

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

BAND II

BEITRÄGE ZUR

Geologie von Luxemburg

von Dr. M. LUCIUS

INHALT:

- I. Geschichte der geologischen Erforschung Luxemburgs
- II. Verzeichnis der Veröffentlichungen zur Geologie von Luxemburg
- III. Der Werdegang des Luxemburger mesozoischen Sedimentationsraumes und dessen Beziehungen zu den hercynischen Bauelementen
- IV. Über das Alter der Oeslinger Rumpffläche

ZWEITE, UMGEARBEITETE AUFLAGE

LUXEMBOURG 1955
SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

BEITRÄGE ZUR
GEOLOGIE VON LUXEMBURG

BAND II.

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

BAND II

BEITRÄGE ZUR

Geologie von Luxemburg

von Dr. M. LUCIUS

INHALT :

- I. Geschichte der geologischen Erforschung Luxemburgs
- II. Verzeichnis der Veröffentlichungen zur Geologie von Luxemburg
- III. Der Werdegang des Luxemburger mesozoischen Sedimentationsraumes und dessen Beziehungen zu den hercynischen Bauelementen
- IV. Über das Alter der Oeslinger Rumpffläche

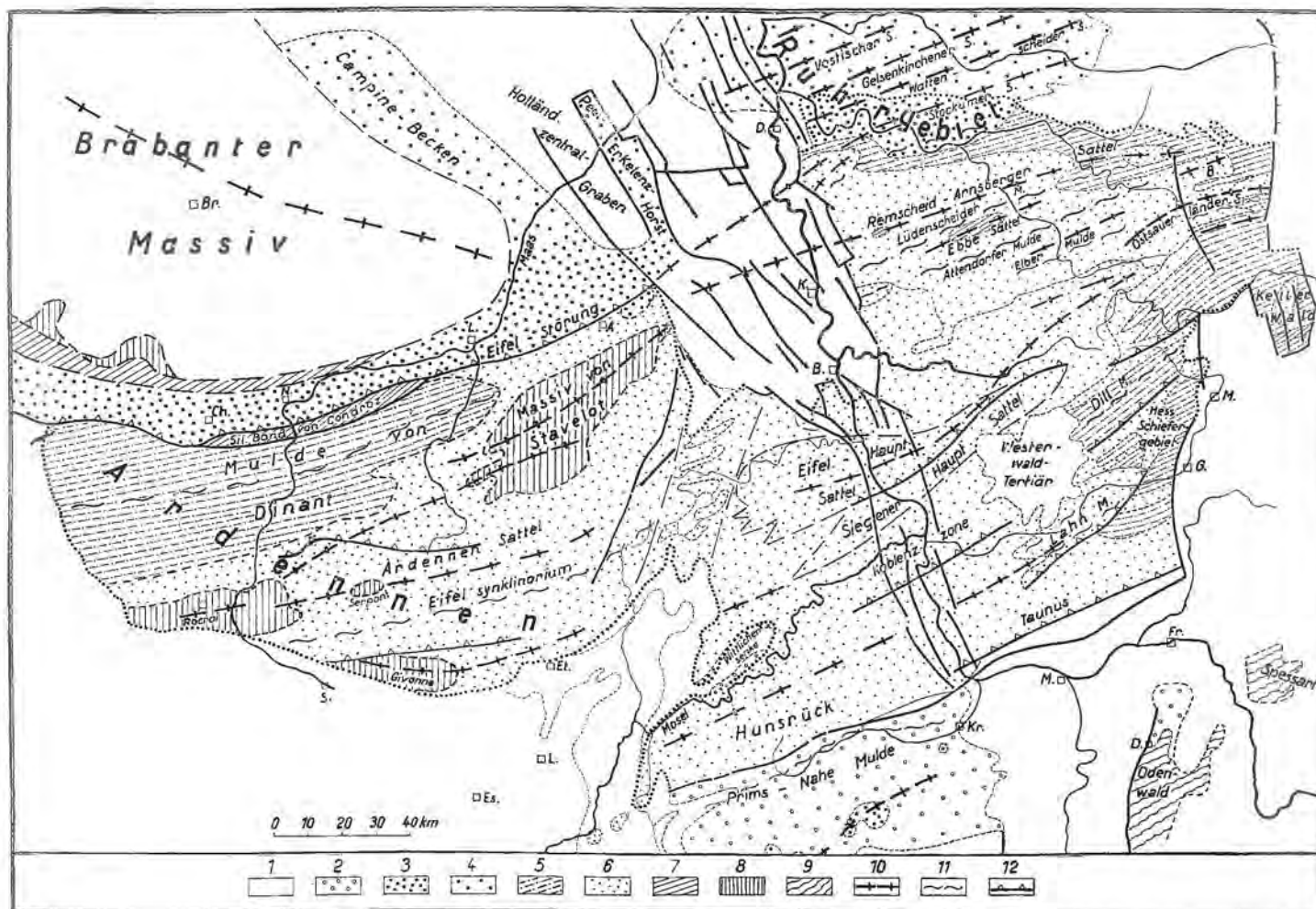
ZWEITE, UMGARBEITETE AUFLAGE

LUXEMBOURG 1955
SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

I.

Geschichte
der geologischen Erforschung
Luxemburgs

mit 3 Tafeln und 2 Figuren



Tafel I. - Die tektonischen Bauelemente der Ardennen und des Rheinischen Schiefergebirges

nach P. DORN

Geologie von Mitteleuropa, 1951. Tafel V.

Einleitung

Es ist eine recht einseitige Einstellung, daß das Studium der Geschichte einer Wissenschaft meist gering geschätzt und ihr Wert für deren Fortschritt als bedeutungslos angesehen wird. Was im besondern die Geologie betrifft, begegnet man so oft der Auffassung, daß grade hier, wo alle Theorien im Fluß seien, der Forscher sich auf unmittelbares Erfassen der Tatsachen beschränken müsse. Die geschichtliche Entwicklung mit ihrem ewigen Wechsel von Erklärungsversuchen könne nur eine Art Bilderbuch für Erwachsene sein, die sich an längst überholten Theorien und an den mangelhaften Kenntnissen der wissenschaftlichen Vorläufer ergötzen möchten.

Dies ist ein doppelter Irrtum in der Schätzung unseres heutigen Beobachtungsmaterial und in der Bewertung der Theorien, denen man nur mehr sogenannten historischen Wert beimessen möchte.

Ueber die Gründlichkeit und die Menge der von den Geologen in den früheren Perioden gemachten geologischen Beobachtungen kann nur Oberflächlichkeit und Ueberheblichkeit täuschen. Die damaligen Geologen waren vielfach Beobachter von einer Sicherheit, Gründlichkeit und Unbefangenheit, die heute oft nicht erreicht wird. Auch in der Menge der Leistungen stehen sie uns vielfach nicht nach. Man denke an das von Einzelnen gesammelte paläontologische Material, an die zu Fuß durchwanderten Räume, an die auf Uebersichtskarten festgelegten Flächen, wobei oft vom Nichts ausgegangen werden mußte, und wir werden über unsere Leistungen bescheidener urteilen.

In soweit also als die Aufgabe der Geologie in Mehrung der Erfahrungen besteht, können wir von unseren Vorgängern oft viel lernen. In diesem Sinne sind sie wirklich modern gewesen.

Aber Anhäufung von Einzelbeobachtungen bildet keine Wissenschaft. Diese besteht vielmehr darin, ein geordnetes Gesamtbild zu

vermitteln. Wissenschaftliche Geologie ist also die Anordnung der Beobachtungen unter ein leitendes Prinzip als Denkgrundlage, was auch als der theoretische Standpunkt bezeichnet wird. Auf dieser Grundlage als Ordnungsprinzip werden dann die Beobachtungen gewertet, planmäßig erweitert und vertieft.

Die Geschichte der Geologie ist also die Zusammenstellung der Prinzipien, unter denen die Erfahrungen geordnet wurden. Entscheidende Wendungen in der Geologie, wie in jeder Wissenschaft, treten deshalb vielfach dann ein, wenn das Beobachtungsmaterial gesichtet und neu gewertet wird. Der im Verlauf der Geschichte sich vollziehende Wandel ist vielfach weniger eine Folge einfacher Mehrung des Tatsachenmaterials als die Folge des Wandels des Standpunktes, von welchem aus das Material gewertet wird. *)

Aus dieser Auffassung der Geschichte der Geologie, selbst eines beschränkten räumlichen Gebietes, geht auch ihr Wert heraus. Sie veranlaßt Selbstkritik und schützt vor Ueberheblichkeit dem Alten gegenüber. Jede Theorie ist ein Produkt ihrer eigenen Zeit und ist bestimmt, durch weitere Fortschritte umgestaltet zu werden. Eine für alle Zeiten geltende Theorie kann es eben nicht geben.

* * *

Eingefaßt zwischen Belgien, Lothringen und der Rheinprovinz, in welchen Gebieten eine systematische geologische Forschung frühzeitig einsetzte, wurde das Luxemburger Land zwangsläufig in den Kreis dieser Forschung mit einbezogen.

Der mehr durch den äußeren Habitus als durch die innere tektonische Entwicklung bedingte heutige Kontrast zwischen dem Norden und dem Süden des Landes, dem Oesling und dem Gutland, lassen es aus Gründen der Uebersichtlichkeit zweckmäßig erscheinen, die geologische Erforschung des Luxemburger Landes in zwei große Abschnitte zu gliedern, die Geschichte der Erforschung des Devons einerseits, des Mesozoikums andererseits. Wenn die Tätigkeit des Forschers sich auf beide Formationen erstreckte, soll hierauf besonders hingewiesen werden.

Allgemein gesprochen ging die Erforschung des Devons in der Hauptsache von den Geologen der belgischen Ardennen, die Kenntnis der Trias von Elsaß-Lothringen, des Jura von Lothringen und Belgien aus. Dazu beteiligten sich auch Luxemburger in namhafter Weise an der geologischen Erforschung des Landes.

*) BEURLEN, K.: Einige Bemerkungen zur Geschichte der Geologie. — Z. Deutsch. geol. Ges. Bd. 91, Heft 3 — Berlin 1939.

A.

Das Devon

Das aus unterdevonischen Schichten bestehende Oesling gehört dem südlichen Abfall der Ardennen an, die hier ohne scharfe Grenze in die Eifel übergehen. Die Ardennen bilden infolge der Mannigfaltigkeit und der Vollständigkeit ihrer Entwicklung eines der charakteristischsten Devongebiete. Sie sind frühzeitig Gegenstand der geologischen Forschung gewesen und für die Kenntnis des Devons im ganzen Rheinischen Schiefergebirge von grundlegender Bedeutung geworden. Es mag wohl, unbeschadet ihrer glänzenden Verdienste, an einer gewissen Einseitigkeit der älteren belgischen Forscher liegen, wenn die Ardennen nicht der Typus des Devons überhaupt geworden sind.

Unsere Kenntnisse der devonischen Bildungen des Oeslings haben sich im engsten Anschluß an die Erforschung der Ardennen entwickelt. Die Geschichte seiner geologischen Durchforschung ist deshalb nicht von derjenigen der letzteren zu trennen. Auch die dem Luxemburger Devon speziell gewidmeten grundlegenden Arbeiten gingen von Belgien oder von Forschern der belgischen Ardennen aus. Daneben sind in neuerer Zeit die grundlegenden Arbeiten deutscher Geologen in der westlichen Eifel hervorzuheben, deren Ergebnisse die Stellung verschiedener Stufen unsers Devons präzisiert haben.

I.

Erste Periode der Forschung im Luxemburger Devon.

Die erste Periode der Erforschung umfaßt die Zeit bis gegen Anfang der Dreißiger Jahre des vorigen Jahrhunderts. Bis in diese Zeit beherrschte die WERNER'sche Schule die Geologie. Sie unterschied bekanntlich 1) das petrefaktenfreie, kristalline *Urgebirge*, 2) das *Uebergangsgebirge* mit sparsamen Fossilien. Letzteres stellte den Uebergang zu der dritten Abteilung, dem *Flötzgebirge*, dar. Zu oberst kam das *«aufgeschwemmte Gebirge»*. Das Uebergangsgebirge entsprach etwa dem Paläozoikum. Diese Einteilung beherrscht auch die erste Periode der geologischen Forschung in den Ardennen und im Rheinischen Schiefergebirge.

Als erster versuchte **d'Omalius d'Halloy** (1808) eine Gliederung der mächtigen Schichtenfolge der Ardennen und angrenzen-

den Gebiete.⁹⁾ Er unterscheidet zwei Schichtengruppen, eine jüngere mit horizontaler Lagerung und eine ältere mit geneigter Schichtstellung. Zu letzterer rechnet er die Ardennen, die teils dem Uebergangsgebirge, teils dem Urgebirge angehören. Er stellte für die Ardennen, von unten nach oben, folgende Gruppen auf:

<i>Couches inclinées sans corps organisés</i>	}	Formation trappéenne: ex. Porphyre du Quenast, basalte de l'Eifel, porphyre du Siebengebirge.
	}	Formation ardoisière: ex. Ardoise de Fumay, pierre à rasoir de Salm-Château, quartz grenu de l'Ardenne, grès bréchiforme de Weismes, ardoise de Steinkerque.
<i>Couches inclinées avec corps organisés</i>	}	Formation bituminifère: ex. Schistes et brèches rouges, schistes gris, calcaire bituminifère, terrain houillier, schistes alunifères de Huy.

Abgesehen von der «formation trappéenne» wird hier zum ersten Mal eine Zweiteilung der paläozoischen Schichten der Ardennen versucht. Die «formation ardoisière» begreift Cambro-Silur und Unterdevon. Die «formation bituminifère» nicht bloß die Kohlenformation, sondern auch oberes und mittleres Devon.

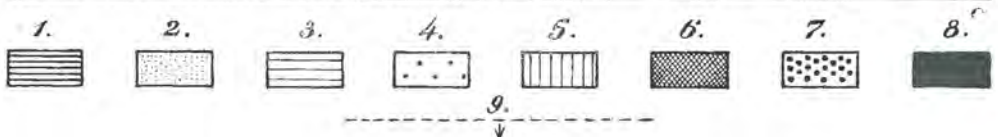
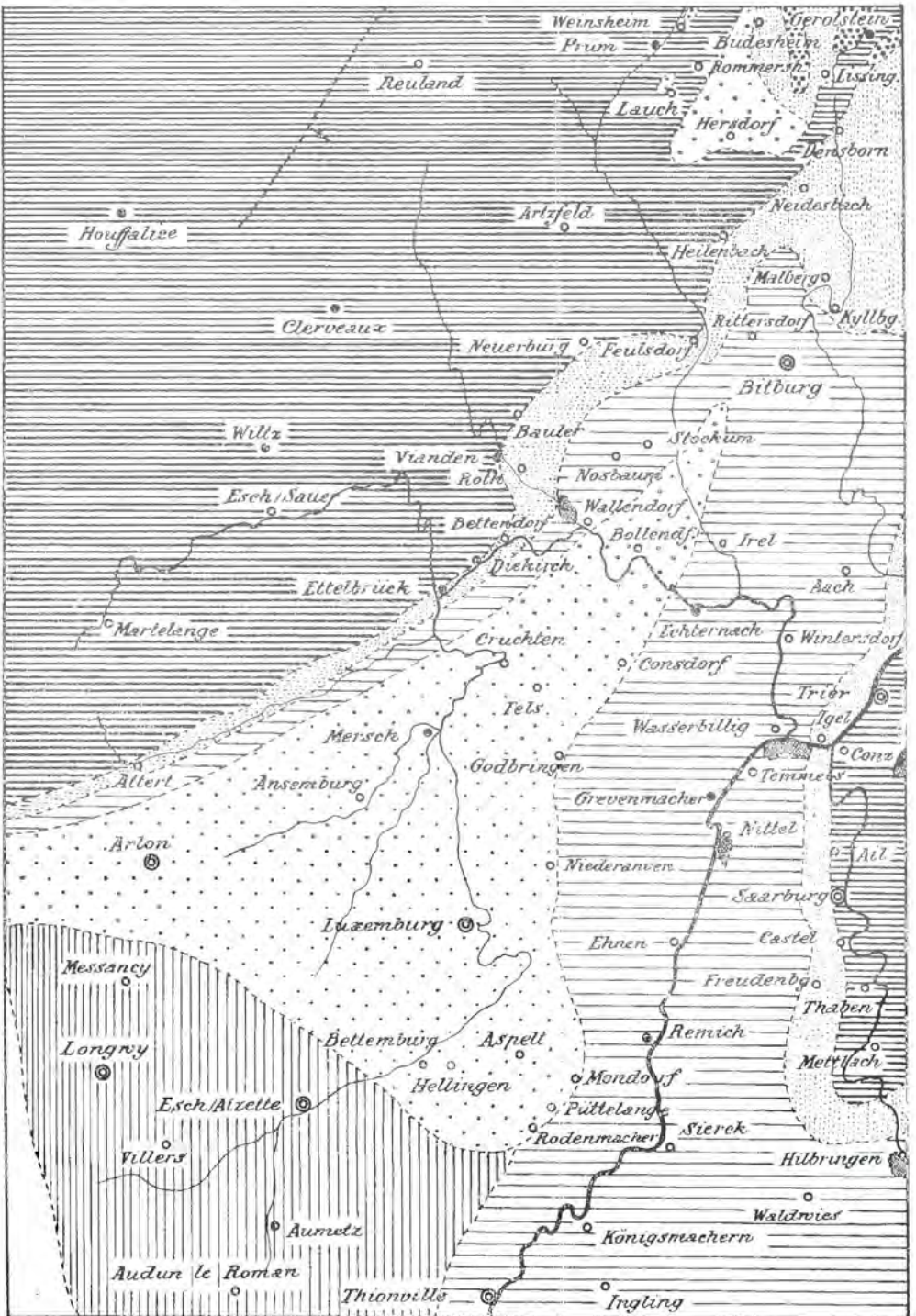
In den Jahren 1819 und 1822 gab **J. Steininger** eine Darstellung des zwischen Maas und Rhein liegenden Teiles des Rheinischen Schiefergebirges, welche auch das Oesling umfaßt. (J. STEININGER 1819, 1822). Der Arbeit liegen auf Reisen gesammelte eigene Beobachtungen zu Grunde. Das bereiste Gebiet umfaßt Taunus,

Erläuterungen zu Tafel I.

1. = Schiefergebirge; 2. = Bunter Sandstein; 3. = Jüngerer Flötzkalk; 4. = Quadersandstein; 5. = Calcaire grossier; 6. = Gips; 7. = Laven und basaltische Massen; 8. = Übergangsgrünstein; 9. = Bemerkung: Diejenigen Distrikte des Schiefergebirges, welche mit dem Zeichen Nr. 9 bezeichnet sind, bestehen aus jüngerem Übergangsgebirge. (Text nach J. STEININGER, 1822).

Daß die Grenzen des jüngern Übergangsgebirges d. i. häufige Grauwacke mit Übergangskalk wechselnd, auf der Karte nur ungefähr angegeben sind, bedarf wohl kaum besonderer Erwähnung.

⁹⁾ Der genaue Titel der zitierten Schriften findet sich in dem Anhang zu dieser Studie: «Verzeichnis der Veröffentlichungen über die Geologie von Luxemburg».



Tafel I.

Ausschnitt aus: Gebirgskarte der Länder am Rhein von J. STEININGER (1822)
 (Das Original ist in Farbendruck).

Westerwald, Hunsrück, Eifel, Ardennen, das Saarbrückener Gebiet und einen Teil der Pfalz, ferner das Trier'sche Land, die untere Saar, Luxemburg und Teile des nordöstlichen Lothringens. Auf der 1822 veröffentlichten Karte wird das Luxemburger Gebiet zum ersten mal geologisch dargestellt. (Siehe Tafel I.)

STEININGER (1819) unterscheidet: 1) das Schiefergebirge in den Gebieten Taunus, Westerwald, Hunsrück, Eifel und Ardennen. 2) das ältere Sandstein- und Kohlengebirge mit seinem «Flötztrappe» im Saarbrücken'schen und einem Teile der Pfalz. (Rotliegendes mit Melaphyregüssen und Steinkohlenformation). 3) das jüngere Sandstein- und Kalkgebirge in den Ländern am Mittelrhein, im Trierer und Luxemburger Gebiete und im nordöstlichen Frankreich. Auf die letztere Gruppe werden wir später zurückkommen.

Im Schiefergebirge unterscheidet er drei Bildungen: 1) Die zum Urgebirge gehörende ältere Schieferformation des Taunus und der Ardennen in der Gegend von Vieil Salm. Er schreibt darüber:

«Das Gestein ist nichts weniger als Tonschiefer, und kommt keiner gemengten Gesteinsart näher als dem Gneisse. Ich sehe nicht, warum man ihm den Namen verweigern sollte.»

2) Das jüngere Schiefergebirge, in welchem Tonschiefer vorherrscht. Dazu kommen Grauwackenschiefer und Quarzite. Man findet das jüngere Schiefergebirge im Westerwald, Hunsrück, Moseler-Eifelergebirge und in den Ardennen. Das Streichen ist von SW nach NE.

3) In der Eifel macht Kalk einen Teil des Schiefergebirges aus. Die Vorkommen in den bekannten mitteldevonischen Kalkmulden der Eifel werden aufgezählt. Als die Grenze des Schiefergebirges gegen das jüngere Gebirge werden im Luxemburger Gebiete angegeben: Arzfeld, Neuerburg, Vianden, Diekirch, Ettelbrück, Ospern.

Auf der Karte (1822) im Maßstab 1 : 500 000 wird unterschieden: 1) älteres Uebergangsgebirge, bestehend aus den Ton- und Grauwackenschiefern des Hunsrückes und der Ardennen, 2) jüngeres Uebergangsgebirge aus toniger Grauwacke und Uebergangskalk gebildet. Es kommt in der Eifel vor.

In den erläuternden Bemerkungen zur Karte wird aber erwähnt, daß der Südrand des Taunus und die Schiefermasse von Vieil Salm zum Urgebirge zu stellen sind.

Darin heisst es über die Lagerungsverhältnisse im Uebergangsgebirge:

«Betrachtet man, wie sich das jüngere Grauwacken- und Uebergangskalkgebirge buchtig zwischen die älteren Rücken legt, und um sie verbreitet, so erhält die Untersuchung über das Fallen der Schichten in unserem

Schiefergebirge ein nicht gemeines Interesse. Es ist sehr natürlich zu denken, daß sich das jüngere Gebirge mit abfallenden Schichten überall an das ältere anlegen und dasselbe bald ummanteln, bald sich zwischen dasselbe einmulden müsse, und daß die älteren Rücken selbst ein gleiches Verhalten gegen irgend ein bekanntes oder unbekanntes Urgebirge zeigen werden.»

Im Jahre 1828 veröffentlichte **d'Omalius d'Halloy** eine zusammenfassende Darstellung seiner Untersuchungen (d'OMALIUS d'HALLOY 1828).

Die Bezeichnung «bituminifère» wird durch «anthraxifère» ersetzt. Vom terrain anthraxifère wird das terrain houiller abgetrennt. Das «anthraxifère» begreift die ganze Schichtenmächtigkeit vom oberen Unterdevon bis zum Kohlenkalk einschließlich und wird in vier Unterabteilungen zerlegt:

1. le calcaire.
2. les psammites jaunâtres et les schistes.
3. le calcaire et les schistes gris.
4. les poudingues, les psammites et les schistes rougeâtres.

Diese vier Abteilungen entsprechen, obwohl nach rein petrographischen Merkmalen geordnet, dem Kohlenkalk, dem oberen und mittleren Devon und dem oberen Unterdevon. Ueber die Altersfolge dieser Abteilungen war d'OMALIUS d'HALLOY aber noch im Ungewissen und schließlich stellte er den Kohlenkalk als ältestes Glied hin und zu oberst das terrain ardoisier.

Die Schichten treten in den Ardennen infolge der Auffaltung in langen, schmalen Bändern mehrmals zu Tage. Die richtige Reihenfolge der Schichten nach ihrem Alter und ihr mehrmaliges Auftreten infolge der Faltung hatte d'OMALIUS nicht erkannt. Er war geneigt die vier Abteilungen des terrain anthraxifère als parallele gleichartige Ablagerungen anzusehen.

Er sagt darüber in seinen «Mémoires» von 1828, Seite 175:

«je suis porté à croire qu'ils (les terrains anthraxifères) se confondent plus ou moins les uns avec les autres, et que plusieurs des systèmes qu'ils composent, doivent être considérés comme parallèles plutôt que comme le résultat de formations successives.»

Ueber die Reihenfolge sagt er dann weiter:

«Mais s'il fallait absolument établir un ordre de succession, je dirais que je regarde le calcaire anthraxifère du Condroz (das heutige Dinantien) comme le terrain le plus ancien de ces contrées; il a été suivi successivement par les schistes et les psammites jaunes, par le calcaire métallifère,

par les poudingues du terrain anthraxifère, par le terrain houiller, par le terrain ardoisier et par le terrain trappéen.»

Man darf bei der Beurteilung solcher Irrtümer nicht außer Acht lassen, daß alle diese Arbeiten in eine Zeit fallen, wo die organischen Reste der Gesteine vollständig unbeachtet blieben. Es ist deshalb erklärlich, daß in einem Gebirge wie in den Ardennen, wo mehrfach die Schichtenfolge durch tektonische Vorgänge gradezu umgekehrt ist, selbst verdiente Geologen wie d'OMALIUS d'HALLOY zu solchen unsicheren und widersprechenden Ergebnissen inbezug auf die Altersbestimmung kamen.

Die erste spezielle Studie über die Geologie Luxemburgs.

Im Jahre 1828 erschien die erste Studie, welche die geologischen Verhältnisse des Luxemburger Landes zum speziellen Gegenstand hatte. Die «Académie de Bruxelles» hatte nämlich als Preisaufgabe die geologische Untersuchung Luxemburgs aufgestellt. Den ersten Preis erhielt die Arbeit von **J. Steininger** (1828). d'OMALIUS d'HALLOY war Berichterstatter. Wir beschäftigen uns in diesem Abschnitt nur mit dem paläozoischen Teil der Studie STEININGERS und verweisen für das Mesozoikum auf Seite 49. Es darf nicht außer Acht gelassen werden, daß das Luxemburger Land damals auch noch die belgische Provinz Luxemburg begriff, ein größerer Teil der Ardennen also zum damaligen Luxemburger Gebiet gehörte.

Als Grenze zwischen Devon und den mesozoischen Ablagerungen werden angegeben: Vianden, nördlich von Diekirch, westlich von Ettelbrück, und westlich von Platen, Redingen und Rossignol.

Stratigraphisch unterscheidet STEININGER im Uebergangsgebirge der Ardennen drei Systeme:

1. Ein System unter den Kalkschichten des Uebergangsgebirges, welches sich aus Tonschiefern, Quarziten und Sandsteinen zusammensetzt. Dieses System erstreckt sich zwischen Spa und Prüm, zwischen Bure und Diekirch. Es ist als ob das Schiefergebirge eine Kette bildet, welche über Montjoie, Vieil Salm, Herbeumont und zwischen Rocroy und Fumay hinzieht. Die Hauptrichtung des Streichens des Schiefergebirges in Europa ist: SW-NE, und das ist auch die Richtung Montjoie-Vieil Salm-Herbeumont. Das Schiefergebirge von Rocroy und Fumay an der Meuse streicht zwar W-E und in Herbeumont ist das Streichen $W\frac{1}{4}$ -SW. Es scheint also hier eine Umbiegungsstelle der Linie Montjoie-Vieil Salm nach der Richtung Rocroy-Fumay zu liegen. «Ich bin sogar geneigt anzunehmen, daß

alle Schichten der Ardennen eine mehr westliche Richtung annehmen, je mehr man sich dem Süden nähert.» (p. 27).

Hierzu ist zu bemerken: Dieses System bildet in der heutigen Tektonik der Ardennen die sogenannte «Antiklinale der Ardennen» und setzt sich aus kambrischen und unterdevonischen Schichten zusammen. Auch die Umbiegung der Streichrichtung im Westen aus NE-SW in W-E besteht. Diese Umbiegung spielt eine gewisse Rolle in den Dislokationen des Gebirges.

2. Das zweite System setzt sich aus massigen, graublauen Kalken zusammen, welche durch geschieferten Sandstein getrennt sind. Als Grenze gibt STEININGER eine Linie an südlich von Givet, durch Tavigue, Tellin, Bure, Marloie, Marche, Barvaux, Durbuy, Theux. Breite dieser Zone: 1 Stunde.

3. Das dritte System ist die Kohlenformation über dem Kalk des Uebergangsgebirges (2. System) oder allgemeiner ausgedrückt, das Uebergangsgebirge über dem Kalk des 2. Systems.

Auf unsere heutige geologische Einteilung zurückgeführt, wäre die Schichtenfolge in den Ardennen nach STEININGER folgende:

1. Obere Schieferformation, begreifend die Steinkohlenformation sowie Sandsteine und Schiefer zwischen Devonkalk und Kohlenkalk und über dem Kohlenkalk.

2. Die Kalkformation, welche Kalke des Mitteldevons und des Unterkarbons begreift.

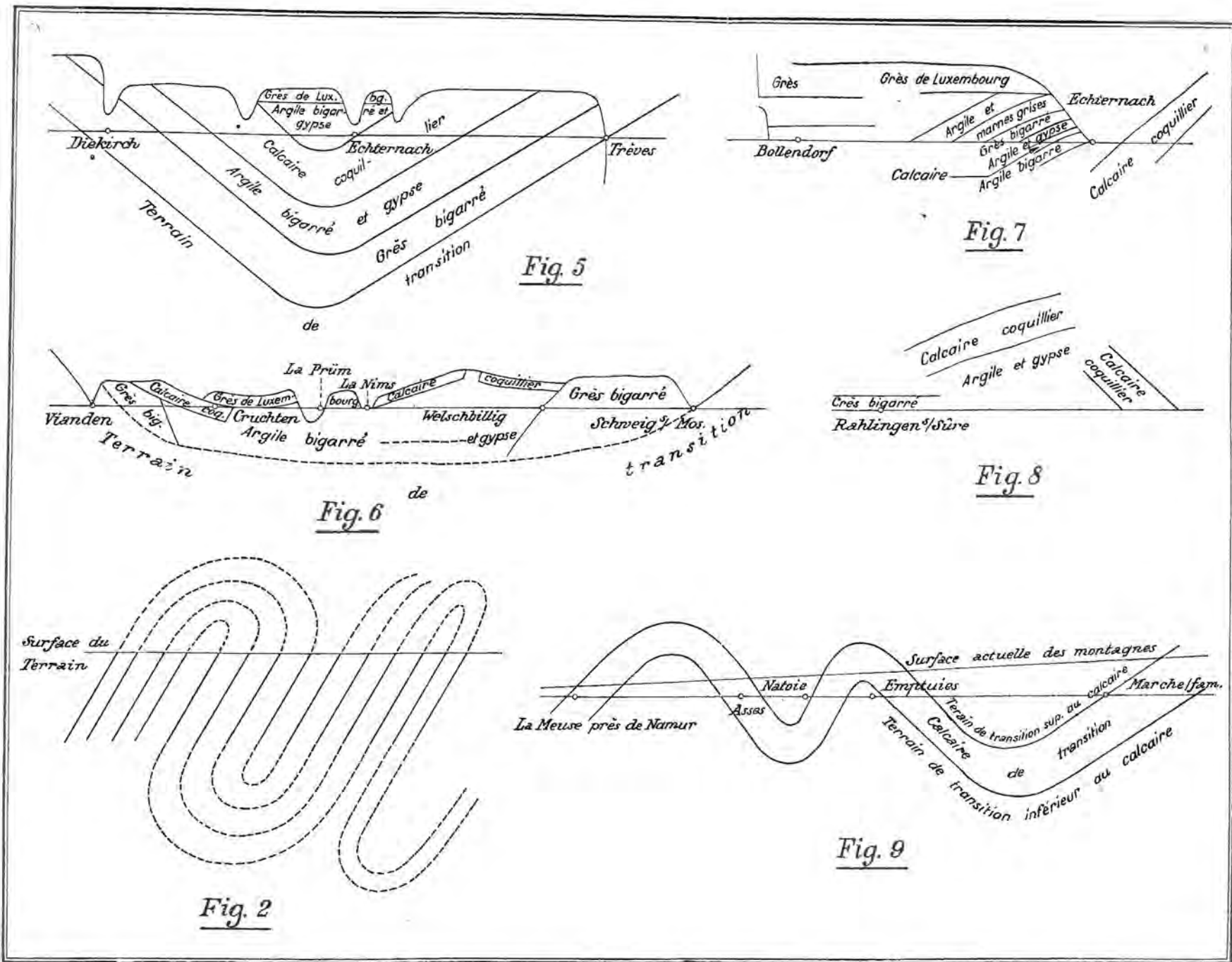
3. Untere Schieferformation, welche kambrische Schiefer sowie das Unterdevon umfaßt.

Man sieht wie hier einerseits mitteldevonischer und Kohlenkalk zusammengestellt werden, während andererseits sandige und schieferige Bildungen zwischen den beiden Kalkbildungen und über dem Kohlenkalk miteinander verwechselt werden.

STEININGER gibt dann eine Zusammenstellung über das verschiedenenorts beobachtete Streichen und Fallen der Schichten und fügt bei:

«On voit d'après ces données que la direction des couches est renversée à peu près entre S-E et N-E et que ces variations peuvent aller jusqu'à des différences de 90°; le plus commun est la direction E-NE, à laquelle correspond une inclinaison S-SE, mais en général les couches peuvent avoir une inclinaison de l'un ou de l'autre côté de leur ligne de direction.» (p. 25).

Er tritt auch der Ansicht K. VON RAUMERS entgegen, welcher aus dem allgemeinen Einfallen der Schichten im Rheinischen Schiefergebirge schloß, daß «das Grundgebirge nördlich, dessen Hangendes südlich zu suchen sei.» Demnach müsste das im Norden gelegene



Tafel II. - Reproduktion eines Teiles einer Tafel aus J. STEININGER (1828)

Kohlengebirge älter sein als die kambrische Masse von Rocroy im Süden. STEININGER aber nimmt an, daß der Scheitel der Ardennen im NW, der hohe Südrand des Hunsrück die ältesten Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges darstellen, die sich zuerst abgesetzt und an die herum sich die jüngeren Massen gebildet hätten. Aber über die Reihenfolge des jüngeren Uebergangsgebirges verfiel er einer bedauerlichen Verwechslung, wie p. 12 dargelegt wurde.

Das Wichtigste der Arbeit STEININGER'S ist die Auffassung der Tektonik. Warum die Schichten alle nach Süden einfallen, erklärt er durch den starken Druck und fügt dann Zeichnungen bei (Tafel II), die uns recht modern anmuten.

«L'opinion assez répandue que les couches plongent en général vers le midi, paraît provenir de ce qu'on n'observe que rarement les pans de zigzags qui penchent en sens contraire, ou de ce qu'en effet la force mécanique qui a produit ces plis a si fortement comprimé les couches, que les zigzags sont déchirés par leurs arêtes et que leurs pans, devenus parallèles, se sont couchés sur leur côté septentrional. (p. 40).

Während d'OMALIUS d'HALLOY geneigt war, die in einzelnen schmalen Bändern zu Tage tretenden Schichten als nebeneinander entstandene Bildungen zu deuten, faßte STEININGER dieselben als die Ränder von Schichten auf, welche schüsselförmig ineinander gestellt sind, und es geht aus einer angefügten Zeichnung hervor (Fig. 9, Tafel II), daß es ihm auch klar war, wie eine Antiklinale die tieferen Schichten emporwölben kann, so daß die obersten Schichten hier infolge kräftiger Erosion, leichter zerstört werden.

Er schreibt darüber mit Bezug auf das schmale Kalkband des 2. Systemes:

«C'est plutôt le bord d'un terrain calcaire immense qui, s'étendant comme une grande nappe vers la Meuse, couvre le terrain de transition plus ancien, pendant qu'il est couvert lui-même par le terrain de transition supérieur ou terrain houiller; et ces trois systèmes de couches superposées étant emportées par les eaux, on voit non seulement les arêtes de zigzags du calcaire paraître au jour, mais même de grands espaces de terrain de calcaire mis à nu; celui-ci lui-même emporté, laisse le terrain inférieur former la surface du sol. D'après cela, on peut bien comprendre la manière singulière dont les différentes parties du terrain calcaire se trouvent distribuées parmi les psammites et les phyllades qui les entourent et il faut trouver très naturel que ce n'est que dans les bassins profonds du terrain calcaire que les couches supérieures du terrain houiller se sont conservées intactes; on voit aussi combien les conjectures de RAUMER sur l'âge relatif du terrain houiller de la Sambre et Meuse sont peu conformes aux observations qu'on fait dans les Ardennes et aux conséquences qu'on peut en

tirer. Je crois même qu'il est impossible de comprendre la structure du terrain schisteux dans les Pays-Bays, quand on ne réfléchit pas aux circonstances particulières que j'ai énoncées.» (p. 43).

Das besondere Verdienst STEININGER'S bleibt es, die große Bedeutung der Faltung zur Erklärung des Wechsels von Kak-, Schiefer- und Sandsteinbändern erkannt zu haben. Seine Stratigraphie steht aber hinter derjenigen d'OMALIUS d'HALLOY zurück. Dieser hatte zwar die Reihenfolge vollständig auf den Kopf gestellt, aber die Aufeinanderfolge war richtig, während sie bei STEININGER verwechselt ist. Die beiden Arbeiten sind kennzeichnend für diese Periode geologischer Forschung, in welcher mangels paläontologischer Grundlage die Reihenfolge und die Altersbestimmung der verschiedenen Glieder eines gefalteten und vielfach gestörten Faltengebirges eine grosse Unsicherheit aufwiesen.

II.

Zweite Periode der Erforschung der Ardennen.

a) Stratigraphische Gliederung nach dem Gesteinscharakter.

Eine neue Periode der Erforschung der Ardennen beginnt mit den Arbeiten von **André-Hubert Dumont**. Es ist nicht nur das Verdienst A. DUMONT'S, der stratigraphischen und tektonischen Unsicherheit in den Ardennen ein Ende gemacht, sondern auch der Erforschung des angrenzenden Rheinischen Schiefergebirges neue Wege gezeigt zu haben. Nur in der Zeit überschneiden sich die Forschungen DUMONT'S mit den klassisch gewordenen Arbeiten der englischen Forscher MURCHISON und SEDGWICK über das Paläozoikum, ohne daß sie sich aber in ihren Methoden berühren. Auf rein petrographische Merkmale sich stützend, aber mit bewundernswertem Scharfblick für geologische Beobachtungen begabt, gelang es DUMONT die wirkliche Aufeinanderfolge der Schichten der Ardennen vom untersten Schiefer bis zum Kohlengebirge so richtig zu erfassen, daß seine Einteilung noch heute in den Leitlinien Geltung hat.¹¹⁾

Für das Jahr 1832 hatte die Brüsseler Akademie die Preisaufgabe gestellt: «La constitution géognostique de la Province de Liège». Der Preisgekrönte war der neunzehnjährige A. DUMONT, wel-

¹¹⁾ KAYSER, E.: Die devonischen Bildungen der Eifel. — Z. Deutsch. geol. Ges. Bd. 23, H. 2, p. 289-376. — Berlin 1871.

cher mit seiner Arbeit ein Meisterstück geliefert hatte.¹²⁾ Er legte darin drei Punkte fest, welche für die Erforschung der ganzen Ardennen von der größten Bedeutung waren:

1. Er unterschied von unten nach oben:

- a. le terrain ardoisier,
- b. le terrain anthraxifère,
- c. le terrain houiller,

und zeigte nach, daß das terrain anthraxifère vom terrain houiller überlagert und vom terrain ardoisier unterlagert wird.

2. Er behielt im terrain anthraxifère zwar die vier Abteilungen von d'OMALIUS bei, zeigte aber, daß sie keine parallele, sondern übereinander gelagerte Bildungen sind.

Demgemäß zerfällt das terrain anthraxifère in 4 Systeme:

- 1) ein unteres sandig-schieferiges,
- 2) ein unteres kalkiges,
- 3) ein oberes sandig-schieferiges,
- 4) ein oberes kalkiges.

Die erste Abteilung entspricht den Schichten unmittelbar unter dem mitteldevonischen Kalke, die zweite entspricht diesem selbst, die dritte den oberdevonischen Schichten, die vierte dem Kohlenkalk. Im Rheinischen Schiefergebirge wies BEYRICH bereits 1837 die vier Stufen des terrain anthraxifère nach und belegte sie auch paläontologisch. (E. KAYSER, 1871).

3. Er führte den Gedanken STEININGER's, daß die wechselnde Folge von Kalk-, Sandstein- oder Schieferbändern eine Folge der Faltung sei, bis in die letzten Konsequenzen durch, ebenso wie die von STEININGER bereits angeführte Idee, daß an den Sattelwölbungen die tieferen Schichten infolge der Erosion zu Tage treten, während in den Mulden die jungen Schichten erhalten blieben.

Auf Grund dieser Arbeit wurde A. DUMONT mit der geologischen Aufnahme von Belgien betraut.

Mit unbeugsamer Ausdauer und unvergleichlicher Arbeitskraft war das große Werk durch einen einzigen im Jahre 1849 beendet, nachdem bereits im Jahre 1836 erschienen waren: Rapport sur l'état des travaux de la carte géologique de la Belgique, Bull. Acad. Bruxelles, 1836. t. III. p. 380, und im Jahre 1847 und 1848 die beiden

¹²⁾ DUMONT, A. H.: Mémoire sur la constitution géologique de la province de Liège. — Mém. de l'Acad. de Bruxelles, t. VIII — Bruxelles 1832.

großen Arbeiten: *Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan*. Acad. roy. belge, t. XX et t. XXII, welche gleichsam die Textbände zur Karte bilden.

Im «terrain ardoisier» hatte man bis dahin alle älteren Schiefer des Hauptrückens der Ardennen (die heutige «anticlinale de l'Ardenne») zusammengefasst. In dem «*Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan*» berichtet DUMONT als erster, daß sie durch eine Diskordanz getrennt und verschiedenen Alters sind. Er unterschied demnach im terrain ardoisier unten das terrain ardennais (das heutige Cambro-Silur), oben das terrain rhénan (das heutige Unterdevon). Das terrain rhénan wird in eine Reihe Unterabteilungen aufgelöst, die im ganzen linksrheinischen Gebiete aufs sorgfältigste verfolgt wurden.

Im Jahre 1849 erschien: *Carte géologique de la Belgique et des contrées voisines* par A. DUMONT. Bruxelles 1849. Echelle 1: 1 000 000. Die Karte umfaßt auch das Rheinische Schiefergebirge und bringt zum ersten Male das Luxemburger Devon, zwar in einem kleinen Maßstabe, aber in einer solch meisterhaften Weise, daß die Leitlinien noch heute Geltung haben. (Fig. 1). Die Karte erregte damals, wegen der Feinheit der Ausführung und der Fülle und Genauigkeit der darin niedergelegten Beobachtungen berechtigtes Aufsehen, und sie muß heute noch als ein großes Werk gelten. DUMONT teilt in den Ardennen vier große Massive ab, welche durch sein «terrain anthraxifère» getrennt sind. Diese Massive (wir würden heute sagen «Antiklinalen 1. Ordnung») sind von Norden nach Süden:

1. Das Massiv von Brabant, größtenteils von mesozoischen und tertiären Schichten überdeckt.
2. Das Massiv von Condroz.
3. Das Massiv der Ardennen.
4. Die Region süd-östlich der Eifeler Mulde (heute von den belgischen Geologen als «Antiklinale von Givonne» bezeichnet). Das Luxemburger Devon bildet einen Teil der Eifeler Mulde, welche sich zwischen den Massiven 3) und 4) hinzieht.

Gliederung der Schichtenfolge
in den Ardennen nach DUMONT.

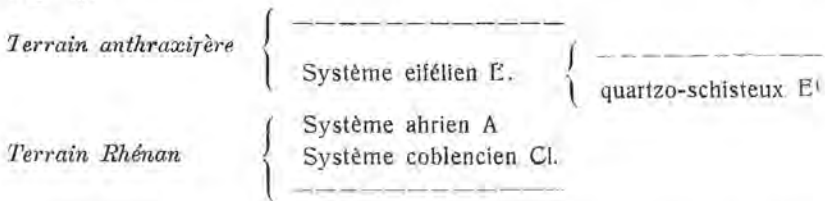
Terrains	Systèmes		
<i>Anthra- xifère</i>	Houillier H.	} Calcareux C ³ } quartzo-schisteux	} Psammite etc. (supér.) C ² } Schiste etc. (infér.) C ¹
	Condrusien C.		
	} Eifélien E.	} calcareux E ³ } quartzo-schisteux	} Schiste, grès etc. (supér.) E ² } Poudingue etc. infér.) E ¹
<i>Rhénan</i>	Ahrien A	} Etage sup. ou hundsrückien } Etage inf. ou taunusien	
	Coblencien Cl.		
	Gedinnien G		
<i>Ar- denmais</i>	Salmien S		
	Revinien R		
	Devillien D		

Auf der geologischen Karte von Europa von 1855 führte DUMONT zwei neue Bezeichnungen ein: Das calcareux C³ des Condrusien C wurde zum Carbonifère, das quartzo-schisteux C² und C¹ des Condrusien C zum Famennien.

Das Famennien entspricht dem Oberdevon, das Eifélien dem Mitteldevon, und das Rhénan dem Unterdevon. Doch hielt DUMONT die Fauna des Devons für gleichalterig mit derjenigen des Silur, von welcher sie nur eine andere Ausbildung darstellen sollte. (DELWALQUE, *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Bruxelles 1890).

Bemerkt sei noch, daß die Stufen «hundsrückien» und «taunusien» nur in dem «Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan» nicht aber auf der Karte ausgeschieden sind.

Für das luxemburgische Devon kommen in Betracht: (Vergl. Fig. 1).



Als Grenze des Eifélien E¹ gibt er in seinem Mémoire von 1848 an: im N eine Linie über Ouren-Clerf-Hoscheid-Sonlez (soll wohl

heissen: Knaphoscheid); im S: Hosingen, Lellingen, Wiltz, südl. Berlé, Harlingen.

Das Hundsrückien wird dann nochmals in ein oberes und unteres geteilt. Das obere Hundsrückien ist schieferig, das untere fossilführend und sandig. («Hundsrück» ist die von DUMONT gebrauchte Schreibweise.)

Die Grenzen des Hundsrückien gegen das Ahrien sind: im N Niederbeßlingen, Trois-Vierges (Ulflingen), Hoffelt, Asselborn und Oberwampach; im S Martelingen, nördl. Bigonville, Esch/Sauer, Heiderscheid, Consthum, Gemünd. (Die Südgrenze des Hundsrückien



Fig. 1. Stratigraphische Gliederung des Devons im Oesling nach A. Dumont (1849).

1. = Buntsandsteinrand; 2. = Système eifélien; 3. = Système ahrien; 4. = Système coblencien. Nr. 3 und Nr. 4 gehören zum terrain rhénan.

ist hier nach der Dumont'schen Karte angegeben. In seinem Mémoire heißt es: «Wissenbach, Martelange, Wolfange, Perlé, Heinstert, Nothumb, Petit-Nobressart sont la frontière vers le système ahrien», was mit den Angaben über das Ahrien unvereinbar ist.

Das untere Hundsrückien tritt nur in langgestreckten Inseln infolge von Aufwölbung aus dem obern Hundsrückien hervor, so zwischen Martelingen und Redingen, bei Sassel, Binsfeld.

Das Ahrien bildet mehrere getrennte Zonen:

1. einen Streifen über Ouren-Clerf-Selscheid.

2. ein weiteres Band über Harlingen, nördl. von Bigonville, Esch/Sauer, zwischen Stolzenburg und Hosingen. Das Ahrien schließt nach oben mit einem grauen oder weißlichen Sandstein ab, z. B. nördlich von Nothum an der Straße Wiltz-Bastnach. (Dieser helle Sandstein entspricht unserm «Quartzite de Berlé».) Da Dumont auf seiner Karte das Coblencien nicht weiter gegliedert hat, ist es schwer, sich nach diesen Angaben eine genaue Vorstellung über die Grenzen von Taunusien und Hunsrückien im luxemburger Devon zu machen.

Schalten wir hier noch ein, dass wir heute, für unser Devon, wenn auch unter anderer Namengebung, auf die Einteilung DUMONT'S, soweit sie sein Ahrien und Coblencien betrifft, zurückgekommen sind.

Die Bedeutung der geologischen Forschung DUMONT'S für die Kenntnisse des Luxemburger Devons ist wohl am treffendsten von GOSSELET gegeben worden.

«... c'est seulement à partir de Dumont que l'on possède une connaissance à peu près exacte du pays. Il a parcouru tout le Grand-Duché et, éclairé par ses travaux sur la Belgique, il s'est parfaitement rendu compte de l'âge relatif des diverses assises. S'il consacre peu de lignes au Grand-Duché dans son Mémoire sur le terrain rhénan, il en trace dans sa Carte géologique de la Belgique et des contrées voisines une esquisse assez réduite et à laquelle cependant il n'y a presque rien à ajouter. (GOSSELET 1885, p. 260).

Für die Arbeiten DUMONT'S über das Mesozoikum, besonders über die Uferfazies der Trias am Südrande der Ardennen siehe Seite 68.

b) Gliederung der Schichten des Schiefergebirges auf paläontologischer Grundlage.

Fast parallel mit den verdienstvollen Arbeiten DUMONT'S verläuft eine Periode, in welcher sich die Gliederung des «Uebergangsbirges» auf paläontologischer Grundlage vollzog. Nur auf den Gesteinscharakter gestützt, hatte DUMONT eine Schichtenfolge in den Ardennen aufgestellt, die auch mit der paläontologischen Gliederung zusammenfällt, weil in den Ardennen die petrographischen Unterschiede der verschiedenen Stufen des Paläozoikums so scharf ausgeprägt sind, wie wohl kaum in einem anderen Gebiete. DUMONT hatte

für das Gebiet der Ardennen und für seinen Gebrauch eine eigene, lokale Terminologie geschaffen, an der er mit leicht begreiflicher Konsequenz festhielt. Leider hatte er die Paläontologie vollständig beiseite gelassen, ja dieselbe als eine Quelle von Irrtümern dargestellt, ein Vorwurf, der in seiner Zeit übrigens nicht ganz unberechtigt war. Aus diesen Ursachen hat die von ihm so treffend durchgeführte Gliederung leider keine allgemeine Bedeutung erlangt, obwohl die Ardennen wegen der scharf ausgeprägten Schichtenfolge und wegen der hier zuerst richtig erkannten Gliederung verdient hätten, als Typus der devonischen Ablagerungen zu dienen. Diese Rolle fiel England zu. Die in den Jahren 1830 bis 1839 von MURCHISON und SEDGWICK an den alten Ablagerungen in England ausgeführten Untersuchungen wurden für die vergleichende Stratigraphie und für die Namengebung der paläozoischen Bildungen maßgebend.

Für die untersten Schichten der alten Ablagerungen stellte 1833 SEDGWICK das kambrische System auf. 1845 trennte MURCHISON die Schichten unter dem mountain limestone als silurisches Gebiet ab und 1839 wurde von beiden Forschern das Uebergangsgebiet zwischen Silur und Kohlenkalk als devonisches System aufgestellt. Auf ausgedehnten Reisen suchten sie die in England gewonnene Gliederung auch auf den Kontinent, und zuerst auf das Rheinische Schiefergebirge, auszudehnen. Ein Teil des Hunsrücks, des Taunus und der Ardennen wurde damals für Kambrium, die unter dem mitteldevonischen Kalke der Eifel und Belgiens liegenden Grauwacken für Silur, die gesamten Kalkbildungen für Devon erklärt. (Transact. Geolog. Soc. 2. ser. Vol. VI, London 1842). Diese Gliederung war recht dürftig. Der paläontologische Weg mußte erst gangbar gemacht werden und erst die Arbeiten zwischen 1844 und 1855 von F. RÖMER, H. V. DECHEN, der Gebrüder SANDBERGER brachten Klarheit in die Stratigraphie des Rheinischen Devons. Dadurch konnte auch auf paläontologischer Grundlage nachgewiesen werden, daß das belgische Devon als typisch für das ganze Schiefergebirge, besonders für den linksrheinischen Anteil anzusehen ist. Im östlichen Teil des Schiefergebirges verschwinden die scharfen petrographischen Grenzen mehr und mehr und hier konnten nur langjährige paläontologische Untersuchungen zu einer Parallelisierung mit dem Devon der Ardennen führen. (E. KAYSER, 1871).

Mit der gegen das Jahr 1850 einsetzenden Periode begannen die Versuche einer Vergleichung der Schichtenfolge der Ardennen mit den paläozoischen Ablagerungen Englands, deren Gliederung als allgemein geltend angenommen wurde. Schon 1842 war durch MURCHISON und SEDGWICK ein Teil des «anthraxifère» in das Devon gestellt worden. Das terrain rhénan wurde von DE

KOENINCK zum Devon, von SHROPE und MURCHISON die zwei obersten Glieder desselben ins Devon, das untere ins Silur gestellt.

Jules Gosselet kommt das Verdienst zu, durch genaues Studium der Fossilien der verschiedenen Schichtglieder eine schärfere Fassung der einzelnen Stufen und eine sichere Parallelisierung mit anderen Gebieten ermöglicht zu haben. Seine Arbeiten über das Devon sind, neben denen von A. DUMONT, für die Stratigraphie des Oeslings grundlegend. Im Jahre 1860 erschien seine Studie: J. GOSSELET, Mémoire sur les terrains primaires de la Belgique, de l'arrondissement d'Avesnes et du Boulonnais. — Paris 1860. In dieser Arbeit werden an Hand der Fossilien die Schieferbildungen des Condroz und von Brabant zum Silur gestellt, während DUMONT sie zu seinem «Système rhéna» zählte, und die untere Abteilung des quartzo-schisteux des Système Eifélien E¹ durch das Burnotien ersetzt.

Der Name «Anthraxifère» wird von seinem Schöpfer d'OMALIUS d'HALLOY 1866 aufgegeben und durch «Dévonien» ersetzt, und ebenso tut er mit dem Namen «Rhéna». Nur DEWALQUE hat den Namen «Rhéna» für sein Unterdevon, und «Anthraxifère» für Mittel- und Oberdevon, sowie für das Carbon auf seiner «Carte géologique de Belgique», Bruxelles 1887 im Maßstab 1:500 000. 2. Auflage 1904, beibehalten.

G. Dewalque, der Nachfolger DUMONT's auf dem Lehrstuhl der Geologie an der Universität Lüttich, veröffentlichte nämlich 1887 die erwähnte Karte, welche ebenfalls das luxemburger Gebiet begreift.

Seine Einteilung für unser Gebiet ist die nachstehende; die entsprechenden Stufen DUMONT's sind daneben aufgestellt:

	Dewalque		Dumont
<i>Système eifélien</i>	Schistes et calcaires de Couvin et de Bure C ¹	} assise à Spirifer cultrijugatus	E ² Eifélien
<i>Système rhéna</i>	Poudingue de Burnot, Schiste rouge de Vicht r ¹ Grès et schistes de Vireux et de l'Ahr r ³ . . . Schiste de Houffalize et du Hundsrück . . . } Grès de Bastogne et du Taunus }	r ²	E ¹ A Cb Rhéna Eifélien

Chronologisch betrachtet, reiht sich hier die geologische Karte des Luxemburger Landes von **N. Wies** und **P. M. Siegen** im Maßstab 1:40 000 ein, welche 1877 erschien, während die Feldaufnahmen dazu bis gegen 1855 zurückreichen. Als Autor der Karte

nebst Erläuterungen hat eigentlich N. WIES zu gelten; P. M. SIEGEN besorgte in der Hauptsache die technische Ausführung.

Ueber die Auffassung des Devons gibt eine Notiz von N. WIES (1867) Aufschluß: «Notice sur les terrains paléozoïques du Grand-Duché de Luxembourg. Soc. des. Sc. nat. du Gr.-D. de Luxembourg, T. IX», sowie die Schrift desselben Autors: «Wegweiser zur geologischen Karte des Großherzogtums Luxemburg, 1877». Für die Bearbeitung des Mesozoikums durch WIES sei auf Seite 104 verwiesen.

In der Notiz von WIES (1867) werden die Resultate einer dreiwöchigen geologischen Studienreise im Oesling mitgeteilt. Für das Verständnis der eigentümlichen Auffassung des Devons auf der Karte von WIES (1877) gibt diese Arbeit den Schlüssel, denn in den Angaben über das Devon im «Wegweiser zur geologischen Karte» von WIES (1877) ist eigentlich nichts Neues hinzugekommen.

Einleitend urteilt WIES sehr abfällig über seine Vorgänger in der Erforschung des Luxemburger Devons (p. 4). Leider muß gesagt werden, daß die Auffassung von WIES über die Stratigraphie des Devons kaum viel über diejenige der Zeit vor DUMONT voraus hat, während seine Auffassung über die Tektonik nicht an die von STEININGER heranreicht.

In der sarkastischen Beurteilung seiner Vorgänger macht WIES scheinbar eine Ausnahme für DUMONT, um ihn aber, zum Nachteil der Stratigraphie der Wies'schen Karte, am Schlusse seiner Ausführungen vollständig abzulehnen. Hier was er über die Stratigraphie von DUMONT schreibt:

«Il y a cependant un savant dont les travaux ne sont pas restés stériles pour l'étude de notre Ardenne, c'est M. DUMONT, le grand géologue belge. Il est vrai qu'il n'a parcouru notre Ardenne qu'au pas de course, et qu'il ne l'a examinée que dans un petit nombre d'endroits; mais cet examen, quelque rapide qu'il fût, suffit pour le convaincre qu'il fallait voir dans nos terrains paléozoïques quelque chose de plus que ce qu'y avaient trouvé les géologues qui s'en étaient occupés avant lui. Il vit de suite que ces terrains ne pouvaient pas être rangés dans un seul et même système, mais il se trompa sur le nombre et la nature des systèmes auxquels ils appartiennent. Les puissants gisements de grauwacke siliceuse qu'il trouva du côté de Wiltz et surtout dans les environs de Hosingen, lui faisaient croire à un fort développement des terrains qu'il a réunis dans son système eifélien, tandis qu'il a cru reconnaître son système ahrien dans les marnes schisteuses et multicolores qu'il rencontra à Grevels, à Bourscheid, à Boulaide et à Grümmeischeid. En ajoutant les terrains qui forment partout la base de notre Ardenne et que M. DUMONT rangea dans son système coblentzien, on a en somme trois systèmes de terrains pour notre Ardenne: le système inférieur ou coblentzien, le système moyen ou ahrien et le système supérieur ou

eifélien. C'est d'après cette manière de voir que M. DUMONT a esquisé une petite carte géologique de notre Ardenne qu'il a ajoutée à sa belle carte géologique de la Belgique. Cependant il ne faut pas voir dans cette esquisse une carte géologique proprement dite; c'est plutôt une espèce d'illustration destinée à faciliter l'intelligence du texte. Il est à regretter que M. DUMONT n'ait pu étendre davantage ses études sur notre Ardenne. Avec son esprit clair et pénétrant il aurait bientôt reconnu son erreur, et la question de la constitution géologique de cette partie de notre pays serait depuis longtemps résolue.» (p. 5 et 6).

