m Höhe die fossile Rumpffläche vorliegt, kann auf der gleichen Höhe keine tertiäre Rumpffläche liegen, es sei denn, daß die tertiäre Fläche sich mit der prätriadischen decke, oder daß, in andern Worten, die fossile Fläche durch die tertiäre Abtragung wieder freigelegt wurde.

Von Hoscheid ab nach Norden steigt die Hochfläche etwas an. Dieses Ansteigen ist gesteinsbedingt. Es schalten sich härtere Quarzophylladen zwischen die Schiefer ein. Die Hochfläche liegt zwischen Hoscheid und Hoscheider-Dickt zwischen

490 und 506 m Höhe. Von Hoscheider-Dickt bis südlich Hosingen herrschen die Quarzophylladen der Hunsrückstufe vor. Die Hochfläche bleibt in diesem Gestein im Niveau von 520 m. Nördlich davon treten in der Zentralmulde von Hosingen die zahlreichen Quarzitlagen auf, die mit Quarzophylladen und Schiefer wechseln. Die Höhen liegen in diesen Gesteinen zwischen 515 und 541 m. In den dazwischen gelagerten Mulden von Wiltzer Schiefer sinkt die Hochfläche auf 500, ja auf 480 m herunter. Nördlich der Zentralmulde taucht nördlich Marburg wieder die Hunsrückstufe auf. Die Höhen liegen zwischen 505 und 534 m Höhe. Die Quarzophylladen reichen bis Weiswampach.

Die größeren Höhen nördlich der Dickt sind also gesteinsbedingt, und im äußersten Norden des Landes macht sich die Sattelerhebung von Bastogne geltend, die Höhenlagen bis zu 560 m bewirkt.

b) Westlich des Clerf-Sauertales haben wir das gleiche Bild. Von Buschrodt steigt die fossile Auflagerungsfläche bis zum «Birkenknäppchen» (460 m) mit 5,2 % an und steigt dann weiter mit 4,6 % bis zum Scheitel der Randfläche. Nördlich der Randfläche fällt die Fläche bis 515 m bei Eschdorf, bis 498 m bei Gœsdorf. Das sind etwas größere Unterschiede als am Kippenhof. Aber infolge der kräftigeren Zertalung nach der Sauer hin haben die Flüsse hier an der obersten Fläche selbst genagt, die Rumpffläche ist reichlicher zerschnitten, aber die bestehenden Reste sind als solche kaum erniedrigt und das Gesamtbild bleibt dasselbe. Südlich Nothum treten Quarzozhylladen auf. Die Höhe bleibt auf 496 m. Der Quarzitrand der Zentralmulde ist recht schmal, er tritt nur bei Rullingen und in der «Houscht» formenbildend auf. Die Zentralmulde besteht ausschließlich aus Schiefer. Die Hochfläche sinkt. Sie liegt bei Nörtringen bei 465, bei Grümelscheid bei 460 m. Man beobachtet wie das kräftige Herausheben der Zentralmulde östlich des Clerftales sich auch in der Höhenlage der Rumpffläche ausdrückt.

Am Nordrand der Zentralmulde treten Quarzit und Quarzophylladen in breiteren Streifen hervor. Die Rumpffläche steigt bei Derenbach bis auf 530 m. Sie fällt aber im Gebiet der weichen Schiefer bei Allerborn auf 486 m. Weiter nördlich macht sich der Sattel von Bastogne wieder bemerkbar. Trotz Fehlen der Quarzophylladen liegt die Rumpffläche bei Wintger bei 512 m, bei Deiffelt bei 501 m, bei Asselborn bei 501 m, im Bois de Bouvroy bei Helzingen bei 530 m, bei Oberbeßlingen bei 510 bis 516 m, am «Navelsberg» bei Watermal bei 540 m, um bei Huldingen bis zu 563 m zu steigen. Auch im Westen

beobachten wir eine einheitliche Hochfläche, in der die lokalen Höhenunterschiede tektonisch und petrographisch bedingt sind.