WIES (1867) unterscheidet in der Schichtenfolge des Oeslings zwei Stufen, welche er als Tonschiefer und als Bunte Schiefer bezeichnet. Die Tonschiefer bilden den Hauptteil des Gebietes, die Bunten Schiefer sind denselben nur als vereinzeltete Reste aufgelagert. Auch auf der Karte (1877) kehrt dieselbe Einteilung nur unter einer anderen Bezeichnung, aber in gleicher Auflagerungsfolge, wieder.

In tektonischer Beziehung hat WIES das Gebiet des Oeslings zwar als ein Faltungsgebiet erkannt, in dem man eine große Hauptfalte mit zahlreichen Nebenfalten unterscheiden kann. Aber selbst die muldenartige Lagerung ist ihm entgangen. Er schreibt:

..... ce plissement présente la forme d'une anse de panier immense. Cependant il ne faut pas croire que cette anse gigantesque se présente quelque part comme un plissement simple et unique. Bien au contraire, l'examen attentif de notre schiste ardoisier nous fait voir une longue suite d'innombrables plissements relativement petits, qui se suivent du Sud au Nord (p. 7).

Ueber die tektonische Stellung der beiden Stufen zueinander drückt WIES sich aus wie folgt:

«En examinant l'inclinaison des couches dans les deux systèmes, on se convaincra bientôt qu'il y a entre elles une grande différence. Tandis que dans les schistes ardoisiers l'angle d'inclinaison est toujours très élevé, et descend rarement au-dessous de 50°, cet angle s'abaisse de beaucoup dans les schistes bigarrés; il y varie ordinairement entre 30° et 70° et ne dépasse que rarement ce dernier chiffre.

Ce fait prouve deux choses: d'abord que l'action du plissement s'était déjà fait sentir avant que le dépôt des schistes bigarrés ne se fût opéré, et ensuite qu'elle a encore continué après que ce dépôt avait eu lieu Donc le système inférieur présentait déjà un nombre assez considérable de plissements au moment où il fut de nouveau recouvert par les eaux de la mer qui y ont déposé les argiles et les sables du système supérieur.» (pp. 11 et 12).

Diese Angaben werfen einiges Licht auf die Auffassung von WIES über den tektonischen Bau des Oeslings. Er konstruiert eine

Winkeldiskordanz zwischen der unteren und oberen Stufe und dem entsprechend zwei Faltungsphasen, wobei die untere Schichtenfolge stärker aufgerichtet wurde als die obere. Diese Auffassung von WIES beruht auf einer falschen Auslegung des sogenannten «Hakenwerfens», das man im oberen Teile eines jeden Steilhanges im Oesling beobachten kann, sowie auf Nichtbeachten der ungleichmäßigen Plastizität der Gesteine, wobei die harten Quarzitmassen oft weniger steil gefaltet erscheinen als die plastischen Schiefer.

Im Wegweiser teilt WIES (1877) das Devon in untere und obere Grauwacke (D¹, D², D³ der Karte) ein, wobei die obere Grauwacke wieder in Schiefer D² (unten) und Sandstein D³ (oben) geteilt wird. D³ begreift etwa den Quarzit von Berl. Ueber die Identität dieser Abteilungen mit den benachbarten Gebieten soll damit, wie der Autor bemerkt, nichts entschieden, sondern nur die relative Lage der beiden Abteilungen bezeichnet werden.

Die untere Grauwacke begreift feste Tonschiefer und Grauwacken mit entschiedenem Vorwalten der Schiefer, während die obere Grauwacke aus weichen Schiefertönen und Sandsteinen besteht. Die obere Grauwacke ist auf der Karte als größere Masse im äußersten Norden des Landes und bei Rambruch, weiter zwischen Wiltz und Berlé und in der Umgebung von Hosingen eingetragen. Zur unteren Grauwacke werden sowohl die ältesten Ablagerungen, mittleres und oberes Siegenien unserer heutigen Nomenklatur, als auch die jüngsten des Devons, oberes Emsien (Schiste de Wiltz) gestellt. Die obere Grauwacke begreift das sandig entwickelte obere Siegenien im Norden des Landes, sowie das obere Emsien (Quarzite de Berlé), dazu kommen verschiedene Teile des hochgelegenen untern Emsien.

Für WIES bedeutet obere Grauwacke eigentlich alle Schichten, welche auf der Höhe zu finden sind. Daß die Faltung auch diese höchsten Schichtenglieder nach unten bringt, und daß sie besonders in den Mulden erhalten blieben, scheint er völlig außer Acht gelassen zu haben. Das der Schrift angefügte Profil: Coupe géologique dirigée du Nord au Sud de Bas-Bellain à Esch-s.-l'Alz. bringt diese Auffassung besonders drastisch zur Darstellung. Aus den wenigen Seiten erklärenden Textes, welche dem Devon gewidmet sind, geht indes hervor, daß der Autor das muldenförmige Einlagern der «obern Grauwacke» in die «untere Grauwacke» beobachtet hat, ohne die Verhältnisse richtig zu deuten und daraus einen doch nahe liegenden Schluß zu ziehen. Die Lagerungsverhältnisse werden dann dargestellt wie folgt:

«Was die Lagerungsverhältnisse betrifft, so ist die obere Grauwacke der untern in vielen Fällen diskordant aufgelagert. (Beispiele finden sich

namentlich bei Dünkerodt und Selscheid.) Die untere Grauwacke war durch die vulkanischen Kräfte bereits mehrfach verworfen, geknickt und gebogen, ehe die obere zur Ablagerung gelangte. Diese letztere bildet darum öfters muldenförmige Einlagerungen und mitunter sogar förmliche Ausfüllungen von Schluchten (zwischen Dünkerodt und Büderscheid), welche sich bei ihrer Ablagerung vorfanden. Diese Diskordanz ist jedoch nur lokal und beschränkt; im allgemeinen darf angenommen werden, daß zwischen beiden Abteilungen eine konkordante Ablagerung besteht, und als gegen das Ende des ersten Drittels der devonischen Zeit beide Abteilungen gemeinsam gehoben wurden, nahmen sie auch in gleicher Weise an den großen Faltungen teil, welche bei dieser Gelegenheit stattfanden.» (Wies, Wegweiser zur geol. Karte, S. 44).

Das Devon wurde im Herbst 1864 aufgenommen (WIES, S. 18) und doch war schon im Jahre 1848 DUMONT'S Werk erschienen! (Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan, und 1849 seine Karte von Belgien). In diesen Arbeiten waren die Lagerungsverhältnisse für das luxemburger Land bereits so dargestellt, wie wir sie noch heute auffassen. Man wäre versucht zu glauben, dem Autor wären DUMONT'S grundlegende Arbeiten nicht bekannt gewesen, wenn WIES nicht erwähnte, daß der belgische Geolog DUMONT die «untere Grauwacke» als terrain coblencien bezeichnet, und «zwar mit vollem Recht». («Wegweiser» p. 42.)

«Die Tonschichten unserer obern Grauwacke», so fährt der Autor fort, «stellte er mit seinem terrain ahrien zusammen, und darin dürfte er gleichfalls Recht haben. Wenn er aber die in unserer obern Grauwacke eingeschlossenen Lagen von Sandstein mit meist reichlichem quarzigen Cement, als terrain eifélien bezeichnet und darunter eine besondere Abteilung des Unterdevon versteht, so vermögen wir ihm darin nicht beizustimmen.» (Wies, S. 43.)

So erfahren wir wenigstens auf Umwegen, welcher Abteilung die Autoren ihre obere und untere Grauwacke zuteilen, wenn sie auch «keine Entscheidung über die Identität dieser Abteilungen mit solchen, welche anderwärts vorkommen, treffen wollten.» Hier verneint der Autor also wieder, was er anderwärts bejaht hatte.

Die Karte bedeutet für das Luxemburger Devon geradezu einen Rückschritt und schon GOSSELET hat über dieselbe ein vernichtendes Urteil gefällt und erklärt: «les auteurs . . . n'ont pas compris la structure assez complexe des couches redressées et plissées de l'Ardenne.»¹³⁾

¹³⁾ GOSSELET: Aperçu géologique sur le terrain dévonien du Grand-Duché de Luxembourg. Lille 1885. P. 260 et 261.

Im Jahre 1888 erschien das große Werk **GOSSELET's** über die Ardennen: **J. Gosselet, l'Ardenne**, Paris 1888, 881 Seiten, 11 Tafeln und 1 Karte der Ardennen, die Frucht zwanzigjähriger Forschung, auch heute noch eine grundlegende Arbeit für jede Spezialforschung in diesem so verwickelten Gebiet. Seine Untersuchungen für dieses monumentale Werk führten ihn auch in das luxemburger Gebiet der Ardennen. Die Ergebnisse der Studien von **GOSSELET** im Oesling sind in einem Beitrag niedergelegt unter dem Titel: *Aperçu géologique sur le terrain dévonien du Grand-Duché de Luxembourg*, Ann. Soc. géol. du Nord, t. XII, p. 260—300 mit Karte. — Lille 1885.

Die Arbeit ist fast ausschließlich stratigraphisch und ist auch in ihrer Hauptsache in dem Werke «l'Ardenne» wiedergegeben. **GOSSELET's** Stratigraphie ist in der Hauptsache paläontologisch, besonders für die umfassenden Abteilungen. (Fig. 2).

Im Oesling unterscheidet **GOSSELET** folgende Abteilungen:

Das **Taunusien** = grès d'Anor **GOSSELET's** wird am Südrande der Wiltzer Mulde als «Schiefer von Kautenbach» bezeichnet, am Nordrande umfaßt es zwei Stufen: «die Schiefer von Niederbeßlingen (Bas-Bellain)» und die «Phylladen von Ufflingen (Trois-Vierges)». Es sind dunkle Schiefer, praktisch fossilarm und ohne jede Abwechslung durch eine andere Einlagerung. Am reinsten ausgeprägt ist der Charakter des Taunusien auf dem einförmigen Plateau, welches den Norden des Kantons Redingen bildet, oder auf den sumpfigen Hochebenen von Helzingen (Hachiville) und von Niederbeßlingen (Bas-Bellain). Das Taunusien (Phyllades d'Alle im Westen der Eifeler Mulde) ist im Maastal stratigraphisch bestimmt durch seine Lagerung zwischen dem fossilführenden obern Gédinnien und der Grauwacke von Montigny. Da diese Phylladenzone von Alle bis in die Wiltzer Mulde eine ununterbrochene ist, so kann man die Schiefer von Kautenbach und Ufflingen ins Taunusien stellen. Die Einteilung in Schiefer von Bas-Bellain und in Phylladen von Ufflingen beruht auf lithologischen Unterschieden, wie denn der lithologische Charakter für die Abteilungen des Taunusien, Hunsrückien und Burnotien allein maßgebend ist. Fossilien werden von **GOSSELET** nur aus dem Hiergien gegeben.

Das **Hunsrückien** = Grauwacke de Montigny setzt sich aus Grauwacken, Sandsteinen und Quartzitschiefern zusammen. Das Hunsrückien des Südrandes der Wiltzer Mulde wird als «Quartzitschiefer von Heinerscheid» bezeichnet. **DUMONT** bezeichnete diese Zonen als Ahrien. **GOSSELET** aber nimmt an, daß das Ahrien fehlte, und daß das Ahrien von **DUMONT** als Hunsrückien anzusprechen sei. Während des Ahrien soll sich das Meer aus dem «Bassin von Wiltz» nach Osten zurückgezogen haben, so daß im Westen eine Lücke in

der Ablagerung entstand, welche das obere Hunsrückien, das Ahrien und das Burnotien begreift. GOSSELET argumentiert wie folgt:

«Les quartzophyllades d'Heinerscheid et de l'Eglise, dans le Luxembourg, sont immédiatement superposés aux ardoises de Trois-Vierges et de Neufchâteau, comme les quartzophyllades de Bouillon le sont aux ardoises d'Alle. Les phyllades de Trois-Vierges, de Neufchâteau et d'Alle étant taunusien, il est naturel de ranger dans le Hunsrückien les quartzophyllades d'Heinerscheid, de l'Eglise et de Bouillon.»

Les quartzophyllades de Bouillon sont bien hunsrückiens comme DUMONT l'admet, ce qui est prouvé par la faune de Gesly.

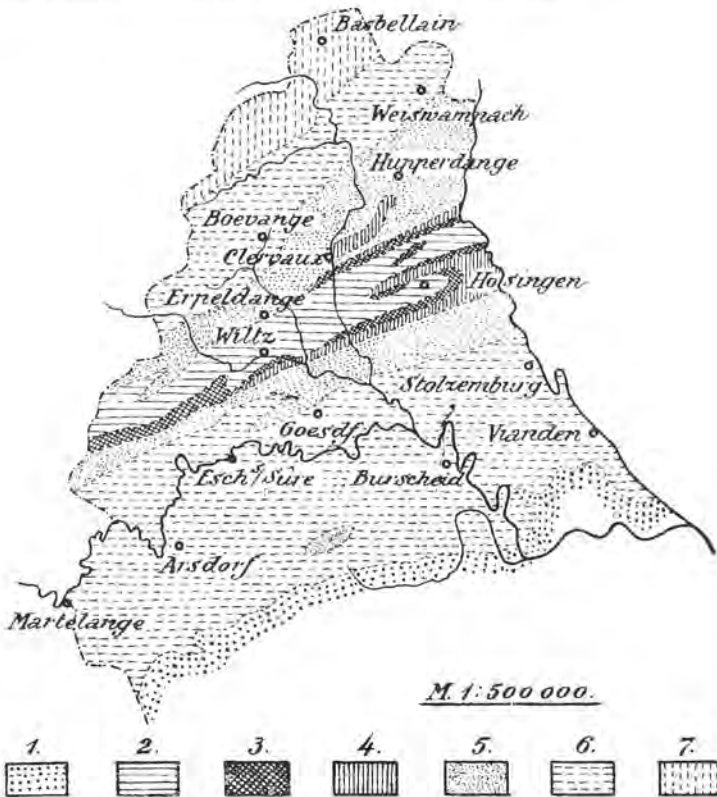


Fig. 2. Stratigraphische Gliederung des Devons im Oesling nach GOSSELET (1885, 1888).

1. = Buntsandsteinrand; 2. = Oberes Hiergien = Schistes de Wiltz; 3. = Unteres Hiergien = Quartzite de Berlé; 4. Burnotien = Schiste rouge de Clervaux; 5. Hunsrückien = Quartzophyllades de Schuttbourg et de Heinerscheid, 6. — Taunusien = Schistes de Kautenbach et phyllades de Troisvierges; 7. = Sandige Fazies des Taunusien.

«La zone ardoisière étant continue depuis Alle jusqu'à Trois-Vierges, on doit, jusqu'à preuve du contraire, considérer comme continue la zone quartzoschisteuse qui la surmonte et identifier les quartzophyllades de Heinerscheid à ceux de Bouillon. Ceux-ci étant certainement hunsrückien, il doit en être de même des premiers.» J. GOSSELET: l'Ardenne p. 347.

Das Burnotien setzt sich aus weinroten und hellgrünen Schiefen mit eingelagerten olivengrünem Sandstein zusammen, welche GOSSELET unter dem Namen: «Schistes rouges de Clervaux» zusammenfaßt. Da Fossilien sehr selten sind und der Sandstein manchmal große Aehnlichkeit mit dem der vorhergehenden Stufe hat, so ist es stellenweise schwierig, das Vorhandensein oder Fehlen des Burnotien bei geringer Mächtigkeit nachzuweisen. Meistens sind aber die auffallend rot gefärbten Schiefer vorhanden, so daß das Burnotien dann einen leicht aufzufindenden Horizont darstellt. Das Burnotien hat anderwärts in den Ardennen und im rheinischen Schiefergebirge Fossilien geliefert, nach denen es zum Unterdevon gehört, wohin es auch von den deutschen Geologen gestellt wird.

Das Hiergien nimmt den innersten Teil der Mulde von Wiltz ein. Es läßt sich sowohl nach seinem lithologischen als faunistischen Charakter in zwei Unterabteilungen zerlegen: zu unterst die «Quarzite von Berlé» mit Vorherrschen der Lamellibranchiaten, zu oberst die «Schiefer von Wiltz» mit Vorherrschen der Brachiopoden. DEWALQUE hat statt des Namen Hiergien seine «Schistes de Bure» aufgestellt, welche er zum Mitteldevon zählt. Die «Wiltzer Schiefer» werden sogar von vielen belgischen Geologen zu der nächst höhern Stufe, dem «Couvinien» gestellt. Unter den Fossilien, welche die «Schiefer von Wiltz» geliefert haben, gibt es vorherrschend Formen, welche zum Unterdevon gehören, dazu gibt es auch solche, welche bis in die *Calceola-Stufe* hinaufgehen.

Einteilung des Devons im Oesling

nach GOSSELET, „l'Ardenne“ p. 162, und „Aperçu géologique du Dévonien dans le Grand-Duché de Luxembourg“, p. 293.

Terrains	Séries	Étages	Assises	Aequivalente im lux. Devon			
				Im Norden	Im Süden		
Dévonien	inférieur	Coblencien	Grauwacke de Hierges	Schistes de Wiltz Quarzite de Berlé			
			Poudingue de Burnot			Schiste rouge de Clervaux	
			Grès noir de Vireux	fehlt			
			Grauwacke de Montigny	Quartzophyl. de Heinerscheid		Quartzophyl. de Schuttbourg	
		Gédinnien		Gédinnien	Grès d'Anor	Schistes de Bas-Bellain	Schistes de Kautenbach
						Phyllades de Trois-Vierges	

Vergleichende Tabelle für das Unterdevon
in den Ardennen und im Oesling
nach DUMONT, DEWALQUE und GOSSELET.

DUMONT	DEWALQUE	GOSSELET (Desling)			
Eifélien E	Eifélien e	Eifélien			
			Couvinien	Couvinien	
quartzo- schistoux	Schiste de Bure.	Hiergien			
				Schiste de Wiltz	
supér. E ₂		Quarzite de Berlé			
infér. E ₁	Poudingue de Bur- nof et Schistes rouges de Vicht r ₁	Coblencien			
				Burnotien - Schisté rouge de Clervaux	
Rhénan	Rhénan	Coblencien			
			Ahrén A	Im Westen fehlt die Grauwacke de Vireux, im Osten vielleicht vorhanden	
			Coblencien Cl.	Huns- ruckien.	Grauwacke de Montigny
Gédinnieu G	Gédinnien	Gédinnien			

Die fette Linie gibt die Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon bei den verschiedenen Autoren an.

Zusammenfassend kann über das Verdienst GOSSELET's für die Klarlegung der stratigraphischen Verhältnisse des Oeslings gesagt werden, daß seine Studie: *Aperçu géologique sur le terrain dévonien du Grand-Duché de Luxembourg* die bedeutendste Arbeit der dama-

ligen Zeit für das Luxemburger Devon darstellte. Für die Vergleichung mit den belgischen Ardennen stellte er folgende Sätze auf: Die Quarzophylladen von Schüttburg und Heinerscheid sind als Fortsetzung der Quarzophylladen von Nouzon anzusehen, und wie diese gleichalterig mit der Grauwacke von Montigny, welche zum Hunsrückien gehört.

Dem entsprechend sind die darunter lagernden Schiefer von Kautenbach und Uiflingen als Fortsetzung der Schiefer von Alle, Bertrix und Neufchâteau vom Alter des Taunusien.

Da andererseits die roten Schiefer von Clerf den Schichten von Winenne (unteres Burnotien) gleich zu stellen sind, besteht, wenigstens im Westen des Oeslings, eine Heraushebungslücke, entsprechend der Stufe des Sandsteines von Vireux. Oestlich der Clerf, wo der zentrale Teil der Eifeler Mulde sich erweitert, soll nach GOSSELET das Ahrien (Stufe des Sandsteines von Vireux) entwickelt sein und sich zwischen die Roten Schiefer von Clerf (Burnotien) und die Quarzophylladen von Heinerscheid (Hunsrückien) einschließen.

Im Liegenden des Schiefers von Wiltz trennt GOSSELET eine neue Stufe ab mit der Fauna des Coblenzquarzites, die er als Quarzit von Berlé bezeichnet.

Der Quarzit von Berlé und die Wiltzer Schiefer sind dem Hiergien gleichzustellen (ASSELBERGHS 1912).

GOSSELET hatte der Stratigraphie des Oeslings nur 14 Tage Feldarbeit widmen können. Trotz seiner Autorität blieb doch manches eine offene Frage, an erster Stelle seine Auffassung, daß im Westen eine Schichtenlücke im Ahrien infolge Heraushebung bestände.

Weiter drohte ein Wirrwar in der Nomenklatur des unteren Devons, der möglichst rasch behoben werden mußte. An der Lösung dieser weiteren Frage ist die Stratigraphie unsers Oeslings in erster Linie beteiligt. Der Begriff Coblencien hat bei DUMONT und bei GOSSELET eine verschiedene Ausdehnung und die deutsche Bezeichnung Coblenzstufe deckt sich mit keiner der Auffassungen des Begriffes Coblencien. (Siehe die voranstehende «Vergleichende Tafel für das Unterdevon in den Ardennen».)

Beide Fragen, der Schichtenlücke des Ahrien und der Bereinigung des Begriffes Coblencien wurden im gleichen Zeitraum bearbeitet. Wir wollen dieselben der Uebersichtlichkeit halber auseinanderhalten.

III.

Die Erforschung des Luxemburger Devon seit der Jahrhundertwende.

Vereinheitlichung der Nomenklatur des Unterdevons in den Ardennen, in der Eifel und im Siegerland.

Ardennen und Eifel schließen sich dem Siegerlandgebiet an, weshalb auch die Stratigraphie dieses Gebietes für die Ardennen und die Eifel anwendbar ist. Die Synchronisierung der einzelnen Stufen des Unterdevons in den Ardennen mit dem Siegerland ist heute allgemein durchgeführt und die Bezeichnungen «Siegenien» und «Emsien» sind heute in Belgien in die offizielle geologische Nomenklatur aufgenommen.

Das unterste Unterdevon der Ardennen bildet das Gédinnien. Im Siegerland werden ähnliche Schiefer als Gedinnestufe bezeichnet. Leitend ist *Spirifer sulcatus*.

Unteres und oberes Unterdevon werden als Siegenien und Emsien bezeichnet.

Die Siegener Schichten.

Die Bezeichnung «Étage siegenien» ist 1899 von H. DE DORLÉDOT in die geologische Nomenklatur französischer Sprache eingeführt worden und begreift die Sedimentfolge zwischen dem Gédinnien unten und den «Kob'enzschichten» des Mittelrheingebietes oben.

Das Siegenien umfaßt die beiden Stufen Taunusien und Hunsrückien in dem Umfang und in der Auffassung wie sie von A. DUMONT für die Ardennen festgelegt worden waren und wie sie auch für das luxemburger Devon bisher angewandt wurden. Dem Taunusien entspricht die untere, dem untern Hunsrückien die mittlere Siegener Stufe und dem obern Hunsrückien die obere Siegener Stufe.

Im Taunus und im Hunsrück entspricht den «Siegener Schichten» = Siegenien, der Taunusquarzit und der untere Teil der Hunsrückischiefer. Dem Taunusquarzit entspricht in den Ardennen der feldspathaltige «grès d'Anor».

Im Jahre 1913 versuchte A. ASSELBERGHS die Synchronisierung der Schichten auf der Antiklinale von Givonne und in der Eifeler Mulde mit den Schichten im Siegener Gebiete durchzuführen. Er zeigte daß die Parallelisierung: oberes und unteres Hunsrückien = obere und mittlere Siegener Schichten, Taunusien = untere Siegener Schichten, sich auf der Antiklinale von Givonne und in der Eifeler

Mulde von dem Maastal über Luxemburg bis in die Eifel durchführen läßt.

Nachdem später von deutschen Geologen der Begriff «Siegener Schichten» schärfer präzisiert und in Unterabteilungen zerlegt worden war, hat A. ASSELBERGHS (1926) die Schichtenfolge der Eifeler Mulde und der Antiklinale von Givonne dieser neuen Einteilung gemäß gegliedert. Eine vergleichende Zusammenstellung findet man in der nachstehenden Tafel.

Tabellarische Zusammenstellung

Siegerland, Westerland, Sauerland	Ardennen		
	Aequivalente nach A. DUMONT	Aequivalente nach H. DORLODOT und A. ASSELBERGHS	Aequivalente in der Eifelmulde und auf dem Sattel von Givonne (nach A. ASSELBERGHS)
Herdorfer Schichten	Oberes Hunsrückien	Oberes Siegenien	Fazies von Neufchâteau: Phylladen, seltene Fossilien. Fazies von St. Vith: Phylladen mit Bänken von grünlichem lockern Sandstein. <i>Tropidoleptus carinatus</i> , <i>Spirifer hystericus</i> , <i>Rensselaria strigiceps</i> .
Rauhflaser- horizont	Unteres Hunsrückien	Mittleres Siegenien	Fazies von Bouillon: Kalkige Schiefer, tonig-kalkiges Ge- stein mit der Fauna von Longlier = Fauna von Seifen. Fazies von Longlier: Quarzschiefer, Sandstein, schieferiger Sandstein, sandige Grauwacke mit der Fauna von Longlier. Fazies von Huy: sandige Grauwacke, Sandstein, Quar- zophylladen mit <i>Rensselaria crassica</i>
Tonschiefer- horizont	Taunusien	Unteres Siegenien	Fazies von Anor: Schiefer mit <i>Halterites Dechenianus</i> und Quarzschiefer mit Linsen von weissem Quarzit mit der Fauna von Anor. Fazies von Anlier: Schiefer mit <i>Halterites Dechenianus</i> , Quarzophylladen, Quarzschiefer, blauer und graublauer Sandstein mit seltenen Lagen von <i>Rensselaria crassica</i> .

Im Oesling sind die obere und mittlere Siegenerstufe an der Oberfläche vertreten.

Den Herdorfer Schichten = obere Siegenerstufe = obere Hunsrückstufe, entsprechen Schichten, die im Westen der Eifeler Mulde als dunkelblaue, regelmäßig spaltende Schiefer, manchmal als Dachschiefer entwickelt sind und selten Fossilien enthalten. Diese Ausbildung im Westen der Mulde wird als Fazies von Neufchâteau bezeichnet.

Sie tritt bei Martelingen in das Luxemburger Gebiet ein und überlagert gegen Süden hin die hier einsinkende Antiklinale von Givonne. ASSELBERGHS nimmt an, daß sie gegen Osten bis zu einer Linie ansteht, die etwa über Rambruch, Arsdorf und Bögen zieht um östlich dieser Linie unter die nächst höhere Stufe unterzutauchen. In Wirklichkeit, ist die Grenze fingerförmig verzahnt mit derjenigen der nächst höhern Stufe und zieht östlich des Bleestales durch.

Am Nordrande der Eifelmulde wird die Ausbildung nördlich Helzingen mehr neritisch. Lagen und Zonen von tonigem Sandstein, von sandiger Grauwacke und von Quarzophylladen schalten sich ein. Diese Fazies zieht von Helzingen über Uflingen nach Gouvy, weiter nach St. Vith und höher hinauf und erweitert sich in einer westlichen Ausbuchtung, die als «Becken von Houffalize» bezeichnet wird.

Es ist dies die Fazies von St Vith, die der sandigen Fazies von Niederbeßlingen im Sinne von J. GOSSELET entspricht.

Der Sandstein ist oft sehr fossilreich und ist charakterisiert durch die Vergesellschaftung folgender feingerippten Arten: *Spirifer hystericus*, *Tropidoleptus carinatus*, *Rensselaria strigiceps* und anderer wie *Trigeria Gaudryi*, *Tentaculites scalaris*, *Tropidoleptus* und *Chonetes* kommen in Bänken vor. *Spirifer primaevus* ist sehr selten.

Im Luxemburger Gebiet wäre diese Fazies als «Nordfazies» zu bezeichnen. Wir haben dennoch den von GOSSELET geschaffenen Namen beibehalten.

Der Rauhfaserhorizont = mittlere Siegener Stufe = untere Hunsrückstufe. Im Westen der Eifelmulde ist sie als Fazies von Bouillon ausgebildet und begreift kalkigtonige oder kalkige Schiefer mit Crinoïden, oft mit Kalkstein in Bänken und Linsen oder mit tonigem Crinoïdenkalk. Eingelagert sind braune, grüne oder blaue Quarzophylladen, Bänke von Macigno, selten dünn geschieferte Sandsteine oder blaue Schiefer.

Nach Osten hin wird die Entwicklung sandiger. Die Kalke werden durch sandige Schiefer ersetzt. Quarzite und sandige Grauwacken oder grobgeschieferte Phylladen schalten sich ein. Nur die fossilführenden Bänke bleiben kalkig. Diese Ausbildung wird als Fazies von Longlier bezeichnet.

Ein nördlicher Streifen zieht in Nordostrichtung westlich St. Vith hinauf über Elsenborn und östlich Montjoie vorbei. Nördlich St.

Vith wird der sandig-schiefrige Charakter noch mehr ausgeprägt, die fossilführenden Bänke sind ebenfalls sandig. Es ist dies die Fazies von Huy.

Die Fazies von Longlier berührt das Luxemburger Gebiet im Süden in der Umgegend von Martelingen, im Norden von Oberwampach bis Helzingen.

Vom 12. bis 21. Juni 1933 und vom 4. bis 11. April 1934 fanden gemeinsame Exkursionen durch die Siegener Schichten des Rheinischen Schiefergebirges und der Ardennen statt, an denen die Herren A. ASSELBERGHS, W. HENKE, W. SCHRIEL, W. WUNSTORF teilnahmen. Durch diese gemeinsamen Begehungen sollte festgestellt werden, ob sich die Dreigliederung der Siegener Schichten im belgischen und deutschen Verbreitungsgebiet durchführen läßt. Auch das Oesling wurde bei diesen Exkursionen berührt. Nach dem veröffentlichten Berichte: «Ueber eine gemeinsame Exkursion durch die Siegener Schichten des Rheinischen Schiefergebirges und der Ardennen» — Jahrb. Preuß. geol. Landesanstalt, Bd. 56, Berlin 1935 — sind folgende Ergebnisse wichtig:

«Die Dreigliederung der Siegener Schichten, wie sie in den Süd-Ardennen durchgeführt ist, ist die gleiche wie sie in der Eifel und im Siegerlande angewandt ist. Daher kann die Dreigliederung ohne jede Schwierigkeit durch das ganze Rheinische Schiefergebirge durchgeführt werden. Die Benennung der drei Horizonte mit: Obere Siegener Schichten, mittlere Siegener Schichten, untere Siegener Schichten ist zweckmäßig und macht die unzählig vielen Spezialnamen überflüssig. Nur einige bleiben zur Bezeichnung von Faziesbegriffen stehen.»

Die Frage einer angeblichen Schichtenlücke im Ahrien des westlichen Oeslings.

Diese Frage wurde von H. DE DORLODOT (1904) wieder aufgegriffen. Bis zu dieser Zeit war folgende Parallelisierung zwischen den Koblenzschichten der deutschen Geologen und den entsprechenden Schichten in den Ardennen festgelegt worden:

Die Schiefer von Wiltz (Hiergien) entsprechen den oberen Koblenzschichten. Dem Koblenzquarzit entsprechen die Schichten von Winenne, welche das Äquivalent des Quarzites von Berlé sind.

Den Unterkoblenzschichten entspricht der Sandstein von Vireux (Ahrien). Da nun GOSSELET die Quarzophylladen von Heinerscheid und von Schüttburg als Hunsrückien auffaßt, müßten die roten Schiefer von Clerf dem Sandstein von Vireux entsprechen, statt den Schichten von Winenne, oder der Vertreter des Sandsteins von

Vireux müsste fehlen, wie GOSSELET für den westlichen Teil des Oeslings angenommen hatte, während er im Osten ein Aequivalent der Vireuxstufe zugibt, ohne denselben jedoch auf seiner Karte eingetragen zu haben. Es kommt also bei dieser Frage darauf an, ob im Westen des Oeslings eine Heraushebung besteht oder ob in Wirklichkeit keine Schichtenunterbrechung vorhanden ist. H. DE DORLODOT schlußfolgert, daß keine Heraushebung bestand und daß die Vireuxstufe vertreten ist. (E. ASSELBERGHS, 1912.) Das stratigraphische Problem stellt sich also so: Was für Schichten entsprechen der Vireuxstufe und wohin gehören die tiefer liegenden Schichten, die von GOSSELET als Hunsrückien und Taunusien aufgefaßt wurden.

In den Erläuterungen zu dem Blatt Dasburg-Neuerburg, das unmittelbar an das Luxemburger Gebiet anschließt, folgt LEPPLA (1904) der «grundlegenden Arbeit» von GOSSELET: *Aperçu géologique sur le Dévonien du Grand-Duché de Luxembourg*. Er gibt an, daß das Gebiet aus Koblenzschichten besteht, die in eine untere und eine obere Koblenzstufe geteilt werden. In die untere Koblenzstufe stellt er eine Schichtenreihe von dunkelgrauen, mehr oder minder sandigen Tonschiefern, denen oben Grauwacken eingelagert sind. «Im großen ganzen entspricht diese Schichtenreihe der von GOSSELET als Schistes de Kautenbach, Quarzophyllades de Schuttbourg und vielleicht als «Phyllades de Trois-Vierges» bezeichneten.»

Die oberen Koblenzschichten begreifen unten bunte Schiefer und Grauwacken, die dem «Schiste de Cleivaux» entsprechen. In den obersten bunten Schiefen findet man grobe, versteinungsreiche, helle Quarzite, entsprechend den «Quarziten von Berlé» GOSSELET'S. Die höchsten Koblenzschichten bilden die an Versteinerungen reichen Daleidener Schiefer, das Aequivalent der «Schistes de Wiltz» von GOSSELET.

E. ASSELBERGHS (1912, 1913) stellte an Hand eines bis dahin nicht erreichten Materials an Fossilien für das Devon des Oeslings und der angrenzenden Gebiete folgende stratigraphische Gliederung auf:

Die im Oesling auftretenden Schichten gehören den drei Stufen des Emsien und dem oberen Siegenien (oberes Hunsrückien) an. Das mittlere Siegenien (unteres Hunsrückien) berührt nur an zwei Stellen die westliche Grenze des Oeslings. (Die Bezeichnung «Hunsrückien» wird später ganz fallen gelassen).

Das obere Emsien (Oberkoblenzschichten) wird gebildet durch die fossilführenden «Wiltzer Schiefer», welchen die «Grauwacken von Hierges» im Westen und die «Schiefer von Daleiden» im Osten entsprechen.

Darunter folgen die hellen «Quarzite von Berlé» und die «roten Schiefer von Clerf», welche dem mittleren Emsien (Koblenzquarzit) entsprechen.

Die Verbreitung dieser Schichten entspricht, wie aus einem beigefügten Kärtchen ersichtlich ist, derjenigen welche GOSSELET ihnen gegeben hat.

Das untere Emsien (untere Koblenzschichten) setzt sich oben aus groben, dunklen Schiefen mit Linsen von eisengrauen Quarzsandsteinen zusammen. Unter diesen kommt eine Schichtenfolge von tonig-sandigem Charakter: Sande, Schiefer und Quarzophylladen.

Das untere Emsien umfaßt nördlich dem zentralen Teile der Mulde etwa das Gebiet der Quarzophylladen von Heinerscheid, im Süden das Gebiet der Quarzophylladen von Schüttburg, welche Zone sich aber von Westen nach Osten so erbreitert, daß sie östlich der mittleren Sauer bis an den Südrand des Oeslings reicht.

Das obere Siegenien begreift im Norden den Raum nördlich der Linie Oberwampach, Ufflingen, Gouvy, St. Vith und entspricht etwa der sandigen Fazies des Taunusien im Sinne GOSSELET's. Im Süden nimmt das obere Siegenien an der Westgrenze bei Martelingen den Raum des Taunusien von GOSSELET ein, sinkt aber rasch infolge von axialem Gefälle unter das untere Emsien ein. Unteres Emsien und oberes Siegenien verzahnen sich fingerförmig westlich der mittleren Sauer. Das mittlere Siegenien berührt nur die westliche Grenze, im Süden bei Martelingen, im Norden von Oberwampach bis Helzingen.

Es ergibt sich aus diesen Arbeiten, daß eine Schichtlücke in der Stufe von Vireux nicht besteht. Irgend eine Heraushebung, die zu einer Unterbrechung der Sedimentation führte, ist nicht festzustellen, wenngleich das Meer zur Zeit der Ablagerung des Burnotien sein Minimum an Tiefe erreichte. Die «Roten Schiefer von Clerf» gehören aber nicht zum Ahrien, wie DE DORLODOT annehmen zu müssen glaubte. Sie sind Burnotien.

Die Fossilfunde beweisen, daß die Annahme GOSSELET's, die Quarzophylladen von Heinerscheid und von Schüttburg seien vom Alter des Hunsrückien, nicht zutrifft. Sie gehören ins Ahrien, wie bereits DUMONT angenommen hat. Dem entsprechend muß auch die tiefere Stufe GOSSELET's höher gestellt werden. Sie vertritt oberes, zum geringen Teile auch mittleres Siegenien. Das Taunusien ist an der Oberfläche nicht anzutreffen.

In meiner auf eigenen Feldaufnahmen beruhenden Studie: M. LUCIUS, Die Tektonik des Devons im Großherzogtum Luxemburg,

1912, ist die von J. GOSSELET aufgestellte stratigraphische Gliederung beibehalten. Doch erkannte ich, wie aus der beigelegten Uebersichtskarte hervorgeht, daß den «Quarzophylladen von Schüttburg» eine viel größere Verbreitung, besonders auf dem Sattel von Givonne infolge des Achseneinsinkens nach Osten, zukommt als GOSSELET und auch DUMONT angenommen haben. Im Sauerthal, zwischen Erpeldingen und Kautenbach konnte eine Reihe von Mulden mit «Quarzophylladen von Schüttburg» und an der obern Sauer ein ununterbrochener Zug der gleichen Stufe zwischen Insborn und Goebelsmühle nachgewiesen werden.

Die Koblenzstufe im Luxemburger Gebiet.

A. DUMONT faßte das Hunsrückien und Taunusien als Unterabteilungen seines «Coblencien» zusammen. J. GOSSELET vereinigte unter diesem Begriff «Coblencien» alle Stufen des Unterdevon, also alle Stufen, welche in unserm Oesling auftreten. (Siehe die vergleichende Tabelle p. 29.)

Nach der Auffassung der deutschen Geologen begreift die Koblenzstufe das Ahriem sowie den untern Teil des Eifelien im Sinne DUMONT'S.

Da die Bezeichnung «Coblencien» mit solchen Begriffsverwirrungen belastet ist, wurde sie nach dem Vorschlag von H. DE DORLODOT durch Emsien ersetzt und zwar deckt sich der Begriff «Emsien» mit der «Koblenzstufe» der deutschen Geologen, der Begriff «Siegenien» mit dem «Coblencien» im Sinne von A. DUMONT.

Die Arbeiten von E. ASSELBERGHS über die Synchronisierung der Schichten der Ardennen inclusiv des Oeslings und über eine einheitliche Nomenklatur lassen nun folgende Schlußfolgerungen zu:

1) Die Synchronisierung der Siegener Schichten mit den Ablagerungen in den Ardennen, die von A. DUMONT als Taunusien und Hunsrückien bezeichnet wurden, läßt sich ohne Schwierigkeiten durchführen, weil das Siegener Gebiet und die Ardennen im Devon eine durchgehende Sedimentationszone bildeten.

2) Die Stufen des Taunusien und des Hunsrückien in der Bedeutung, die sie am Mittelrhein (Taunus und Hunsrück) erhalten haben, lassen sich bis jetzt nicht restlos mit den gleichnamigen Ablagerungen in den Ardennen parallelisieren, da sie zwei verschiedenen Fazieszonen angehören.

3) Es ist deshalb angezeigt, die Bezeichnung «Siegener Schichten» auch für die Stratigraphie der Ardennen anzuwenden und die Namen «Taunusstufe, Hunsrückstufe» für das Mittelrheingebiet zu reservieren.

4) Der Begriff «Coblenzstufe» ist, weil irreführend, für die Ardennen abzulehnen und durch «Emsien» zu ersetzen.

5) «Siegenien» und «Emsien» sind in diesem Sinne in die belgische Geologie aufgenommen worden.

Die Stellung des «Quarzit von Berlé» war bei E. ASSELBERGHS eine Zeit lang schwankend.

J. GOSSELET (1885 p. 265) stellte ihn an die Basis der «Schichten von Wiltz».

Auch A. LEPPLA (1908) betrachtete den «Quarzit von Berlé» als alleinigen Äquivalenten des Koblenzquarzites und trennte ihn von den Schichten von Clerf ab, welche letztere als zur «untern Koblenzstufe» gestellt wurden.

E. ASSELBERGHS (1912 und 1928) vereinigte den Quarzit von Berlé mit den «Schichten von Clerf» zum mittleren Emsien.

Detailuntersuchungen zwischen Nims und Our durch R. RICHTER und seine Schüler (1932—1937 und 1939) haben indess gezeigt, daß ein paläontologischer Schnitt zwischen dem Koblenzquarzit und den Schichten von Clerf zu legen ist. Die Fauna der letzteren weist nämlich nähere Beziehungen zum «Unterkoblenz» hin, weshalb die deutschen Geologen die Schichten von Clerf zum Unterkoblenz stellen. Der Koblenzquarzit aber führt eine Oberkoblenzfauna.

E. ASSELBERGHS hat sich in seinen jüngsten Arbeiten (1941, 1946) dieser Auffassung angeschlossen.

Doch trennt er die «Schichten von Clerf» wegen ihres eigenen «petrographischen Habitus» und wegen ihrer Fauna als «mittleres Emsien» von den unterlagernden Schichten ab, die er als «unteres Emsien» zusammen faßt. Diese Einteilung ist auch auf der Luxemburger Karte des Devons (1950) angewandt worden.

Nachstehende Tabelle bringt eine Gegenüberstellung der äquivalenten Stufen des Luxemburger Devons mit den benachbarten Gebieten nach der heutigen (1950) Auffassung.

Die Tektonik des Devons der Luxemburger Ardennen erfuhr erst spät eine eingehendere Bearbeitung.

DUMONT trennte in den Ardennen vier Massive ab. Die heute angenommenen Großelemente finden sich erst auf den tektonischen Karten von M. LOHEST 1904¹⁴⁾ und G. DEWALQUE 1905.¹⁵⁾ Beide Kar-

¹⁴⁾ Les grandes lignes de la géologie des terrains primaires de la Belgique. — Ann. Soc. géol. de Belg. t. XXXI, Liège 1904.

¹⁵⁾ Essai de carte tectonique de la Belgique. — Ann. Soc. géol. de Belg., t. XXXII, pl. IV, Liège 1905.

**Gegenüberstellung der äquivalenten Stufen des im Oesling vertretenen Devons
nach der heutigen Auffassung.**

Stratigraphische Gliederung des Eifeler Devons nach 1919	Geologische Karte von Luxemburg 1949	E. Asselberghs 1946	J. Gosselet 1885	A. Dumont 1848		
Obere Koblenzstufe Wiltzer Schiefer (E ³) An der Basis: Koblenzquarzit . . . Quarzite v. Berlé (q)		Oberes Emsien . . . Oberes Emsien	Wiltzer Schiefer Quarzit v. Berlé	Oberer Eifeler Quarz- zitschiefer		
Bunte Schiefer	unt. Koblenzstufe	Mittleres Emsien . . . Mittleres Emsien	Roter Clerfer Schiefer	Unterer Eifeler Quarz- zitschiefer		
Stadtfelder Schichten		Unteres Emsien . . . Unteres Emsien	<table border="0" style="margin: auto;"> <tr> <td style="text-align: center;">Stiden Schüttburger Quarzphylladen</td> <td style="text-align: center;">Norden Helmerscheider Quarzphylladen</td> </tr> </table>	Stiden Schüttburger Quarzphylladen	Norden Helmerscheider Quarzphylladen	... Ahrien
Stiden Schüttburger Quarzphylladen	Norden Helmerscheider Quarzphylladen					
Nasinger Schichten	Untere Stufe Stolzemburger Phylladen (E ^{1a})					
Siegener Stufe	}	Oberes Siegenien Oberes Siegenien	Kanten- bacher Schiefer	Ullinger Phylladen	... Huns- rückien	
						... Grobschiefer (sg ³) ... an der Basis lokaler Dachschiefer (Sg ^{3a}) ... im Norden d. Oeslings sandige Fazies (Sg ^{3s})
						... Sandstein und sandiger Schiefer (Sg ²)

ten verzeichnen in unserem Gebiete nur die beiden Großelemente: Eifeler Mulde und Sattel von Givonne. Eine eingehendere Arbeit über die Tektonik der Ardennen von P. FOURMARIER (1907) bringt auch zwei Profile 1 : 100.000 durch das Oesling. M. LUCIUS (1913) beschäftigt sich in einer Spezialarbeit mit der Tektonik des Luxemburger Devons. Als wichtigstes Ergebnis dürfte der Nachweis einer etwa 12 km langen Ueberschiebung am Nordrande der Wiltzer Mulde zwischen der belgischen Grenze im Westen und dem Clerftal im Osten gelten. Von dem Ourtal an nach Westen bis an den rechten Talhang der Clerf sind die «Schichten von Clerf» und der «Quarzit von Berlé» normal entwickelt und verschwinden unvermittelt bis an die belgische Grenze hin, wo beide in normaler Ausbildung wieder auftauchen. In dem rund 12 km langen Zwischenraum findet man nur an zwei Stellen einen Rest von Quarzit, obwohl südlich dieser Unterbrechung, im Innern der Wiltzer Mulde, die Schichten von Clerf und der Quarzit in normaler Ausbildung in drei kleinen Sätteln auftauchen. Es kann sich nur um eine Ueberschiebung handeln, welche «Wiltzer Schiefer» auf Quarzophylladen von Schüttburg über die fehlenden Stufen hinaufbringt.

B.

Das Mesozoikum

Zur allgemeinen Orientierung und zum Vergleich mit der allgemeinen Entwicklung der Kenntnisse des Mesozoikums sei Folgendes vorausgeschickt.

Die Anfänge einer wissenschaftlichen Erforschung der Trias reichen bis ins 18. Jahrhundert zurück. In den Gebieten zwischen Harz und Thüringen unterschieden schon damals J. G. LEHMANN (1756) und G. C. FÜCHEL (1761) als wichtige Glieder des «Flötzgebirges» den bunten Sandstein und den Muschelkalk. Mit letzterem verband man damals noch den Keuper. Die Forschung ging in diesen Gegenden von dem Bergbau auf Kupferschiefer aus. Von Thüringen aus übertrug man die Ergebnisse auf Württemberg und auf Lothringen, wo man die Lagerungsverhältnisse der Salzlager klar zu stellen versuchte. Auch im Luxemburger Gebiet erfuhr die Kenntnis der Trias eine bedeutendere Förderung durch die Nachforschungen nach Steinsalz. Da aber die grundlegende Bedeutung der Versteinerungen für die Altersbestimmung der Schichten erst in den zwanziger Jahren des 19. Jahrhunderts anfang sich durchzusetzen, kam es anfangs zu verhängnisvollen Verwechslungen, weil in Thüringen zwei Kalksteinformationen, Zechstein und Muschelkalk, vorkommen, in Lothringen nur Muschelkalk vertreten ist.

MERIAN hat 1820 in der Gegend von Saarbrücken zuerst die Stellung von Muschelkalk und Buntsandstein richtig gestellt.

Im Jahre 1823 wurde durch HAUSMANN die Stellung des süddeutschen Rotliegenden zum Muschelkalk definitiv festgelegt. HAUSMANN legte auch die Stellung von Salz und Gips unter dem Muschelkalke fest und wies nach, daß Gips in den bunten Mergeln über dem Muschelkalke vorkommt. Diese gipsführenden Mergel trennen aber in Schwaben den Muschelkalk vom Liaskalk (Gryphitenkalk). Für diese bunten Mergel in besonderer Stellung über dem Muschelkalk wurde von L. V. BUCH 1821 die Bezeichnung «Keuper» eingeführt.

Wichtig für die Trias in Elsaß-Lothringen und in Luxemburg ist das 1825 erschienene Werk: VON OEYNHAUSEN, VON DECHEN und VON LAROCHE: «Geognostische Umriss der Rheinländer zwischen Basel und Mainz, Essen 1825. Es enthält eine Karte, die bis in unser Land reicht. Es werden darin drei Formationen unterschieden:

1. Der rote oder bunte Sandstein.
2. Der rauchgraue Kalkstein oder Muschelkalk.
3. Die bunten Mergel oder Keuper.

Die untere Grenze dieser Formationen wird durch das Rotliegende, die obere durch die quarzigen Sandsteine bei Vic (entsprechen dem Rhätischen Sandstein) gebildet. Die Verfasser kannten das Gebiet aus eigener Anschauung, stützen sich aber bei ihren Ausführungen vielfach auf die trefflichen Lokalarbeiten von VOLTZ und von LEVALLOIS.

In die gleiche Zeit von 1821 bis 1825 fallen die bedeutenden Arbeiten von E. DE BEAUMONT über die Trias in den Vogesen, die aber erst 1827—1828 veröffentlicht wurden. Bereits 1822 hatte E. DE BEAUMONT die richtige Stellung des Muschelkalkes erkannt. Auch er stützt sich auf die trefflichen Untersuchungen von VOLTZ und LEVALLOIS.

In den sandigen Bildungen der Vogesen werden drei Abteilungen unterschieden:

Zu unterst Konglomerat und Tongestein.

Darüber der mächtige Vogesensandstein, ein gröberer Sandstein mit Einlagen von Konglomerat. An der unteren und oberen Grenze kommen häufige Einlagerungen von Dolomitknollen vor.

Diese beiden Abteilungen werden zum Rotliegenden gestellt.

Zu oberst folgen mächtige Bausteinbänke mit Glimmer und Tongehalt, die nach oben mit Tonbänken wechsellagern und schließlich in kalkig-dolomitische Schichten übergehen. Diese Stufe ist der «Grès bigarré». Er ruht angeblich diskordant auf dem Vogesensandstein

und enthält im Gegensatz zu diesem reichlich organische Einschlüsse, zu unterst Pflanzen, oben tierische Versteinerungen.

Die obere Abteilung entspricht dem deutschen «Buntsandstein». Der Muschelkalk entspricht der gleichen Stufe wie bei den deutschen Geologen, ebenso der Keuper. Doch ist bei E. DE BEAUMONT die Fossilführung des Muschelkalkes schärfer hervorgehoben und auch im Keuper werden zwei wichtige Horizonte festgelegt: die Stellung der fossilführenden dolomitischen Plattenkalke über dem Schilfsandsteine, der «horizon E. DE BEAUMONT» (Hauptsteinmergel) und die Stellung des Sandsteines an der Grenze gegen den Lias (Rhät). Die Zustellung der Vogesensandsteine zum Rotliegenden war ja ein Rückschritt, aber bereits 1830 stellte VOLTZ denselben zum Buntsandstein. Er zeigte auch daß eine Diskordanz zwischen Vogesensandstein und oberem Buntsandstein nicht besteht.

Im Jahre 1834 faßte dann V. ALBERTI zum ersten Mal Buntsandstein, einschließlich Vogesensandstein, Muschelkalk und Keuper als Trias zusammen.

Damit kann die erste Periode der Erforschung der Trias in Lothringen als abgeschlossen gelten.

Die bis dahin gewonnenen Resultate für die Trias in Lothringen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

Die Trias umfaßt in Lothringen drei Glieder: Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper.

1) Der Buntsandstein. Er begreift zwei Abteilungen von sehr verschiedener Mächtigkeit: unten den Vogesensandstein, oben den bunten Sandstein (*grès bigarré*) im engeren Sinne. Darüber folgen dolomitische Gesteine und rote Tone mit Gips, die noch zum *grès bigarré* gestellt werden.

2) Ueber den Tonen mit Gips folgt der Muschelkalk, der keine weitere Gliederung erfuhr.

3) Zu oberst steht der Keuper, der mit quarzigem Sandstein abschließt.

Im Keuper hatte E. DE BEAUMONT den wichtigen Horizont der Plattendolomite mit Versteinerungen (Horizont E. DE BEAUMONT = Hauptdolomit) abgetrennt.

Leider wurde dessen Stellung von den deutschen Geologen lange falsch aufgefaßt, was zu bedauerlichen Irrtümern Anlaß gab. ALBERTI hatte im süddeutschen Keuper ebenfalls einen Dolomit mit Versteinerungen festgestellt, den späteren Grenzdolomit, der aber eine Stufe tiefer liegt und die Lettenkohle abschließt, während der Horizont E. DE BEAUMONT über dem Schilfsandstein folgt. Dadurch wurden die Salzlager von Vic von den deutschen Geologen in die Lettenkohle

gestellt. Obschon LEVALLOIS gegen 1835 den Irrtum erkannt hatte, hat er sich in manchen deutschen Lehrbüchern hartnäckig bis sehr spät behauptet, wenn von Steinsalz der Lettenkohle in Lothringen die Rede geht. (W. E. BENECKE 1877).

Wir haben die Entwicklung der Trias in Lothringen hier näher dargelegt, um ein Kriterium zur Beurteilung des Wertes der in der gleichen Zeit im Luxemburger Gebiet geschaffenen Gliederung zu gewinnen. Der Wert der Gliederung eines Gebietes mißt sich daran, wie weit sie einen unmittelbaren Vergleich mit Gebieten zuläßt, mit denen dieses entwicklungsgeschichtlich eine Einheit bildet und das sind für die Luxemburger Trias Lothringen und das Gebiet von Commern.

Das für ein Gebiet Eigentümliche soll bei der stratigraphischen Gliederung zwar gebührend hervorgehoben werden, muß aber in den allgemeinen Rahmen hineinpassen. Dies gilt beispielsweise für die so eigentümliche Entwicklung unserer Trias am Rande des Oeslings oder für den Luxemburger Sandstein.

Wir geben, ebenfalls zwecks Vergleichs der Fortschritte in der Erforschung der Juraformation in Luxemburg mit den angrenzenden Gebieten, in einigen Stichwörtern die Entwicklung der stratigraphischen Einteilung dieser Formation.

A. VON HUMBOLDT bediente sich seit 1795 des Wortes «Jurakalk» zur Bezeichnung des Gesteins des schweizer und schwäbischen Jura. Die stratigraphische Position dieses Gesteins wurde 1829 von A. BOUÉ schärfer bestimmt und im gleichen Jahre wurde durch AL. BROGNIART die Bezeichnung «terrain jurassique» geschaffen.

In England sind die Ausdrücke «Lias» und «Oolith» seit langem als lokale Bezeichnungen bekannt, die dann zu Anfang des 19. Jahrhunderts von W. SMITH in die Wissenschaft eingeführt wurden. Er und seine Schüler haben bereits 1822 eine im Wesentlichen bis heute bestehende Gliederung der englischen Juraformation durchgeführt.

In Frankreich ist die Gliederung der Juraformation von ALC. D'ORBIGNY ausgegangen. Seit 1842 schuf er seine, auf paläontologischer Grundlage, besonders auf Verbreitung der Ammoniten beruhende Einteilung in 10 Unterabteilungen, die auch in seinem großen Werke: Paléontologie française, terrain jurassique, Paris 1849, festgelegt ist.

In Deutschland ging die Erforschung von den klassischen Jurabildungen Schwabens aus. L. VON BUCH schuf nach der vorherrschenden Farbe der Gesteine die Einteilung in schwarzen, braunen und weißen Jura und zerlegte jede dieser Abteilungen in eine untere, mittlere und ober Stufe (L. VON BUCH: Ueber den Jura in Deutschland. — Berlin 1839).

F. A. QUENSTEDT zerlegte jede der drei BUCH'schen Abteilungen in sechs Abschnitte, die je mit den sechs ersten griechischen Buchstaben bezeichnet wurden und die petrographisch und namentlich paläontologisch genau charakterisiert sind. So erhielt er für den Jura Schwabens 18 Stufen. (F. A. QUENSTEDT: Das Flötzgebirge Württembergs, 1843 und «Cephalopoden» in Band I der Petrefaktenkunde Deutschlands, 1846—1849.)

Seine Arbeiten über den schwäbisch-fränkischen Jura fallen zeitlich mit denen von ALC. d'ORBIGNY zusammen. Durch die paläontologische Grundlage beider Arbeiten war die Zeit der Vergleichung der Juraformation in räumlich auseinander liegenden Gebieten gekommen.

A. OPPEL, ein Schüler QUENSTEDT's, vernachlässigte zwar den petrographischen Charakter der einzelnen Stufen nicht, legte aber das Hauptgewicht auf die faunistischen Merkmale. Er führte die Namen Lias, Dogger und Malm ein und stellte etliche dreißig paläontologische Zonen für die ganze Juraformation auf. Er suchte diese Zonen auch auf die benachbarten Länder zu übertragen. (A. OPPEL: Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands, 1856—1858).

Der Lias zeigt in Lothringen und Luxemburg große Ähnlichkeit mit der schwäbischen Entwicklung, weshalb die klassische Einteilung Schwabens sich leicht auf diese Gebiete übertragen ließ. Nur die sandige Entwicklung des Luxemburger Sandsteines schien ein fremdes Element in der ununterbrochenen Folge dunkler Mergel und Kalken, dessen geologische Position auch noch durch den Umstand mißdeutet wurde, weil er in nächster Nähe des rhätischen Sandsteines auftritt.

Der Dogger zeigt in Lothringen und Luxemburg eine eigentümliche Ausbildung, die im unteren Teile von derjenigen Schwabens abweicht. Auch hier bestanden mancherlei Schwierigkeiten, um zu einer Parallelisierung beider Fazies zu gelangen.

Erste Hälfte des 19. Jahrhunderts

a) Die ersten Versuche einer Gliederung des Mesozoikums in Luxemburg

Den ersten Versuch einer Gliederung des Mesozoikums im Luxemburger Gebiet finden wir bei J. STEININGER (1819). Er unterscheidet hier neben der Schieferformation das jüngere Sandstein- und

Kalkgebirge.¹⁶⁾ Ueber die Grenzen des jüngeren Gebirges gibt er an: «Dieses Gebirge von buntem Sandstein und aufgelagertem, jüngerem Flötzkalk zieht sich über Trier nach Wittlich, Prüm, Vianden und weiter auf den Grenzen der Ardennen hin.» STEININGER beschreibt dann treffend den Buntsandstein aus der Umgegend von Trier. Hier wird jedenfalls zum ersten Mal der Name «bunter Sandstein» in der Luxemburger Mulde angewandt und die Stellung desselben im Vergleich mit den Bildungen in Thüringen richtig festgelegt.

Unter der Bezeichnung «jüngerer Flötzkalk» faßt STEININGER leider verschiedenes zusammen: Muschelkalk, auch Jurakalk, wie aus den angegebenen Versteinerungen hervorgeht, und sogar den devonischen Kalk von Prüm. Dies folgt auch aus der Verbreitung, die er dem jüngeren Flötzkalk zuweist.

«Er bildet die Höhen zwischen der Saar und Mosel, deckt das Sandsteingebirge auf dem linken Moselufer, an der Kyll, unteren Sauer, zu Prüm, Vianden und an den Ardennen herab . . . bis er sich in Frankreich in weite Ebenen verliert, auf welche sich in der Champagne die Kreide auflagert.»

Erwähnt werden auch die Gipslager in dem «jüngeren Sandstein- und Kalkgebirge». Beschrieben werden die Gipsvorkommen bei Igel und Wasserliesch an der Mosel.

«Das Vorkommen wird östlich durch eine Verwerfung in das Niveau des bunten Sandsteines gebracht und vom Flötzkalk eingedeckt.»

Doch ist ihm die Lagerung des Gipses noch unklar. Er hält den Gips bei Wasserliesch richtig für älter als den Flötzkalk (Muschelkalk), fragt sich aber, ob er nicht auch älter als der Buntsandstein sei.

Für Echternach gibt STEININGER an, daß der Gips auf dichtem Mergel ruht, fügt aber bei, daß auch Gips unter dem bunten Sandstein ruhe. Bei Wallendorf wird der Gips ebenfalls vom Flötzkalk eingedeckt. Unter dem Gips liegt bunter Mergel. «Aber da fehlt der bunte Sandstein zwischen ihm und dem jungen Flötzkalk.»

Die Lagerungsverhältnisse des Gipses, die bei Echternach durch die Verwerfungen noch verwickelter sind, werden erst in späterer

¹⁶⁾ Die Einteilung STEININGERS lehnt sich an die in Thüringen festgelegte Reihenfolge an. Hier unterschied man um die Wende des 18. zum 19. Jahrhundert; 1) Das Todtliegende oder den älteren Sandstein, 2) den Zechstein oder älteren Kalkstein, 3) den bunten Sandstein oder jüngeren Sandstein, 4) den jüngeren Kalkstein (Muschelkalk). Es ist das Verdienst STEININGER'S als Erster den Versuch unternommen zu haben, diese Einteilung nach Westen zu übertragen. Verwechslungen waren hier selbstverständlich unausbleiblich.

Zeit richtig gestellt. STEININGER erwähnt ebenfalls zum ersten Male in der geologischen Literatur, bei Echternach «mächtigen Quadersandstein, der hier über das ganze Gebirge weglagert. . . . Bei Echternach verschwindet der Flötzkalk unter dem Quadersandstein, nachdem der bunte Sandstein bereits bei Wintersdorf untergetaucht ist.»

Doch ist STEININGER bei Echternach, wegen der Verwerfungen, manches unklar. So gibt er an, daß flußabwärts von Echternach der Flötzkalk in «mächtigem Gebirge aufragt, bei Echternach aber nur ein dünnes Flötzchen davon vorhanden ist». Es dürfte sich hier wohl um Grenzdolomit handeln, da der Muschelkalk unmittelbar südöstlich Echternach an Verwerfungen absinkt.

Die Keuperformation wurde damals noch nirgends vom Muschelkalk getrennt. STEININGER erwähnt die Keupermergel und gibt ihnen ihre richtige Stellung über dem Flötzkalk an. Er bezeichnet den Keuper als «kalkige Letten, die man auch Tonmergel (marne argileuse) nennen kann.»

STEININGER kennt auch die einzelnen Buntsandsteinköpfe der Eifel und erwähnt zu Malmédy die Formation des roten Todtliegenden zu beiden Seiten der Warsche «mitten in den unwirtlichen Gegenden des Venns».

Die allgemeinen Lagerungsverhältnisse sind wirklich klar erfaßt.

«Der bunte Sandstein und der jüngere Flötzkalk füllen zwischen Ospern an den Ardennen, Mettlach an der Saar und Wittlich in der Eifel, einen großen tiefen Meerbusen aus, in welchem sie muldenförmig eingelagert sind. (Keuper wird noch nicht getrennt behandelt). Ein späteres Meer setzte in dieser Mulde den Quadersandstein (gemeint ist der «Luxemburger Sandstein») ab. . . . Es ist ein schmaler Strich Landes, in welchem dieser Sandstein erscheint

Seine Ausdehnung östlich der Sauer wird richtig angegeben. Westlich der Sauer gibt der Verfasser an:

«vom Zusammenfluß der Our und Sauer, dann südlich der weißen Ernz hinauf nach Fels, Mersch, bis Ansemburg, Rodt, Septfontaines und Copstad (Kopstal) in der Gegend von Luxemburg, welches selbst auf diesem Sandstein steht.» Von Luxemburg läuft die Grenze wieder über Godbringen, durch den Grünewald und über Consdorf wieder nach Echternach.»

Die bereits eingangs erwähnte muldenförmige Lagerung wird nochmals deutlicher angegeben:

«Wie auf der östlichen Seite des Quadersandsteines, zuerst der bunte Sandstein, der sich auf den Tonschiefer des Hunsrückes anlegt, in der Tiefe verschwindet, und nun, wo der Quadersandstein beginnt, auch der jüngere Flötzkalk sich in die Erde verliert, so tritt mit seiner westlichen Seite, schon zu Bollendorf und Dillingen, der jüngere Flötzkalk wieder zuerst unter ihm

hervor. Zu Wallendorf hört der Quadersandstein auf und der jüngere Flötzkalk hat wieder seine ganze Mächtigkeit erreicht, in der er, wie bei Trierweiler und Wintersdorf, hohe Gebirge konstituiert. Das Gipsflötz erscheint zwischen Wallendorf und Ameldingen wieder wie bei Echternach; und hinter Ameldingen geht der bunte Sandstein konglomeratartig, unter dem jüngeren Flötzkalk zu Tage aus. Er hebt sich nun, wie dieser verschwindet, zu ganzen Gebirgen und legt sich zu Gentingen, Roth, Vianden und Diekirch wieder auf den Tonschiefer der Ardennen.»

In den erläuternden Bemerkungen zur «Gebirgskarte der Länder zwischen dem Rheine und der Maas» gibt STEININGER (1822) an, daß Gips über dem Buntsandstein liegt, verwechselt aber den Gipschizont des Keupers mehrmals mit demjenigen des mittleren Muschelkalkes.

Auch die beiden Gruppen von bunten Mergeln (Keupermergel und Anhydritmergel) werden gelegentlich verwechselt. So schreibt STEININGER:

«Zu Niederanven liegt der Quadersandstein unmittelbar auf den oben erwähnten Letten (gemeint sind die Keupermergel über dem Muschelkalk bei Bitburg), und es ist zweifelhaft, ob die Lettenflötze, auf dem Buntsandstein liegend, sich aus dem Muschelkalk hervorheben, oder ob sie nicht auf diesen gelagert sind. Ich habe die erste Darstellung gewählt, ohne doch völlig von ihrer Richtigkeit gewiß zu sein.»

Diese Verwechslung der beiden bunten Mergelgruppen beruht wohl darauf, weil am Steilrande des «Quadersandsteines» (Luxemburger Sandsteines) die Keupermergel vielfach durch Schutt verdeckt sind.

Er erwähnt auch den blauen Kalk im Tale von Mondorf, der Gryphiten, Pectiniten, Terebrateln, besonders aber große Ammoniten enthält.

Die tiefe Lage des Gryphitenkalkes bei Mondorf, der infolge Verwerfung topographisch tiefer als der Luxemburger Sandstein liegt, veranlaßt ihn zu der Deutung:

«Vermutlich sind es die obersten Schichten des Muschelkalkes. Auf diesem Kalke liegen zu Bitburg noch bedeutende Lettenflötze.»

Anderseits beobachtete aber STEININGER doch, daß eine Kalkformation über dem Quadersandstein liegt. Aber zu welchen Schwierigkeiten eine uns scheinbar einfach dünkende Lagerung führen konnte, ersehen wir aus Folgendem. STEININGER schreibt Seite 57:

«Schon vor zwei Jahren vermutete ich eine neue Kalkformation, welche sich bei Dalheim und Luxemburg von Süden her an und auf den Quadersandstein lege. Ich unternahm eine neue Reise, um womöglich diesen Gegenstand ins Reine zu bringen und die Naturgeschichte des Quadersandsteines

bestimmter zu entwickeln. Ich legte einigen Wert auf diese Untersuchung, weil mir die Beziehung, in welcher man sich die Arbeiten BRONGIARTS über die Umgebungen von Paris, mit den Bestimmungen der WERNER'schen Schule, in Betreff des Quadersandsteines denken müsse, noch immer nicht deutlich geworden war. Aber das Resultat meiner Forschung bestand darin, dass der calcaire grossier und ihm gewissermaßen koordiniert der Quadersandstein, als zu ihm gehöriger grès coquillier marin, sich in die Mulde des Muschelkalkes legen, wahrscheinlich über die Kreide, welche nur in tieferen Punkten abgesetzt wurde, weit nach NO hinweggelagert.»

Da diese Auffassung derjenigen der französischen Geologen ganz entgegengesetzt ist, will STEININGER seine Auffassung begründen, indem er seine Reisebemerkungen, die er zwischen Metz, Longwy und Arlon gemacht hat, mitteilt.

STEININGER kommt nach Mitteilung seiner Beobachtungen zu dem Schluß, daß die besprochene Kalkformation (d. i. der Kalk südlich Dalheim und Aspelt) nach dem Quadersandstein gebildet wurde. Dieser Schluss kann aber nicht durch seine Beobachtungen begründet werden, sondern ist mehr ein zufälliger, denn die verwickelten Verhältnisse der mittleren und oberen Doggerkalke über der Erzformation und die Verhältnisse zwischen Longwy, Aubange und Arlon konnten STEININGER nicht klar sein und keine richtige Lösung bringen, zumal die von ihm aufgestellte Schlußfolgerung über das Verhalten des Quadersandsteines zum calcaire grossier sich als vollständiger Irrtum erweist.

Man sieht wie bei STEININGER neben wertvollen guten Ansätzen doch von einer wirklichen Gliederung nicht die Rede sein kann, weil sowohl im «Flötzkalk» als in den bunten «kalkigen Letten» zu viel Unsicherheit in Bezug auf Zusammengehörendes oder geologische Stellung herrschte.

Die Arbeit «Geognostische Umriss der Rheinländer zwischen Basel und Mainz» von V. OEYNHAUSEN, V. DECHEN und V. LAROCHE (1825) brachte für die Trias Klarheit. Nur sind auf der Karte Rhät und Luxemburger Sandstein noch zu einer Stufe zusammengefaßt.

Es ist das Verdienst STEININGER's, die in dieser Arbeit gegebene schärfere Gliederung zum ersten Male für Luxemburg durchgeführt zu haben, in der bereits beim Devon erwähnten preisgekrönten Schrift: **J. STEININGER: Essai d'une description géognostique du Grand-Duché de Luxembourg, Bruxelles 1828.**

Vergleichende Tabelle der Entwicklung der Gliederung der Juraformation in Luxemburg u. in den angrenzenden Gebieten v. 1853-1879

Gliederung nach QUENSTEDT u. OPPEL	Deutsch - Lothringen BILANCO 1878	Départ. de la Moselle JACQUOT 1868	Départ. de la Moselle TERQUEM 1855	Grand-Duché de Luxembg. MAJERUS 1854	Province de Luxembourg DEWALQUE et CHAPUIS 1853
Zone des Harp. Sowerbyi } Grenzschicht β - γ Subzone des Am. Sauzei	Schichten mit Harp. Sowerbyi u. Gryph. sub. lobata Kalke oder Mergel; Kalke mit eingesprengten Körnern von Eisenerz	Calcaire ferrugineux à Am. Sowerbyi	Calcaire ferrugineux pars.	Calcaire blanc de Rumelange pars.	Calcaire ferrugineux pars.
Brauner Jura β Zone des Am. Murchisonae	Schichten mit Harp. Murchisonae und Pholadomya reticulata Im Norden Oberregion: Mergel Im Süden Mergel	Grès supraliasique Fer hydraté	Marnes grises micacées	Oolithe ferrugineux d'Esch	Oolithe ferrugineux de Mont St. Martin
Brauner Jura α pars. Zone der Trigonina navis	Schichten mit Gryph. ferruginea und Trigonina navis Oberregion: Unterste Flöze des Eisenerzes Unterregion: Sandstein Sandstein Tone		Grès Marnes micacées		
Fossilarme Tone über den Torulosusschichten Brauner Jura α pars. Torulosus-Schichten	Schichten mit Harp. striatulum Oberregion: Tone Unterregion: Tone	Calcaire gréseux et marnes Zone à Am. concavus Zone à Troch. sub. duplicatus	Calcaire gréseux Calcaire noduleux	Marnes bleues de Pétange	Marnes de Grandcour
Lias ζ Zone des Am. jurensis	Meist fossilarme Tone an der Côte de Delme reich an Versteinerungen (Harpoc. bifrons)	Marnes bitumineuses Zone à Am. bifrons	Marnes bitumineuses	Schiste bitumineux de Differdange	Schiste bitumineux de Grandcour
Lias ε Schichten der Posid. Bronni	Schichten mit Pos. Bronni Im Norden Gelber sandiger Kalk Tone mit Kalkknollen Bituminöse Schiefer Im Süden Tone mit Kalkknollen Bitum. Schiefer	Grès médioliasique Calcaire lumachelle Marnes à ovoïdes ferrugineux Marnes feuilletées	Grès médioliasique Calcaire lumachelle Marnes à ovoïdes ferrugineux Marnes feuilletées	Macigno de Garnich Schistes micacés Marnes à ovoïdes Schiste ardoisé	Macigno d'Aubange
Lias δ pars. Schichten des Am. spinatus	Schichten mit Am. spinatus Lumachelle Sandige Mergel und Sandsteine mit eingelagerter lumachelle	Calcaire à Am. Davoei	Calcaire ocreux	Calcaire ocreux à Gryphaea cymbium	Schiste d'Etthe
Lias δ pars. Schichten des Am. margaritatus	Schichten mit Am. margaritatus Lumachelle Tone mit Eisenerzknochen Blätterige Tone	Marnes sableuses	Marnes sableuses	Marnes sableuses Schiste bitumin. de Cessingen?	Grès de Virton
Lias γ Zone des Am. Davoei Zone des Am. ibex Zone des Am. Jamesoni	Schichten mit Am. Davoei, Gryph. cymbium und Terebrat. numismalis Hellgraue Kalke mit eingesprengten, rostfarbenen Eisenerzkörnern	Assise à Belemnites acutus ou brevis Assise à Am. bisulcatus ou Gryphaea arcuata Assise à Am. angulatus Assise à Am. planorbis	Calcaire à Gryphites Marne et calc. gréseux et bitumineux	Calcaire à Gryphaea arcuata Grès de Luxembourg Calcaire et marne infralias.	Marnes de Strassen Grès de Luxembourg Marnes de Jamoigne
Lias β Zone d. Am. raricostatus Zone des Am. oxynotus Zone des Am. obtusus	? Fossilarme, sandige Tone				
Lias α Zone des Pentacrinus tuberculatus Zone des Am. Bucklandi Zone des Am. angulatus Zone des Am. planorbis	Schichten mit Belemn. acutus im Norden Wechsel von Kalken und Tone mit Arieten Im Süden Wechsel von Kalken und Tonen z. T Sandstein				

STEININGER gibt in dieser Schrift folgende Gliederung des Mesozoikums in Luxemburg:

Terrain secondaire inférieur:

- a. Grès bigarré
- b. Argile bigarrée et gypse
- c. Calcaire coquillier
- d. Argile bigarrée et gypse ?

Terrain secondaire supérieur:

- a. Grès de Luxembourg
- b. Calcaire à Gryphées arquées
- c. Marnes grises et grès marneux
- d. Grès ferrugineux
- e. Calcaire oolithique

Alluvions anciennes :

Hydrate de fer compact et minéral de fer en grains.

STEININGER führt dann Folgendes aus:

Der Buntsandstein bildet eine schmale Zone am Südfuß der Ardennen, von Vianden bis Ettelbrück, Platen und Redingen an der Attert. Unten besteht er aus sandigen Konglomeraten, oben aus rotem Sandstein. Er entspricht nicht dem Todtliegenden, sondern dem Buntsandstein der deutschen Geologen. STEININGER schlußfolgert bereits richtig, daß die Steinkohlenformation nicht vertreten ist und daß alle Versuche, dieselbe in Luxemburg zu suchen, erfolglos bleiben.

Da der Buntsandstein eine muldenförmige Lagerung besitzt, muß er in den tiefen Tälern wieder auftauchen, was bei Schengen an der Mosel sowie an der unteren Sauer zwischen Wasserbillig und Echternach der Fall ist. Der Buntsandstein liegt unter den bunten Mergeln mit Gips und unter dem Muschelkalk. Bei Sierck sieht man den rotbraunen Quarzit unter dem Buntsandstein. Für die Auffassung der Lagerung durch STEININGER vergl. Fig. 5 der Tafel II.

In dem Muschelkalk von Echternach fand STEININGER den *Ceratites nodosus*. Die Verbreitung des Muschelkalkes ist richtig angegeben.

Der Gips-horizont zwischen Buntsandstein und Muschelkalk.

Die Stellung dieses Gips-horizontes bereitete STEININGER manche Unsicherheit. Er erkannte, daß der Gips von Muschelkalk überlagert wird. Aber die Stellung des Gipses zum Buntsandstein ist ihm wohl nicht ganz klar, denn er schreibt:

«Le terrain d'argile avec gypse est placé plutôt par opposition que par superposition par rapport au grès bigarré. Sur les bords du bassin s'est déposé le grès, tandis que le fond du bassin est rempli de la formation de l'argile bigarrée avec gypse et ces deux terrains coordonnés sont également recouverts par le Muschelkalk. (Fig. 6 der Tafel II.)»

Als Stütze seiner Auffassung weist STEININGER darauf hin, daß bei Igel und anderwärts der Gips an dem Muschelkalk abstößt. Das Spiel der Verwerfungen ist ihm hier entgangen.

In seiner Gliederung gibt STEININGER einen zweiten Gipschizont in den bunten Mergeln über dem Muschelkalk an, versieht aber dessen Bestehen leider mit einem Fragezeichen.

Es handelt sich hier um den Keupergips, wie aus der Beschreibung klar hervorgeht.

«Il existe à l'Ouest de la vallée de la Moselle et de la Sûre une bande de terrain, qui s'étend de Messericq au Nord d'Echternach jusqu'à Lunéville et qui contient les grands dépôts de sel gemme à Vic en Lorraine. Dans le Grand-Duché . . . sa limite occidentale est formée par le grès de Luxembourg.

La composition de ce terrain de gypse diffère peu du terrain de gypse inférieur au Muschelkalk.»

STEININGER beschreibt dann mehrere Profile so genau, daß man noch heute leicht wiederfindet, was er angibt. (Fig. 7 der Tafel II). Er schlußfolgert richtig aus diesen Profilen:

«Il paraît donc évident que le calcaire coquillier supporte le terrain de gypse et d'argile bigarré dont il est bordé vers l'ouest, et qu'en conséquence il faut admettre deux formations de gypse, dont l'une est inférieure et l'autre supérieure au calcaire de sorte que la figure 5 pourrait représenter les gisements des différents terrains entre Trèves et Diekirch.»

Aber aus richtig beobachteten Tatsachen kommt STEININGER leider zu falschen Schlüssen, weil er, durch die große Anzahl von Störungen getäuscht, glaubt, daß die Ueberlagerung des Muschelkalkes durch Mergel mit Gips keine ursprüngliche sei.

«Cependant j'hésite d'admettre cette conclusion, parceque les dérangements de la position primitive du calcaire coquillier et les ondulations de ce terrain sont si considérables et se rencontrent si souvent qu'il est bien facile de se tromper en voulant juger de son véritable gisement d'après la position apparente à Echternach . . . Je suis porté à admettre que ce ne sont que des dérangements de la position originaire du calcaire et les ondulations de ces couches en dessous de l'argile bigarrée qui ont pu faire croire à l'existence de deux formations de gypse.»

Es folgt dann eine Polemik STEININGER's gegen die durch v. OEYNHAUSEN, v. DECHEN und v. LAROCHE (1825) gezogene Parallele zwischen der Württembergischen und Lothringer Trias. Diese Forscher hatten bereits eine Gips- und Salzformation in Lothringen über dem Muschelkalk festgestellt und auch die Stellung des Gipses unter dem Muschelkalk bei Igel richtig erkannt, während STEININGER nur eine Gipsformation gelten lassen will und sogar behauptet die Gips- und Salzformation von Vic sei unter den Muschelkalk zu stellen.

Man darf hierbei nicht vergessen, daß die stratigraphische Stellung der Salzlager von Vic und Château-Salins lange Gegenstand der Diskussion war und daß das Bestehen von zwei Gipshorizonten von manchen Geognosten verneint wurde.

D'OMALIUS d'HALLOY, der Berichterstatter über STEININGER's Preisarbeit war, hat aber den richtigen Schluß gezogen, wenn er schreibt:

«Nous pensons qu'indépendamment des argiles bigarrées supérieures au Muschelkalk et qui correspondent aux marnes irrisesées ou au Keuper, il existe au-dessous de ce calcaire des marnes semblables aux précédentes et qui contiennent aussi du gypse et du sel gemme.»

STEININGER gebraucht als Erster die Bezeichnung «Luxemburger Sandstein», den er wegen seiner engen Beziehungen zu dem darüberliegenden Gryphitenkalk in den Lias stellt. Ueber dessen geologische Stellung drückt er sich wie folgt aus:

„HAUSMANN et KEFFERSTEIN admettent avec OEVNHAUSEN la superposition du terrain d'argile bigarrée de Vic et Tübingen au calcaire coquillier. Ils ont appelé cette argile bigarrée «Keuper» Ces deux auteurs ont cru que le grès de Luxembourg n'en était qu'une couche subordonnée.

Mais je répète, le grès de Luxembourg est indépendant des formations sur lesquelles il repose et lié au calcaire à gryphées, pendant que la formation du Keuper se rattache au calcaire coquillier et au grès bigarré.»

Was die Unterlage des Luxemburger Sandsteines betrifft, so sind J. STEININGER, wohl wegen der starken Schuttanhäufungen, die unter dem Sandstein lagernden Kalke wie auch das Rhät entgangen. Die Verbreitung des Gryphitenkalkes ist durch STEININGER gut bestimmt. Er wird überlagert von grauen Mergeln, die nach oben in einen mergeligen Sandstein übergehen. Letztere entsprechen nach der Beschreibung dem Macigno d'Aubange.

Das Verbreitungsgebiet «des marnes grises et grès marneux» liegt zwischen Düdelingen, Mauvais Esch, Longwy und Ruette einerseits, Virton, Messancy, Garnich und Luxemburg anderseits.

Diese Stufe wird von dem eisenhaltigen Sandstein überdeckt. Er entspricht der Eisenerzformation wie aus der guten petrographischen Beschreibung hervorgeht.

Den Abschluß bildet der oolithische Kalkstein.

STEININGER's Verdienst um die geologische Erforschung des Landes ist unbestritten.

Er erkennt als Erster die verwickelten Lagerungsverhältnisse des Schiefergebirges und die muldenförmige Einlagerung der jüngeren

Formationen auf das alte Gebirge. Die zahlreichen Störungen der jüngeren Schichten hat er aufmerksamer verfolgt als manch späterer Beobachter. Nur sind die Folgen dieser Störungen für die Lagerung ihm nicht immer klar gewesen.

Er hat als Erster die roten Sandsteine zur Stufe des Buntsandsteines gestellt und auch dem Muschelkalk seine richtige Stellung angewiesen. Das Vorhandensein von zwei Gipshorizonten im bunten Mergel unter und über dem Muschelkalk hat er richtig beobachtet, aber leider seine Beobachtungen selbst angezweifelt. d'OMALIUS d'HALLOY hat aber dann die Beobachtung richtig gestellt. Die Stellung des «Luxemburger Sandsteines» mit welchem er die jurassischen Bildungen beginnen läßt, seine Beziehungen zum Gryphitenkalk, bedeuten einen fühlbaren Fortschritt in der Stratigraphie des Landes. Die mächtigen Mergel über dem Gryphitenkalk werden zwar nicht weiter gegliedert, aber wir finden selbst bei E. DE BEAUMONT (1848) hier kaum einen merklichen Fortschritt.

Auf das Preisausschreiben der Académie de Bruxelles war auch eine Arbeit von ENGELSPACH-LARIVIÈRE (1828) eingegangen, die ein Accessit erhielt. Sie enthält einige interessante Notizen über den Bergbau der damaligen Zeit im Luxemburgischen und Ratschläge, die den Fachmann verraten, bedeutet aber für die geologische Erforschung des Landes kaum etwas. Eine Gliederung des Schiefergebirges wird nicht versucht. Auch die Beobachtungen in den jüngeren Bildungen sind mangelhaft.

Wie STEININGER faßt auch ENGELSPACH den roten Sandstein als Aequivalent des Buntsandsteines auf. Aber die Angaben, daß der Buntsandstein in den Muschelkalk übergehe und die Verwechslung des Muschelkalkes mit dem Luxemburger Sandstein und mit dem oolithischen Kalkstein sind doch selbst für die damalige Zeit schwer zu begreifen. Anderwärts bezeichnet er den Luxemburger Sandstein als «Quadersandstein» und gibt an, daß er allmählich in Muschelkalk übergehe. Die Salzformation wird richtig als «Keuper» bezeichnet, aber über den Luxemburger Sandstein gestellt, oder der Sandstein in die bunten Mergel hinein gestellt.

Das terrain ammonéen (Lias) wird mit dem Keuper zusammengestellt, auf welchen es auflagert. Auch die jüngsten Bildungen wie Kalktuffe und lose Bildungen werden hiehin gerechnet. So werden zum Lias gestellt: der Gryphitenkalk, die bituminösen Schiefer, die «diluvialen» Eisenerzgerölle, gerollte Quarze und Tertiärquarzite usw.

Die für ihre Zeit hervorragende *Carte géologique de la France* von DUFRENOY und ELIE DE BEAUMONT, Paris (1840) und die Textbände «*Explication de la Carte géologique de la France*» derselben Autoren, Paris (1848) umfassen auch das Luxemburger Gebiet. Auf der Karte wird Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper abgetrennt. Der Rhät wird als grès infraliasique zum Lias gestellt. Die Juraformation unseres Gebietes umfaßt Lias und Calcaire oolithique inférieur.

Genauerer über den Jura des Luxemburger Gebietes finden wir in der «*Explication de la Carte géologique.*»

Nach diesem Werke umfaßt der Lias den grès supraliasique und darüber den Calcaire à Gryphées arquées.

Darüber kommt die étage oolithique inférieur und zwar deren untere Zone, das Bathonien.

Ueber dem Gryphitenkalk folgt ein grauer oder bräunlicher Kalk mit viel Belemniten, den E. DE BEAUMONT als obersten Teil des Gryphitenkalkes anspricht.

Ueber dem Belemnitenkalke folgen die «*Marnes supraliasiques*» die in vier Abteilungen zerlegt werden:

1° des marnes bleues ou brunâtres feuilletées; 2° des marnes avec ovoïdes; 3° des marnes micacées siliceuses; 4° un grès (marly sandstone).

Darüber folgen der oolithe ferrugineux und über die ganze Stufe helle Kalke. Sie bilden das Bathonien.

Zwischen Strassen und Aubange werden die Marnes supraliasiques durch kalkigeisenschüssigen Sandstein gebildet, der stellenweise mergelig ist und dem anderwärts schwarze geschieferte Tone eingelagert sind. Der oberste Teil dieser sandigen Entwicklung wird als «*Macigno d'Aubange*» bezeichnet.

Die Karte und die *Explication* enthalten leider einen verhängnisvollen Irrtum über die Stellung des Luxemburger Sandsteines, die zu langen und fruchtlosen Diskussionen Anlaß gab. E. DE BEAUMONT stellte nämlich den Luxemburger Sandstein zum Rhätischen Sandstein, was sich wohl infolge der gewöhnlich schlechten Aufschlüsse erklären läßt. Denn diesem scharfsinnigen Beobachter wären sonst gewiß die richtigen Verhältnisse zwischen rhätischem und Luxemburger Sandstein nicht entgangen. Bereits früher hatte E. DE BEAUMONT (1829) den Keuper bei Helmsingen untersucht und hier das Auftreten schwarzer blätteriger Tone und von Kalken mit *Plagiotoma* unter dem Luxemburger Sandstein beobachtet. Aber hier ist der rhätische Sandstein schwach entwickelt und ganz durch Gehängeschutt verdeckt. Auch LEVALLOIS (1839) hatte die richtigen Verhält-

nisse im Bohrloch von Cessingen erkannt. Wie selbst ein guter Beobachter in Irrtum geführt werden kann, sehen wir aus der Darstellung der Frage in der Explication, tome II, p. 322.

«Von Metz ab gegen Norden bilden die Gryphitenkalke ein Plateau. Man sieht wie die Kalke über den Keupermergeln liegen von denen sie durch einen Sandstein getrennt sind, welcher dem auf den Höhen von Vic und Dieuze ähnlich ist. Es ist der grès infraliasique den man besonders bei Kédange beobachtet.»

Der Gryphitenkalk erstreckt sich aus Lothringen weit nach Luxemburg hinein.

«Il est superposé aux marnes irisées et dans certains cantons il présente à sa partie inférieure un grès qui rappelle celui de Vic et de Kédange, mais qui est plus développé et qui, en outre, lui est plus complètement incorporé que ne l'est ce dernier.»

«En suivant la vallée de l'Alzette vers le Nord, on voit ce grès reposer sur les marnes irisées entre Helmsingen et Heisdorf, sur le flanc droit de la vallée, se trouvent des carrières de gypse assez considérables dans les marnes irisées.

La partie supérieure des marnes irisées présente ici comme en Lorraine, une couche épaisse de marnes vertes non feuilletées, qui est immédiatement recouverte par une assise de marnes noires très schisteuses, pour ainsi dire ardoisées, analogues à celles de Vic et de Pouilly et qui paraissent être, de même la première assise du Lias. Ces marnes noires sont accompagnées par un calcaire compacte bleuâtre, dans lequel on rencontre de petites encrines, des limes, des belemnites, l'ammonite Kridion et qui paraît devoir être considéré comme une première couche du calcaire à Gryphées arquées, dont la masse principale se trouve au-dessus du grès, posé immédiatement sur cette première assise calcaire

Cette observation, jointe à la présence d'une des limes du lias dans la couche de calcaire bleuâtre qui se montre à la partie inférieure du même grès, m'a fait conclure, dans une autre publication, (E. DE BEAUMONT, Annales des mines, 2^e série, tom. IV, pag. 37, 1828 et Mémoire pour servir à une description géologique de la France, tom. I, pag. 137, 1829.) que les grès placés immédiatement au-dessous du lias sont en connexion plus intime avec le calcaire à gryphées arquées qui les recouvre qu'avec les marnes irisées, malgré les passages et les alternances qui ont lieu entre les dernières couches de ces marnes et les premières des grès quarzeux dont il s'agit; et c'est là ce qui m'a conduit à désigner ces derniers comme le membre inférieur de la formation du lias, ainsi que M. KEFERSTEIN l'avait déjà proposé. Il est probable, à la vérité, que le grès de Vic occupe, dans la série des couches, une place un peu inférieure à celle du grès de Luxembourg. Mais la similitude de ces deux grès, jointe à la circonstance que l'un et l'autre alternent,

comme les arkoses de Pouilly, avec les marnes ardoisées, doivent nécessairement les faire regarder comme appartenant à une seule et même formation, et les connexions complètement évidentes du grès de Luxembourg montrent que cette formation est celle du calcaire à gryphées.»

Anderseits stellte E. DE BEAUMONT (vol. II, pg. 423) den grès de Hettange, die Fortsetzung des Luxemburger Sandsteines nach dem nördlichen Lothringen hin in die untere Stufe seiner «marnes supraliasiques.»

«En s'étendant des environs de Metz vers le N. O., l'assise des marnes bleues et brunâtres feuilletées prend un grand développement et en même temps elle devient sableuse. Il s'y développe même en divers points, des couches nombreuses de grès. A Hettange, près Thionville, ces grès sont exploités dans de grandes carrières. Ils rappellent souvent les grès de Vic et ceux de Luxembourg, avec lesquels ils ont été assez généralement confondus.»

b) Bohrungen in Luxemburg in dieser Periode

An der Wende dieser Periode, die bis 1850 reicht, wurden in Luxemburg zwei bedeutende Bohrungen ausgeführt, wovon eine bis gegen 1870 den Weltrekord der Tiefe inne hatte. Sie sind für die Kenntnisse der Trias in Luxemburg und in Lothringen von Bedeutung gewesen.

Bereits 1827 wurde, nach ENGELSPACH (1828), an dem Wege der von Kleinmacher nach Mondorf führt, eine Bohrung nach Salz ausgeführt, worüber aber nichts weiteres bekannt ist.

Vom 7. Februar 1837 bis zum 28. März 1839 brachte der berühmteste Bohrmeister seiner Zeit, Karl Gotthelf KIND, in Cessingen ein Bohrloch bis zu 534,85 m, vom 11. September 1839 bis zum 15. Mai 1840 in Echternach ein Bohrloch bis zu 235m, und von 1841 bis 1846 in Mondorf ein Bohrloch bis zu 730 m Tiefe hinunter. Alle drei Bohrungen waren nach Salz angesetzt worden.

Das **Bohrloch von Echternach** hat bei 235 m bereits den Buntsandstein erreicht.¹⁷⁾ Sonst ist in der geologischen Literatur nichts über die durchteuften Schichten bekannt. Doch besitzt die Bergbauverwaltung ein handschriftliches Profil, das nach dem leider nicht mehr aufzufindenden Bohrregister zusammengestellt ist. Dem Profil ist folgende handschriftliche Notiz von dem verstorbenen Mineningenieur Herr M. V. DONDELINGER angefügt: «D'après les ren-

¹⁷⁾ Nach Angabe aus der Schrift: „Anleitung zum Abteufen der Bohrlöcher von C. G. KIND im Verlag von GUST. MICHAELIS, Luxemburg 1842.

seignements fournis par mon frère, ce sondage était en amont de Felsmühl. Il est aujourd'hui couvert par la route à peu près là où débouche le chemin de Berdorf.»

Es sei hier dankend erwähnt, daß das Profil mir vom Direktor der Bergbauverwaltung, Herrn F. HUBERTY, freundlichst zur Verfügung gestellt wurde.

Hier nun die durchbohrten Schichten nach dem Texte des Profils:

Bohrregister
über das in Echternach a/S. im Großherzogtum
Luxemburg mit hölzernen Stangen betriebene
Bohrloch.

Mächtigkeit in m	Endtiefe	Gebirgsart
17,80	17,80	Anfangs Tuffstein, dann Gerölle von Luxemburger Sandstein.
2,80	20,64	Blauer und gelber Ton mit Kies vermischt.
2,40	23,05	(Keine Angaben).
11,08	34,13	Roter Sandstein.
15,05	49,18	Roter Mergel mit Gips.
2,92	52,10	Fester Gips und Anhydrit mit blauen Schieferletten.
2,08	54,18	Sehr fester Anhydrit und Gips.
1,56	55,76	Blaue Schieferletten mit Gips.
0,55	56,29	Fester Gips.
12,71	69,00	Gips mit roten und blauen Schieferletten, stark gesalzen.
0,60	69,60	Sehr fester Kalkstein.
1,43	71,03	Kalkstein und blaue Schieferletten.
2,65	73,68	Blaue Schieferletten.
9,47	83,15	Gips und Anhydrit mit dunkelblauen Schieferletten.
3,65	86,80	Muschelkalk.
0,60	87,40	Kalkstein mit blauen Schieferletten.
10,60	98,20	Blaue Schieferletten mit Kalksteinen abwechselnd.
1,36	99,56	Fester Kalkstein.
0,90	100,40	Fester Kalkstein mit blauen Mergeln abwechselnd.
10,44	110,90	Sehr fester Kalkstein.
14,92	125,52	Kalk mit etwas blauen Kalkmergeln.
1,46	127,28	Fester und grauer Kalkstein.

Mächtigkeit in m	Endtiefe	Gebirgsart
3,64	130,92	Mehr blauer Mergel mit Kalkstein. *)
3,12	134,04	Kein Gebirge wird zu Tage gefördert.
9,55	143,59	Fester blauer Kalkstein mit blauen Mergeln.
0,41	144,00	Kalkstein.
5,01	149,01	Blauer Kalkstein mit ganz weißem Gips.
7,69	156,70	Blaue Schieferletten mit einer Lage Kalkstein.
11,82	168,52	Gips und blaue Schieferletten.
1,91	170,43	Gips in festen Bänken.
3,80	174,31	Gips in festen Bänken mit Zwischenlagen von blauen Schieferletten.
3,00	178,11	Desgleichen; ziemlich gesalzen.
1,15	179,20	Sehr fester Anhydrit.
3,46	182,72	Roter und blauer Mergel mit Gips.
6,06	188,78	Gips mit Anhydrit und dunkelblauen Schieferletten.
2,65	191,43	Dunkelgrauer, kalkiger Mergel.
1,00	192,43	Grauer Gips und Mergel.
2,12	194,55	Dunkelblauer Schieferletten, stark gesalzen.
6,95	201,50	Dunkelblauer Schieferletten mit Gips.
3,30	204,80	Roter Mergel und roter Gips.
7,27	212,07	Sandiger, roter Mergel mit viel Glimmer.
1,76	213,83	Desgleichen mit etwas rotem Gips.
3,06	216,89	Blauer Schieferletten mit Gips.
18,11	235,00	Roter Sandstein ohne Gips.

Die Arbeit wurde bei 235 Meter eingestellt, weil es klar war, daß unter den vorliegenden Umständen an Auffinden von Steinsalz nicht mehr zu denken war.

So weit das vorliegende Profil.

Nach diesem Profil sind im Bohrloch folgende geologische Stufen durchfahren worden:

Das Bohrloch setzt in jungen Bildungen von Kalktuff und von Gehängeschutt des Luxemburger Sandsteines an, welche dem Steinmergelkeuper auflagern. Befremdend sind die Angaben,

*) Es wurde eine Kluft erbohrt; der Wasserstand im Bohrloch fiel auf einmal um 14 m.

daß noch in der Tiefe von 17,84 m bis 20,60 m blaue und gelbe Tone mit Kies vermischt angetroffen worden seien. In der nächsten Umgebung der Stelle, wo sich das Bohrloch befand, sind jedenfalls zwischen Kalktuffen und Gehängeschutt einige Flecken von Steinmergelkeuper anstehend zu beobachten.

In der Tiefe von 23,05 m beginnt Schilfsandstein, der eine Mächtigkeit von über 11 m aufweist.

Die Schichten von 34,13 m bis zu 83,15 m, also mit einer Mächtigkeit von 49,02 m bilden den Salzkeuper. Auffallend ist die reichliche Gips- und Anhydritführung.

Die Kalksteine mit Schieferletten im unteren Teile, die zwischen 83,15 m und 87,40 m auftreten, sind zum Grenzdolomit, die blauen Schieferletten mit Kalkstein wechselnd zwischen 87,40 m und 98,20 m sind zu den «Bunten Mergeln» des Unteren Keuper zu stellen, so daß der ganze Untere Keuper 15,05 m mächtig ist.

Der Obere Muschelkalk umfaßt die Kalksteine mit vereinzelt Mergeleinlagen zwischen 98,20 m und 149,01 m Tiefe, hat also eine Mächtigkeit von 50,81 m. Ungewöhnlich ist die Angabe des Auftretens von «ganz weißem Gips» im untersten Teile der Kalksteinfolge. Man könnte hierbei an den Linguladolomit denken. Ich neige aber zu der Auffassung, daß dieser durch die blauen Letten mit Kalkstein zwischen 149,01 m und 156,70 m Tiefe vertreten ist, weil darunter gleich die Gipslagerungen beginnen, die in dem Luxemburger Triasgebiete in dem Mittleren Muschelkalk fast als Regel im Liegenden der Lingulaschichten auftreten.

Der Mittlere Muschelkalk begreift die Schieferletten und Mergel mit Gips zwischen 156,70 m und 216,89 m Tiefe. Die Mächtigkeit beträgt 60,19 m.

Von 216,89 m bis zur Endtiefe von 235 m bleibt das Bohrloch im Muschelsandstein, der hier, wie auch anderwärts zuweilen beobachtet wurde, rote Färbung zeigt.

Der eigentliche Buntsandstein nach dem heutigen Begriff wurde nicht erreicht.

Das **Bohrloch von Cessingen** wurde geognostisch von LEVALLOIS (1839) und von A. ROST (1839) bearbeitet. LEVALLOIS (1839) hat das Profil von Cessingen richtig gedeutet und die durchteuften Schichten folgenden geologischen Stufen zugeteilt:

Calcaire liasique (calcaire à gryphées)	62,— m
Grès de Luxembourg	83,57 »
Marne sableuse grisâtre	25,43 »

Diese entsprechen nach LEVALLOIS den «marnes ardoisées de Vic», also dem Rhät.

Marnes irisées supérieures avec gypse et argiles salées	166,— m
Grès moyens des marnes irisées	8,90 »

Hier macht LEVALLOIS die Bemerkung: «C'est le grès de Stuttgart», also Schilfsandstein, wodurch eine wichtige Stufe für den Vergleich mit dem württembergischen Keuper festgelegt war.

Marnes irisées inférieures avec gypse et argiles	188,10 m
--	----------

Die ziemlich seltene Schrift von A. ROST (1839) war eine Gelegenheitsveröffentlichung, um neue Mittel für die Fortsetzung der Bohrung auszutreiben. Das 32 Seiten starke Heft trägt keinen Verlagsort. Man findet aber auf der letzten Seite unten: Erfurt, gedruckt bei HENNINGS und HOPF.

Der volle Titel lautet:

Mittheilung über den Bohrversuch zu Cessingen bei Luxemburg.

Eine Vergleichung der durchsunkenen Gebirgsschichten
mit dem ähnlichen Vorkommen an anderen Orten.

VON H. G. AUGUST ROST.

Den Freunden des Unternehmens gewidmet

im Mai 1839.

In der Vorbemerkung heißt es (resumiert):

Mangels Ge'dmittel war im März 1839 die Bohrung bei 534,84 m zum Stillstand gekommen nachdem bereits 116.500 fr. 10 ct. ausgegeben waren. Das vorhandene Inventar wurde zu 16.561 fr. 10 ct. veranschlagt.

Durch die Veröffentlichung sollte der «hoffnungsvolle Stand der Bohrarbeit öffentlich dargelegt werden» und anderorts (am Schlusse) heißt es: «mit diesem Schriftchen sollen öffentliche Urteile von Sachverständigen über das Unternehmen von Cessingen hervorgerufen werden.», weiter soll die Ueberzeugung bleiben, daß die Fortsetzung des Bohrloches (es stand bei 534,84 m), obschon es tief geworden, wohl auf Schwierigkeiten treffen wird, aber auf keine unübersteiglichen.» (Von der Finanz ist es vor allem Graf von Coghén aus Brüssel, welcher das Unternehmen auf das kräftigste unterstützt hat.)

Die Veröffentlichung ROST's ist so zusammengestellt, daß die obere Hälfte der Seite die Gebirgsfolge des Bohrloches mit Bemerkungen von ROST gibt, die untere Hälfte der Seite gibt eine Beschreibung von gleichen Schichten anderwärts nach einem Buch der Geo-

logie «Grundzüge der Geologie und der Geognosie» von Karl Cäsar Ritter von LEONHARD, 3. Aufl. Heidelberg 1839.

ROST sagt im Vorwort:

«Zur Uebersicht der mit dem Bohrloch von Cessingen durchsunknen Gebirgsschichten und zu leichter Vergleichung derselben mit jenen Gebirgsschichten derselben Formation, welche an anderen Orten von Sachkundigen durchforscht worden sind, erlaube ich mir hier neben einander zu stellen:

a. Einen Auszug aus dem Bohrregister von Cessingen und

b. Einen Auszug aus einem hochgeschätzten und anerkannt guten, deutschen Werke.

Diese Vergleichung weist nach: daß alle Begleiter des Stein-salzes sich hier gefunden haben, letzteres selbst aber noch nicht erreicht sein konnte, weil es tieferen Schichten angehört.

Hierbei bemerke ich, daß ich mich einfach nur durchaus auf Mitteilungen von Tatsachen beschränke, deren Richtigkeit ich zu verbürgen im Stande bin.

Erfurt, im Mai 1839.

A. ROST.

Dann gibt ROST folgende stratigraphische Gliederung der durchfahrenen Schichten:

Von 0 m bis 62 m: zuerst Schieferletten, dann Liaskalkstein. ROST bemerkt hierzu: «Es kommen in den Schieferletten des Schachtes (7 m tief) viele Belemniten vor, auch Gipskristalle.» (Es dürfte sich um *Belemnites elongatus* Mill. des Davoeikalkes handeln).

„in den untersten Schichten des Kalksteines kommt in ungeheurer Menge *Gryphaea arcuata* vor, während *Am. arietes* (wohl der *Arietes Bucklandi*) wohl auch in den unteren Kalksteinschichten, aber doch höher als die große Masse der Grypheen sich findet“.

Von 62 bis 145,57 m: Luxemburger Sandstein «Hauptversteinerung: *Lima gigantea*. Eine Gesteinsbank von 80 cm in den allerobersten Schichten besteht daraus».

Von 145,57 bis 171 m Tiefe gibt er an: Oberer Keupersandstein. (Es handelt sich hier um Planorbisschichten und Rhät, denn ROST gibt an, daß man die gleichen Schichten finde «an der Bergkuppe oberhalb Mutfort an dem rechten Ufer der Syr». Es kann sich nur um den Witteschberg bei Medingen handeln, wo das Rhät gut ausgebildet ist).

Von 171 bis 265,15 m: Oberer bunter Keupermergel mit Gips und von 240 bis 260 m Tiefe auch Soole. Ueber die Stellung dieses Gipses bemerkt ROST p. 15 richtig:

«Der Gips, welcher in den Gipsbrüchen zwischen Mutfort und Ersingen abgebaut wird ist samt und sonders dem Ober-Keupermergel eingelagert;

er wird bedeckt vom Luxemburger Sandstein und unterteuft vom mittleren Keupersandstein, welche Verhältnisse an einem Bergabhang klar zu beobachten sind. Innerhalb dieses Gipses ist das erste Salzvorkommen im Bohrloch von Cessingen, und in den Gipsbrüchen von Mutfort ist ausgeschiedenes Steinsalz gefunden worden, nach Angaben von Herrn WELLENSTEIN Richter in Luxemburg, Eigentümer dieser Gipsbrüche und ein glaubwürdiger Mann.»

Von 265,15 bis 345,09 m: Sandsteinschichten, Kalksteinschichten, quarzitführender Gips. ROST bemerkt hierzu: Diese Sandsteinbildung mit wenig Tonen als Zwischenlage und ohne Gips kann bei dem Dorfe Ersingen und im oberen Teile des «Herrenberges» beobachtet werden! (Es handelt sich hier offenbar um den «Herrenberg» bei Ersingen, nicht bei Diekirch). Uebrigens bezeichnet ROST diesen Sandstein als «Mittleren oder tonigen Keupersandstein».

Von 345,09 bis 530 m: Oben bunte Mergel mit Gips; von 379 m ab massiv geschlossenes Gipsgebirge in sechs mächtigen Lagen abgeteilt. Wird von ROST als «Mittlerer bunter Keupermergel mit Gips» bezeichnet.

Von 530 bis 534,85 m: Tone, Gipse mit starkem Kalkgehalt, zum Teil sandig, zum Teil wirklich Kalkstein. Von ROST als «Unterer bunter Keupermergel mit Gips» bezeichnet.

Zu Tage gehende Vorkommen glaubt ROST zu finden bei Echternach, bei Schwebsingen im «Kaltenschlage» und zu Ersingen am «Herrenberge» und am «Weingarten». (Es scheint sich hier um den Grenzdolomit zu handeln.)

Soweit das Bohrregister. Nun müßte nach ROST folgen:

«Unterer toniger Keuper-Sandstein (nach dem benutzten Lehrbuch von LEONHARD).

«Dieses Gebirge ist noch nicht erreicht. Bei Schwebsingen, nahe oberhalb des Dorfes, steht dieser Sandstein an.»

Hier irrt wohl ROST, denn dieser Sandstein ist «Schilfsandstein», während der bei LEONHARD erwähnte untere tonige Keupersandstein dem «Lettenkohlsandstein» entspricht.

Unter diesem Sandstein käme dann nach v. LEONHARD das Salz von Vic, Dieuze und andere Lothringer Vorkommen und welches auch ROST anzutreffen hoffte. Leider ist die Lage des Lothringer Steinsalzes bei LEONHARD zu tief gestellt. Es liegt unter dem «Mittleren tonigen Keupersandstein».

«Darnach ist zu erwarten die Lettenkohle und der Muschelkalk, die im Bohrloch ebenfalls noch nicht erreicht sind.» (ROST).

Zusammenfassend schreibt dann ROST:

1. «Alle durchsunkenen Glieder sind in derselben Reihenfolge angetroffen worden, in welcher sie zu erwarten waren.»

2. «Die im Bohrloch vor Ort anstehenden Schichten sind Schichten, welche an anderen Orten höher liegen als das Steinsalz, wobei ich voraussetzte, daß v. LEONHARD die Reihenfolge der Gebirgsglieder richtig angegeben hat — ein Verhältnis, welches besonders klar geworden ist durch die Auffindung der unteren bunten Keupermergel und der dahin gehörigen Glieder.

3. «Außerdem ist das wirkliche Vorhandensein eines tiefen Gebirgs-Bassins im Luxemburgischen bewiesen, durch die tiefe Lagerung und durch die mächtige und vollständige Entwicklung aller Gebirgsglieder.»

So steht das Bohrloch, welches ich ein hoffnungsvolles nenne. Und in Wahrheit, wenn ich jetzt, nachdem die Anwesenheit aller Gesellschafter des Steinsalzes nachgewiesen ist, wenn ich jetzt den Zweifeln Raum geben wollte: aus welcher Ueberzeugung hätte ich denn wohl den Mut zum Beginnen der Unternehmung schöpfen sollen? Zum Beginnen der Unternehmung: da die Existenz der Gebirgsmulde und die der mächtigen Gipsformation nur noch Voraussetzungen waren!

Zwei Hauptunterschiede bestehen zwischen dem Keupergebirge wie es v. LEONHARD angibt und dem welches das Bohrloch durchschnitten hat, und diese sind:

1. Die Gipse sind im Bohrloch mächtiger, als sie Herr v. LEONHARD angibt.

2. Der Salzgehalt im Gebirge hat sich früher eingestellt, als nach dem Lehrbuche und als überhaupt zu erwarten war.

Aber ich sehe in diesen beiden Unterschieden keinen Grund zu Besorgnissen; und mir will scheinen, als ließe man sich Anderwärts, bei Versuchsarbeiten auf Salz, solche Abweichungen gern gefallen.»

ROST ließ sich noch zu Hoffnungen verleiten, weil die stratigraphische Stellung der Salzlager von Vic in LEONHARD's Lehrbuch irrtümlicherweise zu tief gestellt ist. Das Bohrloch hatte bereits unter dem «Schilfsandstein» die Stufe, welche die Salzlager in Lothringen führt, durchfahren.

Ueber die wichtige **Bohrung von Mondorf** (1841—1846), welche den unteren Lias und die ganze Trias bis in das Devon durchteuft, hat als Erster J. P. VAN KERKHOFF (1848) berichtet.

Der Bohrhausboden befand sich ungefähr 8 m über dem Spiegel des Baches. Der Schacht hatte 7 m Tiefe. Der Anfangsdurchmesser der Bohrung war 30 cm, der Enddurchmesser 17 1/2 cm. Das Bohrloch war zuerst mit Eisenblechröhren bis zu einer nicht bekannten Tiefe bekleidet. Nachdem die Arbeiten bis zu 715 m Tiefe fortgesetzt worden waren, zeigte sich daß die eisernen Rohre so weit zerstört

waren, daß eine neue Verrohrung nötig war. Deshalb wurde das ganze Bohrloch bis zu 423 m Tiefe mit Röhren aus Eichenholz von 14 cm lichtem Durchmesser bekleidet.

VAN KERKHOFF gibt folgende Gliederung des Bohrprofiles:

Von 0 m bis 16,88 m: Gryphitenkalk.

Von 16,88 m bis 54,11 m: Luxemburger Sandstein. (Der teils konglomeratische Rhätsandstein ist zum Luxemburger Sandstein gezogen).

Von 54,11 m bis 260,13 m: Keuperformation. Darin wird unterschieden:

Von 54,11—156,17 m: Oberer Keupermergel,

von 156,17—158,85 m: Keupersandstein,

von 158,85—260,13 m: Mittlerer und unterer Keupermergel mit Gips.

Von 260,13 bis 397,42 m: Muschelkalkformation.

Von 397,42 bis 713,46 m: Bunte Sandsteinformation.

Darunter 16,24 m Grauwacke.

VAN KERKHOFF bringt zu dem Profile einige Bemerkungen, welche zeigen, daß die Verhältnisse ihm klar waren.

So schreibt er (resumiert):

«Vergleicht man die vom Bohrloch durchsetzten Schichten mit den von ROST veröffentlichten Resultaten und auch mit Stellen, die im Luxemburgischen zu Tage gehen, so findet man gute Uebereinstimmung, nur tritt die Triasformation in Mondorf mächtiger auf, weil sie von ihrem Ausgehenden weiter entfernt ist.

Dieselbe konglomeratische und schieferige Struktur, welche bei 40 und 54 m beobachtet wurde, findet sich auch an Stellen, wo die Ueberlagerung des Keupers durch Luxemburger Sandstein entblößt ist.

Das Auftreten eines Salzgehaltes in den oberen Keupermergeln wurde ebenso wie hier auch bei Cessingen beobachtet.

Die Anwesenheit einer Dolomitschicht bei 146—149 m steht in Uebereinstimmung mit den Beobachtungen H. DE BEAUMONT'S an mehreren Stellen Luxemburgs und Lothringens, wo der Keuper zu Tage liegt.

Auffallend ist die geringe Entwicklung des Keupersandsteines, der auch nur einmal als wirkliches Lager vorkommt. Man findet übrigens an manchen zu Tage tretenden Stellen des Keupers ein ähnliches Verhalten.

Die Muschelkalkformation zeigt dieselbe dolomitische Natur wie am Ausgehenden zum Beispiel in der Moselgegend. Ihre unteren Schichten trennen sich scharf vom Buntsandstein. Ich lasse letzteren mit dem ersten Auftreten von Sand und Quarz beginnen.»

Die «konglomeratische und schieferige Struktur, welche bei 40 und 54 m beobachtet wurde» entspricht den Planorbiskalken und dem Rhätischen Sandstein. Die roten Tone fehlen offenbar infolge der durch das Bohrloch ziehenden Störung.

Die Dolomitschicht von 146—149 m entspricht ihrer Stellung nach gut dem «horizon E. DE BEAUMONT». Der «Keupersandstein» entspricht dem «Schilfsandstein». Die Grenzziehung zwischen Muschelkalk und Buntsandstein ist offenbar zu hoch gestellt, entspricht aber der damals vorherrschenden Einteilung, die wir auch bei E. DE BEAUMONT finden.

VAN KERKHOFF äußert die Ansicht, daß bei der Ortschaft Mondorf der Gryphitenkalk, der hier am Fuße steiler Felsmassen des Luxemburger Sandsteines liegt, auf den unteren Schichten des bereits zum Teil tiefausgefurchten Luxemburger Sandsteines eingelagert ist, woraus sich auch die unbedeutende Mächtigkeit des Luxemburger Sandsteines im Bohrloch erkläre. (VAN KERKHOFF übersieht hier die Verwerfung und die Tendenz des Sandsteines zum Auskeilen. Seine Ansicht galt lange zum Teil als allgemein für die Art der Auflagerung des Gryphitenkalkes.)

VAN KERKHOFF macht dann Angaben über Temperaturmessungen im Bohrloch, die einige Unstimmigkeiten aufweisen. Eine erste artesische Quelle von geringer Ergiebigkeit soll nach VAN KERKHOFF bei 460 m Tiefe, eine zweite starke Quelle bei 502 m angefahren worden sein. Die im Jahre 1913 niedergebrachte Bohrung, die im gleichen Gesteine nur 180 m von der Quelle von 1846 entfernt steht, zeigte bei 570 m Tiefe 24,5° C. (Gesamttiefe 589 m). Das artesisch aufsteigende Wasser, von der gleichen chemischen Beschaffenheit wie die Quelle von 1846, hat am Ausfluß 23^{1/4}° C.

«Schon am 11. September 1845, da das Bohrloch bei 671 m Tiefe stand, wurde von Herrn Welter aus Paris eine Temperaturmessung mit zwei Ausflußthermometern vorgenommen, die beide beim Experimente gleiche Temperatur, nämlich 34° C zeigten. Zur selben Zeit hatte das Wasser eines nahen 5 m tiefen Brunnens 11,5° C. Es ergibt sich hieraus eine Zunahme von 1 Grad C für 29,6 m Tiefe,

Bei der Messung waren die Thermometer 169 m tiefer versenkt als die Stelle wo das artesische Wasser austritt. Diesem Versuche zufolge müßte bei 502 m, wo das Wasser austritt, noch 28,1° C gefunden werden. Das Wasser zeigte aber an seinem Ausfluß nur 24,75° C. Das ist 3,35° C niedriger. Verliert das Wasser nun unterwegs diese Wärme?» (VAN KERKHOFF).

Eine Messung der Temperatur der Quelle am 29. Juni 1847 bei 25° Lufttemperatur ergab 24,75° C.

Am 13. Januar 1848 ließ VAN KERKHOFF im Beisein der Herren EYDT und LION zwei Ausflußthermometer bis zu 502 m Tiefe; sie zeigten übereinstimmend 24,75° C, wie die Quelle am Auslauf. Das Wasser verliert also nichts von seiner Temperatur beim Aufstieg, wozu gewiß die hölzerne Verrohrung beiträgt. Spätere Messungen der Temperatur gegen 1855 durch WALFERDIN ergaben eine Temperatur von 25,65° C bei 502 m Tiefe. WALFERDIN: Puits artésiens de Mondori — Comptes rendus de l'Ac. des Sciences, t. XXXVI, p. 25.) Die Wassermengen betragen am 13. Januar 1847 nach einer Messung des Architekten EYDT 606 Minutenliter.