Die Herausarbeitung der fossilen Rumpffläche.

Das Triasmeer fand eine Landoberfläche vor die in ihren wesentlichen Zügen mit der heutigen Oberfläche des Oeslings, als Ganzes genommen, übereinstimmte. Denn bei der Herausarbeitung spielte die Abhängigkeit vom Gestein und sein tektonisch bedingter Wechsel die gleiche Rolle wie heute. Nur im Einzelnen war die Zertalung den veränderten Gefällsbedingungen und meteorologischen Verhältnissen angepaßt.

Bereits im Rotliegenden wurde durch das Konglomerat von Malmédy ein Teil der alten Landoberfläche fossilisiert, und am Ende der Triaszeit war der östliche Teil der Ardennen weit über unser Gebiet nach Westen hinaus eingedeckt. Die Jurabildungen transgredierten noch weiter nach Westen, und am Ende der Jurazeit war der alte Sockel vollständig eingehüllt. Zwischen Gutland und Oesling bestand kein wesentlicher Höhenunterschied. In der Festlandsperiode der Unterkreide wurde zwar ein Teil der mesozoischen Schichten zerstört, aber nur ein kleinerer Teil des Scheitels der Ardennen bloßgelegt. Denn noch im oberen Oligozän (Chattien) gelangten abgerollte Jurafossilien und Kieseloolithe ins Meer, das nördlich der Ardennen lag und dessen Rand bis an die Linie Namur-Baraque Michel reichte. Die Senonkreide deckte die Ardennen wieder ein. Aber im Alttertiär setzte wieder die Abtragung ein. Das oberoligozäne Meer überzog abermals den ganzen Scheitel der Ardennen und noch im unteren Miozän lag das Gebiet so tief, daß sich Süßwasserablagerungen der Braunkohlenzeit bildeten, wovon wir als äquivalente Reste der Braunkohlenablagerungen Lehme, Gerölle und Tertiärquarzite in weiter Verbreitung finden. Ein ausgesprochenes Hochrelief der Ardennen bestand im Miozän noch nicht.

Im Scheitelgebiet der Ardennen, im heutigen Hohen Venn, fanden erwiesenermaßen in der Regressionszeit der Unterkreide und des Alttertiär Abtragungen bis auf die fossile vortriadische Rumpffläche statt. Die senonen Kreidereste bei Hokay, Baraque Michel u. a. liegen auf dem Cambro-Silur. Doch in den Kreiderelikten findet man nur ungerollte Feuersteinknollen, aber kein Geröll aus Cambro-Silurischen Schichten. Das deutet darauf hin, daß in der Zeit der Unterkreide die auflagernden mesozoischen Schichten zwar entfernt und die alte Landoberfläche bloßgelegt wurde, daß aber keine nennens-

werte Aenderung des Reliefes durch Abtragung stattfand. Die untere kretazische Landoberfläche deckt sich mit der prätriadischen. Die senone Kreide hüllte den Scheitel wieder ein. Nach dem Senon folgte wieder Abtragung, bis im Oberoligozän das Meer wieder das Gebiet eindeckte. Bei Hokay (550 m) bedeckt ein Rest von marinem Oligozän ein Kreiderelikt. Das zeigt, daß das Oligozän noch Kreiderelikte eindeckte, daß also die vorhergehende Abtragung nicht einmal die Kreide vollständig entfernt hatte. Aber die Kreiderelikte sind doch so unbedeutend, daß die Auflagerungsfläche des marinen Oligozäns sich mit derjenigen der Kreide deckte (LEFÈVRE 1935). Die Auflagerungsflächen des Oligozäns und der Oberkreide decken sich also mit der alten vortriadischen Landoberfläche. Das Bestehen von oligozänen und senonen Relikten auf dem Scheitel der Ardennen beweist mithin, daß hier noch die vortriadische Landoberfläche besteht.