Die geognostische Untersuchung Luxemburgs durch v. BENNIGSEN-FÖRDER (1843) bringt über die Trias eigentlich nichts Neues. Sie beschränkt sich übrigens auf eine sechswöchige Reise durch das Großherzogtum und die Provinz Luxemburg und berührt besonders morphologische, aber auch wirtschaftliche und volkskundliche Fragen. Der Arbeit ist eine Karte 1 : 400.000 beigegeben.

Eine Gliederung der Trias wird nicht versucht, sondern nur über die drei Abteilungen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper einige Allgemeinheiten mitgeteilt. Nur über die Veränderungen des Muschelkalkes nach Westen werden nähere Angaben gemacht. Der Verfasser unterscheidet im Muschelkalk «dichten, rauchgrauen, muschelartig brechenden Kalkstein im Osten an der Sauer und Our und mergelige, poröse und zellige Bildungen im Westen im Gebiet der Quellen der Attert».

Erwähnt wird im Westen Muschelkalk zwischen Grendel und Attert und bei Ell. «Hier zeigte sich unter einem Konglomerat des bunten Sandsteines ein poröser, gelblicher Kalk, und unter demselben eine Schicht von roten, schieferigen Letten, darunter wieder Kalkstein wie oben . . . Auf dem linken Ufer der Attert, zwischen Pratz, Platen und Ettelbrück steht der Muschelkalk als festes Gestein meist nur auf dem Rücken des bunten Sandsteines an . . . An der Attert bei Ewerlingen und Useldingen bildet er noch einmal ansehnliche Massen. Weiter westlich zeigt er sich nur noch deutlich in Steinbrüchen wie bei Nobressart, Obercolpach, Grendel, Niedercolpach, Attert, Post und zuletzt sehr porös bei Hertzig (Hachy).»

Es handelt sich hier offensichtlich um den Zellendolomit und um die im Atterttal dem Kalkkonglomerat eingelagerten Kalkbänke, die bis in die achtziger Jahre des 19. Jahrhunderts allgemein als Muschelkalk angesehen wurden, während sie in Wirklichkeit dem Keuper angehören. Die erstere Ansicht wird noch heute vielfach von belgischen Geologen vertreten.

Von größerem Interesse sind die Ausführungen über die Juraformation. Hier sind mehrere gute Beobachtungen gemacht worden. Aber es fehlt an einer durchgreifenden, scharfen Gliederung, die übrigens bei einer kurzen Reise nicht erreicht werden konnte.

Lias-Formation. Der Autor macht die treffende Bemerkung, daß der Schichtenbestand des Lias sehr vollständig ist, besonders aber wird das überwiegende Vorherrschen einer unteren und oberen Sandsteinbildung hervorgehoben, das der Gegend einen eigentümlichen Naturcharakter gibt und spezielles geologisches Interesse hat, weil der Lias im westlichen Europa mehr eine tonige und kalkige Bildung ist.

Man kann also folgende Unterabteilungen machen:

1) Den unteren Sandstein, «der nicht unpassend als «Luxemburger Sandstein» bezeichnet wird».

Stellung des Luxemburger Sandsteines.

Die Fragen und die noch herrschenden Zweifel über die Stellung des Luxemburger Sandsteines kann der Verfasser nicht verstehen, weil vermöge des Reichtums an Versteinerungen dieser Sandstein «mit Entschiedenheit als zum Lias gehörig bezeichnet» ist.

Auf dem Wege von Guirsch nach Oberpallen wandert man in einem Hohlwege auf zahlreichen *Am. Bucklandi*, die von Sandstein umschlossen sind. Der Luxemburger Sandstein ist nach dem Verfasser nur eine lithologisch abweichende Liasformation.

Der Verfasser berichtet, daß v. DECHEN bei Blascheid und nördlich von Echternach und E. DE BEAUMONT an einer örtlich nicht näher bezeichneten Stelle Liaskalke unter dem Luxemburger Sandstein angeben. Er sagt, daß dies auf eine öftere Wechsellagerung von Kalk- und Sandstein hinweise, ohne eine weitere Schlußfolgerung zu ziehen.

2) Darüber den eigentlichen dichten, blaugrauen Kalkstein, der zuweilen von einem gleichfarbigen Mergel vertreten wird.

3) Höher, bituminöse, dünnschieferige Tone von dunkelgrauer Farbe, hier und da mit Glimmerblättchen. Sie wechsellagern mit Bänken eines dem sub 2) genannten ähnlichen Kalkes, der aber schon schieferige Struktur hat.

4) Endlich, eine obere Sandsteinbildung, reich an tonigem Sphärosiderit und selten mächtige Sandsteinbänke bildend, dagegen öfter einem sandigen oder kalkigen, braunen Mergel ähnlich.

Im Westen (belg. Luxemburg) fehlen die zwischengelagerten tonig-kalkigen Bildungen, und dann ist es schwer die Sandsteinformationen auseinander zu halten.

Die tonig-kalkigen Bildungen können unter Berücksichtigung der Versteinerungen ihrem Alter nach in mehrere Stufen zerlegt werden und zwar von unten nach oben:

a) schwarz-blauen Liaskalk (sub 2 oben) auf dem Luxemburger Sandstein ruhend, charakterisiert durch *Am. Bucklandi*, durch *Terebratula rimosa* und *Terebr. numismalis*.

b) eine Mergelschicht, an der Oberfläche, besonders bei Luxemburg, weiter verbreitet als der Kalkstein mit viel *Gryphaea arcuata*.

c) dünnschieferige, feine, bituminöse Tone, hier und da mit Glimmerblättchen und selbst mit kleinen Kohlenpartien (bei Niedercorn). Sehr reich an Belemniten.

d) graue Kalksteine, denen sub a) bezeichneten ähnlich, selbst in den Versteinerungen, außen braun oxydiert. «Vielleicht ist es der sogenannte Belemnitenkalk, wiewohl ich hier keine beobachtet habe.»

e) dünnschieferige feine Tone wie die vorigen; außer an Belemniten auch reich an *Am. communis*.

f) der Uebergang zum obersten Lias-Sandstein scheint durch eine braune Mergelschicht bewirkt zu werden.

Auf der beigegeführten Karte 1 : 400.000 ist der Kalk nicht abgetrennt; er scheint aber sowohl Davoeikalk als auch die Kalkknollen im oberen Posidonien-schiefer zu umfassen.

Die dünngeschiefertene Tone umfassen nach der Karte sowohl die tonige Fazies der Margaritatusschichten als auch die bituminösen Schiefer und Jurensismergel. Der Liassandstein umfaßt den grès supraliasique wie auch den Sandstein von Dippach. Ueber dem grès supraliasique liegt der Jurakalk (Kalke des mittleren Dogger). Der Luxemburger Sandstein ist im allgemeinen richtig eingetragen, umfaßt aber auch zum Teil den Rhät-Sandstein, z. B. bei Junglinster, Scheuerberg, Imbringen.

Jura. Der Jurakalk ist vom Liasschiefer durch den oberen Liassandstein getrennt. (Wie das beigegebene Profil deutlich zeigt, handelt es sich um den grès supraliasique). Am Fuße des Jura ist der obere Liassandstein durch Erosion bis auf die Schiefer weggeführt und außerdem erscheinen die Liasschiefer hier durch eine in nordöstlicher Richtung stattgehabte Hebung um 2 bis 300 Fuß über ihr ursprüngliches Niveau emporgedrückt. (Wohl erster Hinweis auf den Other-Hesperinger Sprung).

Von der Erzformation geht kaum Rede; hier scheint eisenschüssiger Sandstein des unteren und oberen Liassandstein und sogenanntes Diluvialerz miteinander verwechselt zu sein.

Jurakalkstein (sog. Polypenkalk). «Der Rand macht sich von Norden aus als eine steile Mauer bemerkbar, so daß die Nord-

grenze dieser Formation von Longwy bis Düdelingen (für Luxemburger Gebiet) durch die Reimann'sche topographische Karte gegeben ist.»

«In den Schichten herrschen kompakte, grobkörnige Kalksteine von oolithischer Struktur vor, doch fehlen sandige Abänderungen und tonige Zwischenschichten nicht.»

Aus den Versteinerungen und dem lithologischen Charakter der Juraformation im Luxemburgischen schließt der Verfasser, daß sie einen Uebergang zwischen der schwäbischen und der englischen vermittelt.

Im Jahre 1842 erschien die Arbeit von **A. DUMONT: Mémoire sur les terrains triasiques et jurassiques de la province de Luxembourg** welche auch die geologischen Verhältnisse des Mesozoikums des Großherzogtums berücksichtigt. Sie kann als eine zusammenfassende Uebersicht über den Stand der geologischen Forschung in den beiden Luxemburg zu dieser Zeit gelten.

DUMONT teilt die Trias ein in Bunter Sandstein, Muschelkalk und Keuper. Seine Angaben über die Trias sind hauptsächlich von Interesse für die damalige Auffassung der Uferfazies der Trias am Südrande der Ardennen.

1. Bunter Sandstein.

DUMONT zerlegt denselben in drei Hauptabteilungen, die sich von unten nach oben und von Norden nach Süden folgen: 1) Gerölle (cailloux), 2) Konglomerate und geröllführender Kalkstein (poudingue et gompholithe), 3) Sandsteine und Kalkstein (psammite et calcaire).

Die durch Eisenoxyd rot gefärbten Gerölle sind bei Zunahme der Eisenlösung zu einem Konglomerat verfestigt worden. Manchmal besteht das Zement aber auch aus feinen Sandkörnern oder es enthält etwas Dolomit. Dieser Dolomitgehalt kann so zunehmen, daß das Konglomerat zum geröllführenden Kalkstein (gompholithe) wird.

Die Gompholithe bilden inmitten des Konglomerates untergeordnete Bänke. Nach oben werden die Gerölle immer kleiner, so daß aus dem Konglomerat je nach dem Bindemittel ein Sandstein oder ein Kalkstein mit kleinen Geröllen wird. Solchen Kalkstein und Gompholithe findet man besonders bei Obercolpach, Post und Muno.

Der Sandstein (psammite) bildet die oberste Stufe. Er bildet mächtige Bänke, die dem Konglomerat auflagern und von bunten Mergeln überdeckt werden, wie man zwischen Obercolpach und Niedercolpach beobachten kann. Hier sieht man von oben nach unten: bunte Mergel, grau-grünlichen Sandstein, Konglomerat, und untergeordnet Kalkstein im Konglomerat. Fossilien fehlen fast ganz. Nur von Muno gibt DUMONT Fossilien aus dem Kalke an.

2. Muschelkalk.

Diese Abteilung wird von hellen Kalken und bunten Mergeln gebildet und enthält ebenfalls fast keine Fossilien. DUMONT beschreibt den Muschelkalk der normalen Entwicklung im Großherzogtum:

«Dans le Grand-Duché le calcaire forme de puissantes masses qui reposent sur des marnes grises ou verdâtres, contenant des bancs considérables de gypse. Au-dessus de ce calcaire on trouve un nouveau dépôt de marnes bigarrées et de gypse salifère, auquel on a donné le nom de Keuper.

Dans la province de Luxembourg le calcaire et les marnes bigarrées sont si peu développés et si intimement unis qu'il serait difficile de les séparer. Les marnes dominent et les calcaires ne forment plus au milieu de celles-ci que de petits bancs. Ils reposent généralement sur le Bunter Sandstein et supportent, soit le sable triasique supérieur, soit la marne liasique.»

DUMONT erwähnt den Muschelkalk in Küstenfazies zwischen Oberpallen und Attert.

3. Der Keuper.

Er besteht nach DUMONT aus Sanden, Geröllen und Sandstein. Der quarzige, feine, glimmerige Sand enthält im oberen Teile helle und dunkle Quarzgerölle.

Darüber folgt der gelbliche, körnige, manchmal schieferige, gewöhnlich lockere Sandstein von Martinsart. «Er hat einstweilen noch keine Fossilien geliefert, die seine Zugehörigkeit zur Trias rechtfertigen.» DUMONT stellt ihn deshalb auch nur provisorisch hierhin.

DUMONT vereinigt also in der Trias am Südrande der Ardennen alle Gerölle, Kalkkonglomerate und Sandsteine zum Buntsandstein. Sein Muschelkalk wird offenbar durch den Steinmergel gebildet. Der Keuper umfaßt nur Rhät, das zum ersten Male als «grès de Martinsart» abgetrennt und zur Trias gestellt wird.

Die Trias der normalen Entwicklung, wie sie im Luxemburger Gebiete besonders aus den Bohröchern von Cessingen und Mondorf bekannt wurde, wird wie folgt gegliedert:

1. Bunter Sandstein. Er umfaßt die bedeutende Schichtenfolge von der Grauwacke bis zu den mächtigen Kalkbänken des Muschelkalkes. Ein Versuch einer Gliederung besteht im luxemburger Gebiet noch nicht.
2. Muschelkalk ohne weitere Gliederung.
3. Keuper: Er wird wie folgt gegliedert.
 - a) Lettenkohle und Lettenkohlsandstein? Sie sind noch nicht nachgewiesen.

- b) Unterer und mittlerer Keuper mit Gips. — In dieser Abteilung ist auch die Lettenkohle bereits einbegriffen, ohne daß sie als solche erkannt worden wäre.
- c) Mittlerer Keupersandstein.
- d) Oberer Keupermergel.
- e) Oberer Keupersandstein. Er wird gelegentlich noch mit dem untern Liaskalk zusammengefaßt.

Die jurassischen Ablagerungen der Provinz und des Großherzogtums Luxemburg werden von DUMONT eingeteilt in Lias und Bathonien.

Der untere Lias begreift die marne de Jamoigne,

Der mittlere Lias umfaßt: sable et grès de Luxembourg.

Der obere Lias umfaßt: schiste et macigno d'Aubange.

1) Marne de Jamoigne. Synonymie: Lias von BOBLAYE; Calcaire à Gryphites von d'OMALIUS d'HALLOY. Als kennzeichnende Fossilien werden angegeben: *Ostrea irregularis* Goldf., *Cytherea lamellosa* Goldf., *Plagiostoma gigantea* Sow.; häufig ist auch *Gryphaea arcuata* die aber auch höher vorkommt. Die Marne de Jamoigne ruht auf dem grès de Martinsart und wird vom Luxemburger Sandstein überlagert.

2) Der mittlere Lias: Sable et grès de Luxembourg. Synonymie: Calcaire sableux et marne micacée von BOBLAYE; Grès de Luxembourg et Calcaire à belemnites von d'OMALIUS d'HALLOY.

Der mittlere Lias wird nach petrographischen Merkmalen in mehrere Stufen zerlegt. Es sind von unten nach oben: a) sable inférieur, b) grès et calcaire, c) calcaire argileux et marne, d) sable supérieur.

Die beiden unteren Stufen entsprechen dem grès de Luxembourg. Die dritte Stufe «calcaire argileux et marne» entspricht den «Kalken und Mergeln von Strassen».

Dem entsprechend müßte die obere Stufe «sable supérieur» dem grès de Virton entsprechen. Aber alle Sandsteine der Provinz Luxemburg, die über dem Kalk von Strassen liegen, sind von DUMONT dem grès de Luxembourg gleichgestellt, wodurch eine Reihe von Mißverständnissen hervorgerufen wurde, die später erst DEWALQUE klar stellte. Daß auch die ganze Stufe als «Sable et grès de Luxembourg» bezeichnet wurde und daß dann eine Unterabteilung die Bezeichnung «grès de Luxembourg» erhielt, mußte zu Verwechslungen Anlaß geben. Die Stellung der Kalke und Mergel von Strassen zu den unteren und oberen Sandsteinen war nicht klar genug herausgehoben.

3) Oberer Lias = «Schiste et macigno d'Aubange». Er besteht unten vorherrschend aus schieferigem Mergel, oben aus macigno

(kalkiger und mergeliger, eisenschüssiger Sandstein; der Eisengehalt kann so stark werden, daß der Sandstein als Eisenerz angesprochen wird, zum Beispiel bei Garnich). Die Abteilung umfaßt den mittleren Lias unserer heutigen Einteilung.

Das Système Bathonien umfaßt ebenfalls drei Stufen:

- 1) La marne de Grandcour,
- 2) L'oolithe ferrugineux de Mont-St-Martin,
- 3) Le calcaire de Longwy.

In der marne de Grandcour werden die bituminösen Schiefer nicht ausgeschieden. DUMONT erwähnt dieselben, ohne ihnen eine bestimmte Stellung anzuweisen.

Die Stufe des Oolithe ferrugineux zerfällt in zwei Unterabteilungen: unten eisenschüssiger Sand und sehr mergeliger, leicht glimmeriger, ziemlich weicher, braungelber Sandstein, oben die eigentliche Eisenerzformation.

Hier wäre zu erwähnen, daß DUMONT, welcher sonst überall die praktische Verwendung der Gesteine angibt, eine solche für den Oolithe ferrugineux nicht erwähnt. Das oolithische Eisenerz war damals in den beiden Luxemburg noch ohne jeden praktischen Wert. Damals wurde ausschliesslich Bohnerz und Rasenerz verhüttet.

Die obere Stufe «calcaire de Longwy» ruht zwischen Rodange und Piedmont auf dem Eisenoolith, weiter westlich unmittelbar auf der marne de Grandcour.

II.

Der Zeitraum von 1845 bis 1870

Trotz der erreichten Fortschritte blieb die Gliederung sowohl der Trias wie des Jura im Luxemburger Gebiet unzureichend. In der Trias entsprach die Grenze zwischen Buntsandstein und Muschelkalk keineswegs derjenigen Württembergs. Eine weitere Gliederung dieser beiden Stufen war noch nicht versucht worden, diejenige des Keupers war unscharf. Für die Juraformation waren zwar gute Ansätze vorhanden, aber auch hier fehlte die sichere paläontologische Grundlage. Die Fortschritte setzten zunächst in der Gliederung der Juraformation ein.

a) Gliederung der Juraformation.

Es ist hier das Verdienst von O. TERQUEM und G. DEWALQUE bahnbrechend gewirkt zu haben.

In seiner Schrift: *Observations sur le Lias du département de la Moselle* versucht **O. Terquem** (1847) eine paläontologische Gliederung des nordlothringer Lias, der petrographisch und paläontologisch dem Luxemburger Lias entspricht.

Nach oben begrenzt TERQUEM den Lias durch den marly sandstone, der paläontologisch bereits zum «unteren Oolith» gehört. In einer späteren Arbeit wird der marly sandstone dem Grès supraliasique gleichgestellt.

Unter dem marly sandstone werden dann von oben nach unten folgende Stufen abgetrennt:

1° Marnes grises micacées mit *Plicatula spinosa* und mit *Am. spinatus*. Die Belemniten sind selten. Darauf folgt eine Fossilliste dieser Stufe.

2° Marnes grasses, grises ou bleues, micacées mit eisenschüssigen Knollen, mit den gleichen Fossilien, aber weniger häufig.

3° Marnes grasses ohne Knollen mit *Nautilus concentricus*, *Cerithium Voltzi*. Diese Fossilien finden sich nicht in den oberen grauen, fetten Mergeln und selten in der folgenden Stufe.

4° Marnes feuilletées mit viel Belemniten und Ammoniten.

5° Calcaire à Belemnites, ferrugineux mit sehr häufigen *Belemnites elongatus*, *Am. Davoei*, *Am. fimbriatus*, *Am. planicostatus*,

6° Calcaire à *Gryphaea arcuata*.

7° Grès liasique. Dieser kalkige oder kieselige Sandstein ist durch seine Fauna und Flora gekennzeichnet.

Hierin erkennen wir folgende Stufen des mittleren und unteren Lias:

1° ist die Stufe der Spinatusschichten.

2°, 3°, 4° bilden die Margaritatusschichten.

5° bildet die Stufe des Davoeikalkes.

6° bildet die Stufe des Gryphitenkalkes.

Die Stellung des Grès liasique bietet jedoch TERQUEM noch Schwierigkeiten. Ueber die Fossilliste der Stufe setzt er die irreführende Ueberschrift: *Fossiles des Grès infraliasiques*. Ueber die stratigraphische Stellung schreibt er:

«Le Grès liasique paraît représenter dans sa position et constitution anormales les différentes assises de la formation et se substitue parfois à la place du Lias même. Reposant sur le calcaire à Gryphites, il figure les marnes feuilletées, d'autres fois il remplace le calcaire inférieur ou en est recouvert.»

Es handelt sich hier bekanntlich um eine Versandung verschiedener Stufen des unteren und mittleren Lias, die aber nichts mit dem eigentlichen Luxemburger Sandstein zu tun hat. G. DELWALQUE hat später die Verhältnisse klar gelegt. Dazu kam dann die Frage der Stellung des Luxemburger Sandsteines zum Rhätischen Sandstein, die zu starken Meinungsverschiedenheiten zwischen den Geologen führte. In Lothringen liegt über dem bunten Keupermergel ein quarziger, stellenweise Gerölle führender Sandstein, der frühzeitig erkannt wurde, aber dessen Stellung, ob zum Lias oder zum Keuper, verschieden gedeutet wurde. Diese Sandsteine erhielten bei den französischen Geologen den Namen Grès infraliasique, bei den Deutschen werden sie als Rhätischer Sandstein bezeichnet. Im nördlichen Teile des département de la Moselle tritt dazu noch der Luxemburger (oder auch Hettinger) Sandstein auf, der besonders in unserem Lande gut entwickelt ist, im südlichen Teile des Departementes aber kein sandiges Aequivalent hat, sondern durch dunkle Mergel mit Kalken vertreten ist. Die Fauna des Grès infraliasique (als Aequivalent des Rhätischen Sandsteines) ist unscheinbar und wurde zuerst kaum beachtet, während der Luxemburger Sandstein eine typische Liasfauna führt. Zwischen beide Sandsteine schaltet sich zwar eine schwache Stufe von dunklen Mergeln und Kalken ein, die aber meistens verschüttet ist, wozu auch noch störende Verwerfungen kommen. Die beiden Sandsteine wurden deshalb vielfach zusammengefaßt und bald als lokale Fazies in den Keuper, bald in den Lias gestellt, oder als eine besondere Bildung zwischen Keuper und Lias aufgefaßt. Obwohl schon LEVALLOIS (1837) und DUMONT (1842) die beiden Sandsteine getrennt hatten, setzten Anfang der fünfziger Jahre heftige Diskussionen über die Stellung der Sandsteine zwischen Diedenhofen und Luxemburg ein, die sich Jahre lang in den Bulletins der Société géologique de France hinzogen und 1852 sogar einen Kongress in Metz veranlaßten,¹⁸⁾ der aber natürlich zu keiner Einigung führte, bis DEWALQUE die Frage endgültig löste. LEVALLOIS (1863) hat die Frage noch einmal übersichtlich zusammengestellt. Die Polemik hat heute nur mehr historisches Interesse. Auf weitester paläontologischer Grundlage wurde die Frage gelöst durch den Vergleich zwischen den Faunen des Rhätsandsteines und der Kössener Schichten (Schichten der *Avicula contorta*) durch OPPEL (1858). Durch Vergleich von Material von der Wolfsmühle bei Ellingen und aus dem Grès de Martinsart wurde der Rhätische Sandstein oder Grès infraliasique durch OPPEL als ein stratigraphisch und paläontologisch gut gekennzeich-

¹⁸⁾ Comptes-rendu de la réunion extraordinaire de la société géologique de France à Metz, 1852. — 64 p., 1 pl., 1 tabl. — Paris 1852.

netter Horizont nachgewiesen. Von GÜMBEL wurde die Bezeichnung Rhätischer Sandstein geschaffen. (BENECKE 1877).

G. DEWALQUE (1854) widmete der Frage über die Stellung des Rhätischen Sandsteines und des Luxemburger Sandsteines eine durchgreifende Arbeit: *Note sur les divers étages de la partie inférieure du Lias dans le Luxembourg et les contrées voisines*. Hierin wird auch das Geschichtliche über die Frage zusammengestellt.

Der Lias wird in dieser Studie in acht Stufen eingeteilt:

1. Sables et grès de Martinsart.
2. Marne de Jamoigne.
3. Grès de Luxembourg.
4. Calcaire argileux et marne de Strassen.
5. Grès de Virton.
6. Schiste d'Ethe.
7. Macigno d'Aubange.
8. Schiste et marne de Grandcour.

Der untere Lias umfaßt die vier unteren Stufen dieser Einteilung. Die stratigraphische Stellung dieser Stufen ist besonders wichtig für das luxemburger Gebiet. Die oberen Stufen sind in einer spezifischen Fazies entwickelt, welche in unserm Lande nur angedeutet ist.

Es sind von unten nach oben:

1. Sables et grès de Martinsart.

Sie entsprechen dem Rhätischen Sandstein. Die dunkeln Tone unten und die roten Tone oben fehlen im Westen. Sie setzen erst von Post ab nach Osten hin ein. Der Grès de Martinsart ist rund 3 m mächtig und liegt konkordant auf bunten Mergeln (Steinmergel).

STEININGER (1823) erwähnt diesen Sandstein nicht. PULLON-BOBLAYE (1829) stellte ihn zum Luxemburger Sandstein; ebenso verfuhr d'OMALIUS d'HALLOY (1835). DUMONT (1842) erkannte als Erster dessen richtige Position. Er stellte ihn in den oberen Keuper, später (1849) in den Lias unter dem Namen «Grès de Martinsart».¹⁹⁾ PONCELET (1852) und TERQUEM (1852) verwechselten denselben mit einem Teile des Luxemburger Sandsteines. Wir haben bereits erwähnt, daß

¹⁹⁾ PULLON-BOBLAYE. — Mémoire sur la formation jurassique dans le Nord de la France, 1829.

d'OMALIUS d'HALLOY. — Eléments de géologie, 2^e éd. 1835.

DUMONT, A. — Rapport sur la carte géologique de Belgique, 1849.

dieselbe Auffassung in der Explication de la carte géologique de la France (1848) Aufnahme gefunden hat.

Dem gegenüber stellte DEWALQUE (1854a) fest: Der Grès de Martinsart entspricht dem Grès infraliasique von Kedange (LEVALLOIS 1852b) und dem Grès infraliasique der Ardennen von SAUVAGE & BOUVIGNIER (Statistique minéralogique et géologique de l'Ardenne, 1842).

2. Marne de Jamoigne.

Bekanntlich entspricht die Marne de Jamoigne der Planorbisstufe inclusiv dem unteren Teile des Luxemburger Sandsteines. Die Mächtigkeit der Planorbisstufe, die im luxemburgischen Gebiet kaum 10 m beträgt, hat westlich Arlon bereits 25 m und steigt nach DEWALQUE weiter westlich bis auf 70 m. Hier umfaßt die Stufe auch die Angulatenzone.

Nach ihrer Fossilführung kann man die Stufe der Marne de Jamoigne im Westen des belgischen Luxemburg in zwei Unterabteilungen zerlegen. Die untere führt reichlich kleine Cardinien, besonders *Card. unioïdes* und *Card. lamellosa*, dazu *Astarte consobrina*, *Lima plebeia*, *Ostrea irregularis*, *Montlivaultia Haimei*. Die obere Zone führt reichlich *Gryphaea arcuata* und *Montlivaultia Guettardi*, die beide in der unteren Zone nicht vorkommen. Diese obere Zone wurde von DEWALQUE als: «assise à gryphée arquée de la Marne de Jamoigne» bezeichnet.

Die genannten Fossilien mit Ausnahme der *Gryphaea arcuata*, der *Ostrea irregularis* und der *Lima plebeia* fehlen in der Stufe der «Marnes de Strassen».

Die Marne de Strassen ist also paläontologisch gut unterschieden selbst vom oberen Teil der Marne de Jamoigne. Es ist also unmöglich in der Marne de Jamoigne einen Teil der Marne de Strassen zu sehen.

Die Marne de Jamoigne liegt auch überall, sowohl im Großherzogtum als in der Provinz Luxemburg unter dem Luxemburger Sandstein. Diese Mergel und Kalke unter dem Sandstein sind von STEININGER nicht ausgeschieden. DUMONT (1842) hat als erster diese Stufe aufgestellt. Vor ihm hat PULLON-BOBLAYE (1829), später PONCELET (1852) und TERQUEM (1852) die Marne de Jamoigne mit der Marne de Strassen zusammengestellt, wodurch die Verwirrung in der Stellung des Luxemburger Sandsteines hervorgerufen wurde.

3. Le grès de Luxembourg.

STEININGER (1828) hat den Namen geschaffen und die Stufe zum Lias gestellt. Doch stellte er zum grès de Luxembourg auch noch

den grès de Virton. DUMONT (1842) wies dem Luxemburger Sandstein seine richtige Stelle, zwischen der marne de Strassen oben und der marne de Jamoigne unten, an. DEWALQUE stellt mit einem Worte die Lage klar, indem er den grès de Luxembourg von Arlon, der von der marne de Strassen überlagert wird, dem grès de Hettange gleichstellt.

«C'est le grès de Hettange . . . Le grès de Hettange, de Luxembourg et d'Arlon est ni infraliasique, ni supraliasique, il est subordonné au lias à gryphée arquée, lias inférieur . . . »

4. Calcaire argileux et marne de Strassen.

Im Osten der belgischen Provinz Luxemburg trennt diese Stufe den Luxemburger Sandstein vom grès de Virton. Gegen Westen werden die Kalke und Mergel sandig, so daß die untere sandige Fazies (Luxemburger Sandstein inclusiv sandige «Stufe von Strassen») und die obere sandige Fazies (grès de Virton) sich berühren.

TERQUEM (1852) nimmt an, daß die calcaire et marne de Strassen in Vertiefungen des Luxemburger Sandsteines eingelagert sind, die in einer vorhergehenden Katastrophenperiode heraus erodiert worden seien. Bereits DEWALQUE widerlegt diese Auffassung, die aber später noch auftaucht, z. B. bei WIES (1877) p. 82.

Der calcaire argileux de Strassen entspricht dem calcaire à gryphites von STEININGER (1828), der 3ten Stufe des «grès de Luxembourg» von DUMONT (1842), die er 1852 als «marnes de Strassen» bezeichnet.

DEWALQUE fügt seiner Arbeit ein schematisches Profil bei, das die Lagerungsverhältnisse des unteren Lias inclusiv grès de Virton von Hettange über Hespérange, Luxembourg, Arlon, Virton bis ins département des Ardennes anschaulich darstellt. Dasselbe ist von L. VAN WERVEKE in mehr detaillierter Form wiederholt worden. (Siehe LUCIUS 1937, fig. 29, p. 60/61).

TERQUEM (1855) veröffentlichte in der «Paléontologie du système liasique inférieur» und in der «Paléontologie du Département de la Moselle (1855)» eine stratigraphische Einteilung der Juraformation, die nach seinen Angaben ganz auf paläontologischer Grundlage beruht. Das «Bonebed», welches die Trias vom Jura trennt, kennt TERQUEM aus Niederbronn im Unter-Elsaß. Er weist dieser Bildung ihre richtige Stellung an, parallelisiert sie aber nicht mit dem «Sandstein von Kedingen», der zu der

gleichen Stufe gehört, sondern stellt diesen letzteren in den untersten Lias.

Nach dem Fossilgehalt gliedert dann TERQUEM die Jurabildungen wie folgt:

Lias:

Etagé inférieur	{	1 ^{re} assise	{	Grès arénacé, Calcaire grés-bitumineux Grès infraliasique.
		2 ^{me} assise	{	Calcaire à gryphite.

Bemerkungen: Ueber die wirkliche Stellung des «grès arénacé» zu dem der Sandstein von Kedingen gehört, bestehen nach TERQUEM Zweifel, da derselbe nur Pflanzen liefert, die große Ähnlichkeit mit denen des grès de Stuttgart haben. Es bleibe die Frage offen, ob er den Keuper abschließt oder den Lias eröffnet.

Der calcaire grés-bitumineux ist im Großherzogtum Luxemburg gut entwickelt. Nach den von TERQUEM zitierten Fossilien gehört er in die Zone der Planorbisschichten.

Aus dem grès infraliasique gibt TERQUEM eine Fossilliste von 177 Arten. Es handelt sich um den Luxemburger Sandstein, weshalb die Bezeichnung «grès infraliasique» irreführend ist.

Darüber folgt Gryphitenkalk, aus welchem TERQUEM 95 Arten Fossilien gibt. Aus den oberen Lagen dieser Stufe zitiert er *Belemnites brevis*.

Etagé moyen	{	3 ^{me} assise	{	Marnes sableuses, Calcaire ocreux.
		4 ^{me} assise	{	Marnes feuilletées, Marnes à ovoïdes ferrugineux, Calcaire lumachelle, Grès médioliasique.

Bemerkungen: TERQUEM schreibt von den «marnes sableuses»: «elles sont l'équivalent des marnes à *Am. Turneri* de Wurtemberg.» (Sie entsprechen den fossilarmen Tonen).

Aus dem calcaire ocreux werden 80 Fossilarten mitgeteilt, darunter *Am. Davoei*, *Am. fimbriatus*, *Am. raricostatus*, *Am. margaritatus*. (Stufe des Davoeikalk).

Die marnes feuilletées zu unterst, darüber weniger schieferige Mergel mit Concretionen von Toneisenstein (marnes à ovoïdes ferrugineux), zum Schlusse Septarienknollen (calcaire lumachelle) bilden unsere Margaritatusschichten.

Aus der unteren Abteilung gibt TERQUEM 112 Fossilarten, darunter *Am. margaritatus*, aus der mittleren Zone werden neben Nagelkalken 80 Fossilarten aufgezählt. *Am. margaritatus* kommt auch hier vor.

Aus der obersten Zone werden 151 Fossilien erwähnt, darunter *Am. margaritatus* und *Am. spinatus*.

Der grès médioliasique umfaßt die Costatus- oder Spinatusschichten unserer heutigen Gliederung (macigno d'Aubange).

Etage supérieur	}	5 ^{me} assise	}	Marnes bitumineuses, Calcaire noduleux, Calcaire gréseux.
		6 ^{me} assise		Grès supraliasique, Hydroxyde oolithique, Marnes micacées.

Bemerkungen: Aus den marnes bitumineuses erwähnt TERQUEM 49 Fossilarten, darunter *Am. bifrons*, *Am. communis* und *Am. complanatus*. (Entspricht dem unteren Teil der Posidonien-schiefer).

Der calcaire noduleux führt reichlich Ammoniten darunter *Am. bifrons* und *Am. communis*. (Sie entsprechen den weniger geschieferten Mergeln über den bituminösen Schieferen mit Kalkknollen, die als «versteinerte Brote» bezeichnet werden).

Der calcaire gréseux gehört besser in die vorige Abteilung, da darin noch *Posidonomya Bronni* vorkommt. BRANCO (1879) stellt ihn übrigens in diese Abteilung.²⁰⁾ In Luxemburg kann er nach L. VAN WERVEKE (1887) nicht ausgeschieden werden.

Der grès supraliasique entspricht dem marly sandstone der früheren Schichtenbezeichnung. Diese Stufe umfaßt die Jurensis-mergel sowie die tonigen gelben Sandsteine unter der Eisenerzformation, also die Schichten mit *Am. striatulus* und *Astarte Voltzi* sowie die Basis der Schichten mit *Trigonia navis* der Gliederung L. VAN WERVEKE's (1887). Unter den Fossilien des grès supraliasique erwähnt TERQUEM die Ammoniten *insignis*, *radians*, *opalinus*, *normannis* sowie *Belemnites breviformis* und *Trigonia navis*.

Die Stufe des Hydroxyde oolithique oder fer supraliasique entspricht der Eisenerzformation.

²⁰⁾ BRANCO, W. — Der untere Dogger Deutsch-Lothringens. — Abh. z. geol. Spezialkarte von Els.-Lothr. Bd. II, Heft I, Straßburg 1879.

Von der Stufe der marnes grises micacées schreibt TERQUEM:

«Cette assise recouvre le fer et termine le lias. Elle se confond avec le marly sandstone lorsque l'assise ferrugineuse vient à manquer.»

Es sind die glimmerführenden, grauen Mergel, welche das Dach der Eisenerzformation bilden.

Ueber dem Lias folgt die formation oolithique, die ebenfalls in drei Etagen gegliedert wird. Die untere Etage zerfällt wieder in drei Abteilungen:

Assise inférieure	}	Calcaire ferrugineux, Calcaire à polypiers, Calcaire subcompact.
-------------------	---	--

Bemerkungen: Der calcaire ferrugineux entspricht den Sowerbyschichten. TERQUEM gibt für diese Abteilung 219 Fossilarten an, darunter *Am. Murchisonae*, *Am. Tessonianus*, *Gryphaea sublobata*, aber auch *Am. Humphriesi*.

Der helle calcaire à polypiers entspricht dem Humphriesikalke. Unter den 274 Fossilarten dieser Stufe zitiert TERQUEM auch *Am. Humphriesi*, *Sauzi* und *Parkinsoni*.

Der calcaire subcompact wird als eine Fazies des Polypenkalkes aufgefaßt.

Diese auf reichem paläontologischen Material aufgebaute Gliederung TERQUEM's des nordwestlothringer und luxemburger Jura ist auch heute noch im Wesentlichen geltend. Nur die Abteilungen des grès supraliasique und des hydroxyde oolithique (Eisenerzformation) wurden durch BRANCO (1879), VAN WERVEKE (1901) und BENECKE (1905) schärfer gegliedert.

Am wenigsten befriedigt bei TERQUEM die stratigraphische Behandlung des Luxemburger Sandsteines, der als grès infraliasique bezeichnet wird. Hierzu nahm G. DEWALQUE (1857 b) Stellung. Er macht Vorbehalt zu der Bezeichnung grès infraliasique, bestreitet die von TERQUEM gemachte Angabe, daß zwischen dem grès arénacé (Rätischer Sandstein) und dem calcaire grés-bitumineux eine Diskordanz bestehe, und widerspricht der Auffassung von TERQUEM, daß zwischen dem Luxemburger Sandstein und dem darauf lagernden Gryphitenkalk eine Lücke bestehe und daß letztere Bildung nicht unmittelbar an die Bildung des Luxemburger Sandsteines anschließe. DEWALQUE macht auch auf die Verwechslung zwischen den marnes de Jamoigne und dem Gryphitenkalk aufmerksam, infolge derer TERQUEM behauptet, daß bei Attert der Sandstein nicht mehr bestehe und daß der Gryphitenkalk unmittelbar auf dem Keuper auflagere.

TERQUEM glaubt auch, daß nördlich der Linie Altwies, Helmsingen und Levelingen der calcaire grés-bitumineux (Planorbisschichten) nicht mehr bestehe und daß deshalb der calcaire grés-bitumineux nicht der marne de Jamoigne entsprechen könne. DEWALQUE weist nach, daß diese beiden Stufen identisch seien, daß sie überall den Luxemburger Sandstein unterlagern, daß der Luxemburger Sandstein sich überall zwischen den Gryphitenkalk und die marne de Jamoigne einschleibt.

In dem gleichen Jahre erscheint eine wichtige zusammenfassende Arbeit von G. DEWALQUE (1857): Description du lias de la Province de Luxembourg. DEWALQUE gibt darin auf Grundlage eines reichen paläontologischen Materials eine Gliederung des Lias der Provinz Luxemburg, in welcher die Stellung des Luxemburger Sandsteines noch einmal präzisiert wird. Außerdem finden wir hier, an Hand des reichen Fossilmaterials, genaue Angaben über die Parallelisierung der höheren Stufen des Lias zwischen der Provinz Luxemburg und dem Großherzogtum.

Die marne de Jamoigne wird auch hier in eine untere und obere Stufe zerlegt. Im Großherzogtum ist nur die untere Stufe vertreten, welche der Zone mit *Am. planorbis* entspricht. Die obere Stufe, welche nur in der belgischen Provinz vorkommt, ist gekennzeichnet durch den *Am. angulatus*. Dieser Zone entspricht im Osten der tiefere Teil des Luxemburger Sandsteines, ebenfalls mit *Am. angulatus*.

Der Luxemburger Sandstein umfaßt nach DEWALQUE drei Zonen, die aber nirgends gleichzeitig auftreten. Die untere Zone führt *Am. angulatus*, die mittlere *Am. bisulcatus*, die obere tritt nur westlich Arlon auf, wo sie die marne de Strassen vertritt und die gleichen Fossilien führt wie diese letztere. Westlich Arlon wird der Luxemburger Sandstein deshalb unmittelbar vom grès de Virton überlagert, welcher anderwärts auf die marne de Strassen folgt. Der grès de Virton umfaßt zwei Zonen. Die untere Zone entspricht den Tonen mit *Am. Turneri* (β -Tone), die obere Zone entspricht dem unteren und mittleren Teile des Lias γ von Quenstedt. (Im Osten, d. i. in unserem Lande, entsprechen den beiden Zonen die Stufe der «fossilarmen Tone»). Die Parallelisierung der verschiedenen Stufen des Lias in den benachbarten Gebieten von Luxemburg hat DEWALQUE selbst in einer Tabelle zusammengestellt, die wir auf der folgenden Seite wiedergeben. (Nach DEWALQUE).

Im Anschluß an die von TERQUEM im Département de la Moselle und von DEWALQUE in der Provinz Luxemburg durchgeführten Gliederung des Lias gibt **F. Majerus** (1854) eine Darstellung der jurassischen Bildungen unseres Gebietes (mit einer kleinen Uebersichtskarte).

Tableau synoptique du Lias par G. DEWALQUE

Wurtemberg (QUENSTEDT)	Département de la Moselle (O. TERQUEM 1855)	Grand-Duché de Luxembourg (F. MAJERUS 1854)	Province de Luxembourg (DEWALQUE 1857)
Marne à <i>Am. jurensis</i>	Calcaire noduleux	Marne bleue	Marne et
Schiste à <i>Posidonomya Bronni</i>	Calcaire gréseux		
	Schiste bitumineux		
Argile à <i>Am. amaltheus</i>	Grès médioliasique	Macigno	Macigno d'Aubange
	Calcaire lumachelle	Schiste micacé	
	Marne à ovoïdes ferugineux	Marne à ovoïdes	Schiste d'Éthe
	Marnes feuilletées	Schistes ardoisés	
	Calcaire ocreux	Calcaire ocreux	
Argile à <i>Am. Turneri</i>	Marnes sableuses	Marnes sableuses	Grès de Virton ^(sup.) _(inf.)
Calcaire et sable avec <i>Gryphaea arcuata</i>	Calcaire	Schiste bitumineux	Marne de Strassen
	à Grès de Hettange	Calcaire à <i>Gryph. arcuata</i>	
	<i>Gryph. arcuata</i>	Grès de Luxembourg	
	Marnes et calc. gréseux et bitumineux	Calcaire et marne infraliasiques	Marne de Jamoigne
Bonebed	Grès arénacé ? (Kédange)	Grès et poudingue keupriques supér.	Grès de Martinsart

MAJERUS stellt als Aequivalent des «grès de Martinsart» den obersten Keupersandstein (Rhätsandstein) auf, den er als «grès supérieur du keuper» bezeichnet.

Die jurassischen Ablagerungen werden folgendermaßen gegliedert:

Système liasique.

Es wird in eine untere, mittlere und obere Stufe zerlegt (durch die Ziffern 1°, 2°, 3° nachstehend bezeichnet).

1° Calcaire et marnes infraliasiques. Diese entsprechen der marne de Jamoigne, dem calcaire gréseux TERQUEM's sowie den marnes ardoisées von DUFRENOIS und E. DE BEAUMONT.

2° Grès de Luxembourg. Synonym damit sind: Grès de Hettange von TERQUEM, Grès infraliasique von DUFRENOIS und BEAUMONT.

3° Calcaire et marnes de Strassen.

Systeme bathonien ou oolithe inférieur.

Es umfaßt zwei Stufen: étage des marnes brunes unten und étage de l'oolithe oben.

Die étage des marnes brunes wird in folgende Abteilungen zerlegt:

1) Schiste bitumineux de Hollerich. Majerus gibt an, daß diese Schicht bei Cessingen unmittelbar über dem Gryphitenkalk zu finden sei, wo sie 11 m mächtig sei. (Es handelt sich um feingeschieferter dunkle Mergel mit Pyrit und Gips.)

2) Marne sableuse de Cessingen. Es sind gelbliche, oben graue sandige Mergel, mit dichten Kalkknollen. (Beide Abteilungen bilden die Stufe der fossilarmen Tone).

3) Calcaire ocreux à *Gryphaea cymbium*.

4) Schiste ardoisé. (Sie entspricht den «Blättermergeln»).

5) Marnes à ovoïdes ferrugineux.

6) und 7) Macigno de Garnich oder grès médioliasique. Diese Stufe beginnt mit glimmerhaltigen Mergeln (schiste micacé), die allmählich in einen kalkig-eisenschüssigen Sandstein, den eigentlichen macigno, übergehen.

Zwischen Aspelt und Bettemburg verschwindet der Macigno, zwischen Fingig und Oberkerschen geht er in einen calcaire lamellaire über.

8) Schiste bitumineux.

9) Marne bleue de Pétange. Es sind dies die den eigentlichen bituminösen Schiefer überlagernden blaugrauen, weniger geschieferten Mergel mit großen Kalkkonkretionen («versteinerte Brote»).

10) Schiste et grès micacé de Budersberg. Diese Stufe ist synonym mit dem Marly sandstone und mit dem grès supraliasique.

Étage de l'oolithe.

MAJERUS zerlegt diese Stufe im Luxemburgischen in drei Abteilungen:

1) Oolithe ferrugineux, die Eisenerzformation.

2) Calcaires blancs. Umfaßt die Mergel über dem Erze, die braunen eisenschüssigen Kalke und den hellen Polypenkalk.

3) Marne ocreuse et mineral de fer fort. Es handelt sich hier um die rote Verwitterungserde mit Bohnerz.

MAJERUS ist ebenfalls der Ansicht, daß der Gryphitenkalk sich teils in Erosionstäler des Luxemburger Sandsteines abgelagert hat. Die gleiche Bemerkung finden wir in einer Notiz von WIES (1855). Er sagt: «Der Gryphitenkalk . . . der sich meistens in die Erosionen des Luxemburger Sandsteines eingelagert findet.»

Auch die Rolle der Verwerfungen an dem Steilrand bei Hesperingen, Itzig, Altwies, Mondorf entgeht Majerus ganz. Er hält die Steilwände für Steilufer des Meeres, in welchem der vorgelagerte Kalk zum Niederschlag kam.

Die von MAJERUS aufgestellte Detailgliederung ist rein petrographisch, läßt sich aber mit derjenigen von TERQUEM und DEWALQUE parallelisieren.

Die von ihm angenommene Verteilung dieser Unterabteilungen auf die einzelnen Systeme (système liasique, système bathonien) ist zu beanstanden. Die von MAJERUS geschaffene étage des marnes brunes ist zwecklos und verwirrend.

Coupe comparative par F. MAJERUS

Département de la Moselle d'après TERQUEM et SIMON.	G.-D. de Luxembourg d'après MAJERUS	Province de Luxembourg d'après DUMONT DEWALQUE, d'OMALIUS
Fullers earth	Marne ocreuse; min. de fer fort	Limonte concrétionnée
Calcaire à entroques	Calc. blanc de Rumelange	Calcaire de Longwy
Marne ocreuse: fer supraliasique	Oolithe ferrug. d'Esch	Oolithe de Mt. St. Martin
Marly sandst. (Grès supraliasique)	Schiste et grès de Budersberg	Psammite
Calc. noduleux et gréseux	Marnes bleues de Pétange	Marne de Grandcour
Schiste bitumineux	Schiste bitumin. de Differdange	
Grès médioliasique	Macigno de Garnich	Macigno d'Aubange
Calcaire lumachelle	Schistes micacés	Schistes micacés
Marnes à ovoïdes	Marnes à ovoïdes	" "
Marnes feuilletées	Schiste d'ardoise (Buch)	Schiste d'Éthe
Calc. ocreux à bélemnites	Calc. ocreux à Gryph. cymb.	" "
Marne sableuse	Marne sabl. de Cessingen	" "
" "	Schiste bitum. de Hollerich	" "
		Sable et grès de Virton
Calcaire de Strassen	Calcaire de Strassen	Calcaire à Gryphites
Grès de Hettange	Grès de Luxembourg	Grès de Luxembourg
Marne et calc. gréseux	Calc. et marne infraliasique	Marne de Jamoigne
Grès de Kédange	Grès et poudingues keupriques supérieurs	Grès de Martinsart

MAJERUS stellt auch eine vergleichende Tabelle auf zwischen der Gliederung nach TERQUEM, DEWALQUE und MAJERUS. Die Stellung des grès de Virton ist nicht richtig angegeben. Er müßte auch noch gegenüber den zwei nächst höhern Gliedern stehen. Daß das Bohnerz zum Jura gezogen wird, ist auch nicht zulässig. (p. 83.)

In den in den Jahren 1862 veröffentlichten Studien schloß sich TERQUEM (1862) den Anschauungen von DEWALQUE über die stratigraphische Gliederung des unteren Lias und besonders über die Stellung des Luxemburger Sandsteines vollständig an, so daß damit eine heftig diskutierte Frage zum Abschluß gelangte.

TERQUEM (1862) schreibt über diese Diskussionen:

«Depuis que la géologie est une science, on discute sur l'âge des grès de Luxembourg. Les auteurs les ont placés tour à tour dans le bunter Sandstein, le keuper, le lias moyen, l'infralias et le lias à *Ostrea arcuata*.... Il faudrait écrire un volume pour retracer l'histoire des débats qui ont eu lieu

Il nous a semblé qu'à l'aide de la paléontologie, nous pourrions débrouiller le chaos enfanté par tant d'années de lutte. Nous nous sommes mis à l'œuvre.

«Die bunten Keupermergel werden in Nordostfrankreich durch das Bonebed abgeschlossen. Es besteht aus gelbem oder grünlichem Sande, aus glimmerhaltigen Tonen und aus Konglomerat, die so eng mit dem bunten Keuper vereinigt sind, daß sie davon nicht zu trennen sind. Das Bonebed führt neben kleinen Knochen und Fischschuppen die *Avicula contorta*. Diese Fauna hat nicht viel Analogie mit dem unteren Lias. In Levelingen liegt das Bonebed diskordant mit dem Lias.» (TERQUEM 1862).

Im unteren Lias unterscheidet TERQUEM von oben nach unten vier paläontologische Zonen:

- 4° Die Zone mit *Belemnites acutus* Mill. = *brevis* Bj.
- 3° Die Zone mit *Am. bisulcatus* Brug. = *Am. Bucklandi* Sow.
- 2° Die Zone mit *Am. angulatus* Schl.
- 1° Die Zone mit *Am. planorbis* Sow.

Die Zonen 1° und 2° bilden nach TERQUEM eine natürliche Untergruppe, die durch das Fehlen von *Ostrea arcuata* gekennzeichnet ist und die von manchen Autoren als «infralias» bezeichnet wird. Die Zonen 3° und 4° haben ausgeprägte Analogien, so daß sie als «Lias à *Gryphaea arcuata*» vereinigt werden.

«In dem Gebiete der Meurthe und der Mosel besteht der ganze Lias aus Mergeln mit Kalk und beginnt mit roten, fossilereen Tonen. In Hettange schiebt sich ein mächtiger Sandstein, der «grès de Hettange» in die Zonen des *Am. bisulcatus* und des *Am. angulatus* ein.

Im Golfe von Luxemburg beginnt nach Abschluß des Bonebed der Lias mit der Ablagerung von Tonen. Die Stufe des *Am. planorbis* beginnt mit roten Tonen, auf welche schwarze Mergel mit dunklen Stinkkalken folgen.»

TERQUEM stellt also die roten Tone LEVALLOIS zum Lias, während wir über denselben den Keuper abschließen.

Ueber die allmähliche Versandung des Golfes von Luxemburg, die von Osten nach Westen fortschreitet, drückt sich TERQUEM wie folgt aus :

«Quand apparurent les *Am. angulatus*, les flots charrièrent du sable sur les rives occidentales du golfe, tandis qu'ils continuèrent à envaser ses rives orientales. Quand vient l'éclosion de l'*Am. bisulcatus* = *Bucklandi* le sable a envahi le golfe tout entier. De là il résulte, du côté de Mondorf et de Luxembourg, une puissante formation gréseuse qui correspond à toute l'époque de l'*Am. angulatus* et du côté de Metzert, de Fouches et de Habay, des marnes et des calcaires, puis des grès remplis de fossiles, représentant la même époque (de l'*Am. angulatus*) sous deux formes diverses et à deux âges différents. (C.-à-d. à la base des marnes qui passent plus haut en des grès).

Le sable cessa de se déposer dans l'ouest et fut remplacé par des sédiments marneux vers le milieu de l'époque de l'*Am. bisulcatus* (marnes de Warcq.)

Dans l'est il couvrit plus longtemps les fonds de la mer. Quand les *Am. bisulcatus* furent près de disparaître, la vase avait reconquis presque tous les rivages. Durant l'ère des *Belemn. acutus* les dépôts restèrent boueux, mais il y a des îlots de grès enclavés dans la marne de cette époque. La marne à *Belemnites acutus* des environs d'Arlon est chargée de sable, à l'ouest de cette ville, elle passe toute entière au grès.»

b) Fortschritte in der Gliederung der Trias.

Mit den letzten Arbeiten von TERQUEM (1855 und 1862) und von DELWALQUE (1857) ist die stratigraphische Gliederung der Jurabildungen Luxemburgs und der angrenzenden Gebiete zu einem gewissen Abschluß gekommen, während die Gliederung der Trias in verschiedenen Hinsichten noch des weiteren Ausbaues bedurfte. Seit den Arbeiten von A. ROST (1838) und J. P. VAN KERKHOFF (1848) ist nichts von Belang zu verzeichnen bis zu der Untersuchung der Trias von **A. Moris** (1852). Die Arbeit bringt vor allem viel neues Beobachtungsmaterial vom Rande der Ardennen. Sie enthält auch die erste Karte, die wenigstens einige Details bringt. Leider enthält diese keinen topographischen Untergrund, was die Uebersichtlichkeit der Lagerungsverhältnisse sehr beeinträchtigt. In der Gliederung berück-

sichtigt MORIS nicht alle Fortschritte die bisher in den angrenzenden Gebieten gemacht wurden, hebt aber einige bisher im Luxemburgischen weniger beachtete Stufen gebührend hervor.

MORIS unterscheidet in der Trias folgende Abteilungen:

1. Bunter Sandstein = grès bigarré = new red sandstone.
2. Muschelkalk = calcaire coquillier = conchylien.
3. Keuper = bunte Mergel = marnes irisées = red marl.

Buntsandstein und Muschelkalk werden nicht weiter gegliedert, doch wird wohl zum ersten Male in klarer Weise auf die Abnahme der Mächtigkeiten und auf die Ausbildung einer konglomeratischen Uferfazies am Rande der Ardennen im Luxemburger Gebiet hingewiesen.

Der Buntsandstein erhält nach oben eine Ausdehnung bis unter den oberen Muschelkalk. Der Gips unter dem Muschelkalk wird noch zum Buntsandstein gestellt. Hier ist seit STEININGER kein Fortschritt zu verzeichnen, obgleich LEVALLOIS seit 1847 die Mergel mit Gips über dem Buntsandstein zum Muschelkalk gestellt hatte. Der Buntsandstein tritt als Konglomerat und als Tonsandstein auf. MORIS erkennt, daß die Buntsandsteinformation mit einem Grundgerölle über dem Schiefergebirge beginnt und daß die Menge des Konglomerates mit der Annäherung an das Grundgebirge zunimmt, das tonige, eisenschüssige Bindemittel aber abnimmt, so daß die Sandsteine «an der äußersten Grenze durch Gerölle vertreten werden». Es werden eine Reihe guter Beobachtungspunkte dieser konglomeratischen Ausbildung aufgezählt.

In den Buntsandstein stellt MORIS auch irrtümlicherweise die Steinbrüche von Merzig, Grosbous und Born. Bei Born beobachtet er an der Grenze von Muschelkalk und dem Borner Sandstein große Mengen von Gerölle in den Feldern und schließt daraus, daß der Muschelkalk durch ein Konglomerat von dem Sandstein getrennt sei. (Es handelt sich hier um eine alte Flußterrasse). An der unteren Sauer wird mehrmals das Nebeneinander von Buntsandstein und Muschelkalk erwähnt, aber nicht erklärt. Die Tektonik des Gebietes wurde seit STEININGER kaum noch in Betracht gezogen. Nur bei der Angabe, daß bei Apach der Buntsandstein unmittelbar auf dem Quarzit ruht, welcher zum Uebergangsgebirge des Hunsrück gehört, wird hinzugefügt:

«Der späteren Hebung dieser Felsart (Quarzit von Sierck) mag es wohl zuzuschreiben sein, daß der sogenannte Stromberg, welcher sich von Schengen bis Niederkontz erstreckt, und der zum größten Teil aus Muschelkalk zusammengesetzt ist, plötzlich das angrenzende Keupergebirge überragt.»

Weiter wird berichtet: Die Höhen zwischen Diekirch und Colpach (also am Südrande des Oeslings) zeigen alle unten Buntsandstein, der von Muschelkalk begrenzt wird. Auf den höchsten Punkten lagert der Keupersandstein. Als Beispiele werden erwähnt: Der Herrenberg, der Lopert, Vichten, Bettborn, Ospern, Reichlingen, Ell, Colpach.

MORIS beobachtet, daß im allgemeinen der Sandstein nur unten mächtige Bänke zeigt, nach oben in schieferige bunte Letten übergeht. Diese Schieferletten reichen bis unter die mächtigen Bänke des Muschelkalkes. Der Schluß, daß es bei diesen bunten Letten sich um etwas anderes als Buntsandstein handelt, wird in unserm Gebiete erst später durch E. WEISS (1869) gezogen.

MORIS erwähnt auch den Zellenolomit zwischen Michelbuch und Vichten, den er ebenfalls in den Buntsandstein stellt. Erwähnt werden auch die roten Tone (MORIS spricht von bunten Mergeln) auf dem höchsten Punkte des Herrenberges. Eine ausführliche Besprechung erfahren die Gipslager unter dem Muschelkalk. «Sie gehören der oberen Abteilung des bunten Sandsteines an, sind also nicht mit denen zu verwechseln, welche in mehreren Gegenden im Muschelkalk gefunden werden.» (p. 6).

Hier irrt MORIS. Die von ihm erwähnten Gipsvorkommen liegen alle im mittleren Muschelkalk (Anhydritgruppe).

MORIS bringt Profile aus einer Reihe von Gipsbrüchen, die heute verlassen sind: Machium, Herrenberg bei Diekirch u. a.

Der Muschelkalk. MORIS gibt an, daß derselbe bei vollständiger Entwicklung aus dem Wellenkalk, der Anhydritgruppe und dem Kalksteine von Friedrichshall besteht. «Nur der Hauptmuschelkalk, der Kalkstein von Friedrichshall, tritt bei uns auf.» Dies ist eine zutreffende Gleichstellung. Leider hat er die Gleichstellung der Anhydritgruppe mit den bunten Schieferletten mit Gips nicht gemacht. MORIS kennt die dolomitische Natur des Muschelkalkes, gibt auch eine Liste seiner Fossilien, sowie Angaben über die Mächtigkeit.

Im ganzen Gebiete beobachtete MORIS wie der Uebergang zwischen buntem Sandstein und Muschelkalk durch die bunten Schieferletten vermittelt wird; nur westlich Niederfeulen bemerkt er, daß der Uebergang ein plötzlicher sei. (Hier sind nämlich die bunten Mergel, die wir heute zur Anhydritgruppe stellen, ebenfalls stark sandig entwickelt). MORIS gibt hierüber folgende Beobachtung:

«Die Mächtigkeit des Muschelkalkes ist sehr verschieden. Ihr Maximum dürfte sie in der Gegend von Niederdonven erreichen, wo sie bis zu 300 Fuß anwächst. . . . Im Kanton Redingen ist er nirgends stark entwickelt, bis-

weilen kaum einen Fuß mächtig, wie z. B. an der Straße von Ospern. Aus diesem Grunde ist es nicht immer leicht, in der genannten Gegend den bunten Sandstein vom Keupersandstein genau zu unterscheiden. Es möchte nach den hiesigen Verhältnissen scheinen, als sei der Keupersandstein eine Fortsetzung des bunten Sandsteines, und der Muschelkalk nur ein Zwischenlager.»

(Heute fassen wir wirklich die kalkigen Schichten im Kanton Redingen als Einlagen in den sandig-konglomeratisch entwickelten Keuper auf.) Es folgt eine größere Anzahl von Profilen aus Kalksteinbrüchen bei Grosbous, Reimberg, Ospern, Hostert, Redingen, Ell, Niedercolpach. Hier bestanden früher kleine Kalköfen, die das örtliche Gesteinsmaterial zum Brennen benutzten. Die Aufschlüsse sind fast ausnahmslos verschwunden.

MORIS war sich wohl als erster der Schwierigkeiten der stratigraphischen Gliederung und Grenzziehung am Südrande der Ardenen bewußt und erkennt auch den einzigen gangbaren Weg zur Lösung, die Festlegung der Erstreckung des Muschelkalkes und das genaue Verfolgen der Uebergänge.

Der Keuper lagert stets regelmäßig über dem Muschelkalk und umfaßt bei vollständiger Ausbildung nach MORIS folgende Abteilungen:

1. Lettenkohlengruppe,
2. Unterer toniger Keupersandstein,
3. Unterer Keupermergel,
4. Keupergips,
5. Mittlerer Keupermergel,
6. Mittlerer oder bunter toniger Keupersandstein,
7. Oberer Keupermergel,
8. Oberer oder quarziger Keupersandstein.

Es ist dies die Einteilung, die wir bereits bei A. ROST (1839) finden und welche MORIS anwendet, um seine Beobachtungen mit denjenigen von ROST vergleichen zu können. Nach der von E. W. BENECKE (1877) und L. VAN WERVEKE (1887) angewandten Nomenklatur, auf welche wir uns im Nachstehenden stets beziehen, können wir N^o 1 und 2 als Lettenkohlengruppe oder unteren Keuper, N^o 3, 4 und 5 als Salz- und Gipskeuper oder als untere Abteilung des mittleren Keupers, N^o 6 als mittleren Teil des mittleren Keupers (Schilfsandstein), N^o 7 als oberen Teil des mittleren Keupers oder als Steinmergelkeuper bezeichnen. N^o 8 bildet den oberen Keuper oder Rhät.

MORIS glaubt, daß die Lettenkohle nicht entwickelt ist und daß der untere Keupersandstein auch noch nicht nachgewiesen werden konnte.

Aus dem Fehlen der Lettenkohle erklärt er die Ergebnislosigkeit der Versuche in Tiefbohrungen Steinsalz bei uns zu erreichen. MORIS ist nämlich der Ansicht, daß die reichen lothringischen Salzlager in der Lettenkohle liegen, eine Verwechslung, auf die LEVALLOIS zwar seit 1833 aufmerksam gemacht hatte, die aber trotzdem in den maßgebenden deutschen Schriften fortbestehen blieb.

Der mittlere Keupermergel, entsprechend dem Pseudomorphosen- oder Salzkeuper, wird im Trintingertal zwar richtig beobachtet, aber über dessen Stellung ist MORIS im Unklaren, und auf seiner Karte zieht er den Salzkeuper mit dem Steinmergelkeuper unter einer Farbenbezeichnung und einem Namen zusammen, wodurch natürlich die Stellung der Keupermergel mit Gips zum mittleren Keupersandstein vollständig schief gestellt wird.

Ueber die Abteilung der Keupermergel, die unter dem Keupersandstein liegen, finden wir bei MORIS (1852) folgende Angaben: Vorab gibt MORIS an, daß die Lettenkohle im Luxemburger Gebiete nicht vertreten sei. Es ist MORIS zwar bekannt, daß nach Angaben, die ein Herr SIEGLING an A. ROST machte (ROST, 1839, p. 2), die Lettenkohle am rechten Moselufer über dem Muschelkalk vorkommen soll. MORIS hat die entsprechenden Höhen über dem luxemburger Moselufer zwischen Grevenmacher und Wasserbillig sowie die Höhen bei Herborn untersucht. Hier kommt nun wirklich Lettenkohle mit Grenzdołomit vor, die aber wegen ihrer eigentümlichen Entwicklung nicht als solche erkannt wurde, sondern von MORIS zum mittleren Keupersandstein gezogen wurde.

Aber auch über die Stellung des eigentlichen Salzkeupers ist MORIS unschlüssig. Er sagt zwar, daß derselbe im Trintingertal, sowie überhaupt zwischen Bous und Oettingen zu Tage treten dürfe, ja er beobachtete in Ersingen wie unter dem Keupersandstein sich Mergelbildung zeige; fügt aber hinzu: «Ich wage es nicht, mich über diesen Punkt mit Bestimmtheit auszusprechen, da es möglich sein könnte, daß der dortige Keupersandstein mit Mergeln wechsellagere. Eine solche Wechsellagerung hat sich in dem Bohrloch bei Cessingen gezeigt.» Auch am Ernzer Berge bei Echternach beobachtete MORIS unter Keupersandstein Mergel, welche gemäß ihrer Lagerung «vielleicht dem mittleren Keupermergel angehören». Doch will MORIS ihre geognostische Stellung nicht bestimmt bezeichnen. So kommt er also zu dem Schlusse, «daß das Keupergebirge in unserm Lande, wenn nicht ausschließlich, doch zum allergrößten Teile, aus dem mittleren Keupersandstein und dem obern Keupermergel zusammengesetzt ist». (MORIS 1852, p. 15 u. 16). Dieses ist dann auch auf der Karte von MORIS (1852) zum Ausdruck gekommen, wie oben bereits angegeben.

Auf die große Verbreitung des Keupersandsteines (Schilfsandsteines) auf den Höhen nördlich des Trintingertales weist MORIS als erster hin, wenn auch bereits ROST die Stellung des mittleren Keupersandsteines richtig erkannt hatte. Es ist ein Verdienst von MORIS auf die richtige Stellung und auf die Bedeutung dieses Sandsteines bei der Gliederung des Keupers mit Nachdruck aufmerksam gemacht zu haben.

MORIS hebt hervor, daß der Keupersandstein gelegentlich, so auch bei STEININGER, mit dem Buntsandstein verwechselt worden sei, dass aber die Lagerung beider Sandsteine gegenüber dem Muschelkalk ein sicheres Unterscheidungsmerkmal abgebe. (Buntsandstein stets unter dem Muschelkalk, der mittlere Keupersandstein stets darüber).

Das Vorhandensein von mittlerem Keupersandstein an der Aart sei den früheren Beobachtern meistens entgangen und sei derselbe meist als Buntsandstein aufgefaßt worden. Bei der schwachen Ausbildung des Muschelkalkes in diesen Gegenden sei die Grenzbestimmung zwischen den beiden Sandsteinen sehr erschwert.

Im Kanton Redingen faßt MORIS den wenig mächtigen Kalkstein, der oft konglomeratisch wird, als Vertreter des Muschelkalkes auf. Er gibt aber an, daß nach seinen Beobachtungen überall über dem Muschelkalk Sandstein folge, der dem mittleren Keupersandstein entspreche. MORIS ist sich der Schwierigkeit der Grenzziehung wohl bewußt, denn in mehreren der mitgeteilten Profile des Muschelkalkes (p. 11—13) wechselt Sandstein mit dünnen Kalksteinlagen, und es hält oft schwer einen Kalkstein festzustellen, welcher den Buntsandstein unten von Keupersandstein oben trennt.

Er schreibt deshalb über die Grenzziehung:

«Aus meinen Beobachtungen am Fuße der Ardennen, begreift man, wie schwierig es sein muß, auf einer Karte genau die Grenzen des dortigen Keupersandsteines und bunten Sandsteines zu bezeichnen. Zu diesem Ende müßte die Erstreckung des Muschelkalkes nach allen Richtungen hin genau verfolgt werden. Dieses ist aber kaum möglich, weil er in erwähnter Gegend in so geringer Mächtigkeit auftritt, und daher durch den Schutt des ihn überlagernden Gebirges oft verdeckt wird, so daß man nicht immer sicher ist, ob man es mit dem bunten Sandsteine oder mit dem Keupersandsteine zu tun hat. Aus diesem Grunde möchte meine Karte in der bezeichneten Gegend nicht die gewünschte Genauigkeit haben.» (MORIS 1852, p. 14).

Aus den mitgeteilten Profilen von Bissen, von der Nuck bei Ettelbrück, von Cruchten, von Colmar-Berg geht hervor, daß MORIS den gesamten sandig entwickelten, mittleren Keuper als Aequivalent des mittleren Keupersandsteines (Schilfsandsteines) auffaßt.

Der obere Keupermergel (Steinmergelkeuper) mit seinen Gipseinlagerungen ist sowohl in seiner stratigraphischen Stellung als auch in seiner Ausdehnung richtig aufgefaßt, aber auf der beigelegten Karte leider mit dem bunten Mergel unter dem Keupersandstein zusammengefaßt. Zahlreiche Profile, besonders durch die Gipsvorkommen sind beigegeben. MORIS macht geltend, daß der obere Keupermergel überall unter dem Luxemburger Sandstein durchgeht, und daß die Angaben, daß der Luxemburger Sandstein stellenweise auf Keupersandstein oder gar unvermittelt auf dem Muschelkalke auflagere, auf ungenauer Beobachtung beruhen. Leider verfällt MORIS auch dem Irrtum, daß stellenweise der Gryphitenkalk infolge Erosion des Luxemburger Sandsteines die Stelle dieses einnehme oder gar unvermittelt auf dem oberen Keupermergel ruhe. Für letztere Auffassung zitiert er Niederkontz. (Hier fehlt der Luxemburger Sandstein, denn der untere Lias ist in der Fazies dunklerer Mergel und Kalke entwickelt.) Weiter zitiert er Filsdorf und Mondorf. (Hier handelt es sich um durch Verwerfungen gestörte Lagerung.)

Die Frage des oberen Keupersandsteines berührt MORIS kaum. Dieser Sandstein scheint ihm entgangen zu sein. Er erwähnt zwischen Rippweiler und Nördingen sowie bei Junglinster die schwarzen Mergelschiefer und dunkelen Kalke, die er richtigerweise zum Lias stellt. Er sagt: «Herr ROST ist der Meinung, das erwähnte Gestein vertrete im Großherzogtum Luxemburg den oberen Keupersandstein.» ROST hat aber augenscheinlich am Witteschberg den Rhätsandstein gemeint. An anderer Stelle, wie im Bohrloch zu Cessingen, dürfte er wohl den unteren Liaskalk mit in den oberen Keupersandstein einbezogen haben.

MORIS teilt verschiedene Profile mit, in denen der untere dunkle Liaskalk und der rhätische Sandstein zusammengefaßt und zum Lias gestellt werden. So gibt MORIS an, daß an der Katzbach bei Echternach, in der Kasselterbach im Müllertal, an der Oelmühle bei Christnach, an der Straße von Säul nach Reichlingen, in der Nähe von Schwebach, bei Beggen, auf dem Widenberg, auf dem Krekelsberg, bei Junglinster, unter bläulichem, kalkigen Gestein und unter dunklem Mergelschiefer gelber Sandstein und Konglomerate vorkommen. MORIS stellt diese Sandsteine mit Konglomeraten zum Luxemburger Sandstein, und gibt an, daß der Luxemburger Sandstein diskordant auf den bunten Mergeln lagere. Solche Diskordanz will MORIS an der Levelinger Mühle und auf dem Scheuerberge beobachtet haben. Eine Erosionsfläche, wenn auch wohl mit lokalem Charakter, besteht wirklich stellenweise. Aber daß MORIS nach den Beobachtungen von ROST die Sandsteine unter dem unteren Liaskalk noch zum Luxem-

burger Sandstein zieht, ist sicher kein Fortschritt, zudem auch schon DUMONT (1842) den grès de Martinsart unter den unteren Liaskalken als selbständige Stufe abgetrennt hatte. Die von DEWALQUE 1853—1854 und 1857 veröffentlichten Arbeiten bringen Profile aus der Umgegend von Arlon und auch aus dem Großherzogtum, welche die Frage über die Stellung der Sandsteine unter dem unteren Liaskalke (Planorbisschichten) definitiv klären.

Zum Schlusse seiner Arbeit gibt MORIS die Gesteinsfolge aus dem Bohrloche von Cessingen mit der geologischen Gliederung von A. ROST sowie das Profil des Bohrloches von Bad-Mondorf mit der Gliederung von J. P. VAN KERKHOFF.

Der Wert der Arbeit von MORIS besteht in der Hauptsache darin, daß sie neues Beobachtungsmaterial bringt und besonders auf die eigentümliche Ausbildung der Trias am Südrande der Ardennen hinweist. Sie enthält auch den ersten Versuch einer stratigraphischen Zuteilung dieser sandig-konglomeratischen Schichtenfolge. Sonst bringt die Arbeit stratigraphisch nichts Neues, hebt aber die Bedeutung des Schilfsandsteines für die Gliederung des Keupers zum ersten Mal in unserem Gebiet hervor.

Für die Beurteilung der von ROST (1839) und von MORIS (1852) angewandten Gliederung des Keupers ist es von Nutzen, diese Einteilung mit der von LEVALLOIS für Lothringen aufgestellten zu vergleichen.

ROST entlehnt die Einteilung aus einem Lehrbuch der Geologie von K. C. v. LEONHARD und vergleicht dann die im Bohrloch von Cessingen aufgefundenen Keuperschichten mit den Angaben des Lehrbuches.

MORIS gebraucht die gleiche Einteilung wie ROST «zur bessern Vergleichung meiner Beobachtungen mit denen von Herrn ROST» und gibt dann im Verlaufe seiner Arbeit an, welche Keuperschichten im Luxemburger Gebiete vorkommen.

Einteilung der Keuperformation

bei ROST (1839) (nach dem Lehrbuch von K. C. v. LEONHARD)	bei MORIS (1852) (von ROST übernommen)
1. Oberer Keupersandstein (Bohrloch: 145 - 171 m.)	1. Oberer oder quarziger Keuper- sandstein
2. Oberer bunter Keupermergel (Bohrloch: 171 - 265 m.)	2. Oberer Keupermergel
3. Mittlerer oder bunter toniger Keupersandstein (Bohrloch: 265 - 345 m.)	3. Mittlerer oder bunter toniger Keupersandstein
4. Mittlerer, bunter Keupermergel mit Gips (Bohrloch: 345 - 379 m.)	4. Mittlerer Keupermergel
5. Mittlerer Keupergips (Bohrloch: 379 - 530 m.)	5. Keupergips
6. Unterer bunter Keupermergel mit Gips (Bohrloch: 530 - 534,85 m.)	6. Unterer Keupermergel
7. Unterer toniger Keupersandstein	7. Unterer toniger Keupersandstein (bei MORIS nicht angegeben)
8. Steinsalz	8. Lettenkohlengruppe
9. Kohlenletten	

Hierzu ist folgendes zu bemerken:

Zu N^o 8 der Gliederung bemerkt ROST: «Hiehin stellt LEONHARD das Steinsalz von Vic, Dieuze u. s. w.»

Hieraus geht hervor, daß es sich bei LEONHARD um die irrtümliche Auffassung v. ALBERTI's handelt, wonach das Lothringer Steinsalz in der Lettenkohle liegt, wobei es aber in Wirklichkeit im mittleren Keupersandstein vorkommt. Der untere tonige Keupersandstein entspricht dem Lettenkohlensandstein, während in N^o 6 sowohl der Grenzdolomit wie auch der untere Teil des Gips- und Salzkeupers in unserm heutigen Sinne enthalten sind.

Sehen wir auch wie LEVALLOIS den Keuper in Lothringen einteilte und mit Schwaben parallelisierte (w. BENECKE, 1877, p. 623).

Im Jahre 1851 stellte LEVALLOIS alles über den Lothringer Keuper Bekannte zusammen. Als Ausgangspunkt nahm er den von E. DE BEAUMONT 1828 aufgestellten Dolomit über dem grès de Stuttgart an. Es ist dies der sog. «Hauptdolomit» oder «horizon E. DE BEAUMONT» über dem Schilfsandstein. Unter dem Schilfsandstein liegen die Mergel mit Gips und Steinsalz. Diese Abteilung wurde als «Gypse et dolomies moyens» bezeichnet.

Ueber dem «horizon E. DE BEAUMONT» folgen petrographisch gleiche Mergel mit mehr verstreuten Dolomitschichten und mit Gips.

Diese obere Abteilung wird von LEVALLOIS als «Gypse et dolomie supérieurs» bezeichnet. Unter der mittleren Abteilung liegen die Mergel der Lettenkohle, die nur gelegentlich etwas Gips führen, oben aber mit dem sogenannten «Grenzdolomit» abschließen. Dieses ist nach LEVALLOIS die Abteilung der «Gypse et dolomie inférieurs». Ueber diesen Abteilungen liegt der grès infraliasique, entsprechend dem rhätischen Sandstein.

Damit war das feste Gerüst für die Einteilung des Keupers in Lothringen gegeben, das sich auch in Schwaben anwenden läßt. Nur dadurch, daß V. ALBERTI den «horizon DE BEAUMONT» mit dem Dolomit über der Lettenkohle (Grenzdolomit) gleichstellte, war die ganze Parallele schief geworden, und das dürfen wir bei dem von ROST herangezogenen Profil nicht außer acht lassen, wenn wir mit den wirklichen Verhältnissen in unserm Gebiete vergleichen wollen.

LEVALLOIS' gypse et dolomies inférieurs entsprechen der untern Keuper- oder Lettenkohlengruppe BENECKE's (1877). Da wir heute den grès infraliasique als obern Keuper bezeichnen, sind seine gypses et dolomies moyens und supérieurs dem mittleren Keuper, der wegen seines Gipses auch als Gipskeuper oder auch als Hauptkeuper bezeichnet wird, gleichzustellen.

Wir haben dementsprechend im lothringer-luxemburger Keuper:
Oberer Keuper oder Rhät.

Mittlerer Keuper oder auch Gips- oder Hauptkeuper, der sich in drei Abteilungen zerlegen läßt: obere Abteilung mit dem Hauptdolomit (horizon E. DE BEAUMONT) und mit Steinmergel und Gips;

mittlere Abteilung: Keupersandstein oder Schilfsandstein;

untere Abteilung oder Gips- und Salzkeuper im engern Sinn.

Diese untere Abteilung kann in drei Unterabteilungen zerlegt werden, da der eingelagerte Gips stellenweise untere und obere Mergel trennt.

Unterer Keuper oder Lettenkohlengruppe, welche oben den Grenzdolomit, unten Lettenkohlsandstein und Mergel umfaßt.

Danach ließe sich die Einteilung von ROST und demnach auch von MORIS folgendermaßen mit unserer heutigen Einteilung parallelisieren.

Oberer Keuper: Oberer Keupersandstein (1).

Mittlerer oder Haupt- Keuper	{	obere Abteilung: Oberer oder bunter Keupermergel (2);
		mittlere " Mittl. od. bunter, toniger Keupersandstein (3);
		untere Abt. } Mittlerer bunter Keupermergel mit Gips (4);
		Salzkeuper } Mittlerer Keupergips (5);
Unterer Keuper	{	Unterer bunter Keupermergel mit Gips, z. T. (6);
oder		Grenzdolomit (enthalten z. T. in (6);
Lettenkohlen- gruppe		Unterer toniger Keupersandstein (7); Kohlenletten (9).

NB.: Die mit (1) etc. bezeichneten Abteilungen sind diejenigen von ROST und MORIS.

Es bestehen in der Gliederung der Trias unseres Gebietes noch immer fühlbare Lücken: Die Stellung des Sandsteines unter den unteren Liaskalken (Planorbiszone), die Frage der Lettenkohle und die Gliederung der mächtigen Suite von grünem und grauem Sandstein und Dolomiten und bunten Schieferletten mit Gips unter dem Muschelkalk, welche noch von MORIS, wie zur Zeit STEININGER's zum Buntsandstein gestellt wurden. Es ist das Verdienst von DEWALQUE, die Stellung des Sandsteines unter der Planorbiszone festgelegt zu haben. Die Gliederung der mächtigen Suite von dolomitischen Sandsteinen, Dolomiten und geschiefertem Mergel zwischen dem eigentlichen roten Sandsteine und dem Muschelkalke wurde von E. WEISS (1869) durchgeführt und zwar auf Grund von Untersuchungen, die er im Anschluß an seine Studien im Saargebiet, im Luxemburgischen ausführte.

Doch ehe wir die wichtige Arbeit von E. WEISS besprechen, ist es angezeigt, in einigen Sätzen die Fortschritte der Gliederung dieser Abteilung von bunten Mergeln und von hellen Sandsteinen unter dem Muschelkalk in Lothringen darzulegen.

FR. V. ALBERTI hatte in seinem grundlegenden Werke ²¹⁾ über die Trias (1834) für diese Suite folgende Gliederung aufgestellt.

- 4) Muschelkalk von Friedrichshall.
- 3) Dolomitische, gelbliche, graue, poröse Mergel mit Hornstein, Chalcedon, Quarz.
- 2) Anhydrit mit Gips, Salzton und Steinsalz.
- 1) Wellenkalk.

²¹⁾ Beitrag zu einer Monographie des bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers, und Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. — Stuttgart und Tübingen 1834.

Die Abteilungen 2) und 3) wurden als Anhydritgruppe zusammengefaßt.

Da in Lothringen die bunten Tone mit Gips (2) nur durch sandig-dolomitische Bänke vom eigentlichen Buntsandstein getrennt sind, wurde die ganze Abteilung (1—3) zur oberen Abteilung des Buntsandsteines gezogen. so auch auf der Karte von E. DE BEAUMONT und in der Explication de la carte géologique de la France.

LEVALLOIS erkannte aber bereits 1847 ²²⁾ daß man bei der Zuteilung dieses Gipses die Verhältnisse in Schwaben berücksichtigen müsse, wolle man eine richtige Parallele mit Württemberg ziehen, und daß dementsprechend die Gipsformation als ein Teil der Muschelkalkabteilung aufzufassen sei.

Den Wellenkalk des rechtsrheinischen Triasgebietes fand LEVALLOIS in Lothringen nicht. Leider entging es ihm, daß die dolomitischen und sandigen Bänke unter den bunten Mergeln mit Gips die Fauna des Wellenkalkes führen und als Äquivalent desselben aufzufassen sind. Er schlußfolgerte also daß der Wellenkalk fehle und stellte die Grenzen zwischen dem grès bigarré und der Muschelkalkformation über diese dolomitischen Bänke. So erhielt er für den Muschelkalk zwei Abteilungen: eine obere kalkige Abteilung und eine untere mergelige Abteilung. Letztere wurde wieder in zwei Gruppen zerlegt: eine obere schieferige, dolomitische, mergelige von gelben und grauen Farben und eine untere aus roten und grauen Tönen. Diese zwei Gruppen entsprechen der «Anhydritgruppe v. ALBERTI's.

LEVALLOIS erkannte aber auch im Muschelkalk bereits unten einen Trochitenhorizont.

Diese Einteilung ging in alle Departementskarten und Beschreibungen über und so finden wir sie auch noch 1868 in der «Description minéralogique et géologique du département de la Moselle par JACQUOT, TERQUEM et BARRÉ. (E. BENECKE, 1877).

Hier setzt nun die wichtige Arbeit von **E. Weiss** (1869), vom Saargebiet ausgehend, ein.

Einleitend bemerkt WEISS, wie im Saarbrückener Gebiet der Beginn des Muschelkalkes nicht in der Kalkfazies des Wellenkalkes, sondern in sandiger Fazies entwickelt ist, wie, nach Norden fortschreitend, die sandige Ausbildung immer höher in die Muschelkalk-

²²⁾ LEVALLOIS J.: Mémoire sur le gisement du sel gemme dans le département de la Moselle et sur la composition générale du terrain du Muschelkalk en Lorraine. — Ann. d. mines, 4^e sér., t. IX, 1847.

formation hinaufreicht. Es ist dies die Saarbrückerer oder lothringer Entwicklung des unteren Muschelkalkes im Gegensatz zur normalen kalkigen.

Der unterlagernde Buntsandstein wird im Gebiete der Saar und Mosel durch WEISS in zwei Stufen zerlegt. Unten liegt der Vogesensandstein als Synonym des mittleren Buntsandsteines. Darüber folgt festerer, feinerer Tonsandstein, meist in bunten Farben, der aber meist durch Uebergänge mit dem ziegelroten, mehr lockeren Vogesensandstein verbunden ist. Dieser obere, mehr tonige Sandstein führt Pflanzenreste und wird nach diesen als Voltziensandstein bezeichnet. Tierische Reste sind selten. Im Abschluß des roten Sandsteines nach oben liegen rote und blaue Schieferletten, die WEISS als Grenzletten bezeichnet.

Auf die Grenzletten folgen gelbliche, kalkige Sandsteine (Mergel- oder Kalksandstein), worauf dann graue oder gelbliche, selten rote Mergel folgen, die untergeordnet Dolomite führen. Diese Mergel führen reichlich Muscheln, weshalb diese Stufe als Muschelsandstein bezeichnet wird. Aus den durch WEISS mitgeteilten Fossilisten geht hervor, daß dieser kalkige Sandstein mit Mergeln und Dolomiten das Aequivalent des Wellenkalkes darstellt.

Oben wird der Muschelsandstein wieder stark dolomitisch und führt reichlich *Myophoria orbicularis*. WEISS trennt diese Zone als «Dolomitische Zone» vom Muschelsandstein ab.

Die kalkig-dolomitischen Bänke mit *Myophoria orbicularis* (Orbicularisplatten) schließen auch in den Gebieten der normalen Entwicklung den Wellenkalk nach oben ab.

Auf die «Dolomitische Zone» folgen die mächtigen tonigen und mergeligen, grauen, seltener bunten Schichten mit wenigen dünnen Bänken von Dolomit und mit stock- und linsenförmigen Gipslagern. Darüber folgen helle kalkige oder dolomitische Schichten mit *Lingula tenuissima*.

Wie bereits LEVALLOIS und JACQUOT, so parallelisiert auch WEISS diese beiden Zonen mit der Anhydritgruppe v. ALBERTI's.

Darüber folgen dann die mächtigen Kalkbänke, die WEISS ebenfalls in zwei Abteilungen zerlegt. Zu unterst liegt massiger, oft oolithischer, glaukonitischer Kalk mit viel Encrinitenstielgliedern (Trochitenkalk). Nach oben wird der Kalk dünnbankig bis schieferig und führt im Gebiet von Saarbrücken reichlich *Ceratites nodosus*, der im Luxemburgischen selten ist (Nodosuskalk). Höher noch liegen Plattenkalke, oft durch Tonlagen getrennt, mit wenig Fossilresten. WEISS trennt diese Zone aber nicht besonders ab. Sie entspricht der «Dolomitischen Region» BENECKE's (1877).

(JACQUOT, in seiner oben genannten Arbeit (1868), trennt diese kalkig-dolomitische Zone ab und stellt sie dem Grenzdolomit v. ALBERTI's parallel, bezeichnet sie aber als den oberen Muschelkalk, was jedenfalls richtiger war, während er den Nodosus- und Trochitenkalk als den mittleren, die Zone mit *Lingula tenuissima* als den unteren Muschelkalk bezeichnet (E. W. BENECKE, 1877). Darunter folgt dann die Anhydritgruppe und unter dieser der grès bigarré.)

E. WEISS stellt demnach folgende Gliederung der Muschelkalkformation für unser Gebiet auf:

- | | | |
|--------------------------|---|--|
| 3. Oberer Muschelkalk | } | Nodosuskalk. |
| | | Trochitenkalk. |
| 2. Mittlerer Muschelkalk | } | Dolomite mit <i>Lingula tenuissima</i> . |
| | | Bunte Mergel mit Gipslagern. |
| 1. Unterer Muschelkalk | } | Dolomitische Zone mit <i>Myophoria orbicularis</i> . |
| | | Muschelsandstein. |

Die dolomitischen Kalke über dem Nodosuskalk werden zwar erwähnt, aber nicht als besondere Stufe abgetrennt. Vergleichen wir die Gliederung von WEISS mit der in Lothringen gebräuchlichen, so erhalten wir folgende Gegenüberstellung:

E. WEISS	Lothringen
Anhydritgruppe	Anhydritgruppe
Muschelsandstein	Grès bigarré
Votziensandstein	
Vogesensandstein	Vogesensandstein

E. WEISS bringt dann eine Reihe von Beobachtungen über die Entwicklung der Muschelkalkformation an der Mosel und unteren Sauer bei Remich, Grevenmacher, Echternach sowie längs der Profile Nennig-Saarburg und Trier-Bitburg. Er bespricht in diesem Zusammenhang einige von STEININGER und später von MORIS gemachte Angaben, wonach bei Nittel und Mertert der Gips unmittelbar auf Buntsandstein lagere, also nicht zur Anhydritgruppe, sondern zum Buntsandstein zu stellen sei. WEISS zeigt nach, daß es sich hier um eine Verwechslung des Muschelsandsteines mit dem Buntsandstein handle. Der Muschelsandstein hat hier lokal eine rote Farbe,

geht aber tiefer wieder in grauen Muschelsandstein über, wie man an besseren Aufschlüssen bei Olk a. d. Sauer sehen könne, wo unter dem Gipse zwar auch rote, etwas sandige Mergel lagern, die aber dünne Dolomitbänkechen und Steinsalzpseudomorphosen führen. Aber in den tiefen Einschnitten sind diese an den Röt erinnernden Schichten von dem grauen Muschelsandstein unterlagert, unter welchem dann noch der Buntsandstein folgt. Es handele sich also bei den Gipsen von Mertert und Nittel um solche der Anhydritgruppe. Aeltere Gipse (zum Buntsandstein gehörend, wie in Norddeutschland) kämen nicht vor.

Ueber die mergeligen Schichten mit Gips und die «Dolomitische Zone» folgt im ganzen Gebiete der Mosel und unteren Sauer der Hauptmuschelkalk, der sich in Trochiten- und Nodosuskalk gliedern läßt. Doch ist der *Am. nodosus* äußerst selten. WEISS berichtet, daß STEININGER einen solchen von Echternach erwähnt, ein Exemplar sei in der Sammlung im Athenäum in Luxemburg, ein anderes sei bei Mörsdorf a. d. Sauer gefunden worden.

Was WEISS über die Ausbildung der Muschelkalkformation am Südrande der Ardennen bringt, wollen wir im Auszug möglichst nach seinen eigenen Worten bringen. Er unterscheidet hier zwei Ausbildungen, eine an der oberen Sauer bei Diekirch und Ettelbrück, eine andere im Kanton Redingen.

1) Ausbildung an der oberen Sauer bei Diekirch und Ettelbrück.

«Zu einer Untersuchung eignet sich hier besonders der Herrenberg bei Diekirch. Auf fast konglomeratischen, dann fast geschiefbefreien, intensiv roten Buntsandstein folgt eine Zone von rund 20 Fuß grauen bis weißen Tonsandstein mit tonig-schieferigen Lagen und einer blauen Schieferletten-schicht, welches alles petrographisch sehr an den Voltziensandstein erinnert, obschon Pflanzenreste darin nicht bemerkt wurden.»

«Es folgt dann entschieden Muschelsandstein, zuerst graulich-weiß, höher hinauf von sehr bunten Farben. Dolomitische Gesteine finden sich nur in Spuren als gelber dolomitischer Mergelsandstein auf der Westseite des Berges. Nun aber erscheinen viel rote, sandige und tonige Schichten, welche ganz den Charakter von Buntsandstein besitzen und zum Verwechseln mit Buntsandstein geeignet sind, deren Stellung aber etwas zweifelhaft ist.»

«Ihnen folgt nämlich nach oben eine entschieden tonige, vorwiegend graue Abteilung, nur an der Basis noch rot und auch sandig, also aus jenen Schichten scheinbar sich herausentwickelnd. Diese führen sehr bald Gips, welcher mit seinen Tonen und Mergelkalken den gewöhnlichen Charakter

der tonigen Zwischenbildung (gemeint ist mittlerer Muschelkalk) trägt. Die hellfarbigen Kalkmergel weisen Spuren von Muscheln auf, die Tone Stein-salzpseudomorphosen.»

«Grade über dem Gipsbruch befinden sich verlassene Kalkbrüche, worin man eine Scheidung des Kalkes in einen unteren dickbankigen bis massigen und einen oberen dünnbankigen bis schieferigen Teil bemerkt. Der erstere führt in der Mitte und oben reichlich Encrinitenstielglieder, der letztere ist an Versteinerungen wieder äußerst arm. In (anderen) ausgedehnten Brüchen wird der obere Teil dieses Hauptmuschelkalkes gewonnen und besteht dort aus dicken Bänken. Dieselbe Entwicklung, nur im unteren Teile weniger aufgeschlossen, ist vorhanden zu der Straße nach Grevenmacher.» (Gemeint hiermit sind die Höhen rechts vom Sauertal, an deren Fuß die Straße Diekirch-Medernach usw., die nach Grevenmacher führt, hinzieht.)

«Damit ist jedoch die Diekircher Entwicklung des Muschelkalkes noch nicht geschlossen, sondern man beobachtet noch teils über diesem Kalk, teils in gleichem Niveau mit ihm eine Sandsteinbildung von ganz besonderem Interesse.»

«Schon in den Kalkbrüchen des Herrenberges, besser jedoch an dessen Westseite und am instruktivsten in den Steinbrüchen seitlich der Straße nach Grevenmacher bemerkt man Uebergänge des Kalksteines in (besonders grünen) kalkigem Sandstein bis zu vollständigem Sandstein in derselben Schicht, auch Wechsellagerungen von Kalk- und Sandstein. Dazu gesellen sich, ganz unabhängig vom Kalkgehalt, Kiesel, welche öfters in muschel-führendem, sandigem Kalk liegen und jenes facettierte Aussehen besitzen, das die Kieselgerölle des Vogesensandsteines so auszeichnet. Die meisten dieser Sandsteinschichten liegen allerdings über dem Kalkstein und erregen dadurch sehr den Glauben an Sandsteine der Lettenkohlen-gruppe. Ihre innige Verbindung mit dem Kalk läßt aber eine derartige Abtrennung schwerlich zu; charakteristische Keuperpetrefakten fanden sich darin nicht; am häufigsten *Myophoria vulgaris* und *laevigata*. Von Pflanzenresten fand sich gar nichts, obschon in dem Hauptmuschelkalke bei Diekirch mehrfache Stengelbruchstücke beobachtet wurden.»

Hier handelt es sich um den dolomitischen Sandstein über dem Muschelkalk, der nach seinem Hauptvertreter als «Gilsdorfer Sandstein» bezeichnet wird. WEISS erkennt die engen Beziehungen desselben zum obern Muschelkalk, ohne indessen eine eigene Stufe zu schaffen. Die Parallelisierung mit Lettenkohlen-sandstein wird zwar auch ins Auge gefaßt, aber doch abgelehnt.

«Die Diekircher Entwicklung ergibt folgendes Schema:

Bunte Mergel	Keuper
Grauer Sandstein	
Sandstein auf u. mit schiefrigem oder dünnbankigem Kalk	Oberer Muschelkalk
Massiger Kalkstein mit Trochiten	
Mergelkalkbänke	Mittlerer Muschelkalk
Graue schieferige Tone	
Gips	
Röte sandig-tonige Schichten	Sandige Zwischenbildung (Buntsandstein ähnlich)
Bunter Sandstein und Schiefer (Gelbliche dolom. Sandst.)	Muschelsandstein
Grauer Sandstein und Schiefer	
Grauer Sandstein u. Schieferletten	Buntsandstein
Roter Sandstein und Konglomerat	

2) Entwicklung westlich Ettelbrück und im ganzen Kanton Redingen.

«Am Lopert, westlich Ettelbrück, beginnt eine andere Entwicklung, welche durch den ganzen Kanton Redingen, dem Laufe der Attert parallel, bis über die belgische Grenze anhält. Dieselbe ist so total verschieden von Allem, was man als Muschelkalk zu betrachten gewohnt ist, daß man kein zweites Beispiel einer ähnlichen großen Veränderung innerhalb so geringer Entfernung in einer Formation nennen kann.»

WEISS zitiert 2 Profile von MORIS: 1) am Dorfe Hostert (MORIS p. 13) und 2) Kalksteinbruch zwischen Ell und Niedercolpach (MORIS, p. 13).

WEISS zitiert dann weiter aus MORIS.

«Seite 10 heißt es: «Im Kanton Redingen ist (der Muschelkalk) . . . bisweilen kaum 1 Fuß mächtig, wie z. B. an der Straße von Ospern.» Seite 14: «Zwischen Ell und Lannen bildet der Muschelkalk, welcher hier etwa 12 Fuß mächtig ist, oben ein wahres Konglomerat und wird nach unten konglomeratartig. Er ruht unmittelbar auf buntem Sandstein. Zu Nagem, wo die Gesamtmächtigkeit des Muschelkalkes ungefähr 8 Fuß beträgt, sind ihm Kon-

glomeratschichten eingelagert.» Von Versteinerungen wird nichts angegeben.

«Dies und andere Angaben klingen so fremdartig, daß man zunächst Zweifel über das Vorkommen von Muschelkalk hat.

Aber charakteristischer roter Buntsandstein unten und graue Sandsteinbänke und bunte Mergel des Keuper über den betreffenden Schichten sind hinreichend instruktiv, um den Kalk in der Mitte als Muschelkalk anzusehen.»

WEISS hat zwar die von MORIS erwähnten Stellen nicht gesehen, weil die Aufschlüsse verloren gegangen waren, konnte aber an anderen Punkten die von MORIS gemachten Angaben bestätigen.

«Aber in der Tat in welcher Ausbildung! Gänzlich verändert, oft kaum noch als Kalk vorhanden.»

«Und sieht man sich die Gesteine näher an, so weiß man nicht ob man von Kalk oder von Sandstein sprechen soll, vielleicht von Breccie, in so verschiedener Weise mischen sich die Bestandteile.

«Am besten aufgeschlossen und vielleicht am entwickeltesten ist der Muschelkalk in den Kalkbrüchen bei Ospern. Allein die einzelnen Lagen verändern so sehr ihre Natur innerhalb ganz geringer Entfernung, daß es nicht möglich war, ein spezielles Profil aufzunehmen.

Auch die übrigen Profile im Kanton Redingen haben nur lokale Bedeutung. Es gibt nicht zwei die sich völlig gleichen. Nur das eine scheint das Gewöhnlichere zu sein, daß der Kalk nach oben gern durch Aufnahme gerollter Kiesel konglomeratisch wird, so daß Konglomerate mit kalkigem Bindemittel entstehen, welche aber auch in gewöhnliche Konglomerate übergehen.»

«In den unteren Lagen sind Kiesel weniger gewöhnlich, dort findet sich dagegen meist mergeliger aber fester, rötlicher oder violetter, zelliger Kalk. In der Mitte ist der bunteste Wechsel. Derselbe Block ist auf der einen Seite grünlicher Sandstein, auf der anderen brennbarer Kalk; sandige, auch feste quarzige Gesteine nehmen überhand und verschwinden fast plötzlich. In einem Bruche ist Konglomerat in eine 1 Fuß dicke Kieslage aufgelöst und liegt auf konglomeratischem Kalk oder unter sandigem Konglomerat, u. s. w.

«Von Versteinerungen nirgends um Redingen eine Spur. Nur in der östlichen Erstreckung dieses Kalkes bei Nieder- und Oberfeulen finden sich in den verlassenen Kalkbrüchen am Waldrande in den unteren Schichten deutlich Encrinitenstielglieder, ferner teils in denselben, teils in den oberen Lagen Muscheln, worunter *Gervillia socialis*, *Myophoria vulgaris*. An einer Stelle bilden solche Muschelschalen ein förmliches Haufwerk.»

«Aus der Entdeckung dieser Trochiten scheint man den Schluß ziehen zu dürfen, daß wir an der Attert nichts anderes als oberen Muschelkalk

haben, daß die anderen Etagen fehlen oder unkenntlich geworden sind durch Uebergehen in petrographisch wahren Buntsandstein.»

Das sich so ergebende Schema ist folgendes:

Bunte Mergel	Keuper
Grauer Sandstein (selten Konglomerat)	
Kalkstein z. T. konglomeratisch	Obere Muschelkalk
Konglomerateinlagerungen	
Magerer Kalk z. T. mit Trochiten	
Roter Sandstein und Konglomerat	Buntsandstein (statt des übrigen Muschelkalkes)
Roter Sandstein, oft konglomeratisch	Buntsandstein

Die Schlußfolgerung, daß die Kalkkonglomerate mit unregelmäßigen Einlagerungen von Kalkbänken im Gebiete der mittleren und oberen Attert den oberen Muschelkalk darstellen, kann nicht aufrecht erhalten werden. Wenn WEISS diese kalkigkonglomeratischen Bildungen in Zusammenhang bringt mit den in der östlichen Fortsetzung liegenden fossilführenden Kalken von Ober- und Niederfeulen, so vergleicht er hier über allzugroße Distanzen weg und hierin liegt die Ursache seines Fehlschlusses. Nur durch schrittweises Vergleichen der rasch ändernden Uebergänge können hier am Rande des Oeslings die Zusammenhänge mit der normalen Entwicklung klargestellt werden. Dazu gehört vor allem die Zeit zu Beobachtungen, über die WEISS in einer Uebersichtsstudie nicht verfügte.

Zwischen dieser Arbeit von E. WEISS und der großen zusammenfassenden Arbeit von E. W. BENECKE: Ueber die Trias von Elsaß-Lothringen und Luxemburg (1877) kann der Abschluß einer Periode gelegt werden, die etwa 1870 endigt. Als Ergebnis haben wir für das Luxemburger Gebiet der Trias folgende Gliederung:

Drei große Abteilungen, Bunter Sandstein, Muschelkalk und Keuper sind nachgewiesen und scharf ungrenzt. Unten bilden Grauwacken das Liegende, oben die durch DEWALQUE überall nachgewiesene marne de Jamoigne das Hangende der Triasformation.

Der bunte Sandstein ist nicht weiter gegliedert, doch wurde das Hangende desselben von WEISS (1869) als Voltziensandstein angesprochen.

Der Muschelkalk hat eine scharfe Gliederung und eine sichere Parallelisierung erfahren. Es wurden folgende Stufen ausgeschieden: Muschelsandstein und eine dolomitische Zone (Orbicularisschichten) entsprechend dem Wellenkalk; bunte Mergel mit Gipseinlagerungen und Dolomite mit *Lingula tenuissima* entsprechend der Anhydritgruppe v. ALBERTI'S; Trochitenkalk und Nodosuskalk als Äquivalent des Kalksteines von Friedrichshall.

Der Keuper wird gegliedert in die unteren Keupermergel mit Gips, den mittleren Keupersandstein, die oberen Mergel mit Gips und den oberen Keupersandstein. Die Lettenkohlen und der Lettenkohlen-sandstein sind noch nicht sicher im Luxemburger Keuper nachgewiesen. Für die beiden Mergel mit Gips unter und über dem mittleren Keupersandstein fehlt noch die schärfere Parallelisierung mit den benachbarten Gebieten.

Die jurassischen Bildungen des Landes sind dank den Arbeiten von TERQUEM und von DEWALQUE paläontologisch und petrographisch scharf gegliedert und mit den Schichten Schwabens und Ostfrankreichs in Parallele gestellt worden. Die Grenze zwischen Keuper und Lias ist bei beiden Autoren etwas schwankend, DEWALQUE stellt den grès de Martinsart in den Lias und schließt den Keuper mit den marnes irisées ab. TERQUEM stellt das Bonebed zum Keuper und parallelisiert mit dem ersteren die Sande von Levelingen. Die darüber liegenden roten Tone LEVALLOIS stellt er indes in den Lias (TERQUEM et PIETTE 1862). In der Frage der stratigraphischen Stellung des Luxemburger Sandsteines, sowie der darunter und darüber folgenden dunklen Mergel und Kalke hat TERQUEM (1862) sich der Auffassung von DEWALQUE angeschlossen.

Die Stufen des mittleren Lias entsprechen den noch heute üblichen. Nur der obere Lias (grès supraliasique) und die Eisenerzformation erfahren erst später durch BRANCO (1879) eine präzisere Fassung an Hand der Versteinerungen.

Am meisten bleibt in der Tektonik zu tun. STEININGER (1828) hatte eine für seine Zeit bemerkenswerte Darstellung der tektonischen Grundzüge gegeben. Weiter hatte er auch die häufigen Störungen beobachtet. Seine Nachfolger hatten diese Störungen vielfach außer Acht gelassen, was zu mancherlei falschen Auslegungen Veranlassung gab.

In die besprochene Periode muß auch die **Carte géologique du Grand-Duché de Luxembourg** von N. Wies und P. M. Siegen

(1877) gestellt werden, die zwar erst 1877 erschien, zu welcher aber die Feldarbeiten bereits 1869 beendet waren.²³⁾

Da der devonische Anteil des auf der Karte dargestellten Gebietes bereits früher bei dem Kapitel über das Devon bewertet wurde, dürfen wir uns hier auf das Mesozoikum beschränken, wollen aber vorher die Geschichte des Entstehens der Karte kurz angeben. Als Erläuterungen zur Karte dienen: Populäre Geologie von WIES (1870) sowie «Wegweiser zur geologischen Karte des Großherzogtums Luxemburg» von N. WIES (1877), auch in französischer Uebersetzung erschienen.

Die im Jahre 1850 gegründete Société des sciences naturelles du Grand-Duché de Luxembourg setzte sich seit Beginn ihrer Tätigkeit das anerkennenswerte Ziel eine offizielle geologische Detailkarte des Landes zu schaffen. Zu diesem Zwecke wurde noch im Gründungsjahre der Gesellschaft ein neunköpfiges Comité bezeichnet, von dessen Mitgliedern aber nur eines, Professor A. MORIS «umfassendere Studien über den geologischen Bau des Landes gemacht hatte». A. MORIS wurde zum Präsidenten, N. WIES zum Sekretär des Comité gewählt.

MORIS setzte von Anfang an folgende stratigraphische Einteilung fest, die wir auch als Grundlage seiner späteren Arbeiten (MORIS 1852, 1854) wiederfinden.

Oolithisches System	}	Polypenkalk			
		Eisenhaltiger Oolith			
Lias-system	}	Oberer Lias	}	Oberer Liassandstein oder Marlysandstein	
				Mergel mit Nieren v. Posidonienkalkstein	
				Bituminöse Schiefer von Differdingen	
	}	}	Mittlerer Lias	}	Mittlerer Liassandstein oder Macigno
					Glimmerhaltiger Schiefer
					Ovoïdenmergel
					Blätterige Mergel
					Belemnitenkalk
					Bituminöse Schiefer von Hollérich
	}	}	Unterer Lias	}	Gryphitenkalk
					Luxemburger Sandstein
					Unterer Liaskalk mit Mergeln

²³⁾ Die Mitarbeit von P. M. SIEGEN an der Karte beschränkte sich fast ausschließlich auf die technische Ausführung, so daß N. WIES als der eigentliche Autor derselben zu gelten hat, was übrigens aus der Geschichte der Entstehung der Karte nach den Angaben von WIES selbst hervorgeht.

Trias	{	Keuper	{	Oberer Keupersandstein	
				Obere Keupermergel	
				Mittlerer Keupersandstein	
				Unterer Keupermergel	
	{	Muschelkalk	{	Muschelkalk	
				{	Gipslager des bunten Sandsteins
					Bunter Sandstein

Diese Einteilung, die sich an die besten Arbeiten der damaligen Zeit über die Trias und die Juraformation in Lothringen anlehnte, wurde bei der späteren Ausarbeitung der Karte von WIES unter wenig wohlwollender, manchmal herber Kritik abgelehnt, worauf noch weiter unten zurückzukommen ist.

Im Herbste 1855 begannen die Arbeiten, wobei man nach Gemeinden vorging und als Unterlage die Katasterkarten der Gemeinden gebrauchte, da der definitive Maßstab der geologischen Karte noch festzulegen blieb. Es wurden in den Herbstferien dieses Jahres durch MORIS und WIES elf Gemeinden fertig gestellt, wovon aber nur die vier von WIES «ausgeführten bei der definitiven Ausarbeitung der Karte unverändert beibehalten werden konnten». (WIES 1877, p. 11).

Da die Feldaufnahmen nur in den Herbstferien betrieben werden konnten (die beiden Bearbeiter der Feldblätter waren Lehrer am Athenäum in Luxemburg), so waren bis zum Schlusse des Jahres 1861 nur die Karten von 25 Gemeinden vollendet.

«Jedoch muß von den zuletzt erwähnten Karten des Herrn MORIS (d. i. den von Moris nach 1855 aufgenommenen Blättern, auf denen er die von ihm vorgeschlagene Einteilung beibehielt) dasselbe wie von den frühern gesagt werden, nämlich daß sie von keinem Nutzen für die Generalkarte des Landes waren und ganz neu aufgenommen werden mußten.» (WIES 1877, p. 12).

Nach dem Herbste 1861 schied MORIS wegen Krankheit aus und vom geologischen Comité blieb als aktives Mitglied nur WIES übrig, dem 1863 P. M. SIEGEN beigeordnet wurde, der aber nur bei den Aufnahmen im Oesling mit WIES zusammen arbeitete, sonst sich aber mehr mit der technischen Ausführung der Arbeit abgab, so daß als Autor der Karte, wie sie heute vorliegt, N. WIES zu gelten hat.

Von 1863 ab wurden die Feldaufnahmen nicht mehr auf die Katasterkarten der einzelnen Gemeinden, sondern direkt auf die inzwischen erschienene topographische Karte von Luxemburg durch A. LIESCH, 1 : 40.000, aufgetragen. Die Aufnahme des Oeslings wurde im Herbste 1864 zu Ende gebracht. Im Herbste 1869 waren alle Feldaufnahmen beendet. Die Drucklegung der Karte wurde 1875 dem Hause Lemercier in Paris übertragen. Sie erschien 1877 und trägt

folgende von WIES herrührende Schichteneinteilung in französischer Sprache:

Terrains quaternaires (Diluvium)	
O ³ , Calcaire à polypiers	K ⁴ , Grès supérieur du Keuper (Rhät)
O ² , Marnes grises	K ³ , Marnes irisées supérieures
O ¹ , Oolithe ferugineux	K ² , Grès moyen du Keuper
M ⁴ , Schiste bitumineux	K ¹ , Marnes irisées inférieures
M ³ , Grès supérieur du Lias (Macigno d'Aubange)	C ⁵ , Calcaire coquillier (3 ^e assise)
M ² , Calcaire à gryphées Cymbium	C ⁴ , Marnes du calcaire coquillier (2 ^e assise)
M ¹ , Marnes à Ovoïdes ferugineux	C ³ , Calcaire coquillier (2 ^e assise)
	C ² , Marnes du calcaire coquillier (1 ^{re} assise)
L ³ , Calcaire à gryphées arquées	C ¹ , Calcaire coquillier (1 ^{re} assise)
L ² , Grès de Luxembourg	B ² , Marnes gypsifères du grès bigarré (Röth)
L ¹ , Grès infraliasique	B ¹ , Grès bigarré
D ³ , Grès	} de la grauwacke } terrain } supérieure } dévonien } inférieure }
D ² , Schiste	
D ¹ , Grauwacke inférieure	

Wenn eine geologische Karte den Stand der geologischen Forschung für eine gegebene Zeit graphisch zur Darstellung bringen soll, so dürfen wir an die Karte von WIES den Anspruch stellen, daß auf ihr alle die Fortschritte der Stratigraphie und Tektonik zum Ausdruck kommen, die bis etwa 1870 für die Geologie des Luxemburger Landes erreicht waren.

Die von WIES für die Karte geschaffene Gliederung steht in einigen wesentlichen Punkten sowohl für die Trias als auch für die Juraablagerungen hinter der Einteilung zurück, welche A. MORIS bereits 1850 vorgeschlagen hatte. Besonders die angewandte Einteilung des Muschelkalkes ist verfehlt und fälscht das Bild dieser Formation vollständig.

Zu den einzelnen Schichtenstufen wäre folgendes zu bemerken:

1. Buntsandstein.

Nach WIES ist der Vogesensandstein im Luxemburger Gebiet nicht mehr zur Ablagerung gelangt, so daß die ganze Mächtigkeit der Schichten unter dem Muschelkalk zum obern Buntsandstein gestellt wird. Dieser beginnt mit Konglomeraten und recht grobkörnigem Sandstein, der nach oben immer feinkörniger wird. Der oberste Buntsandstein wird allmählich dolomitischer und schließt mit Dolomit ab. Das ist nach der Einteilung von WIES der eigentliche

Buntsandstein. Darüber folgen sehr gipsreiche Ton- und Mergellagen, welche von WIES als «Röth» bezeichnet werden. (WIES, 1870, 1877). Die gleiche Einteilung finden wir bei MORIS (1850), nur wird hier die Bezeichnung «Röth» nicht gebraucht.

WIES faßt demnach den Buntsandstein noch im Umfange des grès bigarré von E. DE BEAUMONT auf, obwohl LEVALLOIS seit 1846 die gipsführenden Tone und Mergel unter dem Muschelkalk als Äquivalent der Anhydritgruppe v. ALBERTI's nachgewiesen hatte. Seit 1855 wurde diese Auffassung auch auf den geologischen Departementskarten von Lothringen durchgeführt. (BENECKE 1877 p. 572). WIES trennt die gipsführenden Mergel zwar ab, bezeichnet sie aber als «Röth», was zu Verwirrung Anlaß geben muß, da der Röth in der geologischen Literatur sonst stets den ganzen obern Buntsandstein bezeichnet.

2. Muschelkalk.

Die größten Abweichungen von den wirklichen Verhältnissen finden wir auf der Karte von WIES bei der Auffassung der Schichtenfolge des Muschelkalkes.

MORIS (1852) hatte die kompakte Kalkmasse des obern Muschelkalkes des Luxemburger Gebietes richtig als Vertreter des Kalkes von Friedrichshall v. ALBERTI's angesprochen. Der Muschelkalk ist überall von Keuper überlagert. An dieser Auffassung übt WIES (1877, p. 7) streng ablehnende Kritik. Er schreibt:

«Namentlich fehlt es ihm (MORIS) an einer klaren Einsicht in den Bau der Muschelkalkformation; die mächtigen Mergelschichten, welche in derselben vorkommen, hielt er sogar an manchen Stellen für Keuperthone, und das Bild, welches er sich von dieser ganzen Formation machte, mußte daher ein sehr verworrenes werden. Dies ist besonders in der Moselgegend der Fall, wo der Muschelkalk in vollständiger Entwicklung auftritt.»

Die Auffassung von WIES über den Muschelkalk des Gebietes kann nach den Angaben des «Wegweisers zur geologischen Karte» p. 40 und p. 50 folgendermaßen resümiert werden:

WIES zerlegt den Muschelkalk in der Gegend der Mosel und untern Sauer in fünf Abteilungen und zwar in drei Kalkstufen, zwischen welche zwei Mergelstufen eingeschoben sind. (Siehe die vorhergehende Stufeneinteilung der Karte).

«Der Muschelkalk beginnt mit mächtigen Kalkbänken von 30 bis 50 m Mächtigkeit. Darüber folgen fast ebenso mächtige Mergellagen, welche wohl als Äquivalent der deutschen Anhydritgruppe gelten können, obwohl sie weder Steinsalz noch Gips in Bänken enthalten; letzterer kommt nur in Knollen und Nestern vor.» (Dieses wäre die erste Mergelrinne im Sinne von WIES).

«Die Mergel sind aufs neue von starken Kalkbänken überlagert, die nach oben hin mit etwa meterdicken, rotblauen Mergelschiefern wechsel-lagern.» (Die zweite Mergelstufe von WIES). «Ganz zuletzt folgen dünn-schichtige helle und thonreiche Kalke von 2 bis 4 m Mächtigkeit. (Dritte Kalkstufe nach WIES).

«Am vollständigsten ist die Muschelkalkgruppe ausgebildet in der Um-gegend von Greiveldingen, Lenningen und Ehnem. Nach Norden nimmt der Muschelkalk beständig ab und am Rande der Ardennen, im Kanton Re-dingen, ist er nur einige Dezimeter mächtig. . . . An einigen Stellen scheint er ganz in eine Art von Kalkmilch aufgelöst gewesen zu sein, welche bei ihrer Verhärtung die Kiesel der darunter ruhenden Buntsandsteinformation zu einem Konglomerat verkittete. . . . Auch die Mergelager sind am Rande der Ardennen ausgekeilt.»

Da der Muschelkalk in seiner normalen Ausbildung eine geschlossene Kalkmasse bildet, welche von den Mergeln der Anhy-dritgruppe unterlagert und von den Keupermergeln überlagert wird, ist es auf den ersten Augenblick schwer, sich in der von WIES ge-gbenen irrigen Auffassung zurechtzufinden. Sehen wir uns die Vor-kommen der verschiedenen Muschelkalkstufen auf der WIES'schen Karte an, so finden wir, daß in der Moselgegend und an der untern Sauer die erste und die zweite Kalkstufe dasselbe sind, nur sind sie durch Verwerfungen, die WIES wohl entgangen sind, in verschiedene Höhenlagen gebracht worden.

Die erste Mergelstufe, welche nach WIES als Aequivalent der Anhydritgruppe gelten könnte (übrigens eine irrige Auffassung, da die Anhydritgruppe unter dem Muschelkalke liegt), ist der Salz-keuper, welcher in einem durch Verwerfungen begrenzten, tektoni-schen Graben in diese tiefe Lage gebracht worden ist. Er unterteuft also den Muschelkalk nicht, sondern liegt, an Verwerfungen abge-sunken, zwischen zwei Schollen gleichalterigen Kalkes, die WIES aber, irriger Weise, für die erste und zweite Altersstufe des Muschel-kalkes hält. Es handelt sich hier um die klassischen tektonischen Gräben der Mosel und untern Sauer, wovon der bekannteste derje-nige ist, der parallel mit dem Moseltal über Bous, Greiveldingen, Lenningen, Dreiborn, Niederdonven und Machtum hinzieht.