Die Abtragung seit dem oberen Oligozän bis heute bleibt, trotz der kräftigen Heraushebung im Jungtertiär, hinter derjenigen der Alttertiärzeit zurück. Die über 10 m mächtige Anhäufung von Feuersteinknollen zeigt, daß hier eine recht mächtige Kreidedecke lagerte, die bis auf die bekannten Relikte abgetragen wurde, die heute noch etwa in dem Umfange da sind, wie das Oligozänmeer sie vorfand. Nur das oligozäne Material wurde wieder ausgeräumt. Dies ist ein weiterer Beweis, daß die alte Landoberfläche intakt geblieben ist. Seit der Unterkreidezeit war die Abtragung selbst auf dem exponiertesten Teil der Ardennen relativ wenig bedeutend, das bestätigt auch die Tatsache, daß in unserem Oesling nur die mesoische Ueberdeckung ausgeräumt wurde, die fossile Landoberfläche aber erhalten blieb.

Für die heutige Gestaltung der öslinger Landoberfläche ist die starke Heraushebung am Ende des Pliozäns entscheidend. Die mesozoischen Schichten, die das Oesling noch einhüllten, erlagen seit dieser Zeit der kräftig einsetzenden Erosion. Sowohl Gutland wie Oesling wurden gehoben. Da es aber keine Heraushebung en bloc, sondern ein differentieller Vorgang mit der gleichen Tendenz der alten hercynischen Faltung war, wurde das Oesling höher gehoben und einer stärkeren Abtragung zugänglich gemacht. Die Heraushebung erfolgte in Form einer Flexur, wie man beispielsweise im Ourtal beobachten kann. So zeigt die Auflagerungsfläche vom «Hochkreuz» bis zum Bahnhof Bettel ein Gefälle vno 6,2 %, von hier ab bis Gentingen aber nur 1,5 %. Das gleiche kann man im Tal des «Tourelbaches» bei Mertzig beobachten. Die Neigung der Rumpffläche am Südabfall des Oeslings ist mithin keine ur-

sprüngliche. Während also im Gutlande die Abtragung eine Einebnungsfläche erzeugte, die in 380 bis 400 m Höhe die mesozoischen Schichten kappt, wurde im Oesling alles mesozoische Material infolge der stärkeren Heraushebung ausgeräumt. Heraushebung und Abtragung gingen gleichzeitig von statten.

Das bringt uns zur Frage der Randverebnungen. Nach BAECKEROOT (1932) soll am Abfall des Oeslings westlich der mittleren Sauer eine Randverebnung in 380 bis 400 m Höhenlage vorkommen, welche der Einebnungsfläche des Gutlandes entspricht. Die Notiz über den östlichen Teil des Abfalles zwischen mittlerer Sauer und unterer Our (BAECKEROOT 1933) bringt keine Angaben über das Bestehen einer Randverebnung in diesem Teile. Nach FLOHN (1937) sollen mindestens drei, vielleicht vier Stufen vorhanden sein, sodaß ein Treppenrand vorläge. Während ferner BAECKEROOT (1932) annimmt, daß auf dieser Plattform in 380 bis 400 m Höhe die fossile Auflagerungsfläche zerstört sei, darüber aber bis zum Scheitel der Randfläche fortsetze, wo sie weiter nördlich von einer tertiären Rumpffäche geschnitten wird, endigt nach FLOHN die fossile Rumpffläche bei 350 m Höhe. Die Stufen bei 380, 430, 480, 500 m Höhe entsprächen jüngeren Verebnungsflächen. Da die mesozoischen Ablagerungen am Südabfall des Oeslings in einzelnen Lappen bis zu 460 m ansteigen, bei 380 m Höhe aber noch eine größere zusammenhängende Fläche bilden, ist die Verebnungsfläche bei 380 m Höhe die Fortsetzung der Einebnungsfläche des Gutlandes. Sie hat also gewiß nicht die fossile Auflagerungsfläche zerstört, da nicht einmal alles mesozoische Material ausgeräumt wurde. Für die Umgestaltung der fossilen Rumpffläche ist diese Plattform also ohne Belang. Was die Flächen der Rumpftreppe auf 430, 470 und 500 m Höhe betrifft (FLOHN 1937), so können dieselben, falls sie wirklich bestehen, anders gedeutet werden. Die Fläche von 430 m liegt in Buntsandsteinrelikten. Es gilt für sie das Gleiche wie für die 380 m Plattform. Bliebe noch die 470 und 500 m Stufe. Wie an den Hängen der tief eingeschnittenen Täler am Südabfall des Oeslings zu sehen ist, wechseln hier häufig steil gestellte Schichtpakete von weichem Schiefer mit solchen von äußerst widerstandsfähigen Quarzophylladen. An jeder Grenze zweier so verschieden harter, steilgestellter Gesteine muß naturgemäß eine Hangversteilung auftreten. Da die Schichten parallel dem Südrande des Oeslings, WSW-ENE, streichen, können Randstufen entstehen, die durch den wechselnden Gesteinscharakter bedingt sind. Man kann diese Randstufen aber nicht ohne Weiters in Zusammenhang mit großen Einebnungsflächen des südlich vorliegenden Gutlandes bringen, deren Existenz eben aus