Als C⁴ (2te Mergelstufe) werden vielfach die Mergel der Letten-kohle, als C⁵ (3te Kalkstufe) der Grenzdolomit aufgefaßt.

Dort wo Muschelkalk auf «Röth» lagert, faßt WIES denselben als seine «untere Kalkstufe» auf, wo derselbe Kalk unter Keupermergel untertaucht, wird er als C¹, C³, seltener als C⁵ aufgefaßt. Am Strom-berg und nördlich des Liasplateau ist auf der Karte nur mehr C¹ (untere Kalkstufe) angegeben.

Es ist nicht möglich auf Einzelheiten einzugehen. Aber es ist klar, wie bei der Nichtbeachtung des dichten Bruchnetzes grade in der Mosel- und untern Sauergegend der Verfasser in ein unentwirrbares Netz von Vewechslungen und Irrtümern fallen mußte, durch welche das Kartenbild grade dieser geologisch so wechselvollen Gegend gefälscht wird.

Es ist wirklich schwer zu begreifen wie WIES, der doch am Stromberg, bei Echternach, im Sauertal zwischen Ettelbrück und Reisdorf, auch an mehreren Stellen im Moseltal ein abgeschlossenes Bild der Muschelkalkformation vorfand, zu dieser für seine geologische Karte so verhängnisvollen Auffassung des Muschelkalkes kommen konnte.

Am Rande des Oeslings werden die Konglomerate mit starkem Kalkzement zum Muschelkalk gestellt. Diese Auffassung entspricht der damaligen Zeit. Wir finden sie bei DUMONT (1842) bei MORIS (1852) und sogar bei E. WEISS (1869).

3. Keuper.

Lettenkohle ist weder von MORIS (1852) noch von WIES (1877) richtig erkannt oder auf der Karte ausgeschieden worden.

WIES stellt den Grenzdolomit der Moselgegend zum Teil zum obersten Muschelkalk, denn er schreibt von der obersten Stufe, sie bestände aus «beträchtlichen Kalkbänken, die nach oben hin mit etwa meterdicken, rotblauen Mergelschichten wechsellagern». (Wegweiser, p. 50). Auch aus dem Greiveldinger Walde und an der Kreuzung des Weges von Gostingen nach Ehnen und von Lenningen nach Dreiborn (Gegend der «Teufelsbrücke» oberhalb Ehnen) beschreibt er Mergel über den untern Muschelkalkbänken, die reich an Pflanzenabdrücken sind. Es handelt sich hier sowohl nach dem Text wie nach der Karte um die Lettenkohle bei der sog. «Teufelsbrücke».

Anderwärts faßt WIES typisch entwickelten Salz- und Gipskeuper als untern bunten Keupermergel zusammen, «welcher vielleicht als Aequivalent der deutschen Lettenkohle bezeichnet werden darf». Jedenfalls ist das, was WIES in seiner Gliederung des Bohrprofils des Mondorfes Bohrloches als «untern bunten Keupermergel» bezeichnet, typischer Salz- und Gipskeuper (Wegweiser, p. 47). Auch die «vom Hof Remich» erwähnten Vorkommen sind Salz- und Gipskeuper. Was auf der Karte von WIES als untere Abteilung des Keupers (*K¹, marnes irisées inférieures*) abgetrennt ist, ist Salz- und Gipskeuper. Auch der Grenzdolomit nebst unterlagernden bunten Mergeln (Unterer Keuper im Sinne BENECKE's) sind zum Muschelkalk gestellt worden.

Die zweite Abteilung des Keupers, nach der Einteilung von WIES, umfaßt den mittleren Keupersandstein (grès moyen du keuper, K²). In diese Abteilung stellt WIES den eigentlichen Schilfsandstein, den Haustein von Bettendorf, Gilsdorf, sowie die ganze sandig-konglomeratische Schichtenfolge am Rande der Ardennen über dem Kalkkonglomerat. Letztere Grenze zwischen sandig-konglomeratischen Schichten und dem Kalkkonglomerat ist nicht leicht zu ziehen, da hier alle Uebergänge vorhanden sind. Dann stellt WIES in die zweite Abteilung die gipsführenden Mergel, die wir heute zum Gips- und Salzkeuper stellen. Die meisten Gipsstöcke der Stufe des Gips- und Salzkeupers kommen wohl in der Nähe des Sandsteines vor, ja im Profil des Bohrloches von Cessingen finden wir Gips zwischen den Sandsteinen angegeben. Aber im allgemeinen läßt sich der Gipskeuper doch genügend scharf vom Keupersandstein trennen, wenn auch die Verbindung zwischen beiden Formationen eine enge ist.

Die Karte von WIES bedeutet für den Keuper einen Fortschritt gegenüber der Arbeit von MORIS (1852). In seiner Einteilung stellt MORIS zwar die Schichtenfolge auf: Untere Keupermergel, mittlerer Keupersandstein, oberer Keupermergel. Aber auf dem Kärtchen, welches seiner Untersuchung über die Trias beigelegt ist (MORIS 1852) sind unterer und oberer Keupermergel unter einer Farbe zusammengezogen, sodaß der Vorwurf, den WIES der Arbeit von MORIS macht, daß darin das Verhältnis der untern und obern Keupermergel zum Keupersandstein nicht klar zum Ausdruck komme, berechtigt ist.

Für die Schichtenfolge vom mittleren Keupersandstein (Schilfsandstein) bis zum Rhät einschließlich stellt die Karte von N. WIES eine wirklich gute Leistung dar. Besonders der Rhät ist zum ersten Male auf einer geologischen Spezialkarte von Luxemburg vollständig in dem Umfange, wie wir denselben noch heute auffassen, dargestellt. Auch hier liegt ein wirklicher Fortschritt gegenüber der Auffassung von MORIS, der den rhätischen Sandstein (seinen «obern Keupersandstein») z. T. in den untern Liaskalk hinein stellt. (Vgl. das Profil von der Levelinger Mühle in MORIS, 1852, p. 26).

Die Jurabildungen.

In der Juraformation sind die Schichten bis zum Gryphitenkalk einschließlich richtig aufgefaßt und eingetragen. Leider sind aber auch über die Behandlung der Juraablagerungen grundsätzliche Vorbehalte zu machen.

Die Bezeichnung «unterer Liaskalk», die im «Wegweiser zur geologischen Karte» p. 56 und 58 gebraucht wird, ist auf der Karte mit «calcaire infraliasique» gegeben. Diese Bezeichnungen sind aber

nicht äquivalent, denn mit «infraliasique» und «infralias» bezeichnet die französische Schule von jeher den Rhät und das Hettangien. Ersterer stellt sich aber paläontologisch zum Keuper, letzteres zum Lias, so daß die Bezeichnung «infralias» am besten unterbleibt.

Dann ist auch die abweisende Kritik von WIES an der von MORIS vorgeschlagenen Einteilung der Juraformation vollständig fehlgegangen. Eine Gegenüberstellung beider Einteilungen zeigt gleich, daß die Karte von WIES bei Anwendung der Gliederung von MORIS nur gewonnen hätte. Was sich in beiden Gliederungen unmittelbar vergleichen läßt, ist durch eine gestrichelte Linie verbunden.

Einteilung der Jurabildungen des Luxemburger Gebietes nach

		A. MORIS (Wies, Wegweiser, p. 6)	N. WIES (Wegweiser, p. 56)	
Liasystem	Oolithisches System	Polypenkalk.....	Polypenkalk (Niedercorn)	} Oberer oder weisser Jura
		Eisenhaltig. Oolith.....	Graue Mergel (Escher Wald) Eisenhalt Oolith (Minette)	
	Oberer Lias	Oberer Liassandstein oder Marlysandstein	} Bituminöse Schiefer (Oberkerschen)	} Mittlerer oder
		Mergel mit Nieren von Posidonien Kalkstein Bituminöse Schiefer v. Differdingen . . .		
	Mittlerer Lias	Mittlerer Liassandstein.....	Mittl. Liassandstein oder Macigno (Dippach)	} brauner Jura
		Glimmerhaltiger Schiefer		
		Ovoidenmergel		
		Blätterige Mergel		
		Belemnitenkalk.....	Cymbienkalk (Frisingen)	
	Unterer Lias	Bituminöse Schiefer von Hollerich	Ovoidenmergel (Gasperich)	} Unterer oder schwarzer Jura
Gryphitenkalk		Gryphitenkalk (Emeringen)		
Luxemburger Sandstein.....		Unterer Liassandstein - Grès de Luxembourg		
		Unt. Liaskalk mit Mergel ...	Unterer Liaskalk (Kopstal)	

Die Einteilung von MORIS für das Liasystem ist die noch heute gebräuchliche. Einige Bezeichnungen sind allerdings durch zutreffendere ersetzt worden. Wenn WIES (1877, p. 8) schreibt: «Im mittleren Lias ist er (MORIS) ganz in die Irre gegangen», so kann dies Urteil nicht beibehalten werden.

WIES bemängelt die Bezeichnung einer Stufe durch MORIS als: «Bituminöse Schiefer von Hollerich», weil das Vorkommen «eine lokale Erscheinung sei, welche außer Hollerich nur ein einziges Mal, südlich von Mamer in der Nähe des Weges nach Strassen vorkommt» wohl mit Recht, weil die Bezeichnung verwirrend gegenüber den bituminösen Schiefen des obern Lias wirkt. Er gebraucht deshalb die Bezeichnung «Ovoidenmergel», von denen diese dunkeln, gut

geschiefertn Schichten bei Hollerich und Strassen eine lokale Fazies seien.

Leider unterläuft hier WIES eine bedauerliche Verwechslung. MORIS verstand unter der Bezeichnung «Bituminöse Schiefer von Hollerich» die Schichtenfolge zwischen Gryphitenkalk im Liegenden und dem Davoeikalk im Hangenden, welche heute als «fossilarme Tone» bezeichnet werden. Im «Wegweiser» bezeichnet WIES dieselben als «Ovoidenmergel», auf der Karte als «Marnes à ovoïdes ferrugineux, M¹» und stellt sie in seiner Schichtenfolge unter die «Cymbienkalke, M²», welche den «Belemnitenkalken» von MORIS und den «Davoeikalken» unserer heutigen Einteilung entsprechen. Die marnes à ovoïdes ferrugineux sind aber sowohl bei den Lothringer Geologen LEVALLOIS, TERQUEM, SIMON, JACQUOT, FRIDRICI, als auch bei MAJERUS äquivalent mit der Stufe des Am. margaritatus, also Schichten über dem Cymbiumkalk = Belemnitenkalk = Davoeikalk. Die Ovoidenmergel von WIES entsprechen eben dem, was MORIS in seiner Einteilung als «Blättermergel» und als «Ovoidenmergel» über seinen Belemnitenkalken bezeichnet. So liegen denn die Ovoidenmergel von WIES bald unter seinem Cymbienkalk, namentlich östlich der Linie Frisingen-Bartringen, bald über dem Cymbienkalk, nämlich westlich dieser Linie, was ja unmöglich ist. Der Davoeikalk ist nämlich eine paläontologisch gut definierte Stufe entsprechend dem Lias γ , welche zwei petrographisch gleichartige, aber nicht gleichalterige Mergel trennt, die natürlich dort schwer auseinander zu halten sind, wo der Davoeikalk schlecht ausgeprägt ist, wie beispielsweise bei Bartringen.

WIES versucht die Sachlage, in welcher diesmal «er ganz in die Irre gegangen war» folgendermaßen zu erklären:

«Die blätterigen Mergel» und die «Ovoidenmergel» des Herrn MORIS sind weiter nichts als die bereits erwähnten „Ovoidenmergel“ (im Sinne der Einteilung von WIES, also unter dem Cymbienkalk). Wenn Herr MORIS sie aber als über seinem Belemnitenkalk liegend bezeichnet, so rührt das daher, daß dieser Kalk nur eine Uferbildung war und nach dem Innern des Meeres zu verschwand, so daß der mittlere Liassandstein unmittelbar über den Ovoidenmergel zu liegen kam. Da Herr MORIS in diesem Falle den Cymbienkalk nicht vorfand und nicht vorfinden konnte, nahm er an, daß er unter den Ovoidenmergeln liege, was natürlich zu einer totalen Verwirrung der Verhältnisse führen mußte.»

Die Verwirrung liegt hier auf der Seite von WIES, denn der Cymbienkalk trennt zwei verschiedenalterige Stufen, die WIES als eine einzige auffaßt, während MORIS dieselben richtiger Weise auseinanderhält.

Der Macigno und die Bituminösen Schiefer entsprechen bei MORIS und WIES der gleichen Stufe. Was MORIS als Posidonienschieferkalk abtrennt, entspricht dem obern Teile der Zone der *Posidonomya Bronni* mit Kalkknollen («versteinerte Brote»). Diese Unterabteilung ist jedenfalls petrographisch und paläontologisch begründet, wie auch O. TERQUEM nachgewiesen hat.

Auch die bei MORIS vorkommende Stufe eines obern Liassandsteines (grès supraliasique) will WIES nicht gelten lassen. Er stellt dafür mehrmals die Behauptung auf (Wegweiser, p. 62, 63), daß diese Sandsteinbildung, die sich regional unter der Erzformation hinzieht, nur eine lokale Erscheinung in den untern Schichten der Eisenerzformation selbst sei und deshalb keine eigene Stufe bilden könne.

Die grauen Mergel (MO²) entsprechen den «Mergeln über dem Erze» im Sinne des Bergmanns. Der Polypenkalk umfaßt sowohl die braunen eisenschüssigen Kalke mit Mergeln der Sowerbyzone als auch die hellen, dickbankigen Kalke der Humphrieszone.

Die von WIES gewählte Einteilung der Juraformation ist, abgesehen von den drei untern Abteilungen (unterer Lias), so mangelhaft und paläontologisch so wenig begründet, daß es kaum möglich ist, sie mit den äquivalenten Abteilungen anderer Gebiete vergleichshalber zusammenzustellen, sodaß eine der Hauptaufgaben einer geologischen Spezialkarte für den Hauptteil der Juraformation des Landes nicht erfüllt ist.

Befremdend berührt die von WIES im «Wegweiser» (1877) und in der «Populären Geologie» (1870) angewandte Einteilung der Luxemburger Juraablagerungen.

In seiner «Populären Geologie» (1870) wird der Jura im allgemeinen nach der durch V. BUCH geschaffenen Gliederung eingeteilt. Hier entsprechen die Ausdrücke: schwarzer, brauner und weißer Jura dem Lias, Dogger und Malm. Vom weißen Jura sagt WIES hier ausdrücklich, daß er die Oxford-Kimmeridge und Purbeckgruppe umfaßt.

Von der Oxfordgruppe heißt es dann p. 219: «Die Oxfordgruppe enthält bedeutende Lagen eines fast nur aus Korallen, namentlich aus *Isastraëa helianthoides* zusammengesetzten Kalkes und besitzt sowohl in Norddeutschland wie in England bedeutende Ausdehnung.»

Das alles entspricht der allgemein angenommenen Einteilung. Aber aus seiner Einteilung der Luxemburger Juraformation ist ersichtlich, daß der «schwarze» Jura in Luxemburg nur die Schichten bis zum Gryphitenkalk umfaßt, während der «braune» Jura von den Ovoïdenmergeln (im Sinne von WIES) bis zur Eisenerzformation inclusiv reicht. Von der Eisenerzformation fügt er sogar hinzu:

«Die Stellung des eisenhaltigen Oolithes ist nicht leicht zu bestimmen. Seinem ganzen Habitus nach müßte er zum weißen Jura gestellt werden. Nimmt man dagegen auf die Farbe Rücksicht, so muß man ihn zu unserm braunen Jura rechnen, wie wir das in der voranstehenden Tabelle getan haben. Die grauen Mergel unter dem Polypenkalk müssen entschieden zum weißen Jura gestellt werden.» («Wegweiser», p. 57).

Nun heißt es aber im «Wegweiser», p. 57:

«Der untere oder schwarze Jura umfaßt die drei Glieder der untern Lias.» . . . Der mittlere und obere Lias muß im Luxemburgischen entschieden zum braunen Jura gezählt werden.»

Nun möchte man schlußfolgern, daß der weiße Jura des Autors den Dogger ganz oder teilweise umfaßt, denn die grauen Mergel und der Polypenkalk mit *Am. Sowerbyi* und *Am. Humphriesi* sind entschiedene Zonen des untern Doggers. Man könnte dann über diese eigentümliche Anwendung der Bezeichnung schwarzer, brauner und weißer Jura seine Vorbehalte machen, aber sie schließlich als lokale Bezeichnungen mit eben einem andern Sinne als ihnen durch v. BUCH gegeben wurde, annehmen. Obwohl dieses leicht zu Verwechslung führen könnte, wäre doch noch eine Konsequenz insofern darin als die Polypenkalke durch ihre weiße Farbe sich von der braunen Eisenerzformation abheben.

Aber der weiße Jura des Luxemburger Gebietes ist nach WIES das Aequivalent eines Teiles des weißen Jura im Sinne v. BUCH. Darin liegt eben das Unlogische, Verwirrende dieser Einteilung. «Der luxemburger Jura umfaßt — — — von der obern Abteilung (d. i. vom weißen Jura) jedoch nur die Oxfordgruppe.» (Wegweiser, p. 56).

Daß WIES den Polypenkalk als zur Oxfordgruppe gehörend auffaßt, geht deutlich aus dem «Wegweiser» und aus der «Populären Geologie» hervor. Er schreibt nämlich von den der Eisenerzformation aufgelagerten Polypenkalken:

«Die Polypenkalke endlich beginnen mit einer 15 bis 25 m mächtigen Lage eines sehr zerklüfteten, harten Kalksteines, worauf der eigentliche Polypenkalk ruht. Dieser bildet Lagen von 5 bis 10 m Mächtigkeit, welche fast nur aus zerdrückten und zusammengekneteten Polypenstöcken und darin zerstreuten Muschelstücken bestehen. . . . Die Polypen, welche diese Stöcke bildeten, waren Asträen. *Astraea helianthoides* scheint besonders bei dem Bau beteiligt gewesen zu sein.» (WIES, 1877, p. 67).

Nach diesen Angaben über die Fossilführung müssen wir also annehmen, daß WIES die Bezeichnung «weißer Jura» für Luxemburg wirklich im Sinne der Oxfordstufe annimmt, da *Astraea helianthoides* für die Oxfordstufe charakteristisch ist. Da der braune Jura aber von WIES selbst als Aequivalent des mittleren und obern Lias aufge-

faßt wird, so müßte hier doch eine Lücke vorhanden sein, welche den ganzen Dogger umfaßt.

Der Polypenkalk ist aber seiner Fossilführung nach nicht Oxfordien (Malm), sondern Bajocien (mittlerer Dogger). Und der sogenannte braune Jura in Luxemburg gehört paläontologisch zum schwarzen Jura (Lias).

Dementsprechend ist schwarzer und brauner Jura in Luxemburg nicht identisch mit den gleichnamigen Abteilungen v. BUCH's. Der weiße Jura kann auch nicht der gleichnamigen Abteilung v. BUCH's entsprechen. Aller Logik entgegen soll er aber der Abteilung v. BUCH's entsprechen, weil er (vermeintlich) die Fossilien der Oxfordstufe führt.

Hier stehen wir wirklich vor etwas, was natürlich «zu einer totalen Verwirrung der Verhältnisse führen mußte», wie WIES (1877, p. 7, 8, 9) mehrmals von MORIS behauptet.

Es ist wirklich zu bedauern, daß die für ihre Zeit groß angelegte Karte für die Geologie des Landes nicht das bedeutet, was damit beabsichtigt war. Hervorgehoben soll werden, daß die Karte eine anerkennenswerte Arbeitsleistung eines Einzelnen darstellt. Sie ehrt die Ausdauer und die Berufsfreudigkeit ihres Verfassers und ist auch ein ehrendes Zeugnis für die Société des sciences naturelles du Grand-Duché de Luxembourg, welche den Anstoß zu einer solchen weitsichtigen und wichtigen Arbeit im Dienste der Erforschung des Luxemburger Bodens gegeben hat.

Ein großes Hindernis zur richtigen Auswertung der im Felde angestellten Beobachtungen bildete die dem Autor der Karte zur Verfügung stehende topographische Unterlage. Erst im Jahre 1863 erschien die topographische Karte des Luxemburger Landes von A. LIESCH im Maßstab 1:40.000, die aber weder Schraffuren noch Höhenlinien oder irgend welche Höhenangaben enthält. Ein wichtiges Moment kommt also auf der geologischen Karte von WIES nicht zum Ausdruck, nämlich die enge Beziehung zwischen Gesteinsbeschaffenheit des Bodens und seiner Formgestaltung. Die topographische Unterlage ist eben ungenügend und es fehlt also der Karte eines der Hauptmomente der veranschaulichenden, plastischen Darstellung.

Aber auch vom geologischen Standpunkt aus gibt die Karte nicht das was sie bei dem damaligen Stand der geologischen Forschung hätte geben können. Die Feldarbeiten waren 1869 zu Ende geführt worden. Selbst wenn wir von den wichtigen Arbeiten von WEISS (1869) über die Grenze zwischen Buntsandstein und Muschelkalk und über die Gliederung des letzteren absehen, so war doch durch die

Arbeiten von LEVALLOIS über die Lothringer Trias, durch die Arbeiten von TERQUEM und DEWALOUÉ über den Lothringer und belgischen Jura Grundlegendes auch für das Luxemburger Land festgelegt worden. War nun das, was über die Geologie der gleich gebauten Nachbargebiete in der Literatur bereits zugänglich war, dem Verfasser der Karte des Luxemburger Landes nicht bekannt, oder wurde es von demselben abgelehnt, wie er zum großen Nachteil seiner Karte für das Oesling DUMONT abgelehnt hatte? Das läßt sich an Hand der kurzen Hinweise im «Wegweiser» nicht sicher feststellen.

Entgegen der Erkenntnis, daß eine geologische Spezialkarte bei Berücksichtigung des lokal Eigentümlichen doch möglichst den unmittelbaren Vergleich mit den Gebieten gestatten soll, welche zu der gleichen geologischen Einheit gehören, herrscht in der Darstellung bei WIES eine gewollte oder ungewollte Eigenbrödelei, die den Autor um die Frucht seiner aner kennenswerten Arbeitsleistung gebracht hat. Hier fehlt auch wohl die kritische Bewertung der gewonnenen Beobachtungen an Hand des in den benachbarten Gebieten Erkann ten. Beispielsweise eine Gliederung des Muschelkalkes, die nur auf einen Teil unsers schon so beschränkten Gebietes anwendbar ist, sonst aber nirgends vorkommt, mußte doch wohl bei dem Autor Zweifel über deren Richtigkeit aufkommen lassen und ihn zur Ueberprüfung veranlassen. Ebenso verhält es sich mit der mangelhaften Einteilung der Juraablagerungen zu einer Zeit wo doch die paläontologisch so gut begründete Einteilung von TERQUEM (1857) vorlag. Auch die von MORIS (1850, 1854) vorgeschlagene Einteilung war doch nicht so in Bausch und Bogen abzulehnen. Die Fehlerquellen, die sich aus der vollständigen Vernachlässigung des tektonischen Baues ergaben, wurden bereits früher erwähnt.

So lassen sich auf der Karte von WIES nur die Schichten vom mittleren Keupersandstein bis zum Gryphitenkalk einschließlich mit den Verhältnissen in andern Gebieten vergleichen und geben den Stand der geologischen Forschung der damaligen Zeit über die Schichtenfolge gut wieder, aber das was darunter oder darüber folgt, ist entweder fehlerhaft oder rückständig, selbst gemessen am Maßstabe des damaligen geologischen Wissens. Dieses Urteil beruht nicht auf der Sucht nach unfruchtbarer Kritik, sondern auf der Sorge aus den Fehlern zu lernen, denn nur dann kann die Kritik dem Fortschritte dienen.

IV.

Das letzte Viertel des 19. Jahrhunderts.

Mit der politischen Umgestaltung von Elsaß-Lothringen infolge der Ereignisse von 1870 beginnt eine neue Periode der geologischen

Bearbeitung dieses Landes. Umfangreiche und grundlegende geologische Arbeiten, die auch von weittragender Bedeutung für das Luxemburger Gebiet waren, lagen von französischen Forschern vor. Bemerkenswerte geologische Kartenaufnahmen bestanden für einzelne Departemente. Nur boten sie kein einheitliches Bild und für den unmittelbaren Vergleich mit den angrenzenden Gebieten von gleichem geologischen Bau ergaben sich so mancherlei Unzulänglichkeiten. Bei der von der Kommission für die geologische Landesaufnahme des Reichslandes in Aussicht genommenen Spezialkarte wurde deshalb in erster Linie eine Vereinheitlichung im Anschluß an die bereits bestehende geologische Detailkarte des angrenzenden deutschen Gebietes angestrebt. So waren es für die Trias die Verhältnisse des Buntsandsteines und des Muschelkalkes im Saargebiet, und des Keupers in Schwaben, für die Jurabildungen ebenfalls die Verhältnisse in Schwaben, die als Vergleichspunkte herangezogen wurden.

Die Vorarbeiten zur neuen geologischen Spezialkarte bestanden demgemäß in erster Linie in einer Koordinierung und planmäßigen Zusammenstellung der vorhergehenden Forschungsergebnisse. Dann sollte eine möglichst zutreffende Uebertragung der in den anschließenden Gebieten bereits angenommenen Gliederung auf Elsaß-Lothringen angestrebt werden, wodurch der unmittelbare Vergleich mit jenen Gebieten erleichtert werden sollte, wobei doch das lokal Eigentümliche in genügender Weise zum Ausdruck kommen sollte.

Bei der durchgreifenden Berücksichtigung der benachbarten Gebiete zum Zwecke der Vereinheitlichung der in Lothringen bereits durch frühere Forschung erreichten Gliederung mußte auch das Luxemburger mesozoische Gebiet in Betracht gezogen werden, da es den natürlichen Abschluß des Lothringer Mesozoikums gegen das Schiefergebirge der Ardennen hin bildet und das vermittelnde Bindeglied zwischen dem nördlichen Lothringen und der Trierer Mulde darstellt.

a) Gliederung der Trias.

Eine solche koordinierende Arbeit als Grundlage für die in Aussicht genommene Spezialkarte bietet die wichtige Abhandlung von E. W. BENECKE (1877): **„Ueber die Trias in Elsaß-Lothringen und Luxemburg“**.

Die Arbeit bringt in erster Linie geschichtliche Notizen, die für die Entwicklung und Präzisierung stratigraphischer Begriffe, für die Bedeutung der Synonymen, für die Würdigung der Arbeiten der ältern Forscher wertvoll sind. Besonders deutlich geht auch aus dem historischen Ueberblick hervor, wie in der ganzen Zeit

bis zu Beginn der Arbeiten der «Geologischen Landesanstalt» von Elsaß-Lothringen das Wesentlichste über die Trias hier bereits erforscht und im Druck niedergelegt war, wie diese Forschungsergebnisse aber leider vielfach nicht bekannt und noch weniger anerkannt worden waren, was wir bereits bei der Besprechung von Schriften und Kartenwerken über das Luxemburger Land festgestellt haben.

Die von BENECKE in seiner Arbeit vorgeschlagene Gliederung erstrebt, wie dies in den einleitenden Worten bereits bemerkt wurde, besonders die Vereinheitlichung der Gliederung von Elsaß-Lothringen mit den anstoßenden deutschen Gebieten. Die von E. WEISS für das Saargebiet festgelegte Gliederung des Buntsandsteines und des Muschelkalkes wird mit geringen Abänderungen und Ergänzungen auf Elsaß-Lothringen übertragen. Für den Keuper werden neue Vergleichspunkte in Schwaben gesucht, da ursprünglich ja ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen dem rechtsrheinischen und dem elsäß-lothringer Keuper bestand. Auch vieles konnte den vorliegenden geologischen Departementsbeschreibungen entnommen werden und es ist anzuerkennen, daß BENECKE den französischen Forschern weitgehend gerecht wird.

Die Luxemburger Trias wird in gleicher Weise ausführlich behandelt. BENECKE bringt historische Angaben über die Entwicklung der Erforschung der Trias in unserm Gebiete. Er wendet die für Elsaß-Lothringen geschaffene Gliederung auf die Luxemburger Trias an, wobei aber die Eigentümlichkeit des Gebietes berücksichtigt wird. Er bringt für Luxemburg eine Reihe eigener Beobachtungen, besonders über die Ausbildung der Küstenfazies des obern Muschelkalkes, weist das Vorkommen des so eigentümlich entwickelten untern Keupers nach und schafft endlich jene stratigraphische Gliederung unserer Trias, welche den engen Anschluß an die angrenzenden Gebiete darlegt und den Vergleich mit denselben ermöglicht. Daß manches weitgehender Ergänzung bedurfte, anderes sich als unrichtig erwies, besonders bei der Deutung der so eigentümlichen Küstenfazies, ändert kaum etwas an der grundlegenden Bedeutung der BENECKE'schen Arbeit für die Förderung der Erkenntnis der Luxemburger Trias.

In einem letzten Teile seiner Arbeit versucht BENECKE ein allgemeines, vergleichendes Bild der Triasformation im mittleren und westlichen Europa und schließt mit einem Kapitel über E. D. BEAUMONT's Hypothese von der Hebung der Vogesen nach Ablagerung des Buntsandsteines. Dieser Teil der Arbeit von BENECKE liegt außerhalb des Rahmens unserer Darstellung.

Bei der engen Verknüpfung der Behandlung der Lothringer und Luxemburger Trias durch BENECKE ist es angezeigt, zuerst eine

Uebersicht über die stratigraphische Einteilung der Trias in Elsaß-Lothringen zu geben.

Stratigraphische Gliederung der Trias
in Elsaß-Lothringen nach BENECKE.

A. Der bunte Sandstein:

1. Hauptbuntsandstein oder Vogesensandstein.
2. Oberer Buntsandstein:
 - a) Zwischenschichten;
 - b) Voltziensandstein.

B. Muschelkalk:

1. Unterer Muschelkalk (örtlich: Muschelsandstein).
Der Muschelsandstein umfaßt:
 - a) unten: ein Trochitenbänkchen;
 - b) in der Mitte: bunte Mergel und Sandstein;
 - c) oben: Dolomit mit *Myophoria orbicularis*.
2. Mittlerer Muschelkalk:
 - a) unten: Mergel mit Gips;
 - b) oben: Linguladolomit.
3. Oberer Muschelkalk:
 - a) Trochitenkalk;
 - b) Nodosuskalk;
 - c) Dolomitische Schichten.

C. Keuper:

1. Unterer Keuper (Lettenkohle):
 - a) Untere Mergel;
 - b) Grenzdolomit.
2. Mittlerer Keuper:
 - a) Untere Abteilung der bunten Mergel mit Gips;
 - b) Sandstein (Schilfsandstein);
 - c) Mergel zunächst über dem Sandstein;
 - d) Hauptsteinmergel (horizon de BEAUMONT);
 - e) Rote Mergel;
 - f) Oberer Steinmergel;
 - g) Mergel bis zum Rhätsandstein.
3. Oberer Keuper:
 - a) Rhätsandstein (Sandstein mit schwarzen Tonen);
 - b) Rote Tone.

Umfang der einzelnen Abteilungen.

A. Der bunte Sandstein:

1) Hauptbuntsandstein oder Vogesensandstein.

Untere Grenze: teils Diskordanz mit dem ältern Gebirge. Bei normaler Schichtenfolge besteht Konkordanz mit dem Rotliegenden. BENECKE verlegt, in Anschluß an E. DE BEAUMONT, die obere Grenze des Rotliegenden in die Zone mit dolomitischen Schichten und läßt den Hauptbuntsandstein mit der Zone mit polygenem Konglomerat beginnen. Doch ist die Grenze gegen das Rotliegende im allgemeinen nicht scharf.

Obere Grenze: gebildet durch die mächtigen Konglomeratbänke über dem Sandstein = oberes oder Hauptkonglomerat.

2) Zwischenschichten.

Im nördlichen Lothringen und im Saargebiet (ebenso in Luxemburg) ist das obere Konglomerat kaum angedeutet, so daß die Grenze zwischen Vogesensandstein und Zwischenschichten unscharf bleibt. Auch nach oben fehlt eine scharfe Grenze zum Abtrennen der Zwischenschichten gegen die höhere Abteilung. Das Auftreten von Dolomiten in Knauern und Bänken, sowie die gelegentliche violette Färbung und der Wechsel von grobem bis konglomeratischem Sandstein mit tonigem ist bezeichnend für die Zwischenschichten.

Der Umfang der Stufe wird am besten durch die vertikale Ausdehnung der erwähnten Dolomite zwischen dem Sandstein bestimmt. Eine scharfe Begrenzung fehlt also.

BENECKE stellt die Zwischenschichten, entgegen GREBE, als besondere Stufe auf, die mit dem darüber lagernden Voltziensandstein die Stufe des oberen Buntsandsteines bildet.

3) Voltziensandstein.

Als obere Grenze werden rote, oft sandige Tone angenommen, die sog. «Grenzletten» von E. WEISS.

B. Muschelkalk.

1) Unterer Muschelkalk in der Fazies des «Muschelsandsteines». Unmittelbar über den Grenzletten liegt ein dünnes Bänkchen mit Trochiten (Trochitenbänkchen). Damit beginnt der untere Muschelkalk, der in Lothringen, im Saargebiet (und in Luxemburg) als Muschelsandstein ausgebildet ist. Die obere Grenze ist durch die dolomitische Zone mit *Myophoria orbicularis* gegeben.

2) Mittlerer Muschelkalk.

Er umfaßt unten die Abteilung der bunten Mergel mit Dolomitbänkchen und Gipsstöcken, oben dolomitisches Gestein mit *Lingula tenuissima* = Linguladolomit,

3) Oberer Muschelkalk.

a) Die untere Abteilung (Trochitenkalk) ist durch massenhaftes Auftreten der Stielglieder von *Encrinus liliformis* gekennzeichnet.

b) Mittlere Abteilung (Nodosus-Schichten). In Lothringen ist die untere und obere Genze wegen der Häufigkeit des *Ceratites nodosus* leicht festzulegen.

Im nördlichen Lothringen und im Elsaß (auch in Luxemburg) ist der leitende Ammonit selten, in letzterem Gebiet äusserst selten. Die Grenze der untern Abteilung gegen die mittlere ist dahin zu verlegen, wo die Trochiten aufhören.

In der Oberregion der Nodosus-Schichten treten einige, meist dickere Bänke auf, die fast ganz aus großen Exemplaren von *Terebratula vulgaris* bestehen = Terebratelbänke. Mit den Terebrateln ist häufig *Gervilleia socialis* vergesellschaftet.

Im rechtsrheinischen Gebiet liegt die Terebratelbank über den Schichten mit *Ceratites nodosus* und unter den *Bairdien*-Schichten. Doch findet man im Elsaß den dem *Ceratites nodosus* ganz nahe stehenden *Ceratites semipartitus* noch über den Terebratelbänken, so daß diese noch in die Nodosus-Stufe gestellt werden müssen.

c) Die Dolomitische Region oder die Dolomitischen Schichten. Dies ist eine neue, durch BENECKE in Elsaß-Lothringen abgetrennte Stufe. Er hat auch die Bezeichnung dafür geschaffen, den Namen aber als ein «Nothbehelf» bezeichnet und denselben später sogar wieder abgerufen. (BENECKE, 1914).

Im südlichen Lothringen kommen zwischen den Dolomiten dieser Stufe bereits rötliche Mergel vor, weshalb LEVALLOIS die Dolomite in den untern Keuper stellte. JACQUOT gibt an, daß unter dem calcaire de Servigny, dem Hauptvertreter der Dolomitischen Region, Bänke mit *Gervilleia socialis* vorkommen. Diese ist aber anderwärts häufig in der Terebratelbank. Die Dolomitische Region liegt also auch hier höher als der Nodosuskalk, gehört aber nach dem Fossilgehalt zum Muschelkalk, wohin sie auch von JACQUOT gestellt wird. Auch D'ARCHIAC (1860): Histoire des progrès de la géologie, stellt auf Grund der in der Dolomitischen Region so häufigen Muschelkalkfossilien diese Stufe noch zum Muschelkalk. BENECKE bemerkt dazu, daß aber auch *Myophoria Goldfussi* und *Myophoria laevigata* häufig seien, und daß diese Muschelkalkfossilien, wie auch die *Myophoria Goldfussi* bis in den Grenzdolomit hinaufgehen, so daß man nach den Fossilien die Grenze des Muschelkalkes über dem Grenzdolomit ziehen könne.

Auch das Vorkommen von grauen und rötlichen Mergeln zwischen den Dolomiten dieser Stufe ist nach BENECKE nicht entschei-

dend für ihre Zugehörigkeit, da graue Mergel auch im obern Muschelkalk vorkämen und da man beim Fortschreiten von Osten nach Westen bemerkt, daß die bunte Färbung allmählich aus dem untern bunten Keuper durch die Lettenkohle immer tiefer hinuntergreift». Bunte und graue Mergel seien in diesen Horizonten nirgends scharf von einander getrennt. (BENECKE, 1877, p. 612).

Es gibt also nach BENECKE kein ausschlaggebendes Argument, um die Dolomitische Region (Dolomitische Schichten) in den Keuper oder in den Muschelkalk zu stellen. Es sei eben eine Grenzschicht. BENECKE stellt deshalb nur aus orographischen Rücksichten die Dolomitischen Schichten zum Muschelkalk, weil erst mit der obern Fläche dieser Dolomite das Plateau beginne, auf welchem die bunten Mergel des Keupers sanft aufsteigen.

BENECKE ist übrigens in einer speziellen Studie auf das Problem der Stellung der Dolomitischen Schichten zurückgekommen. (BENECKE, 1914).

Schalten wir hier ein, daß auf der offiziellen, geologischen Karte von Luxemburg 1 : 25.000 (1947-1949) in konsequenter Berücksichtigung dieser Tatsachen: a) die Schichten der Dolomitischen Region unter der Bezeichnung «Grenzschichten» 2) die Stufe der «Bunten Mergel» 3) der Grenzdolomit als «Abteilung der Myophorienschichten» zusammengefaßt und zum Oberrn Muschelkalk gezogen wurden. Die Bezeichnung «Unterer Keuper» fällt damit auf dieser Karte weg.

C. Keuper.

1) Unterer Keuper. BENECKE unterscheidet eine untere Abteilung mit bunten Mergeln und Sandstein und oben den Grenzdolomit. Die ganze Abteilung wird in Deutschland als «Kohlenkeuper» oder «Lettenkohle» bezeichnet, Ausdrücke, die BENECKE vermeiden möchte. Man solle einfach den mehr neutralen Namen «unterer Keuper» gebrauchen (p. 627).

Die Grenze nach unten ist etwas unsicher, doch nur innerhalb beschränkter Grenzen. Das Zurücktreten der Dolomite, das Auftreten düsterbunter Mergel, vor allem das Auftreten dünner Lagen von Sandstein zeigen den Beginn des Keupers an. Nach oben bildet der Grenzdolomit einen scharfen Abschluß.

2) Mittlerer Keuper. Er besteht aus bunten Mergeln in allen Nüancen und aus Steinmergeln. Untergeordnet sind Sandstein, Gips und Salz, ganz lokal auch etwas unreine Kohle im Sandstein oder in dessen Nähe.

Die Abteilung unter dem Sandstein wird von BENECKE als «untere Abteilung der bunten Mergel mit Gips» bezeichnet. Der Name «Gips-

keuper» sei besser zu vermeiden, da auch sonstwo im Keuper Gips noch häufiger als in dieser Abteilung vorkomme.

Steinsalz findet sich in Lothringen nur in dieser Stufe. Auch enthält sie reichlich Pseudomorphosen nach Steinsalz. (Aus diesem Grunde dürfte für Lothringen die Bezeichnung «Salzkeuper» berechtigt sein. Sie ist jedenfalls der etwas umständlichen Bezeichnung BENECKE's vorzuziehen und wird heute auch allgemein angewandt. Da die Stufe in Luxemburg aber nur Pseudomorphosen nach Steinsalz führt, ist hier die Bezeichnung «Pseudomorphosenkeuper» angezeigt.)

Der Sandstein wird als «Keupersandstein» oder «Schilfsandstein» bezeichnet.

Wenige Meter über diesem Sandstein, durch bunte Mergel davon getrennt, liegt auffallend mächtiger, in Platten abgesonderter Steinmergel, schon von E. DE BEAUMONT als ein wichtiger, orientierender Horizont erkannt (horizon E. DE BEAUMONT) und von BENECKE als «Hauptsteinmergel» bezeichnet.

Die untere Abteilung der Mergel über dem «Hauptsteinmergel» zeichnet sich durch auffallend rote Färbung aus. BENECKE trennt sie als «Rote Mergel» ab.

Darüber stellen sich wieder etwas mächtigere Steinmergel ein, die BENECKE als «obere Steinmergel» abtrennt = Dolomie supérieure JACQUOT's (BENECKE, 1877, p. 638).

Es folgen bis zum rhätischen Sandstein noch eine ganze Reihe bunter Mergel mit dünnen, hellen Steinmergelbänkchen.

3) Oberer Keuper.

Er setzt sich aus zwei Teilen zusammen. Unten sind es meist lockere, helle Quarzsandsteine, meist in zwei Lagen mit vereinzelt Geröllen, darunter und dazwischen treten schwarze magere Blättertone auf. Rote, fossilfreie Tone schließen die Stufe nach oben ab.

Die rhätischen Schichten werden, entgegen früherer Auffassung, nach BENECKE am zweckmäßigsten in den Keuper gestellt.

Die Gliederung der Trias in Luxemburg nach BENECKE, p. 663—702.

In Luxemburg unterscheidet BENECKE folgende Stufen der Trias:

A. Der bunte Sandstein:

1. Vogesensandstein.
2. Voltziensandstein.

B. Muschelkalk:

1. Unterer Muschelkalk (Muschelsandstein).
2. Mittlerer Muschelkalk:
3. Oberer Muschelkalk:
 - a) Trochitenschichten;
 - b) Nodosusschichten;
 - c) Dolomitische Schichten.

C. Keuper:

1. Unterer Keuper:
 - a) Untere bunte Mergel;
 - b) Grenzdolomit.
2. Mittlerer Keuper:
 - a) Untere bunte Mergel mit Gips;
 - b) Schilfsandstein;
 - c) Steinmergelkeuper.
3. Oberer Keuper:
 - a) Rhätsandstein;
 - b) Rote Tone.

BENECKE gibt eine gedrängte Uebersicht über die Entwicklung der geologischen Erforschung der Trias vom Beginn des 19. Jahrhunderts bis gegen 1877 (p. 663-671) und belegt dann die aufgestellte Gliederung durch eine Reihe von Profilen und Beobachtungen (p. 672—702).

A. Der bunte Sandstein.

Er tritt nach BENECKE in den beiden Stufen des Vogesensandsteines und des Voltziensandsteines auf. Der Nachweis des letzteren sei nicht leicht wegen des Fehlens von Pflanzenresten und weil der Muschelsandstein manchmal, z. B. bei Udelfangen, in seiner Farbe und Ausbildung zur Verwechslung mit Voltziensandstein führt.

BENECKE erwähnt kurz die Aufschlüsse im Buntsandstein an der untern Sauer, die aber keine besondern Eigentümlichkeiten bieten und beschäftigt sich dann ausführlich mit der Ausbildung des bunten Sandsteines am Südrande der Ardennen.

Nach BENECKE erstreckt sich der bunte Sandstein am Südrande des Oeslings von Diekirch ununterbrochen bis über Redingen, mit Vorbehalt bis nach Belgien, hin. Der Sandstein am Herrenberg und gegenüber an der Straße nach Medernach gleicht dem Vogesensandstein. Darüber folge feinkörniger Sandstein, wohl Voltziensandstein,

der am Herrenberg durch versteinерungsführenden Muschelsandstein überlagert wird.

BENECKE zitiert dann MORIS, nach welchem nördlich des Herrenberges Konglomerate unmittelbar dem Grauwackengebirge aufliegen.

Die Straße nach Redingen schließe bei Ettelbrück am Aufstieg nach Feulen den Vogesensandstein auf. Auch am Wege nach dem Karlshof ersterer Straße gegenüber, sei der Vogesensandstein in Brüchen blogelegt.

Am Tunnel von Cruchten könne ein achtfacher Wechsel von Sandsteinen in Bänken von 30 bis 70 cm im Wechsel mit rotem Ton beobachtet werden. Die Sandsteine dürften wohl «der Oberregion des Buntsandsteines» zugehören.

Den Sandstein aus den Brüchen von Niedermerzig und Grosbous stellt BENECKE zum Voltziensandstein. Der Voltziensandstein reiche aber dann nicht weiter westlich. Westlich davon sei nur Vogesensandstein anzutreffen und zwar in der Ausbildung von grobem Sandstein und Konglomerat. — Der Vogesensandstein sei bis in die Gegend von Redingen deutlich entwickelt. Weiterhin nach Westen dürfte dieses Konglomerat aber ebensogut zum Muschelkalk zu stellen sein.

Zu dieser Auffassung BENECKE's über Gliederung und Verbreitung des Buntsandsteines im Luxemburger Gebiet ist zu bemerken:

Es ist befremdend, daß BENECKE das Vorkommen der «Zwischenschichten» im Luxemburgischen nicht ins Auge faßte, trotzdem dieselben bei Born und auch zwischen Diekirch und Ettelbrück typisch entwickelt sind. Was BENECKE am Rande des Oeslings als Vogesensandstein anspricht, sind teils Zwischenschichten, teils Konglomerate, welche den Voltziensandstein und die Zwischenschichten vertreten.

Was in der Gegend von Redingen vorkommt, gehört einer sandig-konglomeratischen Fazies des Keupers an. Weiter werden die am Tunnel von Cruchten vorkommenden Sandsteine des Keupers und die in den Steinbrüchen von Merzig und Grosbous abgebauten Sandsteine des obersten Muschelkalkes («Dolomitische Region» BENECKE's) mit Voltziensandstein verwechselt.

B. Der Muschelkalk.

Im östlichen Teile des Gebietes stellt BENECKE die gleiche normale Entwicklung des Muschelkalkes wie im nördlichen Lothringen fest, während im Westen bedeutende Veränderungen in dessen Ausbildung eintreten. Nach BENECKE verschwindet hier zuerst der Muschelsandstein, dann der mittlere Muschelkalk und zuletzt der obere

Muschelkalk und von letzterem wieder zuerst die untere Abteilung, der Trochitenkalk.

Im östlichen Teile des Landes werden die von E. WEISS (1869) bereits erwähnten Vorkommen des Muschelsandsteines aufgezählt. Am Herrenberg stellt BENECKE im Muschelsandstein noch die gleiche Entwicklung wie in Lothringen fest, mit viel *Terebratula vulgaris* und *Gervilleia socialis*. Am Lopert westlich Ettelbrück beobachtet er einzelne Gesteinsstücke mit Muscheln, die dem Muschelsandstein entstammen könnten. Weiter westlich ist nach BENECKE kein Muschelsandstein mehr vorhanden.

Der mittlere Muschelkalk ist nach WEISS am Herrenberg noch vorhanden. BENECKE stellt denselben auch am Lopert fest, doch enthält derselbe keinen Gips. Auch am Straßeneinschnitt zwischen «Lopert» und «Kochert» (östlich Niederfeulen) beobachtete BENECKE denselben in der Fazies roter und grüner Mergel mit eingeschalteten grünen Sandsteinbänkchen und reichlich Pseudomorphosen nach Steinsalz führend. Westlich des «Kochert» (der Höhenzug südlich Niederfeulen) soll mittlerer Muschelkalk nach BENECKE aber nicht mehr vorhanden sein.

Oberer Muschelkalk.

BENECKE unterscheidet im Luxemburger Gebiet neben dem Trochiten- und Nodosuskalk auch die «Dolomitischen Schichten».

Im Osten ist die Entwicklung eine normale wie in der Rheinprovinz; am Rande der Ardennen aber nimmt «der obere Muschelkalk eine Beschaffenheit an, die durchaus von allem abweicht, was wir sonst als Muschelkalk zu bezeichnen gewöhnt sind». (BENECKE, 1877, p. 685).

BENECKE gibt an, daß da wo die spätigen Trochiten fehlen, die zahlreich eingestreuten Glaukonitmassen für Trochitenkalk bezeichnend sind, eine Auffassung, die sich im Hinblick auf das verstreute Auftreten von Glaukonitvorkommen in unzweifelhaftem Nodosuskalk nicht aufrecht halten läßt. WEISS hatte das Auftreten von Trochiten am Herrenberg festgestellt.

BENECKE wies den Trochitenkalk an der «Nuck» bei Ettelbrück nach, wo aber das Gestein wenig mächtig und so mürbe ist, daß es als technisch wertlos beim Kalkbrennen nicht verwandt wurde.

Das westliche Vorkommen des Trochitenkalkes dürfte das Vorkommen sein, das WEISS am Abhang des «Kochert» über Niederfeulen fand. Westlicher kommt, nach BENECKE, kein Gestein vor, das als Trochitenkalk angesprochen werden kann.

Wichtig für unsere heutige Auffassung der höheren Stufen des obern Muschelkalkes (Nodosuskalk, Dolomitische

Schichten) am Rande des Oeslings sind die Angaben BENECKE's über die Entwicklung dieser Abteilungen in der Umgegend von Ettelbrück und Diekirch und die stratigraphische Stellung, die er diesen Schichten zuweist,

Von der «Nuck» gibt er ein Profil, das heute verschüttet ist. Es umfaßt von oben nach unten:

Ackererde.

1. Roter Sandstein in dünnen Bänken.
2. Dasselbe Gestein in etwas dickeren Bänken 0,20 m. Beide Sandsteine wohl geschichtet, gleichartig, feinkörnig, mit reichlich tonigem Bindemittel, bunt gefleckt und flammig gezeichnet, rot, grün, gelb.
3. 1,5 m Gestein von gelber und grüner Farbe, wesentlich ein sandiger Kalk, rau anzufühlen, mit Hohlräumen, die mit Kalkspathkristallen ausgekleidet sind, außen mit braunem Ueberzug. Stellenweise liegt in diesem Gestein ein Gebäck aus Muschelschalen: *Gervilleia*, *Myophoria*, *Mytilus*, meist Steinkerne.
4. 1 m steinmergelartiges Gestein, mit roter flammiger Zeichnung auf den Zerklüftungen.
5. 1 m grüne, zerfallene Mergel, inmitten derselben 0,20 m von derselben Beschaffenheit wie Nr. 4.
6. An 5 m Kalk, nach unten nicht ganz aufgeschlossen, so daß der Contact mit den glaukonitischen Trochitenkalken nicht zu beobachten ist. Auch dieser Kalk gleicht im Aussehen noch eher einem festen Steinmergel. Die unteren Bänke sind wulstig und sndern sich uneben ab. Graue, hier und da grünliche Färbung. Außer *Pecten Albertii* keine Versteinerungen. Diese Bänke werden hauptsächlich zum Brennen gewonnen. (BENECKE, 1877, p. 685).

BENECKE lenkt die Aufmerksamkeit besonders auf die eigentümliche Ausbildung unter N° 3 des Profiles: sandiger Kalk, stellenweise mit einem Gebäck aus Muschelschalen und mit vereinzelt Geröllen.

In den Brüchen über Niederschieren beobachtete er förmlich Konglomerate, dann wieder reine Kalke «ohne Gesetz und Ordnung der Aufeinanderfolge».

Auch südlich Diekirch im «Sasselbach» notierte er diese orientierende Bank mit Muschelanhäufungen.

Den wichtigsten Aufschluß für die Deutung dieser Muschelanhäufungen mit eingestreuten, facettierten Geröllen beobachtete BENECKE in den Kalksteinbrüchen am «Lopert» westlich Ettelbrück. Er schreibt darüber:

In den Brüchen (am Lopert) stehen unten ganz eigentümliche grau-grüne Steinmergel an, die unter dem Einfluß der Atmosphäre zu polyedri-

schen Stücken zerfallen und auf der Oberfläche derselben dann eine lebhaft rote Färbung in konzentrischen Ringen zeigen. Zwischen festere Bänke schieben sich schiefernde Lagen ein, die im Wasser plastisch werden; doch sind diese seltener und trägt die Hauptmasse des Gesteins durchaus den Habitus eines Kalkmergels des Keupers. Es sind etwa 5 Meter dieses Gesteins vorhanden. In einer der unteren Bänke desselben fand ich *Ammonites nodosus*, *Gervilleia socialis* in sehr großen Exemplaren und *Lima striata*. Das Muschelconglomerat, welches hier ebenfalls entwickelt ist, liegt 4 Meter über dem *Ammonites nodosus*. Ein Vergleich mit der Entwicklung auf der Nuck ergibt daher, daß dort *Ammonites nodosus* in Nr. 6 zu suchen ist. Wir gewinnen damit zugleich einen ganz sicheren Anhalt zur Beurteilung des Muschelconglomerats. Es kann dasselbe nur den Muschelanhäufungen entsprechen, die ziemlich überall oben über dem Nodosuskalk auftreten und die in Lothringen als calcaire de Servigny, Bruch usw. eine so eigentümliche Ausbildung erlangen, aber auch sonst sich immer wieder erkennen lassen. *Myophoria Goldfussi* ist stets das häufigste Fossil. *Terebratulä vulgaris* scheint ganz zu fehlen, oder doch nur äußerst selten zu sein. Sie gehört bekanntlich einer gewissen Region an der oberen Grenze des Nodosuskalkes, unter dem calcaire de Servigny an, geht aber nicht mehr nach Luxemburg hinein. Aus der Gegend von Trier führt jedoch WEISS eine Terebratelschicht an, die vielleicht hierher gehört.

Rechnet man, wie wir es oben getan haben, den calcaire de Servigny noch zum Muschelkalk, so müssen wir es auch mit diesen Muschelhaufwerken des Luxemburgischen tun. Man hätte sonst wohl daran denken können, in ihnen einen Vertreter des Grenzdolomits zu sehen. Die organischen Einschlüsse hätten dem nicht widersprochen.

Weder dies Muschelconglomerat noch *Ammonites nodosus* läßt sich weiter nach Westen verfolgen. Dafür nehmen die Quarzgerölle überhand, so daß man bei Ospern, Ell und anderen Punkten des Kantons Redingen noch einen mageren Kalk in Brüchen gewinnt, daß aber im belgischen Luxemburg nur noch Conglomerate vorkommen, die sich von solchen des bunten Sandsteins nicht unterscheiden lassen. (BENECKE. 1877, p. 687).

Nach diesem Zitat ist das Profil auf der «Nuck» also dahin zu deuten, daß die Schichten unter 1 bis 3 zu der von BENECKE aufgestellten Stufe der «Dolomitischen Region = Dolomitische Schichten» gehören. N° 4 bis 6 des Profiles gehören zur Nodosusstufe.

Auch die über Niederschieren erwähnten Kalkbänke mit reichlichem Gerölle werden zu den «Dolomitischen Schichten» gestellt, ebenso die Kalkbänke mit Muschelanhäufungen im «Sasselbach» südlich Diekirch.

Der Fund von *Ceratites nodosus* am Lopert erlaubt einen sichern Anhaltspunkt für die stratigraphische Stellung der sandigen Kalke

mit Muschelanhäufungen. Sie sind nach BENECKE das Äquivalent des calcaire de Servigny, den bereits JACQUOT über die «Terebratelbank» in der Oberregion des Nodosuskalkes gestellt hatte. Die Terebratelbank wurde im Luxemburger Mesozoikum im Gebiete der Küstentfazies von BENECKE noch nicht festgestellt. Dies geschah aber dann später durch L. VAN WERVEKE (Erläuterungen, p. 30).

BENECKE nimmt an, daß weder das Muschelkonglomerat noch die Kalke mit *Ceratites nodosus* über die erwähnten Vorkommen nach Westen hinausreichen, doch nähmen die Gerölle so zu, daß schließlich nur mehr ein Konglomerat bliebe wie in belgisch Luxemburg, das sich schwer vom Buntsandstein trennen lasse. Dieser Kalkstein mit Geröllen, wie er bei Ospern, Ell und an vielen Orten des Kantons Redingen vorkommt, entspräche dem Muschelkonglomerat, das anderwärts als Vertreter der «Dolomitischen Schichten» angesprochen wurde.

In dieser konglomeratischen Entwicklung sei es schwer nach oben hin den Muschelkalk abzugrenzen, da sich auch Sandstein einschleibt, «der uns sicher in den Keuper führt».

Die Untersuchungen BENECKE's über den obern Muschelkalk bei Ettelbrück lieferten wohl das wichtigste Ergebnis seiner Arbeit über die Luxemburger Trias. L. VAN WERVEKE hat die BENECKE'sche Deutung der sandigen Schichten mit Muschelanhäufungen auf das ganze Küstengebiet von Bettendorf nach Westen bis nach Niederplatten übertragen. Die Kalke mit Geröllen des Kantons Redingen hat er jedoch irrtümlicher Weise als untern Keuper gedeutet. Es hat sich aber herausgestellt (LUCIUS 1941) daß die Konglomerate mit kalkigem Bindemittel und Kalkbänken sowie der Sandstein über dem Konglomerat dem mittleren Keuper angehören, wohin bereits BENECKE diesen Sandstein gestellt hatte.

C. Keuper.

MORIS verneinte das Auftreten des untern Keupers (Lettenkohle) in unserm Lande. Bei WIES ist dessen Stellung und Mächtigkeit unklar. Er verwechselt den untern Keuper gelegentlich mit den Mergeln des mittleren Muschelkalkes und mit dem Salzkeuper. Erst BENECKE hat das Vorkommen von unterm Keuper in den beiden Abteilungen, unten düsterbunte Mergel mit weichem tonigem Sandstein und Dolomitbänkchen, oben den Grenzdolomit mit *Myophoria Goldfussi*, nachgewiesen.

In einem Profile von Remich bis nach Oetringen weist BENECKE dann die ganze Entwicklung des Keupers nach, der mit der normalen Ausbildung in Lothringen in allen wesentlichen Punkten übereinstimmt.

In Remich selbst hatte GREBE untern Keuper bereits nachgewiesen, höher folgt typischer Salzkeuper. Als orientierender Horizont dient der Keupersandstein (Schilfsandstein), der aber an manchen Punkten wegen der mergeligen Ausbildung nicht vom Salzkeuper abzutrennen ist.

Ueber dem Schilfsandstein folgt nach BENECKE der Steinmergelkeuper. Ein «Hauptsteinmergelhorizont» fehlt. Die Stufe der «Roten Mergel» ist nicht abgetrennt.

Zu oberst folgt das gut entwickelte Rhät vom Scheuerberg und von der Wolfsmühle bei Ellingen, auf dessen vollständige Uebereinstimmung mit Lothringen speziell hingewiesen wird. (BENECKE, p. 693—694).

Im Gebiete der Mosel und untern Sauer sind nach der Darlegung BENECKE's alle in Lothringen erkannten Abteilungen des Keupers nachzuweisen.

Der Keuper nördlich des Liasplateaus:

BENECKE gibt an, daß zwischen Diekirch und Stegen Keupersandstein (Schilfsandstein) in gleicher Ausbildung wie bei Echternach unmittelbar auf den Konglomeraten des Muschelkalkes lagere, so daß Lettenkohle hier fehle, falls man nicht einen Teil des Konglomerates dafür ansehen wolle. Ueber dem Sandstein folge typischer Steinmergelkeuper.

Hierzu ist zu bemerken, daß auf dem erwähnten Plateau von Stegen sich eine viel präzisere Gliederung durchführen läßt. Die Deutung des Konglomerates ist ebenfalls ungenau.

Im Dreiecke Ettelbrück—Mersch—Nommern käme nach BENECKE zum letzten Male ein vollständiges Profil des Keupers in der Umgebung des Hilsbacher Hofes und des Scheuerhofes, sowie an dem Wege von Cruchten nach Glabach vor.

Hier trifft man über Trochiten- und Nodosusschichten Kalke und Konglomerate, die BENECKE zum obern Muschelkalk stellt. Die Konglomerate umfassen Gerölle aller Größe. Sie liegen nach BENECKE unmittelbar auf und sogar im Kalk und hätten eine Mächtigkeit von 8 bis 10 m.

Hier muß ungenaue Beobachtung vorliegen. Vereinzelte Gerölle kommen in den dolomitischen Sandsteinen der «Dolomitischen Schichten» vor. Darüber folgen bunte Mergel mit hellen, steinmergelartigen Dolomitbänkchen und «Grenzdolomit» welcher hier in der Ausbildung eines zelligen Dolomiten vertreten ist, also gut zu erkennender unterer Keuper. Stellenweise schieben sich Konglomerate in den Zellendolomit ein oder ersetzen ihn. Aber sandige rote Mergel in

dünnere Lage und mit Steinsalzpseudomorphosen lassen auch den Salzkeuper abtrennen. Ueber diesen Mergeln folgen Sandsteine und Konglomerate, die BENECKE zum Schilfsandstein stellt. Auch in diesen Sandsteinen und Konglomeraten läßt sich eine untere Stufe mit eingeschalteten, dünn-schichtigen blaugrünen, festen Mergeln mit Steinsalzpseudomorphosen und eine obere Stufe von Sandsteinen und Konglomeraten ohne solche Pseudomorphosen auseinanderhalten. Nur die obere Stufe darf als Schilfsandstein angesprochen werden.

Ueber dem Schilfsandstein lagern in dem erwähnten Dreiecke rd. 20 m Steinmergelkeuper.

Unter dem Scheuerhof und bei Glabach sind die rhätischen Schichten gut ausgebildet: zu unterst ein dünnes Bänkchen von Sandstein mit *Avicula contorta*, 1 m schwarzer Blätterton, 2 m Rhätsandstein, höher rote Tone überlagert von Liaskalk.

In diesem Teil des Gebietes nördlich des Liasplateaus ist also die obere Hälfte des Keupers bis inclusiv Schilfsandstein normal entwickelt. Die untere Hälfte ist reduziert und in abweichender Entwicklung ausgebildet.

In voller Uebereinstimmung mit dem Profile am Hilsbacher Hof bei Essingen ist nach BENECKE die Entwicklung des Keupers im Kanton Redingen südlich der Attert.

BENECKE gibt auch ein Profil durch den Keuper zwischen Arlon und dem Dorfe Attert, nahe der Luxemburger Grenze.

Bei Belle-Vue nördlich Arlon stehen Kalke und Mergel der *Brevis*-Zone an, im Liegenden derselben tritt der Luxemburger Sandstein auf, an dessen Fuße die «Mergel von Jamoigne» liegen. Darunter kommen rote Tone des Rhät und rhätischer Sandstein, weiter Steinmergelkeuper, darunter Sandstein, den BENECKE als Keuper-sandstein = Schilfsandstein anspricht. Eine schwache Mergelentwicklung trennt den Schilfsandstein von den Konglomeraten, die zum Muschelkalk gestellt werden.

Zu bemerken ist, daß auch hier die Schwäche der BENECKE'schen Deutung dieses Profiles in der nicht begründeten stratigraphischen Stellung liegt, die er dem Sandstein und dem Konglomerat mit Kalk-einlagen als Vertreter des Muschelkalkes zuweist.

Weiter westlich ist Steinmergelkeuper und Rhät noch gut zu erkennen. Hier liegen Steinmergelkeuper, dann Rhät und schließlich sogar die «Marnes de Jamoigne» unmittelbar auf dem alten Schiefergebirge.

Bewertung der von BENECKE geschaffenen Gliederung der Luxemburger Trias.

Nachdem BENECKE einen kurzen historischen Ueberblick über die Versuche einer Gliederung der Trias in Lothringen und in Luxemburg gegeben hat, fügt er hinzu: «Was ich oben mittheilte, als Stand der Kenntnisse bis zum Jahre 1870, das ist zwar alles gedruckt, daß es aber bekannt oder gar anerkannt wäre, das läßt sich nicht behaupten, am wenigsten wohl für Luxemburg selbst.» (p. 671).

BENECKE hat das Verdienst, alle diese Forschungsergebnisse über die Trias in den untersuchten Gebieten als zusammenhängendes Ganzes dargestellt zu haben.

Dann hat er aber auch planmäßig die engen Beziehungen der Luxemburger Trias zu den benachbarten Gebieten dargelegt.

Er hat die bis 1870 geschaffene Gliederung ergänzt und vervollständigt und eine nützliche Vereinheitlichung zwischen Gebieten, die eine geologische Einheit bilden, hergestellt.

Zwar war schon von MORIS (1852) und von WEISS (1869) auf die abweichende Ausbildung am Südrande des Oeslings aufmerksam gemacht worden, doch förderten die Untersuchungen BENECKE's über den obern Muschelkalk in der Umgegend von Ettelbrück die Erkenntnis der Küstenfazies unsers Gebietes nicht unerheblich, wenn auch noch manches im Unklaren blieb.

BENECKE zerlegt den Buntsandstein in Vogesensandstein und Voltziensandstein, trennt aber keine Zwischenschichten ab, sondern stellt am Rande des Oeslings unzweifelhafte Zwischenschichten zum Vogesensandstein und läßt diesen sich bis in die Gegenden von Attert erstrecken. Keupersandstein am Tunnel von Cruchten und sandig entwickelter oberster Muschelkalk in den Steinbrüchen von Merzig und Grosbous werden noch gelegentlich mit dem Buntsandstein verwechselt.

Neben dem Trochiten- und Nodosuskalk wird eine oberste Abteilung, «die Dolomitische Region», ausgeschieden, deren stratigraphische Zugehörigkeit nach BENECKE etwas unsicher ist und die er nur aus orographischen Zweckmäßigkeitsgründen zum obern Muschelkalk zieht. Die so eigentümlich entwickelten bunten sandigen Dolomite bei Ettelbrück werden als Küstenfazies dieser Stufe erkannt und als Aequivalent des calcaire de Servigny gedeutet.

Diese wichtigen Feststellungen werden aber nicht weiter auf die küstennahe Entwicklung des obern Muschelkalkes ausgedehnt. Erst L. VAN WERVEKE hat diese Deutung der sandigen Entwicklung dieser Dolomite weiter verfolgt. Die mächtigen Konglomerate mit reichlichem Kalkzement und mit Einlagerungen von fast geröllfreiem Kalk

werden zum Muschelkalk gestellt, eine Auffassung, die bereits von MORIS, DEWALQUE und WEISS vertreten wurde. Durch diese Deutung wurde der Muschelkalk bis in Belgisch Luxemburg ausgedehnt. Diese Auffassung des Kalkkonglomerates kann indes nicht aufrecht erhalten bleiben.

Unterer Keuper (Lettenkohle) wird im Gebiete der Moselgegend sicher erkannt und in untere bunte Mergel und Grenzdolomit gegliedert. Ein Äquivalent des untern Keupers am Rande des Oeslings wird nicht aufgestellt. Die Möglichkeit daß, wenigstens für die Umgegend von Diekirch, das Konglomerat über dem Muschelkalk auch den untern Keuper begreife, wird jedoch ins Auge gefaßt. (p. 696).

Der Salzkeuper ist nur südlich des Liasplateaus in der normalen Ausbildung von Lothringen vorhanden. Nördlich davon werden nur die wenig mächtigen roten Mergel unter dem Keupersandstein mit Vorbehalt als Salzkeuper gedeutet. Der Gesamtkomplex der Sandsteine zwischen diesen Mergeln und dem Steinmergelkeuper wird zum Schilfsandstein gezogen, der damit eine Mächtigkeit, Geschlossenheit und eine Ausdehnung erhält, welche südlich des Liasplateaus nicht besteht.

Diese Deutung der Konglomerate, Sandsteine und geröllführenden Kalke im Gebiete der Küstenfazies ist der schwächste Teil der Arbeit BENECKE's. Hier ist manches nur angedeutet und dieser ganze Fragenkomplex bedurfte weitgehender Präzisierung und Berichtigung, welche erst im Jahre 1941 durch die Detailuntersuchungen des Luxemburger geologischen Dienstes (M. LUCIUS, 1941) zum Abschluß kamen.

BENECKE's Gliederung der Luxemburger Trias wurde bereits 1878 angewandt von **L. van Werveke** in seiner Studie: *Das Mineralwasser von Mondorf und seine Beziehungen zum mittleren Muschelkalk*. Straßburg, 1878. In dieser Schrift werden eine Anzahl typischer Triasaufschlüsse der Luxemburger Moselgegend beschrieben.

Die Studie beschäftigt sich in erster Linie mit dem Ursprung des Mineralgehaltes der Mondorfer Quelle, die von 1841—1846 durch KIND erbohrt worden war (heutige Kindquelle der Mondorfer Thermalstation). VAN KERKHOFF (1848) hatte den Ursprung der Quelle in den Buntsandstein verlegt. Dieser Auffassung widersprach JACQUOT in zwei Schriften. ²⁴⁾

²⁴⁾ 1) JACQUOT: *Notices géologiques sur les environs de Sierck*. — *Mém. Acad. de Metz*. — 1852.

2) JACQUOT: *Note sur la composition chimique des sources minérales des environs de Sierck*. — *Mém. Acad. de Metz*. — 1853.

JACQUOT nimmt für das Mineralwasser von Mondorf, Schengen, Niederkontz, Rettel den gleichen Ursprung an, nämlich aus den gipsführenden Mergeln über dem Buntsandstein, die heute als mittlerer Muschelkalk bezeichnet werden.

In Anbetracht der fast gleichen Analysen der Mineralwasser von Mondorf und von Niederkontz kommt dann VAN WERVEKE in seiner Studie zu dem Schluß, daß zwei Wasser gleicher Zusammensetzung und welche räumlich so nahe bei einander liegen, sehr wahrscheinlich den gleichen Ursprung haben, was auch bereits JACQUOT ausdrückt, wenn er von den Mineralwassern von Schengen, Niederkontz, Apach und Rettel sagt: «ce sont des filets de la nappe d'eau qui a été rencontrée à Mondorf».

VAN WERVEKE stützt diese Schlußfolgerung JACQUOT's, welche er zu der seinigen macht, durch folgende Ueberlegung:

«Dazu kommt noch, daß weder im Luxemburgischen noch in den benachbarten Teilen von Preußen und Lothringen im bunten Sandstein (unterer Muschelkalk mit einbegriffen) je Bestandteile nachgewiesen worden sind, welche zur Bildung eines solchen Mineralwassers beitragen konnten, während dieselben den in ihrem Hangenden auftretenden Tonen wohl nie fehlen. Gips ist in denselben überall verbreitet, Steinsalz wurde früher in geringer Menge bei Igel und Wasserliesch gefunden, und Mineralwasser treten aus denselben, außer den schon erwähnten, noch hervor bei Born, ferner zwischen Remich und Stadtbredimus.»

VAN WERVEKE gelangt zur Schlußfolgerung, daß die Mondorfer Mineralquelle aus denselben Schichten komme wie diejenige von Niederkontz, und das sind die Mergel des mittleren Muschelkalkes. An einer andern Stelle seiner Studie schreibt er dann nochmals: «Das Mineralwasser von Mondorf und Kontz, sowie die übrigen erwähnten Quellen entspringen dem mittleren Muschelkalk.»

Hier ist zu bemerken, daß diese scheinbar gut begründete Auffassung unhaltbar ist, wie VAN WERVEKE später anerkannt hat (L. VAN WERVEKE, 1909, 1914, 1932). Beweise, daß das Mondorfer Mineralwasser aus dem Buntsandstein komme, lieferten die Bohrungen nach Kohle auf dem Lothringer Hauptsattel, wo alle im Buntsandstein angefahrenen Quellen stark mineralisiert sind. Ferner wurde dieses bewiesen durch die systematischen Beobachtungen, die beim Erbohren der neuen Mineralquelle (Adelheidquelle) in Mondorf i. J. 1913 gemacht wurden.

In dem Kapitel seiner Schrift über die geologische Stellung der durchteuften Schichten bei Niederbringen des Bohrloches von 1841—1846 in Mondorf beschreibt VAN WERVEKE eine Reihe von Aufschlüssen im Muschelkalk (VAN WERVEKE, 1878, p. 27—35) und weist als

erster näher auf die große Bedeutung der Verwerfungen in der Moselgegend hin und weist auch die Irrtümer nach, die beispielsweise WIES (1877) wegen der Nichtbeachtung der Verwerfungen bei der Deutung der Schichten und seiner eigentümlichen Gliederung des Muschelkalkes unterlaufen sind.

Es werden dann beschrieben typische Aufschlüsse des untern Keupers (Lettenkohle) bei Lenningen (der Keupersandstein bei der Teufelsbrücke) und bei Berburg (in der Schlucht links am Wege nach Herborn), ferner Grenzdolomit am Wege von der alten Berburger Schmelz (bei Wecker) nach Berburg. Von letzter Stelle wird ein typisches Profil gegeben und zum ersten Male der untere Keuper genau beschrieben und umgrenzt.

Dann wird die ganze Muschelkalkformation beschrieben und an derselben die BENECKE'sche Gliederung nachgewiesen: 1) unterer Muschelkalk in der Fazies von Muschelsandstein; 2) mittlerer Muschelkalk in zwei Unterabteilungen, und zwar unten gipsführende bunte Mergel, darüber Dolomitbänke mit *Lingula*; 3) oberer Muschelkalk, der ebenfalls die in Lothringen vorkommenden drei Unterabteilungen begreift.

Die eigentümliche Einteilung des Muschelkalkes nach WIES wird abgelehnt und es wird nachgewiesen, daß die von WIES angenommene Wechselfolge von drei Kalkstufen, die durch zwei Mergelstufen getrennt seien, auf einer irrtümlichen Deutung der wirklichen Stufenfolge infolge Nichtbeachtung der Verwerfungen beruhe.

Die geologischen Untersuchungen von H. GREBE im Gebiete der Trierer Mulde und im Raume zwischen der Saar und der Luxemburger Mosel.

Gleichzeitig mit den vorher besprochenen Untersuchungen BENECKE's über die Lothringer und Luxemburger Trias gingen die geologischen Detailaufnahmen durch H. GREBE in dem Gebiete der Trierer Mulde und im Raume zwischen der Saar und der Mosel vor sich.

Die von GREBE aufgenommenen Meßtischblätter (1:25.000) östlich der Luxemburger Mosel erschienen i. J. 1880, diejenigen östlich der Sauer i. J. 1892. Doch waren die Feldaufnahmen bereits gegen 1880 fertig gestellt.

GREBE beschäftigt sich nirgends speziell mit den Luxemburger Verhältnissen und die Meßtischblätter machen streng an den politischen Grenzen halt. Doch sind dieselben als Vergleichsmaterial wichtig und die Aufnahmen auf Luxemburger Gebiet konnten unmit-

telbar an dieselben anschließen. Auf der «Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Großherzogtums Luxemburg» hat VAN WERVEKE (1887) dieselben direkt verwertet.

Von GREBE erschienen auch zwei zusammenfassende Arbeiten über die genannten Gebiete: 1) Ueber das Ober-Rotliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trier'schen Gegend (1882) und 2) Ueber die Triasmulde zwischen dem Hunsrück und Eifel-Devon (1884). Sie sind begleitet von wertvollen Uebersichtskarten i. M. 1:160.000; diese sind reduzierte Darstellungen der geologischen Spezialkarten. Sie umfassen sowohl die Stratigraphie wie die Tektonik und geben zum ersten Male ein eindrucksvolles Gesamtbild des bedeutenden Bruchnetzes, welches das Mesozoikum zwischen Hunsrück und Eifel durchzieht. Da die Bruchlinien vielfach bis unmittelbar an unsere östlichen Grenzen durchziehen, war deren Fortsetzung im Luxemburger Gebiet nur zu verfolgen. Es drängt sich beim Anblick dieser GREBE'schen Uebersichtskarten gleich der Eindruck auf, daß die Verwerfungen im anschließenden Luxemburger Gebiet eine äußerst wichtige Rolle spielen und daß sie die größte Beachtung und Aufmerksamkeit erforderten, wollte man den geologischen Bau des Gebietes richtig erfassen.

Die geologische Gliederung der Trias ist bei GREBE die gleiche wie bei BENECKE. Nur werden die BENECKE'schen «Dolomitischen Schichten» von GREBE als «untere Dolomite der Lettenkohle» oder kurz «untere Dolomite» bezeichnet und zur Lettenkohle gestellt, wie dies übrigens auf der geologischen Spezialkarte der preußischen Rheinlande überall der Fall ist.

	E. W. BENECKE	H. GREBE	
Oberer Muschelkalk	{ Trochitenschichten Nodosusschichten Dolomitische Schichten	Trochitenschichten Nodosusschichten	} Oberer Muschelkalk
Unterer Keuper	{ Bunte Mergel Grenzdolomit	Unterer Dolomit Bunte Mergel Grenzdolomit	} Unterer Keuper

Auf dem von L. VAN WERVEKE bearbeiteten Blatt von Sierck der geologischen Spezialkarte von Elsaß-Lothringen (1882) ist auch die von H. GREBE angewandte Gliederung durchgeführt und der «untere Dolomit» zum untern Keuper gezogen.

b) Fortschritte in der Gliederung der Luxemburger jurassischen Bildungen zu Beginn des letzten Viertels des 19. Jahrhunderts.

Durch die zwischen 1850 und 1868 liegenden Untersuchungen von DEWALQUE & CHAPUIS, TERQUEM, FRIDRICI, JACQUOT waren die jurassischen Bildungen in Lothringen, Luxemburg und Belgisch Luxemburg auf paläontologischer Grundlage gegliedert worden, so daß die vergleichende Gegenüberstellung mit der schwäbischen Zoneneinteilung im Osten und der Einteilung in den weitem französischen Juragebieten im Westen gegeben war. Dazu war auch bereits von TERQUEM auf die Beziehungen des lothringer Doggers zu der englischen Ausbildung hingewiesen worden.

Von luxemburger Seite hatte bereits 1850 und 1854 MORIS eine für die damalige Zeit recht brauchbare Gliederung des Luxemburger Juras vorgeschlagen. Auch von MAJERUS (1854) besteht ein beachtenswerter Versuch den Luxemburger Jura in Anlehnung an die in Lothringen und Belgisch Luxemburg gemachten Forschungen zu gliedern. Diesen Versuchen gegenüber bedeutet die von WIES gebrauchte Einteilung (WIES, 1877) keineswegs einen Fortschritt.

Für die eigentümliche Fazies der Lothringer und Luxemburger Eisenerzformation nebst den im Liegenden derselben auftretenden mächtigen sandigen Mergeln und tonigen Sandsteinen verblieb die Detailgliederung zu schaffen. Hiermit beschäftigt sich eine Studie von W. BRANCO: Der untere Dogger Deutsch-Lothringens. — Abh. z. geol. Spezialkarte von Els.-Lothringen. — Bd. II, Heft 1. — Straßburg 1879. Die Gliederung des untern Doggers nach BRANCO finden wir dann auch später übernommen in den Arbeiten, welche das Luxemburger Gebiet mittelbar oder unmittelbar betreffen:

1) E. SCHUMACHER, G. STEINMANN & L. VAN WERVEKE: Geologische Uebersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringens i. M. 1 : 80.000 nebst Erläuterungen. — Straßburg, 1887.

2) L. VAN WERVEKE: Geologische Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Großherzogtums Luxemburg i. M. 1 : 80.000 nebst Erläuterungen. — Straßburg, 1887.

BRANCO bringt einleitend in seiner Arbeit eine Gliederung des Lothringer Lias, die sich bis auf einige Details mit der Einteilung von JACQUOT (1868) und FRIDRICI (1862 deckt.²⁵⁾

²⁵⁾ JACQUOT: Description géologique et minéralogique du département de la Moselle. (Avec la coopération de TERQUEM et BARRÉ).

FRIDRICI: Aperçu géologique du département de la Moselle. — Metz 1862.

Die Gliederung des untern Lias im Luxemburgischen mit der eigentümlichen Stellung des «Luxemburger Sandsteines» beruht in erster Linie auf den Arbeiten von G. DEWALQUE. Trotz lokaler Eigentümlichkeiten läßt sich der lothringer und luxemburger Lias ungewungen in die in Schwaben aufgestellten Unterabteilungen des untern, mittleren und oberen Lias zerlegen. In der Stufe α des untern Lias lassen sich sogar die OPPEL'schen Zonen gut abtrennen.

Aber im Lias β schienen in Lothringen und Luxemburg andere Verhältnisse vorzuliegen als in Schwaben. Während in letzterem Gebiet der Lias β sich in drei Zonen gliedern läßt und unten aus Mergeln, oben aus einem Wechsel von Kalken und Mergeln besteht, schien in Lothringen und Luxemburg die ganze Stufe aus fossilarmen Mergeln zu bestehen. Daher der Stufenname: «Fossilarme Tone».

Oben schalten sich einige Kalkbänke ein und, da die oberste dieser Bänke *Aegoceras Davoei* führt, wurden diese Bänke als Vertreter der Davoei-Stufe aufgefaßt. STUBER (p. 172) hat die Verhältnisse klargelegt und nachgewiesen, daß die untern Kalkbänke charakteristische Fossilien des Lias β führen.

Die nächste Abteilung wurde seit TERQUEM (1859) eingeteilt in marnes feuilletées, schiste à ovoïdes ferrugineux und calcaire lumachelle. Diese drei Unterstufen lassen sich auch in unserem Juragebiet auseinanderhalten. BRANCO faßt diese drei Unterstufen als Stufe mit *Amaltheus margaritatus* zusammen.

Der grès médioliasique mit Knollen einer Lumachelle wird bei BRANCO zu den Schichten mit *Am. spinatus*. Damit schließt der mittlere Lias ab.

Im obern Lias ist sowohl in Lothringen wie in Luxemburg der Lias ϵ deutlich als ein paläontologisches Ganzes vertreten. An der Basis liegen die bituminösen Posidonienschiefer mit einer charakteristischen Fauna. Darüber kommt eine Folge weniger gut geschieferter, bitumenfreier Tone mit Kalkknollen («versteinerte Brote»), welche dieselben Fossilien führen.

Im nördlichen Lothringen tritt über den schwarzen Schiefertönen mit Kalkknollen ein sandiger gelber Kalk oder Mergel auf (calcaire gréseux), dessen Zugehörigkeit zum Lias ϵ aus den eingeschlossenen Fossilien hervorgeht, denn TERQUEM zitiert daraus u. a. auch *Posidonomya Bronni*. Der calcaire gréseux wird heute als eine fazielle Ausbildung der obern schwarzen Schiefertone angesehen. Im Luxemburger Jura ist er anscheinend nicht vertreten.

Als Äquivalent der Jurensisschichten (Lias ζ) haben nach BRANCO zu gelten die Fortsetzung von dunkeln Tönen über den gleichen Tönen mit «versteinerten Broten». Ein petrographischer Wech-

sel tritt zwischen dem obern Teil des Lias ϵ und der Jurensisstufe nicht ein; nur die Kalkknollen fehlen. In Lothringen haben die entsprechenden Schichten Fossilien geliefert, nach welchen dieselben als das Aequivalent der Jurensisschichten angesprochen werden können. Aber im Luxemburgischen ist diese Tonsuite über den fossilführenden Tonen des Lias ϵ fossilarm. Diese fossilarmen Tone werden hier den Jurensismergeln gleichgestellt unter der Begründung, daß im Liegenden derselben Posidonienschiefer, im Hangenden Schichten mit *Astarte Voltzi* auftreten, mit welchen Schichten auch anderwärts die Jurensismergel unten und oben begrenzt seien.

BRANCO bezeichnet die Stufe als Zone des *Harpoceras bifrons*. In der französischen Literatur über Lothringen wird sie «marnes grises noirâtres avec et sans nodules à *Am. bifrons*» bezeichnet. Die Kalkknollen kommen aber nur im untern Teile der Stufe vor. Im allgemeinen sind diese Schichten auch in Lothringen fossilarm. «Doch enthalten sie neben einigen durchgehenden, auch neu auftretende Versteinerungen und jedenfalls andere Associationen und andere Verhältnisse der Häufigkeit» als die vorhergehende Stufe. An der Côte de Delme, Juville gegenüber, haben die Schichten ausnahmsweise reiche Fossil-aufschlüsse ergeben und hier relativ häufig *Harpoceras bifrons* geliefert, weshalb BRANCO diesen Ammonit als Zonenfossil gewählt hat. Sonst ist *Harpoceras bifrons* in diesen Schichten äußerst selten. Auch findet man nur vereinzelte *Harpoceras striatulum*, *Belemnites acuaris* und *Belemnites irregularis*.

Was in unserm Gebiet als Vertreter der «Jurensismergel» aufzufassen ist, bleibt bei BRANCO und auch bei L. VAN WERVEKE (1887 p. 20) unbestimmt. Erst nach Auffinden des «Crassus-Horizontes» (M. LUCIUS 1945 p. 42 und 1948 p. 186) konnten die Verhältnisse klar gestellt werden.

Höher in den petrographisch gleichartig bleibenden Schichten treten *Astarte Voltzi* und *Cerithium armatum* auf, welche sich in Schwaben und im Elsaß in Schichten finden, die auch den *Lytoceras torulosum* führen und nach diesem hier als Torulosuszone bezeichnet werden. In Lothringen ist zwar der *Lytoceras torulosus* in diesen Schichten nicht gefunden worden, doch kommen *Astarte Voltzi* und *Cerithium armatum* vor, welche anderwärts den *Am. torulosus* begleiten. Aus diesem Grunde faßt BRANCO diese Schichten als Aequivalent der Torulosuszone auf.

Mit der Torulosuszone beginnt aber in Schwaben der Dogger und deshalb läßt BRANCO mit dem Auftreten von *Astarte Voltzi* auch in unserm Gebiete den Dogger beginnen. Doch finden sich bei uns in den Schichten, welche die Formen *Astarte Voltzi* und *Cerithium armatum* führen, nicht selten *Harpoceras striatulum*, welcher Ammo-

mit in Schwaben den mittleren Teil der Jurensisschichten kennzeichnet. Nach den Ammoniten sind wir also im Lias, nach den Zweischalern und Gastropoden im untersten Dogger. Dazu bezeichnet BRANCO die Stufe noch als Striatulusschichten, also nach einem Ammonit, der eigentlich in den obersten Lias gehört. Petrographisch zieht die Grenze mitten durch eine mächtige Folge gleichartiger, an Versteinerungen relativ armen Tonen. Weder petrographisch noch faunistisch ist diese Grenze zwischen Lias und Dogger in Lothringen und in Luxemburg scharf. Zu ihren Gunsten läßt sich nur sagen daß diese gekünstelte Grenze es ermöglicht, die Juragliederung von Lothringen und Luxemburg mit andern Gebieten zu vergleichen, wenn man in diesen Schichten von den sonst überall leitenden Ammoniten absieht.

Diese Art der Grenzziehung zwischen Lias und Dogger wurde neben BRANCO auch von STEINMANN angenommen, später (1901) aber von letzterem wieder aufgegeben. L. VAN WERVEKE hat dieselbe zeit-
lebens beibehalten. BENECKE, sich ausschließlich auf die Ammoniten stützend, hat die Grenze zwischen Lias und Dogger höher gelegt und zwar an die Basis der Schichten mit *Dumortiera Levesquei*. Wir werden noch auf die Frage der Abgrenzung zwischen Lias und Dogger im Luxemburger Jura zurückkommen. Diesen Ausführungen vorgehend, sei bereits hier eingeschaltet, dass der Crassus-Horizont in Schwaben als «Uebergangsschicht» zwischen Lias ϵ und Lias ζ aufgefasst wird. Da dieser Horizont bei uns an der Basis von Schichten mit *Harpoceras striatulum* auftritt, muss die Grenze zwischen Lias und Dogger, entgegen der Auffassung von BRANCO und VAN WERVEKE über den Striatulus-Schichten gezogen werden, wie es BENECKE tut.

Als unterer Dogger werden zusammengefaßt: glimmerführende Mergel und Tone, tonige, blaue, gelb verwitternde Sandsteine, Eisenerze und graue Mergel, welche BRANCO als Aequivalente der drei OPPEL'schen Zonen des *Am. torulosus*, des *Am. opalinus* und des *Am. Murchisonae* angesprochen hat. Diesen Zonen entsprechend werden von BRANCO innerhalb des untern Doggers von Lothringen und Luxemburg ebenfalls drei Schichtencomplexe auseinander gehalten:

- 1) Die Schichten mit *Astarte Voltzi* und *Harpoceras striatulum*, von BRANCO als Striatulusschichten bezeichnet.
- 2) Die Schichten mit *Trigonia navis* und *Gryphaea ferruginea*.
- 3) Schichten mit *Harpoceras Murchisonae* und *Pholadomya reticulata*.

Jede dieser Schichten wird in eine Unterregion und eine Oberregion aufgeteilt.

Petrographisch bestehen die Schichten der Striatulus-Stufe aus dunkeln, glimmerführenden, sandigen Mergeln und Tonen. Sie gehen,

immer sandiger werdend, allmählich in einen blauen, gelb verwitternden, tonigen Sandstein über (grès supraliasique der französischen Geologen), der aber bereits zur Stufe der *Trigonia navis* gehört.²⁶⁾ Der Sandstein bildet die Unterregion der *Trigonia navis*-Schichten, während deren Oberregion die untern Flöze der Eisenerzformation umfaßt. Die Grenze zwischen der 2. und 3. Schichtenstufe zieht mit hin durch die Erzformation. Die Schichten des *Harpoceras Murchisonae* umfassen die obern Flöze (Unterregion) und die glimmerführenden «Mergel über dem Erz» (Oberregion).

Ueber diesen grauen, glimmerhaltigen Mergeln wird die Grenze zwischen unterm und mittlerem Dogger gelegt.

Einige Bemerkungen zu der IBRANCO'schen Gliederung des untern Doggers.

1. Die Schichten mit *Harpoceras striatulum*.

Nach ihrem Fossilgehalt zerlegt BRANCO diese Stufe in zwei Unterabteilungen:

a) Unterregion: Tone und Mergel mit *Astarte Voltzi* und *Cerithium armatum*. Beide Formen kommen ausschließlich in der Unterregion vor, die wegen dieser Fossilformen als Aequivalent der Torulosuszone aufgefaßt wird.

b) Oberregion: Die Tone der Unterregion setzen höher fort, doch werden sie sandiger. BRANCO nimmt an, daß die Oberregion vielleicht mit QUENSTEDT's und OPPEL's obern fossilarmen Tonen der Torulosus-Schichten gleich zu stellen sei.

JACQUOT hatte bereits das Vorkommen dieser Stufe bei Metz festgestellt. BRANCO wies die Stufe durch ganz Lothringen und Luxemburg nach. Leitende Versteinerungen sind: *Harpoceras striatulum* (sehr häufig), *Belemnites irregularis* und *acuarius* (häufig), *Astarte Voltzi* (häufig), *Trigonella pulchella* (ziemlich selten), *Nucula Hausmanni* (ziemlich selten).

Von den 18 Fossilarten, die BRANCO in der Stufe aufgestellt hat, sind die Hälfte davon charakteristisch für die schwäbische Torulosuszone. Andere Formen wie *Harpoceras striatulum*, *Belemnites acuarius* und *irregularis* gehören in Schwaben, Elsaß und anderwärts in eine tiefere Lage, sind also liasisch. Diese Vergesellschaftung von Formen, die in Lothringen in höhere Horizonte hinauf gehen als in Schwaben mit solchen, die in Lothringen und Schwaben dem gleichen

²⁶⁾ Die Grenze zwischen den Striatulusschichten und den Schichten mit *Trigonia navis* ist also unscharf. VAN WERVEKE (1887) hat auf seiner Karte die Schichten mit *Harpoceras striatulum* und den Sandstein der *Trigonia navis*-Stufe (Unterregion dieser Stufe) als Striatulusschichten zusammengefaßt.

Horizont angehören, erschwert natürlich die Identifizierung der Lothringer und Luxemburger Schichten mit den OPPEL'schen Zonen. Eine Bezeichnung dieser Stufen in letzteren Gebieten mit der OPPEL'schen Zonenbezeichnung schien deshalb untunlich und aus diesem Grunde hat BRANCO die Schichten des untern Doggers in diesen Gebieten mit andern Fossilien bezeichnet.

Auch in der Stufe der *Trigonia navis* finden wir in Lothringen und in Luxemburg Formen, welche nach ihrem schwäbischen Vorkommen als echt liasisch gelten müssen. Deshalb schreibt auch BRANCO einleitend:

«Ich habe mich im Vergleich der Gliederung an die schwäbischen Verhältnisse angelehnt, doch möchte ich schon hier ausdrücklich hervorheben, daß ich nicht die Ansicht gewonnen habe, als sei der lothringer Dogger dem schwäbischen besonders ähnlich entwickelt. Es scheinen im Gegenteil Beziehungen verschiedenster Art zu dem englischen zu bestehen.» (p. 5).

2. Die Schichten mit *Trigonia navis*.

a) Unterregion: Sandsteine mit *Trigonia navis* (grès supraliasique), unten in die darunter liegenden sandigen Tone allmählich übergehend, oben mit scharfer Grenze gegen die Erzformation abgegrenzt.

b) Oberregion: Sie umfaßt die untern Eisenerzflöze, nämlich das schwarze und das graue Lager. *Trigonia navis* kommt zwar in der ganzen Abteilung vor, ist aber in der Unterregion selten. *Gryphaea ferruginea* tritt nur in der Oberregion der Stufe auf.

3. Die Schichten mit *Am. Murchisonae*:

a) Die Unterregion umfaßt die höheren Eisenerzflöze.

b) Die Oberregion setzt sich aus den glimmerführenden grauen Mergeln über dem Erze (marnes grises micacées) zusammen.

Es ist dies der erste Versuch einer Gliederung der Eisenerzformation nach paläontologischen Merkmalen. Eine ganze Reihe der in der Erzformation auftretenden Fossilformen sind beiden von BRANCO unterschiedenen Regionen gemeinsam. *Gryphaea ferruginea* ist leitend für die tieferen Flöze und fehlt der Unterregion der Schichtenstufe des *Am. Murchisonae*. Für diese letztere Region ist nach BRANCO leitend: *Lytoceras Murchisonae*, *Lima Leesbergi* und *Trigona similis*.

Die Kalke über der Eisenerzformation. Sie gehören zum mittleren Dogger und werden nach petrographischen Merkmalen und nach dem Fossilgehalt von BRANCO in zwei Stufen eingeteilt:

Unten: Schichten mit *Harpoceras Sowerbyi* und *Gryphaea sublobata*.

Oben: die Schichten des *Stephanoceras Humphriesianus*.

Die Schichten mit *Harpoceras Sowerbyi* entsprechen der Grenzschicht β - γ und bilden also den Uebergang vom untern zum mittleren Dogger nach BRANCO's Parallelisierung mit Schwaben.

Der Uebergang von den grauen glimmerführenden Mergeln der Oberregion der Schichten mit *Am. Murchisonae* zu den Sowerbyischen ist im Luxemburgischen meistens ein allmählicher, indem eisenschüssige, plattige Kalke sich in die Mergel einschieben und letztere höher ganz verdrängen, anderwärts, z. B. bei Villerupt, besteht ein schroffer Wechsel, indem über den grauen, glimmerführenden Mergeln unvermittelt plattiger, eisenschüssiger Kalk der Sowerbyistufe einsetzt.

Die Schichten des *Stephanoceras Humphriesianus* bestehen aus hellen, mächtigen Kalken, die in einer Korallenfazies und in einer korallenfreien Fazies ausgebildet sind.

Eine Uebersicht der BRANCO'schen Gliederung und zugleich eine vergleichende Zusammenfassung der Entwicklung der Gliederung der Juraformation in Luxemburg und den angrenzenden Gebieten von 1853 bis 1878 bildet die nebenstehende Tabelle, die nach BRANCO (1879) und nach DEWALQUE (1857) zusammengestellt ist.

Bemerkungen zu dieser vergleichenden Tabelle. BRANCO selbst weist ausdrücklich darauf hin, wie im obersten Lias und im untern Dogger Lothringens (und Luxemburgs) die Fauna in einer eigentümlichen Weise entwickelt sei, so daß ihre Verteilung sich nur ungefähr an die OPPEL'sche Zonengliederung anpassen lasse.

Bereits die Abtrennung der Jurensisschichten bietet Schwierigkeiten, weil das Aequivalent der schwäbischen Jurensiszone in Lothringen und Luxemburg aus fossilarmen Tonen besteht (nur beschränkt lokal führen diese in Lothringen Versteinerungen), die nach unten und oben in gleicher petrographischer Beschaffenheit in die anliegenden Zonen fortsetzen.

Die Synchronisierung der schwäbischen Torulosusschichten mit den lothringer tonigen Ablagerungen mit *Astarte Voltzi* und *Harpoceras striatulum* kann auch nur mit einigen Widersprüchen in das OPPEL'sche Schema eingepaßt werden. (Siehe: Bemerkungen zu der BRANCO'schen Gliederung des untern Doggers).

Ebensowenig läßt sich für die Schichtenfolge der Eisenerzformation eine völlige Uebereinstimmung erzielen, wenn auch in den großen Zügen die Schichten der *Trigonia navis* und des *Harpoceras Murchisonae* als Aequivalente von zwei Zonen der OPPEL'schen Einteilung aufgefaßt werden können.

Uebrigens sind auch petrographisch die einzelnen Glieder der Schichtenkomplexe der *Trigonia navis* und des *Harpoceras Murchisonae* nicht konstant. Die einzelnen Stufen dieser Schichtenfolge: tonige Sandsteinbildung, über welcher die Eisenerzformation liegt, die ihrerseits von den «Mergeln über dem Erze» überlagert wird, sind nämlich an verschiedenen Orten in wechselnder Mächtigkeit ausgebildet. Auch können sie teilweise einander vertreten und nehmen im allgemeinen an Mächtigkeit von Norden nach Süden ab. So wird der Sandstein unter dem Erze (grès supraliasique) im südlichen Lothringen in seinem untern Niveau durch Ton vertreten. Stellvertretung findet auch bei dem Eisenerz statt. Dasselbe kann ganz fehlen oder eine geringere Mächtigkeit haben, die durch Sandstein ergänzt wird. BRANCO bringt hierfür als drastisches Beispiel den «Signalberg» bei Bewingen, westlich Diedenhofen. (Bei BENECKE und VAN WERVEKE als «Stürzenberg», bei TERQUEM als «côte pelée» bezeichnet). Hier fehlt die Erzablagerung und ist durch Sandstein ersetzt. Auf dem Gipfel der Höhe kommen noch Reste der «Mergel über dem Erze» vor. Aber auch die Mächtigkeit dieser Mergelablagerungen über dem Erze ist eine wechselnde, doch ist dieselbe nirgends ganz verdrängt. (Vergleiche auf der Tabelle die BRANCO'sche Gliederung, die in der betreffenden Stufen eine Entwicklung im Norden und eine andere im Süden auseinander hält).

Eine letzte Bemerkung ist zu der von JACQUOT aufgestellten Zone des *Am. concavus* zu machen. JACQUOT stellte diese Zone zwischen die Schichten mit *Astarte Voltzi* und *Trigonia navis*. Demnach müßte dieselbe identisch mit der Oberregion des *Harpoceras striatulum* BRANCO's sein. BRANCO gibt zwar zu, daß *Am. concavus* in Lothringen vorkomme, daß aber *Harpoceras striatulum* viel häufiger sei und die Abteilung also nach diesem zu benennen sei.

Nach BENECKE müsse es sich hier um eine Verwechslung handeln. Bei TERQUEM und bei DEWALQUE werde der *Am. concavus* aus Schichten zitiert, welche den obern Schichten der Zone des Posidonienschiefers = calcaire gréseux TERQUEM's = oberer Teil der «Marnes de Grandcour» DEWALQUE's entsprächen. JACQUOT hätte also, nach BENECKE, seine Abteilung des «calcaire gréseux» zu hoch gestellt. Er habe als Aequivalent des «calcaire gréseux» den *Am. concavus* genommen und diesen über den *Trochus subduplicatus* gestellt, statt darunter. Uebrigens seien die calcaire gréseux nur eine Fazies in der Zone des *Am. bifrons*. (BENECKE, 1905, p. 11—12).

**Geologische Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des
Grossherzogtums Luxemburg nebst Erläuterungen**

VON L. VAN WERVEKE, Herausgegeben von der Commission für die geologische Landesuntersuchung von Elsass-Lothringen — Strassburg 1887.

Um die geologischen Aufnahmen im nördlichen Lothringen an die bereits bestehenden der preußischen Rheinprovinz (Gebiet zwischen Sierck und dem Südrande der Eifel) anzuschliessen, wurde der zwischen Lothringen und dem genannten Gebiete der Rheinprovinz sich einschiebende Teil von Luxemburg (Gutland) im Auftrage der geologischen Landesanstalt von Elsass-Lothringen untersucht und auf der Grundlage der LIEBENOW'schen Karte i. M. 1 : 80.000 geologisch aufgenommen.

Die geologische Bearbeitung dieses Gebietes wurde von dem Luxemburger L. VAN WERVEKE, einem Schüler BENECKE's und Mitarbeiter an der geologischen Landesanstalt von Elsass-Lothringen ausgeführt.

L. VAN WERVEKE hatte bereits 1882 das Blatt Sierck der geologischen Spezialkarte von Elsass-Lothringen (1 : 25.000) bearbeitet. Er war Mitarbeiter bei der Aufnahme der Uebersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringens,²⁷⁾ und so praktisch vorbereitet, um die in Lothringen durchgeführte Gliederung der Trias und des Jura im Luxemburger Mesozoikum anzuwenden. Dadurch konnte eine Vereinheitlichung mit den benachbarten Gebieten erreicht werden, bei welcher alle im Vorhergehenden erwähnten Fortschritte der geologischen Forschung berücksichtigt waren.

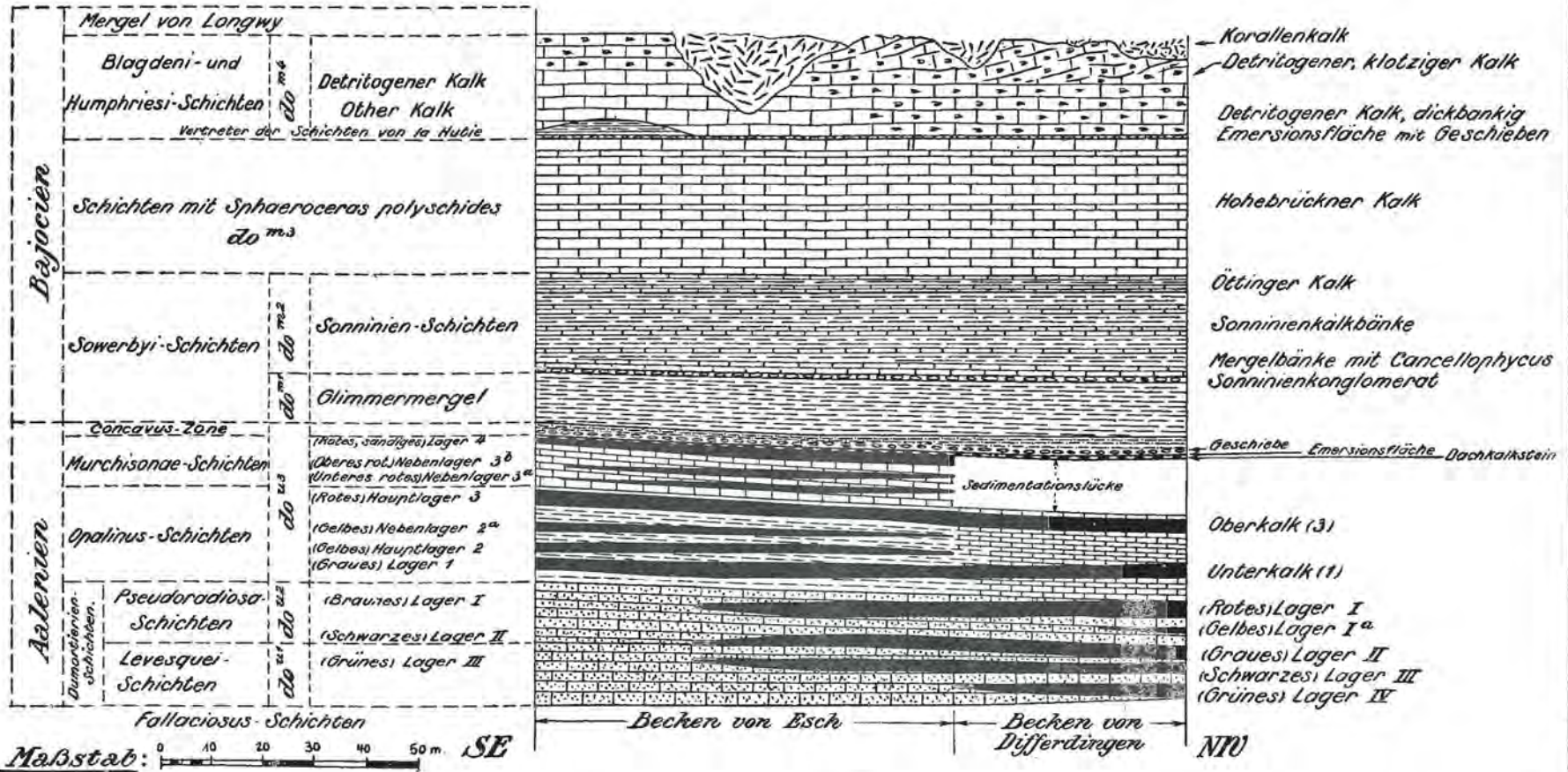
Neben der Stratigraphie wurde im Luxemburger Gebiet zum ersten Male weitgehend und gründlich der tektonische Bau des Gutlandes auf der Karte berücksichtigt und auf einer besondern Strukturkarte die Zusammenhänge der Tektonik mit den benachbarten Gebieten zur Darstellung gebracht.

Endlich wurde zum ersten Male systematisch die eigentümliche Küstenfazies am Südrande des Oeslings untersucht und die Lösung dieser verwickelten Frage sehr gefördert.

²⁷⁾ Geologische Uebersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringens nebst Erläuterungen. Bearbeitet von E. SCHUMACHER, G. STEINMANN und L. VAN WERVEKE. Karte i. M. 1 : 80.000. — Herausgegeben v. d. Comm. f. d. geol. Landes-Unter. von Els.-Lothr. — Straßburg 1887.

Bei der Zusammenstellung der Erläuterungen bearbeitete L. VAN WERVEKE die Tektonik des Gebietes, die Trias und die Eisenerzlager des Doggers, G. STEINMANN die jurassischen und E. SCHUMACHER die nachjurassischen Bildungen.

Normal-Profil durch den Luxemburger Dogger.



TAFEL III.

Vergleichende Zusammenstellung der Gliederung der Eisenerzformation in Luxemburg und Lothringen

VAN WESVEKE 1901	BENECKE 1905	N. LAUX 1921		
		Schichten	Zonen	Stufen
Schichten mit <i>Son. Sowerbyi</i> und <i>Gryphaea sublobata</i> = Mergel und Kalke von Charenes	Schichten mit <i>Sonninia Sowerbyi</i> <i>Gryphaea sublobata</i> <i>Belemn. gingensis</i>	Mergel und Kalke	<i>Sonninia Sowerbyi</i>	Bajo-cien
3. Schichten mit <i>Ludwigia Murchisonae</i>	Schichten mit <i>Harp. Marchis.</i> <i>Harp. bradfordense</i>	Graue Mergel	<i>Harp. concavum</i>	Oberes Aalenien
2. Schichten mit <i>Lioceras opalinum</i> und <i>Dumortieria subundulata</i>	Schichten mit <i>Dumortieria subundulata</i> und <i>Harp. opalinum</i> <i>Dumortieria pseudorad.</i> <i>Hamm. Lotharingicum</i> <i>Oxyn. affine</i> " <i>compressum</i> <i>Harp. Morei</i> " <i>mactra</i> " <i>stultans</i>	Rotes sandiges Lager	<i>Harp. Murchison.</i>	
		kalkige Zwischenschicht	<i>Harp. opal.</i>	
		Oberes rotes kalk. Nebenlager		
		Unteres rotes kalk. Nebenlager		
1. Schichten mit <i>Dumortieria Levesquei</i>	Schichten mit <i>Dum. Levesquei</i> <i>Dam. striatulo-costata</i> <i>Hamm. suevica</i> <i>Hamm. subinsigne</i>	Rotes kalkiges Hauptlager		<i>Harp. opal.</i>
		Gelbes Nebenlager		
		Gelbes Hauptlager		
Schichten mit <i>Harpoceras fallaciosum</i> und <i>Hammatoceras insigne</i> = Sandstein vom Stürzenberg	Schichten mit <i>Harpoceras fallaciosum</i> <i>Harp. dispansum</i> <i>Hamm. insigne</i> <i>Lyt. jurensis</i>	Graues Lager	<i>Harp. opal.</i>	
		Braunes Lager		
Schichten mit <i>Harpoceras fallaciosum</i> und <i>Hammatoceras insigne</i> = Sandstein vom Stürzenberg	Schichten mit <i>Harpoceras fallaciosum</i> <i>Harp. dispansum</i> <i>Hamm. insigne</i> <i>Lyt. jurensis</i>	Schwarzes Lager (Oberkorn)	<i>Dumort. pseudor. u. subund.</i> <i>Dumort. Levesquei</i>	Unteres Aalenien
		Grünes Lager		
Schichten mit <i>Harp. striatulum</i> = Mergel von Bewingen	Schichten mit <i>Harpoceras striatulum</i>	↑ Dogger	<i>Harp. fallac.</i>	
		↓ Lias		
Schichten mit <i>Astarte Voltzi</i> = Mergel von Oettingen		Dunkle Tone und Mergel		
Schichten mit <i>Astarte Voltzi</i> = Mergel von Oettingen	Schichten mit <i>Harpoceras striatulum</i>	Hellblaue Tone und gelber Sand An der Basis <i>Harpoceras striatulum</i> .	<i>Harp. striatulum</i>	Toarcien
Schichten mit <i>Caloceras crassum</i> = Mergel von Bacourt	Schichten mit <i>Harpoceras bifrons</i> und <i>Coel. crassum</i>	Bituminöse Schiefer		
Schichten mit <i>Harp. bifrons</i>	Schichten mit <i>Harpoceras falctjerum</i> und <i>Pos. Bronni</i>			
Schichten mit <i>Posid. Bronni</i> und <i>Harpoceras falctjerum</i>				

Jede weitere wissenschaftliche geologische Erforschung des Luxemburger Mesozoikums kann nur auf der Arbeit von VAN WERVEKE aufbauen und es ist beachtenswert, welche Menge von genauen Beobachtungen er auf der topographisch ungenügenden Kartenunterlage zur Darstellung gebracht hat.

Die stratigraphische Gliederung des Luxemburger Mesozoikums nebst kurzer Charakteristik der einzelnen Stufen in den verschiedenen Faziesausbildungen und in vergleichender Gegenüberstellung mit den benachbarten Gebieten ist in den eingeschalteten Tabellen gegeben.

Bemerkungen zur stratigraphischen
Gliederung des Luxemburger Mesozoikums
durch L. VAN WERVEKE (1887).

A. Trias.

I. Buntsandstein.

BENECKE (1877) hatte zum ersten Male eine Gliederung des Buntsandsteines im Luxemburger Gebiet versucht und denselben in Vogesensandstein und Voltziensandstein gegliedert. Dabei hatte er die konglomeratische Ausbildung am Rande des Oeslings von Diekirch bis in die Gegend von Redingen dem Vogesensandstein zugewiesen. Zum Voltziensandstein hatte er irrthümlicherweise auch Keupersandstein (am Tunnel von Cruchten) und dolomitischen Sandstein des obern Muschelkalkes (Werkstein aus den Brüchen von Mertzig und Grosbous) gestellt. Die von ihm als «Zwischenschichten» aufgestellte Stufe (BENECKE, 1877, p. 558) wird nicht erwähnt, obwohl diese Stufe zwischen der untern Our und der Mündung der Alzette stellenweise ziemlich gut erschlossen ist.

Auch GREBE hatte noch am Rande des Devons östlich der untern Our vielfach auftretende geröllführende Zwischenschichten zum Vogesensandstein gestellt.

VAN WERVEKE gliedert den Buntsandstein in Vogesensandstein, Zwischenschichten und Voltziensandstein. Der erstere geht im Luxemburger Gebiete nicht zu Tage, wurde aber in der Tiefe im südlichen Teile des Landes durch die Bohrung von Bad-Mondorf angetroffen. Zwischenschichten und Voltziensandstein lassen sich in den Vorkommen an der untern Sauer auseinanderhalten.

Die Konglomerate mit Dolomit in Knauern und in Lagen am Rande des Oeslings werden nicht dem Vogesensandstein, sondern den Zwischenschichten zugestellt, doch ist nach VAN WERVEKE auch Voltziensandstein in den Konglomeraten vertreten, ohne daß es

Gliederung der Trias des „Gutlandes“ nach L. VAN WERVEKE (1887)

Stratigraphische Gliederung		Normale Ausbildung	Küstenfazies am Südrande des Oeslings
Keuper	oberer { Rote Tone Rhätsandstein	Lebhaft rote, fossillere Tone. { Helle, meist lockere Sandsteine mit <i>Avicula contorta</i> und Geröllen. Dazwischen dunkle Blättertone.	{ Normale Entwicklung.
	mittlerer { Steinmergel Rote Mergel Schilfsandstein Salzkeuper	Lichtbunte Mergel mit Bänken fester, heller Steinmergel - Gips. Grellrote Mergel mit Lagen von zellig. Dolomit. Häufige Gipslager	Normale Entwicklung. Nicht bekannt. Geröllführender Sandstein.
		Bunte Mergel mit viel Steinsalzpsedomorphosen, gipsführend	wenig mächtige, sandige, bunte Mergel.
	unterer { Grenzdolomit Untere Mergel	Dünnpfättiger, gelber Dolomit mit <i>Myophoria Goldfussi</i> . Düsterbunte Mergel mit grauem, tonigem Sandstein und mit buntgefleckten Dolomitbänkchen.	Zellendolomit - Konglomerat mit reichlich Kalkzement - Dolomit. Bunte sandige Mergel mit Dolomit und Sandstein mit Geröll
Muschelkalk	oberer { Dolomitische Schichten Nodosuskalk Trochitenkalk	Dünnpfättige, helle Dolomite und graue Mergel mit <i>Myoph. Goldfussi</i> , <i>Gervill. socialis</i> , <i>Anoploph. lettica</i> .	{ Dolomit. Sandstein mit Nestern von Muschelkonglom. u. einzelnen Geröllen, Myophorien und Gervillien. Sandig-kalkig mit vereinzelt Geröllen. Rote Dolomite mit <i>Terebratula vulgaris</i> . Wie nebenstehend, etwas sandig; geringere Mächtigkeit.
		Dünnebankte, oft tonige Kalke, lokal oolith - glaukonit. Trochiten fehlen. <i>Ceratites nodosus</i> sehr selten. →	
	mittlerer { Muschelkalk	Oben: Linguladolomit Unten: mergelig-dolomitisch mit Gips und Steinsalzpsedomorphosen; gipsführend →	{ Oben: dolom. Lingulasandstein. Unten: sandige Mergel mit Steinsalzpsedomorph. und Sandstein.
		unterer { Muschelsandstein	{ Oben: Dolomitbank (Orbicularisschicht). Unten: heller dolomit. Sandstein; darüber bunte Mergel mit Dolomit.
Buntsandstein	oberer { Voltziensandstein Zwischenschichten	Feinkörn. braunroter, tonig. Sandstein mit <i>Voltzia heterophylla</i> . Braunroter, grober Sandstein u. violette Tone. Dolomit in Knauern u. Bänken	{ Beide Stufen nicht getrennt. Grober Sandstein mit reichlicher Conglomeratbildung und Dolomitknauern.
	mittlerer { Vogesensandstein	Mittelkörniger, ziegelroter Sandstein mit Geröllen. Das Hauptkonglomerat ist nicht bekannt.	Nicht bekannt.

Fazieswechsel und Gliederung der Trias zwischen dem Lothringer Hauptsattel und dem Südrande des Oeslings nach L. VAN WERVEKE (1887, p. 52–57).

A. — Buntsandstein.

	Lothringen (1)	Saar unterh. Saarbrücken	Diekirch – Eifelbrück	Grosbois	Redingen.
Oberer Buntsandstein	Rote Letten (Grenzletten WEISS) 0–2 m.	Wie nebenstehend 0–2 m.		Rote Mergel 1 m.	Wie nebenstehend.
	Voltziensandstein. Feinkörniger toniger Sandstein in dicken Bänken mit Pflanzenresten. <i>Voltzia heter.</i> , <i>Anam. Mougeoti.</i> 15 m.	Wie nebenstehend 15–20 m.	Tonige, braunrote, oft zellige Sandsteine mit roten und violetten Mergeln u. Conglomeraten wechselnd. An der Basis Dolomitmauer und lockere Geröllanhäufungen, bis 70 m.	Gelbe, tonige Sandsteine.	Wie nebenstehend.
	Zwischenschichten. Tonige, braunrote, oft zellige Sandsteine mit roten und violetten Mergeln. 60 m.	Wie nebenstehend 25–30 m. Bei Saarbrücken an der Basis Carneol u. Dolomitmauer.		Braunrote, zellige Sandsteine und Conglomerate.	Wie nebenstehend.
Mittlerer Buntsandstein	Conglomerat. 20 m.	Conglomerat u. conglomeratische Sandsteine 0–5 m.	Fehlt.	Fehlt.	Fehlt.
	Vogesensandstein. Grobe glitzernde Sandsteine mit geringem eisen-schüssigen Bindemittel, in der unteren Hälfte Tigersandsteine und Conglomerate, über 400 m.	Wie nebenstehend. Mächtigkeit geringer, an der Basis Conglomerate.	Fehlt.	Fehlt.	Fehlt.
Unterer Buntsandstein	Nicht aufgeschlossen, wahrscheinlich aber vorhanden.	Fehlt.	Fehlt.	Fehlt.	Fehlt.
Liegendes	Unbekannt.	Devon, Kohle oder Rotliegendes	Devon.	Devon.	Devon.