diesen Plattformen am Rande des Oeslings hergeleitet wird. Hier zeigen sich wieder die Gefahren der Anwendung von morphologischen Elementen ohne genügende Berücksichtigung der geologischen Grundlagen. Durch willkürliche Zusammenstellung rein morphologischer Formen kann man am Rande des Oeslings, wo infolge des starken Gefälles eine weitgehende Zertalung und Herausarbeitung von Kleinformen stattfand, eine Reihe von Plattformen zusammenstellen, die mit denen anderer Gebiete (vergleiche PHILIPPSON, 1933) in der Höhenlage zwar übereinstimmen, denen aber am Rande des Oeslings jede weittragendere Bedeutung fehlt.

So gibt BAECKEROOT (1933) in seinem Panorama vom «Speer» drei Erosionsebenen bei 500, 400 und 300 m Höhe an. Das 300 m Niveau wird gebildet durch die Talterrasse auf der Ebene des Fischeiderhofes. Die 400 m Fläche bei Schlindermanderscheid ist ebenfalls ein altes Talstück, während die 500 m Fläche bei Bourscheid in die prätriadische Landoberfläche fällt.

Abschließend kann gesagt werden: Für das heutige Landschaftsbild des Oeslings war die starke Heraushebung an der Wende Pliozän-Altdiluvium entscheidend. Dabei wurde das restliche mesozoische Material ausgeräumt und die fossile Rumpffläche freigelegt. Durch diese Heraushebung ist auch die hohe Lage des Oeslings dem Gutlande gegenüber bedingt, ebenso das stärkere Gefälle seiner Flüsse, die antezedent den aufsteigenden Südrand durchsägten.

Die freigelegte vortriadische Rumpffläche ist verbogen worden und zwar flexurartig an ihrer Aufkippungsachse. Ueber den Sätteln von Givonne und Bastogne liegt eine leichte Aufwölbung. Eine Einbiegung der Oberfläche über der Zentralmulde tritt nicht zur Geltung, weil hier infolge äußerst festem Gesteine die Abtragung schon vor der Triaszeit eine geringere war.

Die Umgestaltung durch die heutigen Flüsse, die seit der Heraushebung tätig sind, ändert nichts an dem Gesamtbilde. Tiefe Täler haben sich eingeschnitten, starke Zertalung reicht bis an die Hochfläche hinauf. Besonders vom östlichen Südabfall ist im Gebiete der Blees starke Zergliederung weit ins Innere vorgedrungen. Aber die alten Züge sind doch als Ganzes gut zu erkennen. Sie stellen die fossile Rumpffläche dar, an der die Abtragung der präoligozänen oder pliozän-diluvialen Zeit nichts Wesentliches geändert hat.

Benutzte Literatur

Baeckeroot, G. 1932. : Contribution à l'étude de la dépression périphérique de l'Oesling. - Bull. Soc. Belge d'Etudes Geogr. t. II, N° 2, Louvain 1932.

— 1933. : La bordure méridionale de l'Ardenne entre la Sûre et l'Our. - Bull. Soc. belge d'Etudes Geogr. t. III. N° 2, Louvain, 1933

Brinkmann, R. 1926. : Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken. - Z. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 80, Heft I. Berlin 1926.

Bubnoff, S. v. 1935. : Geologie von Europa. Bd. II, 2. Teil. Berlin. 1935.

— 1926. : Geologie von Europa. Bd. II, 3. Teil. Berlin 1936.

Cloos H. 1933. : Zur tektonischen Stellung des Saargebietes. - Z. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 85, Heft 5. Berlin 1933.

Flohn, H. 1937. : Zur Paläomorphologie und Paläoklimatologie des Buntsandsteines in Luxemburg. - Inst. G. D. de Luxbg., Sect. Sc. nat.; Archives Nouv. Série. t. XV. Luxembourg. 1937.

Fourmarier, P. 1934. : Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique. — Ann. Soc. Géol. de Belg. Mém. in 4°. Liége 1934.

Jérome, A. 1911. : Compte rendu de la Session extraordinaire tenue à Arlon et à Florenville. - Ann. Soc. Géol. de Belg. t. XXXVIII. Liége 1911.

Lefèvre, A. 1935. : La morphologie de la Belgique. - Compte rendu du 2e Congrès national des Sciences. t. II, p. 1647—1656. Bruxelles 1935.

Lucius, M. 1937. : Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten. - Veröffentl. d. Lux. Geol. L. A. Bd. I. Luxemburg, 1937.

Pæckelmann, W. 1931. : Die Rumpffläche des nordöstlichen Sauerlandes. - Jahrb. Preuss. Geol. L. A. Bd. 52. Berlin 1931.

Philippson, A. 1933. : Die Südwesteifel und die Luxemburg-Trierer. Bucht. - Verh. Naturhist. Ver. d. Rheinlande und Westf. Jahrg 90. Bonn 1933.

Reichrath, J. J. 1937 : Beiträge zur Morphologie und Morphogenese des Flussgebietes der mittleren und unteren Saar. - Decheniana. Verh. Naturhist. Ver. d. Rheinl. und Westf. Bd. 96. Bonn 1937.

Renier, A. 1939. : Les gisements houilliers du bassin hydrologique de la Meuse. - Assoc. Franç. p. l'avenc. des Sciences. Liége 1939.

— 1902. : Le Poudingue de Malmédy. Ann. Soc. Geol. de Belg. t. XIXX. Liége 1902.

Rüger, L. 1924. : Versuch einer Paläogeographie der süddeutschen Länder an der Trias-Jura-Wende. - Verhandl. Naturhist.-Medezin. Ver. zu Heidelberg. N. F. Bd. 15, Heft 2. Heidelberg 1924.

Scholz, H. 1933. : Die Tektonik des Steinkohlenbeckens im Saar-Nahegebiet und die Entstehungsweise der Saar-Saale-Senke. Z. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 85, Heft 5. Berlin 1933.

Wervеke, L. van. 1910. : Die lothringisch-luxemburgischen Minetteablagerungen. - Verh. Naturhist. Ver. f. Rheinlande und Westf. 67. Jahrg. Bonn 1910.

— 1887. : Geologische Übersichtskarte der südlichen Hälfte des Grossherzogtums Luxemburg nebst Erläuterungen. - Strassburg 1887.

Zepp, J. 1933. : Morphologie des Kylltales. - Verh. Naturhist. Ver. d. Rheinlande und Westf. Jahrgang 90. Bonn 1933.