1) Gegend von Bitsch. Nach Dr. SCHUMACHER.

B. — Muschelkalk.

	Lothringen zwischen Bitsch und Forbach	Saar unterh. Saarbrücken und Mosel unterhalb Diedenhofen	Diekirch — Ettelbrück	Von Grosbous in südlicher Richtung	Redingen	
Oberer Muschelkalk	Dolomite u. Mergel mit <i>Myoph. Goldf.</i> , <i>Card. laticca</i> , <i>Ling. tenuiss.</i> , <i>Estheria minuta</i> . 10 m.	Wie nebenstehend 10 m.	Dolomitische Sandsteine mit untergeordneten Conglom. <i>Myoph. Goldf.</i> 9—10 m.	Wie nebenstehend ohne <i>Myoph. Goldf.</i> 3—4 m.	Fehlt.	
	Bänke mit <i>Terebr. vulg.</i> , Austernstöcke } Dünnplattige Kalke u. Mergel <i>Cerat. senipartitus</i> . } 8—10 m.	Saar Mosel Bänke mit <i>Terebr. vulgaris</i> } <i>Terebr. vulg.</i> vereinzelt, als dolom. Steinkern.	Diekirch Ettelbrück Sandstein mit <i>Ceratites nodosus</i> .	Rote Dolomite mit <i>Terebratula vulgaris</i> 0,5—1 m.	Fehlt.	
	Kalk, plattig oder in dünnen Bänken mit Mergeln wechselnd <i>Cerat. nodosus</i> . 40 m.	Kalk, plattig od. in dünnen Bänken mit Mergeln wechselnd 50 m. <i>Cerat. nodos.</i>	Dünnbankige Dolomite z. T. oolithisch und Mergel 30 m. <i>Cerat. nodos.</i> sehr selten.	Dünnbankige Dolomite z. T. oolithisch, und Mergel.	Fehlt.	Fehlt.
	Oolithische Kalke in dicken Bänken mit Trochiten und Chalcedonmandeln 10—12 m.	Wie nebenstehend. 10-12 m.	Ool. u. glaukonitföhr, Dolomite m. Trochiten in dicken Bänken. 30 m.	Wie nebenstehend, ausserdem sandige Glaukonitmergel.	Fehlt.	Fehlt.
Mittlerer Muschelkalk	Weisse Dolomite mit Hornstein, <i>Ling. tenuiss.</i> selten, 10 m. Gyps.	Wie nebenstehend 10 m.	Wie nebenstehend.	Fehlt.	Fehlt.	
	Rote und graue Mergel mit Steinsalzpsedomorphen. Steinsalz 50—60 m.	Wie nebenstehend 50-60 m.	Wie nebenstehend, ohne Steinsalz.	Fehlt.	Fehlt.	
Unterer Muschelkalk	[1] Schaumkalk u. Wellenkalk <i>Myophoria orbicularis</i> . 18 m.	Dolomite mit <i>Myophor. orbicularis</i> . 4-5 m.	Fehlt.	Fehlt.	Fehlt.	
	Mergel und Dolomit 9 m. Terebratelbank 0,8 m. Mergel 18 m. Sandstein u. Mergel 5 m.	Tonige, feinkörnige hellgelbe Sandsteine mit Versteinerungen (Muschelsandstein WEISS), z. T. in bauwürdigen Bänken 40—50 m.	Wie nebenstehend, Bauwürdige Bänke fehlen	Fehlt.	Fehlt.	
Liegendes	Oberer Buntsandstein.	Buntsandstein an der Saar unterhalb Saarbrücken.	Buntsandstein von Diekirch — Ettelbrück.	Buntsandstein von Grosbous		

(1) Nach Dr. SCHUMACHER

C. - Keuper.

	Lothringen	Mosel unterh. Diedenhofen	Cruchten	Von Grosbous in südlicher Richtung	Von Redingen in südlicher Richtung
Oberer Keuper (Rhät)	Rote Tone 5-8 m. Sandsteine mit Conglomeraten und schwarzen Schieferonen wechselnd, mit <i>Avicula contorta</i> 20-40 m.	Wie nebenstehend 5 m. Wie nebenstehend 20 m.	Wie nebenstehend 0,3-5 m. Wie nebenstehend 0,3-20 m.	Wie nebenstehend. Wie nebenstehend.	Wie nebenstehend. Wie nebenstehend.
Mittlerer Keuper	Bunte Mergel mit Steinmergelbänken, einzelne derselben oolithisch und fossilführend 40-60 m.	Wie nebenstehend (Gyps) 60 m.	Wie nebenst. ohne Gyps 40 m. An der Basis Steinsalzseudomorphosen.	Wie nebenstehend 40 m.	Wie nebenstehend.
	Rote Mergel mit Gips 10 m	Wie nebenstehend 10 m.	Fehlt.	Fehlt.	Fehlt.
	Dünnpaltige Dolomite-Hauptsteinmergel BENECKE (Horizont BEAUMONT'S) 0-5 m.	Fehlt.	Fehlt.	Fehlt.	Fehlt.
	Toniger Sandstein mit Pflanzenresten (Equiseten) Schilfsandstein 0-40 m.	Wie nebenstehend 0-30 m.	Tonige Sandsteine und Conglomerate 0-30 m	Fehlt.	Fehlt.
	Salzkeuper. Bunte Mergel mit Steinsalzseudomorphosen. Steinsalz, Gyps 80 m.	Wie nebenstehend 60-80 m.	Wie nebensteh., ohne Steinsalz und Gyps 0-4 m.	Fehlt.	Fehlt.
Unterer Keuper Lettenkohle	Dolomite mit <i>Myophoria Goldfussi</i> und <i>Cardinia lettica</i> , stellenweise zellige Dolomite ohne Versteinerungen 5 m.	Wie nebenstehend 5 m.	Zellendolomite, Sandsteine u. Conglomerate ohne Versteinerungen 5 m.	Dolomite und Conglomerate mit dolomitischem Zement ohne Versteinerungen 3 m.	Wie nebenstehend. 3-6 m.
	Bunte Mergel und einzelne Dolomitbänke, Flammendolomit 15 m.	Wie nebenstehend. Ausserdem mergelige Sandsteine mit Pflanzenresten.	Bunte Mergel mit Sandstein und Dolomitbänken wechselnd 12-20 m.	Wie nebenstehend.	Fehlt.
Liegendes	Oberer Muschelkalk	Oberer Muschelkalk der Mosel unterhalb Diedenhofen.	Oberer Muschelkalk von Diekirch-Ettelbrück.	Muschelkalk v. Grosbous.	Buntsandstein von Redingen.

möglich sei, beide Stufen hier zu trennen. Ein großer Teil dieser Gerölle, die unstreitig dem Buntsandstein angehören (Basalgerölle, Verwitterungsschotter), werden auf der Karte als diluviale Bildungen dargestellt; eine Auffassung, welche VAN WERVEKE später selbst richtig gestellt hat. (VAN WERVEKE 1905, p. 3).

Weiter werden, jedoch mit Vorbehalt, zum obern Buntsandstein grobe Sandsteine gestellt, die bei Grosbous und bei Vichten unter fossilführenden Terebratelbänken (oberer Muschelkalk) auftreten.

Auf der Karte sind ferner konglomeratische Sandsteine in der Umgegend von Ospern und Redingen mit der Farbe des Buntsandsteines eingezeichnet. Die Möglichkeit, daß dieselben aber zu höhern Schichten der Trias gehören, wird offen gelassen.

«Ob die oben erwähnten Sandsteine in der That noch dem Buntsandstein angehören, wie bei der Kartierung angenommen wurde, oder ob sie nicht vielleicht schon jüngeren Schichten der Trias entsprechen, welche hier in einen von den älteren Schichten nur schwer abzutrennenden Sandstein übergehen, möchte ich vor der Hand nicht entscheiden. (VAN WERVEKE 1887 „Erläuterungen“, p. 19 - 20).

2. Muschelkalk.

Die Grenze zwischen Buntsandstein und Muschelkalk ist im Sinne von E. WEISS (1869) gezogen. WEISS (1869) und BENECKE (1877) hatten bereits den Muschelsandstein an der Mosel, untern Sauer und bei Diekirch beschrieben und als dessen westliche Grenze etwa das untere Alzettetal angenommen. VAN WERVEKE trennt vom Muschelsandstein oben die Dolomite mit *Myophoria orbicularis* ab, erwähnt eine Abnahme der Mächtigkeit am Rande des Oeslings und Auskeilen zwischen Oberfeulen und Obermertzig, aber keine Faziesänderung.

Im mittleren Muschelkalk hatte BENECKE keine spezielle Küstenfazies ausgeschieden, jedoch auf die gelegentlich sandige Entwicklung bei Ettelbrück hingewiesen und ein Verschwinden der Stufe gleich westlich Niederfeulen angenommen. Die Zone des Linguladolomites wird von ihm nicht erwähnt.

VAN WERVEKE unterscheidet in der normalen Entwicklung an der Mosel und Sauer unterhalb Ettelbrück eine untere mergelige Stufe mit Pseudomorphosen nach Steinsalz und mit Gips und eine obere dolomitische Stufe mit *Lingula tenuissima*.

Die sandige Küstenfazies des mittleren Muschelkalkes beginnt nach VAN WERVEKE westlich Ettelbrück. Sie führt unten Mergel mit eingeschaltetem Sandstein und Steinsalzpseudomorphosen, oben sandigen Dolomit mit der erwähnten *Lingula*. Zwischen Oberfeulen und Niedermertzig soll dann zuerst die untere Abteilung verschwinden,

während die Lingulaschichten noch weiter anhalten, jedoch in Mertzig bereits verschwunden seien.

Hier sei eingefügt, daß unterer und mittlerer Muschelkalk jedoch weiter nach Westen ziehen als oben angegeben und bei Reimberg noch nachgewiesen werden können, wenn auch in einer Ausbildung, die nur durch sorgfältiges Verfolgen der Uebergänge erlaubt, die hier auftretenden sandigen, teilweise etwas dolomitischen Schichten, als Muschelsandstein resp. mittleren Muschelkalk zu deuten. (M. LUCIUS 1940, p. 128—131).

Im obern Muschelkalk sind die drei bei BENECKE aufgestellten Abteilungen im Gebiete der Mosel und untern Sauer, also südlich des Liasplateaus, normal entwickelt.

Der Trochitenkalk ändert, sowohl nach BENECKE wie nach VAN WERVEKE, auch am Südrande des Oeslings nicht. Er wird höchstens etwas sandig und nimmt an Mächtigkeit ab. Schon WEISS (1869) gab als westliches Vorkommen von Trochiten den «Kochert» südlich Niederfeulen an. Westlich davon konnten auch bis jetzt keine Trochiten gefunden werden.

Anders verhält sich der Nodosuskalk. BENECKE hat nachdrücklich auf die Veränderungen hingewiesen, die derselbe an der «Nuck» und am «Lopert» bei Ettelbrück aufweist, wo übrigens der Kalk den sonst so seltenen *Ceratites nodosus* führt. (BENECKE, 1877, p. 685 ff.).

VAN WERVEKE knüpft bei Besprechung der küstennahen Entwicklung des Nodosuskalkes an das von BENECKE p. 685 gegebene Profil an und bringt ergänzend noch ein Profil vom Nordosthang des «Kochert» bei Niederfeulen, welches die gleiche eigentümliche Ausbildung des Nodosuskalkes hier dartut. (VAN WERVEKE 1887, Erläuterungen, p. 29).

Profil am «Kochert» :

1. Abraum; in demselben rote und graue Mergel	
2. Sandstein, hellgrün	1.80 m
3. Gefleckter, schwach glaukonitischer Dolomit mit <i>Myophoria vulgaris</i>	0.09 m
4. Dasselbe Gestein ohne Fossilien	0.25 m
5. Gefleckter, sandiger Dolomit, mergelartig	0.11 m
6. Gefleckter, sandiger Dolomit	0.20 m
7. Heller Dolomit	0.27 m
8. Feste, polyedrisch oder kugelig abgesonderte Mergel, oben und unten lebhaft violett und rot, in der Mitte der Schicht ockerfarbig und grünlich grau	0.25 m
9. Dolomit, hellgelb bis hellgrau oder gefleckt, schwach bis stark oolitisch, in Bänken bis zu 0.30 m Dicke	2.00 m

In diesem Profile gehören die N^o 3—9 zum Nodosuskalk; die höhern Schichten zur «Dolomitischen Region».

Auf der Nuck, am Lopert und Kochert bietet sich dasselbe Profil. Am Lopert hat das Auftreten von *Ceratites nodosus* die Stellung dieser Profile im obern Muschelkalk unzweifelhaft dargetan. Der obere Teil all dieser Profile gehört bereits der «Dolomitischen Region» an. Dasselbe Profil wie an den drei erwähnten Höhen kann an dem Wege von Oberfeulen nach dem Karlshof beobachtet werden. In diesem Profil schalten sich in dem obern Teile der Nodosusschichten untergeordnet weinrote Dolomite ein, die weiter nach Westen allein auftreten, während die tiefern Schichten der Nodosusstufe verschwinden, so daß schon östlich Niedermertzig, an dem Wege von Niedermertzig nach dem Karlshof die ganze Stufe nur mehr durch diese weinroten Dolomite vertreten ist. Diese weinroten Dolomite führen aber in alten Steinbrüchen an diesem Wege häufig *Terebratula vulgaris* und entsprechen ihrer Lage und ihrem Fossilgehalt nach den Terebratelbänken Lothringens, welche in der Oberregion der Nodosusstufe auftreten. Diese wichtige Terebratelregion läßt sich nach Westen bis nach Niederplatten verfolgen. Sie vertritt von Niedermertzig ab die Nodosusstufe, deren unterer Teil nicht mehr ausgebildet ist. Die Mächtigkeit kann im Westen bis zu 0.5 m heruntergehen. Auch an den Hängen um die Ortschaft Vichten sind die Terebratelbänke gut erschlossen. (Ueber der Ortschaft Vichten wurde bei den neuen geologischen Feldaufnahmen (1939) in den roten Dolomiten neben reichlich *Terebratula vulgaris* auch eine dem *Ceratites nodosus* nahestehende Ammonitenform aufgefunden, so daß die geologische Stellung der Dolomite außer Zweifel steht. Ein Aequivalent der Lothringer Terebratelregion im Gebiet der Küstenfazies des Gutlandes ist mithin als wichtiger orientierender Horizont festgelegt.)

In dem Profil am «Lopert» bei Ettelbrück hatte BENECKE etwa 4 m über den Kalkbänken mit *Ceratites nodosus* einen sandigen Dolomit festgestellt, in welchem Nester eines «Gebäck aus Muschelschalen» und vereinzelte facettierte Gerölle auftreten. BENECKE stellte diese Schichten als Aequivalent des «calcaire de Servigny» fest, der in Lothringen über der Terebratelbank auftritt und welcher als Vertreter der «Dolomitischen Region» gilt. (BENECKE 1877, p. 613—617).

BENECKE erwähnt dieses Muschelgebäck in dolomitischem Sandstein auf der «Nuck» und auf dem «Lopert», und gibt an, daß weder das Muschelgebäck noch die Nodosusschichten sich weiter nach Westen verfolgen lassen. Sonst finden wir bei BENECKE keine weitem Angaben über die «Dolomitischen Schichten» im Luxemburger Gebiet.

VAN WERVEKE hat das Auftreten der «Dolomitischen Schichten» in der gleichen Entwicklung wie im nördlichen Lothringen an der Mosel und untern Sauer nachgewiesen und besonders die eigentümliche Entwicklung derselben am Rande des Oeslings festgelegt.

VAN WERVEKE stellt als Erster den dolomitischen Sandstein, welcher früher in zahlreichen Brüchen an den Hängen des Sauertales von Mörsdorf bis nach Ettebrück, im untern Alzettetal bei Essingen, Cruchten, Colmar-Berg, im Warktal bei Mertzig und Grosbous, auch bei Vichten, Pratz und Reimberg als Hau- und Baustein abgebaut wurde, zu der Stufe der «Dolomitischen Region». Die Detailuntersuchungen für die offizielle geologische Karte Luxemburgs (1947—1949) haben diese Auffassung bestätigt und weitere paläontologische Beweise zu deren Stütze gebracht (M. LUCIUS, 1941).

Grenze zwischen Muschelkalk und Keuper.

Im Anschluß an die von BENECKE (1877, p. 611—613) vorgeschlagene Gliederung und in Uebereinstimmung mit der für die geologischen Spezialkarten von Elsaß-Lothringen angenommenen Einteilung wurden auch für das Luxemburger Mesozoikum die «Dolomitischen Schichten» von VAN WERVEKE beim Muschelkalk belassen und der Keuper mit den düsterbunten Mergeln der «Lettenkohle» begonnen, während auf den an das Luxemburger Gebiet angrenzenden Blättern der geologischen Spezialkarte von Preußen i. M. 1 : 25.000 die «Dolomitischen Schichten» zum untern Keuper (Lettenkohle) gezogen sind.

Die Bedenken, welche gegen die von BENECKE vorgeschlagene Grenzziehung erhoben werden können, hat dieser selbst erkannt, denn er weist darauf hin, daß faunistisch sowohl die «Dolomitischen Schichten» wie auch der «Grenzdolomit» zum Muschelkalk gehören, wenn auch die dazwischen liegenden düsterbunten Mergel nach dem Keuper hinweisen. Er erblickt in der Färbung dieser Mergel noch keinen Beweis für die Zugehörigkeit zum Keuper. Aus rein orographischen Gründen hat dann BENECKE die «Dolomitische Region» zum obern Muschelkalk, aus den gleichen Gründen die darauf folgenden bunten Mergel zum Keuper gezogen.

Trotzdem VAN WERVEKE auf der Karte und in den «Erläuterungen» diese Grenzziehung angenommen hat, macht er aus den eben erwähnten Bedenken heraus den Vorschlag, die Grenze zwischen Muschelkalk und Keuper über den Grenzdolomit zu legen und die «Dolomitischen Schichten» nebst bunten Mergeln und «Grenzdolomit» als «Schichten mit *Myophoria Goldfussi*» zu bezeichnen und dem Muschelkalk zuzuteilen. Die für unser Gebiet unpassende Bezeichnung sei fallen zu lassen und die Bezeichnung «Dolomitische Region» oder «Dolomitische Schichten» durch «Untere Dolomite» zu ersetzen.

Auch BENECKE gibt die Berechtigung dieser Zuteilung zum obern Muschelkalk indirekt zu, wenn er schreibt:

„Das von D'ARCHIAC hervorgehobene Moment, daß die dolomitischen Gesteine noch Muschelkalkfossilien führen und darum zum Muschelkalk gerechnet werden müßten, würde zwingen, den ganzen Komplex der Lettenkohle noch zum Muschelkalk zu ziehen, denn auch der die erstere abschließende Grenzdolomit zeigt noch einmal eine Assoziation von lediglich Muschelkalkformen». (BENECKE, 1877 p. 612).

Man erhielte dann für den obern Muschelkalk nachstehende Gliederung:

Oberer Muschelkalk	}	Trochitenkalk	}	Untere Dolomite
		Nodosuskalk		Bunte Mergel
		Schichten mit <i>Myophoria Goldfussi</i>		Grenzdolomite

Dieser Vorschlag ist mit kleinen Aenderungen in der Nomenklatur in den «Erläuterungen zu Blatt Saarbrücken» der geologischen Uebersichtskarte von Elsaß-Lothringen i. M. 1 : 200.000 von L. VAN WERVEKE — Straßburg 1906 und auf der «Feuille Wasselonne avec Notice explicative», 1 : 25.000 — Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine — Strasbourg 1937 sowie auf der offiziellen geologischen Karte von Luxemburg (1947—1949) durchgeführt worden. Auf letzterer Karte werden die «Untern Dolomite» als «Grenzschichten» bezeichnet.

Unterer Keuper.

WIES hat das Vorkommen von unterm Keuper (Lettenkohle) auf Luxemburger Gebiet mit Vorbehalt angegeben. Was er aber als diese Schichten beschreibt, ist Salzkeuper. (WIES 1877, «Wegweiser» p. 52). Auf der Karte hat er übrigens den untern Keuper nicht ausgeschieden. MORIS verneinte das Vorkommen von unterm Keuper und erklärte aus dem Fehlen desselben den Mißerfolg der Bohrung von Cessingen. (MORIS 1852, p. 14—15). E. W. BENECKE (1877) gibt an, daß GREBE «Unteren Keuper» zum ersten Male bestimmt festgestellt habe im Innern der Ortschaft Remich, an einer nicht mehr zugänglichen Stelle. BENECKE selbst beobachtete untern Keuper Remich gegenüber beim «Roten Hause». Weiter beschreibt er untern Keuper von dem Plateau zwischen Rosport und Echternach, gibt aber an, daß in der Umgegend von Diekirch derselbe bereits fehle, wenn man nicht einen Teil des Konglomerates über dem Muschelkalk als Vertreter des untern Keupers ansehen wolle. VAN WERVEKE (1878) hatte bereits früher typische Aufschlüsse in dem untern Keuper bei Lenningen (Teufelsbrücke) und bei der «Berburger Schmelz» im Syrtal

beschrieben. Im Gebiete südlich des Liasplateaus hat er dann das Vorkommen desselben in der normalen Entwicklung wie im nördlichen Lothringen überall nachgewiesen. («Erläuterungen», p. 36-37).

In der eigenartigen Ausbildung von sandigen Mergeln mit Zellen- und Konglomeraten hat VAN WERVEKE als Erster am Rande des Oeslings untern Keuper bei Cruchten erkannt. Kalke mit eingelagerten Konglomeraten und mit Sandstein im mittleren Attertälchen, welche von ihm als untern Keuper angesprochen wurden, sind jedoch in den Salzkeuper (Pseudomorphosenkeuper) zu stellen.

VAN WERVEKE stellte fest, daß die düsterbunten Mergel mit eingeschaltetem lockerem Sandstein auch noch im Gebiete der Sauer, zwischen Reisdorf und Ettelbrück, sowie im untern Alzettälchen anhalten. Die obere Abteilung (Grenzdolomit) führt aber hier bereits lokal auch Gerölle. Weiter westlich werden die beiden Mergel der untern Abteilung sandig und der Grenzdolomit tritt als Zellen- und Erbsendolomit auf, den VAN WERVEKE am Wege von Cruchten nach Glabach, beim Schleiderhof und über den Steinbrüchen von Mertzig feststellte. Neuere Untersuchungen haben gezeigt, daß der Grenzdolomit in der Fazies des Zellen- und Erbsendolomites eine fast regionale Verbreitung hat. Man kann denselben im ganzen untern Alzettälchen von Cruchten abwärts, im Attertälchen von Ettelbrück bis Ewerlingen, im Warktal und im Pratzertälchen von Ettelbrück bis über Niederplatten hinaus verfolgen.

Ueber dem Zellendolomit beobachtete VAN WERVEKE in den Steinbrüchen von Mertzig braunrote Mergel mit zelligem Sandstein, 0,50 m mächtig, und darüber eine 0,3 m mächtige Bank eines hellen Konglomerates, von welchem er annimmt, daß es nach Westen mächtiger werde und schließlich in die ausgedehnten Konglomeratbildungen übergehe, die in unregelmässiger Weise mit fast geröllfreien Dolomiten wechsellagern. Es sind dies Bildungen, welche sich nach Westen bis weit über die belgische Grenze hinziehen und welche von den belgischen Geologen sowie von MORIS, WEISS, BENECKE als Vertreter des Muschelkalkes aufgefaßt wurden. VAN WERVEKE stellt dieselben infolge ihrer Auflagerung auf dem Zellendolomit, wie er in den Steinbrüchen bei Mertzig beobachtet hat, der als Vertreter des Grenzdolomites zu gelten hat, ebenfalls in den untern Keuper.

Infolge dieser Auffassung nimmt der untere Keuper auf der Karte von VAN WERVEKE eine ungewöhnlich große Ausdehnung ein. Alle die kleinen Kalksteinbrüche, die früher bei Reimberg, Grosbous, Ospern, Hostert, Redingen, Ell, Obercolpach, Post und anderwärts bestanden, würden demnach im untern Keuper liegen, eine Auffassung, die sich später (M. LUCIUS, 1941) als irrig erwiesen hat.

Während sonst der Grenzdolomit ziemlich häufig Versteinerungen, besonders *Myophoria Goldfussi*, führt, sind in den Zellendolomiten und in den geröllführenden Dolomiten auch bis heute keine Fossilien gefunden worden. Nur aus ihrer Stellung bei Cruchten, bei Schleiderhof, bei Schieren, bei Obermertzig, läßt sich schließen, daß es sich um untern Keuper handelt.

Wegen des Fehlens von Fossilien hatte bereits VAN WERVEKE die Dolomite und darüber auftretenden Konglomerate mit Vorbehalt zum untern Keuper gestellt. Er schreibt:

«Ich habe bei der geologischen Kartierung mit den eben beschriebenen Kalken und Conglomeraten die Lettenkohle abgeschlossen. Unzweifelhafte Anhaltspunkte für ihre Zugehörigkeit zu dieser Abteilung konnte ich allerdings nicht auffinden, da auch die auflagernden Schichten, wie wir später sehen werden, bezüglich ihrer Stellung nicht ganz sicher sind. Solange keine Versteinerungen gefunden werden, wird die Stellung des Conglomerates als nicht ganz sicher bestimmt angesehen werden müssen. Vor der Hand schien mir die Zuziehung zur Lettenkohle das Richtigere zu sein». (L. VAN WERVEKE «Erläuterungen», p. 41).

In einer spätern Schrift (L. VAN WERVEKE 1916, p. 224) wird dieser Vorbehalt folgendermaßen abgeschwächt:

«Die Zweifel bezogen sich richtiger darauf, ob man die obern Konglomerate als Grenzdolomit oder als bunte Mergel der Lettenkohle ansprechen soll. Die erstere Möglichkeit kann nicht ganz von der Hand gewiesen werden, da bei Berburg bereits Gerölle im Grenzdolomit beobachtet wurden.»

Zu dieser Auffassung VAN WERVEKE's über die Zugehörigkeit der Konglomerate und geröllfreien Kalke im Gebiete des Attert- und Warktales zum untern Keuper ist folgendes zu bemerken:

Vor allem ist zweierlei auseinander zu halten, nämlich 1) die Zellendolomite, 2) die Kalkkonglomerate, wie wir der Kürze halber die Konglomerate mit unregelmäßig eingelagerten, fast geröllfreien Kalken bezeichnen wollen.

Die Zellendolomite mit lokal und meistens nur im hangenden Teil eingestreuten Geröllen dürfen bestimmt als Aequivalent des Grenzdolomites aufgefaßt werden.

Anders verhält es sich mit den Kalkkonglomeraten über dem Zellendolomit. Sie sind durch eine Lage von bunten, meist roten, sandigen Mergeln von dem Zellendolomit getrennt. Das Auftreten von Steinsalzpsedomorphosen in Mergeln unmittelbar über dem Zellendolomit zeigt, daß die Kalkkonglomerate, die ja auch Sandstein einschließen, zum mittleren Keuper zu stellen sind. Die unzweifelhafte Stellung dieser Kalkkonglomerate über dem Zellendolomit läßt sich beobachten von Ettelbrück im Tale der Wark bis nach Reimberg, im Tale der Attert von Ettelbrück bis nach Ewerlingen.

VAN WERVEKE schreibt über das Kalkkonglomerat im Tale der Attert zwischen Bissen und Useldingen:

«Nachdem die Auflagerung dieses Conglomerates auf unzweifelhafte Lettenkohle festgestellt war (bezieht sich auf das Profil der Steinbrüche von Mertzig), wurde es auch möglich, gewisse, an der Attert auftretende ausgedehnte Ablagerungen von Sandsteinen, Mergeln und Conglomeraten zu deuten. Die Sandsteine erinnern an Buntsandstein oder Schilfsandstein, die Conglomerate haben sandiges oder dolomitisches Bindemittel; die Mergel sind den bunten Mergeln der Lettenkohle zu vergleichen. Das Liegende bilden bei Bövingen und Bissen Sandsteine der dolomitischen Region; Hangendes sind die hellen Conglomerate, welche oben eingehender beschrieben wurden. Die Sandsteine und Konglomerate der Attert sind demnach als Aequivalente der Lettenkohle aufzufassen. (L. VAN WERVEKE 1887, „Erläuterungen« p. 42).

In dieser Darstellung der Kalkkonglomerate mit Sandstein und bunten Mergeln zwischen Bissen und Useldingen sind VAN WERVEKE, wohl mangels genügender Aufschlüsse und mangels Zeit, irreführende Ungenauigkeiten unterlaufen.

Die Kalkkonglomerate und Sandsteine zwischen Bissen und Useldingen liegen nicht auf Schichten der «Dolomitischen Region», sondern überlagern unzweifelhaften Zellendolomit, wie man an der Straße zwischen Bissen und Bœvingen, auch südlich Michelbuch im Tale des Michelbaches und bei Ewerlingen beobachten kann. Reichlich Pseudomorphosen nach Steinsalz in den Schichten über dem Zellendolomit bei Bissen und über den letzten Häusern von Obermertzig längs des Weges nach Michelbuch (gute Aufschlüsse beim Aufstellen von Masten für eine Telefonleitung) berechtigen dazu, diese Suite über dem Zellendolomit in den mittleren Keuper zu stellen.

Westlich Ewerlingen taucht der Zellendolomit unter und keilt bald aus. Aber da das Kalkkonglomerat mit Sandstein und roten sandigen Mergeln ununterbrochen weiter nach Westen zieht, darf geschlußfolgert werden, daß dasselbe im Kanton Redingen ebenfalls zum mittleren Keuper gehört, umsomehr als auch zwischen Folscheid und Hostert in den Sandsteinen große Pseudomorphosen nach Steinsalz aufgefunden wurden.

Mittlerer Keuper.

Der gut entwickelte mittlere Keupersandstein (Schilfsandstein BENECKE's) war bereits von LEVALLOIS (1839) als Aequivalent des «grès de Stuttgart» erkannt worden. In Hinsicht auf diesen guten Leithorizont bot die Gliederung des mittleren Keupers in der normalen Ausbildung kaum Schwierigkeiten. Eine Küstenfazies des Salz-

keupers wird weder bei BENECKE noch bei VAN WERVEKE erwähnt. BENECKE nimmt Auskeilen im untern Alzettetal an und VAN WERVEKE schreibt Seite 44 der «Erläuterungen»:

«Westlich Colmar-Berg habe ich keinen Salzkeuper angenommen und lasse mithin den Steinmergel unmittelbar auf die Lettenkohle folgen.»

Hier sei vorwegnehmend hinzugefügt, daß VAN WERVEKE dem Schilfsandstein etwa die gleiche Begrenzung nach Westen hin zuweist.

Zu dieser westlichen Grenzziehung des Salzkeupers ist folgendes zu bemerken:

Bereits im Tale der weißen Ernz zwischen Medernach und Keiweibach schieben sich zwischen die bunten Mergel des typischen Salzkeupers rote Sandsteine mit Geröllagen ein, und im Tale der untern Alzette zwischen Essingen und Ettelbrück haben die Sandsteine und Konglomeratlagen die bunten Mergel auf wenige untergeordnete Zwischenschichten verdrängt, die besonders nahe der Basis der Stufe unmittelbar über dem Grenzdolomit liegen. Aber das Auftreten von Steinsalzpsedomorphosen in dünnen bläulichen Mergellagern, zwischen dem Sandstein, rechtfertigt es, die Sandsteine zum Salzkeuper zu ziehen. MORIS (1852, p. 16—19) und BENECKE (1877, p. 697) stellen diesen Sandstein zum Schilfsandstein, BENECKE mit dem Vorbehalt, daß der untere Teil auch zur Lettenkohle gestellt werden könne. Beide lassen den Schilfsandstein sich bis über die westliche Grenze des Luxemburger Landes nach Belgien hin ziehen. VAN WERVEKE legt die Grenze des Schilfsandsteines, wie bereits bemerkt, in das Gebiet des untern Alzettetales und stellt die Sandsteine und Konglomerate über dem Grenzdolomit, die westlich dem untern Alzettetal vorkommen, zur Lettenkohle.

Es sei hier nochmals darauf hingewiesen, daß beim Fehlen guter Aufschlüsse das reichliche Auftreten von Steinsalzpsedomorphosen für den Salzkeuper gradezu leitend ist. Solange also in den dünnen Mergelschichten zwischen den Sandsteinen und Konglomeratlagen oder auch in den feinem Partien des Sandsteines die erwähnten Psedomorphosen auftreten, dürfen die Schichten als Salzkeuper gedeutet werden. Wo aber diese fehlen, kann der Sandstein als Schilfsandstein angesprochen werden, worauf auch dessen Stellung unmittelbar unter dem Steinmergelkeuper hinweist.

Wo aber, wie im Gebiete der obern Attert, der Sandstein vielfach eine grobkörnige Beschaffenheit annimmt, wo auch die Mergelzwischenlagen sandig und bröckelig sind, so daß es nicht zur Bildung der Psedomorphosen kommen konnte, ist es schwer dem Sandstein seine Stellung zuzuweisen. Man darf denselben dann nur als «mittleren Keupersandstein» bezeichnen.

Steinmergelkeuper und Rhät sind im ganzen Luxemburger Gebiet in normaler Ausbildung entwickelt. Diese Abteilungen sind deshalb bereits frühzeitig in ihrem vollen Umfang erkannt und auch auf der Karte von WIES (1877) richtig dargestellt. Hier bringt die Uebersichtskarte von VAN WERVEKE nichts Neues.

B. Jurassische Bildungen.

Bei der Besprechung der von VAN WERVEKE angenommenen Gliederung des Luxemburger Juras können wir uns kürzer fassen. Hier konnte die im nördlichen Lothringen angewandte Gliederung unmittelbar auf das Luxemburger Gebiet ausgedehnt werden, denn solch einschneidende Faziesänderungen wie bei der Trias am Rande des Oeslings kommen in den Jurabildungen nicht vor. Dam lagten auch für zwei Schichtensysteme, deren Gliederung früheren Bearbeitern manche Schwierigkeiten gemacht hatte, durchgreifende Forschungen vor. Die Frage der Stellung und der Gliederung des «Luxemburger Sandsteines» war in mustergültiger Weise durch DEWALQUE gelöst worden. Für die Gliederung des untern Doggers lag die Arbeit von BRANCO (1879) vor.

Die Schichten an der Basis des «Luxemburger Sandsteines» werden von VAN WERVEKE als «Untere Kalke und Mergel» angegeben, eine Bezeichnung, die wir bereits bei MORIS (1852) und bei WIES (1855, 1877) finden. Auf der vergleichengen Tabelle der «Erläuterungen», p. 74—75, wird darauf hingewiesen, daß dieselben nur im Osten der Planorbiszone entsprechen, im Westen, an der belgischen Grenze, aber bis hoch in die Angulatenzone hinaufreichen.

Die Schichten im Hangenden des Luxemburger Sandsteines werden als «Obere Kalke und Mergel» bezeichnet. Im Gebiete des Großherzogtums Luxemburg entsprechen sie den Schichten mit *Am. Bucklandi* und den Schichten mit *Pentacrinus tuberculatus* und *Belemnites brevis*. Die anderwärts gebrauchte Bezeichnung «Gryphitenkalk» ist paläontologisch ungenau, weil *Gryphaea arcuata* auch tiefer bereits vorkommt. Im Westen des Landes greift die sandige Entwicklung höher hinauf. Westlich Saeul ist auch die Bucklandizone sandig und westlich Arlon sind auch die Schichten mit *Pentacrinus tuberculatus* und *Belemnites brevis* sandig entwickelt, so daß hier die Bezeichnung «obere Kalke und Mergel» nicht mehr zutrifft.

Die normale Entwicklung des Lias α in der Fazies dunkler Mergel und Kalke, ohne Sandstein, finden wir nur im äußersten süd-östlichen Teile des Landes auf dem Plateau von Bürmeringen und Elvingen. Hier werden die vier OPPEL'schen Zonen des Lias α auf der Karte von VAN WERVEKE zusammengefaßt.

Gliederungen der jurassischen Bildungen des Gutlandes nach L. VAN WERVEKE (1887)

Stratigraphische Gliederung		Petrographische Entwicklung und Faziesausbildungen
Dogger	mittlerer	<p>Humphriesi-Schichten Sowerbyi-Schichten</p> <p>Mächtiger heller Kalk, teils oolithisch und korallenfrei, teils massiger Korallenkalk. Unten graue Mergel mit plattigen, eisenschüssigen Kalcken, die nach oben die Mergel ersetzen. Leitend ist <i>Gryphaea sublobata</i>.</p>
	unterer	<p>3. Schichten mit <i>Am. Murchisonae</i></p> <p>Oberregion: graue, glimmer-, sandige Mergel („Mergel über dem Erz“). Leitend <i>Am. Murchisonae</i>, <i>Belem. breviformis</i>, <i>Pholadomya reticulata</i>. Unterregion: Obere Flöze des Eisenerzes (rote und sandige Lager). <i>Gryphaea ferruginea</i> fehlt, häufig <i>A. Murchisonae</i>, <i>Lima Leesbergi</i>, <i>Trigonia similis</i>.</p>
		<p>2. Schichten mit <i>Trigonia navis</i></p> <p>Oberregion: blauer, toniger Sandstein mit den untern Eisenerzflözen (schwarzes und graues Lager) <i>Trigonia navis</i>; sehr häufig <i>Gryphaea ferruginea</i>. Unterregion: blauer mergel. Sandstein wie vorhergehend, oben vielfach Adern von Eisenoxyd, geht nach unten in sandige Mergel über. <i>Trigonia navis</i> selten. Ziemlich häufig <i>Belemnites breviformis</i>.</p>
		<p>1. Schichten des <i>Am. striatulus</i></p> <p>Oben: sandige dunkle Mergel mit Kalkknollen, die oft <i>Am. striatulus</i> enthalten. Unten: sandige, dunkle Mergel ohne Kalkknollen; sie führen <i>Astarte Voltzi</i> und <i>Cerithium armatum</i>, die höher fehlen. Diese Mergel entsprechen der <i>Torulosa</i>-Zone Schwabens und bilden die Grenze zwischen Dogger und Lias. <i>Am. striatulus</i> im untern Teile selten.</p>
Lias	oberer	<p>2. Jurensismergel</p> <p>Fossilarme schwarze Mergel wie die vorhergehenden, ohne Kalkknollen. Wegen ihrer Lage zwischen zwei fossilführenden Stufen als Äquivalent der schwäb. Jurensismergel aufgefasst.</p>
	mittlerer	<p>1. Posidonienschiefer</p> <p>Oben: wenig geschieferte, dunkle Mergel mit brotförmigen Kalkknollen; <i>Am. bifrons</i> häufig. Unten: blätterige, bituminöse Schiefer mit <i>Posidonomya Bronni</i>.</p>
		<p>4. Spinatus- od. Costatus-schichten</p> <p>Südlich Bettembourg graue, etwas schieferige Mergel mit häufigem <i>Am. costatus</i>. Nordwestlich Bettembourg tonig-kalkige Sandsteine (<i>Macigno d'Aubange</i>), oft eisenschüssig, mit fossilführenden Knollen.</p>
		<p>3. Schichten des <i>Am. margaritatus</i></p> <p>Oben: blaugraue, grosse Kalkknollen (lumachelle), darunter Mergel mit Eisenovoiden, zu unterst blätterige dunkle Mergel (<i>marnes feuilletées</i>).</p>
		<p>2. Davoeikalk</p> <p>Graublau oder grünl.-graue, häufig oolithische Kalke mit oolith. Eisenerzkörnern (<i>calcaire ocreux</i>).</p>
		<p>1. Fossilarme Tone</p> <p>Schiefrige, graue und dunkle sandige Tone mit eingestreuten Kalkkonkretionen und Gipskristallen. Unten einzeln Nagelkalkbänke.</p>
	unterer	<p>4. Brevis- od. Tuberculatus-Schichten</p> <p>Auf dem Plateau zwischen Bürmeringen und Ellingen wird der ganze untere Lias aus dunkeln Mergeln und Kalcken gebildet. (Normale Fazies). Nördlich der Linie Emeringen—Ellingen, schiebt sich eine sandige Fazies (Luxemburger Sandstein) in die Mergel-Kalkfazies ein, welche die einzelnen Zonen quer durchschneidet. Im Luxemburger Gebiet nimmt der Sandstein die Angulatuszone und z. T. die Bucklandzone ein.</p>
<p>3. Bucklandi-Schichten</p>		
<p>2. Angulatus-Schichten</p>		
<p>1. Planorbis-Schichten</p>		

Gliederung des Lias in Luxemburg und den angrenzenden Gebieten. (nach L. VAN WERVEKE 1887, p. 74—75.)

Schwaben		Lothringen	Luxemburg	Belgien	
QUENSTEDT	OPPEL	STEINMANN	VAN WERVEKE „Erläuterungen“	Provinz Luxemburg G. DEWALQUE	
Oberer Lias	ζ	Sandige und glimmerige Tone (fossilarm mit <i>Bel. acuartus</i>). Phosphoritischer Knollenkalk mit <i>A. bifrons</i> , <i>crassus</i> , <i>Bel. irregularis</i> .	Graue Mergel, fossilarm	Marne de Grandcour Unterer Teil	
	ε	Tone mit Kalkbroden <i>Monotis substriata</i> Posidonienschiefer	Schiefrige Mergel mit Kalkknollen <i>A. bifrons</i> , <i>Monotis substriata</i> Posidonienschiefer	Schistes de Grandcour	
Mittlerer Lias	δ	Sandige Mergel und Kalke mit <i>A. spinatus</i> (<i>costatus</i>).	S. v. Bettemburg Mergel mit <i>A. spinatus</i> : N. v. Bettemburg Sandsteine mit <i>A. spinatus</i>	Macigno d'Aubange	
	γ	Ovidenmergel mit <i>A. margaritatus</i> Blättermergel mit <i>A. Normanni</i> , <i>Bel. Lotharingicus</i>	Mergel mit Kalkknollen Ovidenmergel mit <i>A. margaritatus</i> Blättermergel	Schiste d'Ethe	
Unterer Lias		Ockerkalk mit <i>A. Davoei</i> und <i>Gryphaea obliqua</i> Mergel mit <i>A. Taylori</i> und <i>Terebratula numismalis</i> .	S. N. Eisenschüssige Kalke mit <i>A. Davoei</i> und <i>Gryphaea obliqua</i>	Grès de Virton	
	β	Fossilarme Tone mit Nagelkalkbänken	Fossilarme Tone mit Kalkconcretionen u. Nagelkalkbänken		
	α	Schichten des <i>Pentacr. tuberculatus</i>	Brevis- oder Tuberculatus-Schichten	Obere Mergel : Brevis- od. Tuberculatus-Schichten	Marnes de Strasson
		Schichten des <i>A. Bucklandi</i>	Bucklandi-Schichten	und Kalke : Bucklandi-Schichten	Grès de Luxembourg
Schichten des <i>A. angulatus</i>		Angulaten-Schichten : Hettinger Sandstein	Untere : Angulatus-Schichten		
Schichten des <i>A. planorbis</i>	Planorbis-Schichten	Mergel und Kalke : Planorbis Schichten	Marnes de Jamoigne		
Oberer Keuper oder Rhät		Oberer Keuper oder Rhät	Oberer Keuper oder Rhät	Grès de Martinsart	

Mit den Brevisschichten schließt VAN WERVEKE, in Anlehnung an die ältern Bearbeiter des Lothringer Lias, den untern Lias ab, obwohl in Schwaben die Abteilung des Lias β (β -Tone) stets zum untern Lias gestellt wurde. Auch die neuern Autoren fassen die auf die Brevisschichten folgenden fossilarmen Tone als Aequivalent der β -Stufe auf, wodurch die Zugehörigkeit zum untern Lias ausgedrückt ist.

Eine Gliederung der «fossilarmen Tone» in die verschiedenen Zonen, die sich anderwärts, im Elsaß und besonders in Schwaben, im Lias β unterscheiden lassen, ist in Lothringen und in Luxemburg wegen der gleichförmigen petrographischen Ausbildung und der Fossilarmut nicht durchführbar. Nach oben beobachtet man im hangenden Teile der fossilarmen Tone, beispielsweise in dem Eisenbahneinschnitt östlich und westlich der Station Sandweiler, Einlagerungen eines festen blauen Kalksteines, der wegen der schlechten Aufschlüsse von VAN WERVEKE, zu der nächst höheren Stufe, dem Davoeikalk, gestellt wurde. STEINMANN gibt aber bereits die Möglichkeit zu, daß ein Teil der Kalke, die zum Davoeikalk gestellt werden, zum Lias β gehöre. (Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringens — 1887, p. 36—37).

Die Stufe des Davoeikalkes. Während anderwärts der Lias γ in die Zonen des *Am. Jamesoni*, *ibex* und *Davoei* zerlegt wird, soll nach STEINMANN («Erläuterungen» etc.) der nur wenige m mächtige Davoeikalk nicht nur den obern Teil des Lias β , aber dazu den ganzen Lias γ vertreten. Dies ist auch die Auffassung von VAN WERVEKE (1887, Tabelle p. 74—75).

STUBER aber ist der Ansicht, daß im nördlichen Lothringen und auch noch in Luxemburg Andeutungen einer weitem Gliederung des Lias β und des Lias γ vorhanden sind.²⁸⁾

Die charakteristischen, fossilreichen oolithischen Kalkbänke des Davoeikalkes sind westlich Bartringen nicht mehr festzustellen und VAN WERVEKE läßt auf der «Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Großherzogtums Luxemburg» von hier ab nach Westen den Davoeikalk verschwinden. Es darf aber angenommen werden, daß die Davoeistufe in einer andern fossilarmen Fazies von gleicher Gesteinsbeschaffenheit wie die unter- und überlagernden schieferigen dunkeln Mergel fortsetzt, wie ja auch in Belgisch Luxemburg die «schiste d'Ethe» das Aequivalent der Davoeizone darstellen. Wenn die Stufe bei Bartringen in kalkiger, in Belgisch Luxemburg in mergeliger Ausbildung besteht, darf angenommen werden, daß dieselbe auch im

²⁸⁾ STUBER, J. A.: Die obere Abteilung des untern Lias in Deutsch-Lothringen. — Straßburg 1893, (Siehe p. 172 dieser Arbeit).

Gliederung des unteren und mittleren Doggers in Luxemburg u. den angrenzenden Gebieten gegen 1887

Zonengliederung nach QUENSTEDT und OPPEL		Deutsch-Lothringen nach BRANCO (1879 u. STEINMANN (1887)	Luxemburg nach L. VAN WERVEKE (1887)	Belgisch Luxemburg nach DEWALQUE		
Mittlerer Dogger	Brauner Jura β Subzone des Am. <i>Humphriesi</i>	Schichten mit Am. <i>Humphriesi</i> u. <i>Blugdeni</i>	Korallenkalk wechselnd mit dem „calcaire subcompacte“ Mergel mit Kieselknollen Nerineenkalk	Schichten mit Am. <i>Humphriesi</i>	Helle Kalke in korallenfa- zies und in korallenfreier Ausbildung	Calcaire subcompacte et calcaire à polypiers
	Brauner Jura γ Subzone des Am. <i>Sauzii</i>	Schichten m. Am. <i>Sauzii</i>	Unterster Korallenkalk Oberster Eisenkalk mit Am. <i>Sauzii</i> und <i>Bernquilli</i>	Schichten mit Am. <i>Sowerbyi</i>	Unten Mergel mit Kalkbän- ken, nach oben ganz in plattigen, eisenschüssigen Kalk übergehend. <i>Gryphaea sublobata</i> häufig. An der Basis <i>Cancellophy- cus scoparius</i>	Calcaire ferrugineux.
	Grenzschrift β - γ	Schichten mit Am. <i>Sowerbyi</i>	Eisenkalke und Mergel mit Am. <i>Sowerbyi</i> und <i>Gryphaea sublobata</i> Mergelkalk mit eisenhaltigen Konkretionen; <i>Montivaultien</i> An der Basis <i>Cancellophycus scoparius</i>			
Unterer Dogger	Brauner Jura β Zone des Am. <i>Marchisonae</i>	Schichten d. Am. <i>Marchi- sonae</i> und <i>Pholadomya reticulata</i>	Sandige Mergel mit <i>Pholadomya fiducula</i> Sandstein und Eisenerz (rote und sandige Flöz mit <i>Trigonia similis</i> u. <i>Lima Leesbergi</i>	Schichten mit Am. <i>Marchiso- nae</i>	Oberregion: Sandige Mergel (Mergel über dem Erz) Unterregion: Obere Flöze der Eisenerzformation	Oolithe ferrugineux de Mont St. Martin
	Brauner Jura α pars. Zone der <i>Trigonia navis</i>	Schichten m. <i>Trigonia na- vis</i> u. <i>Gryph. ferruginea</i>	Sandstein und Eisenerz (schwarzes und graues Flöze) mit <i>Gryphaea ferruginea</i> u. Am. <i>subcomptus</i> Sandstein und Sande mit <i>Trigonia navis</i>	Schichten mit <i>Trigonia navis</i>	Oberregion: Sandstein mit Eisenerz (schwarzes und graues Flöz); <i>Gryph. ferru- ginea</i> häufig Sandstein (grès supralia- sique) <i>Trigonia navis</i> selten	Psammites de Mont St. Martin
	Brauner Jura α pars Torulosus-Schichten	Schichten m. Am. <i>striatu- lus</i>	Sandige Tone mit Concretionen Glimmerton mit <i>Cerithium armatum</i> und <i>Astarte Voltzi</i>	Schichten m. Am. <i>striatu- lus</i> u. <i>As- tarte Voltzi</i>	Sandige Tone mit Kalk- knollen Glimmerton mit <i>Cerithium armatum</i> u. <i>Astarte Voltzi</i>	Marnes de Grandcour

Zwischenraum dieser Gebiete besteht, wenn auch in einer Fazies, die sich von den fossilarmen Tonen und den Blättermergeln kaum unterscheidet.

Es hat sich dann bei den Detailaufnahmen zur Herstellung der offiziellen geologischen Karte Luxemburgs (1947—1949) herausgestellt, daß westlich Bartringen die Davoeistufe durch sandige Mergel mit Kalkknollen vertreten ist, welche bei Kleinbettingen in geschieferte Mergel mit kalkigem Sandstein übergehen. (Siehe M. LUCIUS, 1948 p. 164).

In den Spinatusschichten wurde durch VAN WERVEKE eine mergelige Fazies südlich und östlich von Bettemburg abgetrennt, während im Westen ein tonig-kalkiger Sandstein, oft stark eisenschüssig, stellenweise auch mit Muschelfragmenten erfüllt (macigno d'Aubange), auftritt.

Der Posidonienschiefer schließt sich eng an die Ausbildung in Lothringen an, nur fehlt der «calcaire gréseux» über den Schiefen mit Kalkknollen (versteinerte Brote).

Als Äquivalent der «Jurensisschichten» werden von VAN WERVEKE schwarze Schiefertone über dem Posidonienschiefer und unter den Schichten mit *Astarte Voltzi* angenommen, die aber fossilarm sind und nur infolge ihrer Lage zwischen zwei fossilführenden Stufen als Vertreter der Jurensisstufe angesprochen werden. Auf der Karte sind Posidonienschiefer und Jurensisschichten zusammengefaßt.

Petrographisch gleichbleibende Schichten wie die der Jurensisstufe setzen auch höher hinauf fort. Doch tritt *Astarte Voltzi* auf und hierhin verlegte BRANCO (1878) die Grenze zwischen Lias und Dogger. VAN WERVEKE schloß sich dieser Grenzziehung an. Auf die Schwierigkeiten, welche sich für den Vergleich mit der auf den Ammoniten beruhenden Einteilung OPPEL's ergeben, wurde bereits hingewiesen. (Siehe bei BRANCO 1879).

In der Gliederung des Doggers schließt sich VAN WERVEKE eng an diejenige an, welche von BRANCO (1879) für Lothringen aufgestellt wurde. Als Anhang zu den «Erläuterungen» werden die industriell wichtigen Eisenerze des untern Doggers beschrieben und eine Anzahl Analysen sowie Profile aus dem östlichen und dem westlichen Flügel des Erzrevieres mitgeteilt.

Die Mineralquellen des Landes werden aufgezählt, die Analysen der hauptsächlichsten mitgeteilt und darauf hingewiesen, daß die Mineralquellen wahrscheinlich zu den vielfachen Verwerfungen, welche das Gebiet durchsetzen, in inniger Beziehung stehen. Die früher ausgesprochene Ansicht, daß die Mineralquellen dem

mittleren Muschelkalk ihren Mineralgehalt verdanken (VAN WERVEKE 1878) wird hier nicht erwähnt.

Nachjurassische Bildungen. Abwohl heute jüngere marine Bildungen als mittlerer Dogger fehlen, nimmt VAN WERVEKE an, daß der ganze Dogger und der Malm abgelagert wurden, daß aber seit der Kreidezeit das Gebiet Festland war und daß seit dieser Zeit ein recht bedeutender Abtragungs- und Verwitterungsprozeß vor sich ging. Als jüngere Bildungen werden erwähnt die Bohmerze auf den Plateaus des Doggers, welche wahrscheinlich als Quellbildungen aufzufassen seien, und die vereinzelt Blöcke von Tertiärquarzit, über deren Herkunft sich vorderhand nichts Bestimmtes sagen lasse.

Die Lehm- und Geröllablagerungen sind auf der Karte «den herkömmlichen Anschauungen gemäß als Alluvium und Diluvium ausgeschieden», je nachdem diese eben sich auf der ebenen Talsohle oder in höherer Lage befinden. VAN WERVEKE gibt selbst zu, daß die Lehme auf den Hochflächen und in größerer Entfernung von den Flußläufen wenigstens zum Teil der Verwitterung ihre Entstehung verdanken. Es ist deshalb zu beanstanden, daß zu große Flächen der Uebersichtskarte mit der herkömmlichen Farbe des Diluviums bedeckt sind, wo es sich offensichtlich um Restschotter von zersetzten Konglomeraten ganz bestimmter Schichtenreihen handelt, wie beispielsweise Gerölle des Buntsandsteines, des sandig-konglomeratisch entwickelten Salzkeupers oder des Schiffsandsteines am Rande des Oeslings. Auch die graugelben Lehme über dem Gryphitenkalk, über den Margaritatusmergel, dem Posidonienschiefer, den Jurensismergeln sind überwiegend Verwitterungsreste, die an Ort und Stelle entstanden sind. Oft findet man in dem Verwitterungslehm festere Gesteinsbruchstücke des Untergrundes oder der Pflug bringt bereits solche an die Oberfläche.

Die Lagerungsverhältnisse des Gebietes.

Zum ersten Male seit STEININGER (1828) wurde auf die Lagerungsverhältnisse des Luxemburger Mesozoikums näher eingegangen. Den Erläuterungen ist ein maßstäblich gezeichnetes Profil von Sierck über Luxemburg nach Redingen a. d. Attert, sowie eine «Uebersichtskarte der Verwerfungen des mesozoischen Gebirges in Lothringen, Luxemburg und den angrenzenden Gebieten der Rheinprovinz» beigegeben. Diese tektonische Karte zeigt die Beziehungen der Verwerfungen des Luxemburger Gebietes zu denen des Nachbargebietes und auch die auffallende Uebereinstimmung der Haupttrichtung der paläozoischen Tektonik mit dem Verlaufe der das Mesozoikum durchsetzenden Verwerfungen.

Die Karte bildet die Grundlage unserer Auffassung über die Permanenz der Richtung der tektonischen Bewegungen von der hercynischen Faltung bis zu den jüngsten Bodenbewegungen und zeigt die Bedeutung der variscischen und rheinischen Streichrichtung bei der Entwicklung der geologischen Vorgänge in unserm Gebiete.

Die Bedeutung der dicht gescharten Verwerfungen für den geologischen Bau des Luxemburger Landes liegt nach L. VAN WERVEKE (1887, p. 7—12) in Folgendem:

Durch die Verwerfungen wurde, wie aus den den «Erläuterungen» beigegebenen Querschnitten I und IV (Tafel I) ersichtlich ist, die zwischen dem Quarzitrücken von Sierck und dem Devonsattel am Südrand des Oeslings (Sattel von Givonne) gelegene Großmulde mit mesozoischer Schichtenfolge in Gräben und Rücken zerlegt. Zusammenfassend sei bemerkt, daß VAN WERVEKE einen südlichen und einen nördlichen Hauptgraben unterscheidet, die durch einen Rücken getrennt sind. Dieser südliche Hauptgraben geht von Wasserbillig über Remich nach Sierck. Von Sierck bis Diedenhofen folgt die Mosel seinem Verlauf, während der Lauf der Orne dessen Fortsetzung nach Südwesten bezeichnet. Im Süden wird dieser Graben durch den Rücken von Servigny begrenzt. Der nördliche Graben läßt sich über Weilerbach nach Nordosten gegen Bitburg verfolgen. Dessen Verlauf entspricht dem Tiefsten der Trierer Mulde. Das weite Vorgreifen des Luxemburger Sandsteines bis gegen Bitburg hin ist durch diesen Graben bedingt.

Zwischen beiden Hauptgräben liegt ein Rücken, der von Cordel im Kylltal, über Born, Herborn nach Luxemburg hinzieht. Von Luxemburg ab ist er als Erhebung nördlich der Verwerfung Hesperingen, Audun-le-Tiche—Thil angedeutet.

Die Tatsache, daß die Verwerfungen überall dem alten Gebirge, welches die mesozoische Luxemburger Bucht umrahmt, parallel ziehen, berechtigt nach VAN WERVEKE zu wichtigen Schlußfolgerungen. «Die mesozoischen Schichten brechen am Rande des älteren Gebirges, letzterem parallel, überall in zahlreichen Rissen ab und eine Aenderung im Verlaufe der Gebirgsränder bedingt auch eine Aenderung im Verlaufe der Spalten im angelagerten Gebirge. Trias und Jura des auf der «Uebersichtskarte der Verwerfungen» dargestellten Gebietes sind rings um das ältere Gebirge eingesunken.» (p. 10). In Anlehnung an die damals durch E. SUESS entwickelten Anschauungen über die posthumer Gebirgsbewegungen schlußfolgert VAN WERVEKE, daß aus dem Verlauf der Störungen in dem dargestellten mesozoischen Gebiet sich Anhaltspunkte für die Beurteilung des unterirdischen Reliefs des ältern Gebirges ergeben, wo es von den jüngern Schichten bedeckt ist. Dies dürfe beispielsweise von Wich-

tigkeit für die Erforschung des Kohlengebirges unter der jüngern Bedeckung sein.

Aus dem Gegensatz der Entwicklung der Schichten am Nord- und Westrand des Hunsrücks gegenüber dem Südrande der Ardennen schließt VAN WERVEKE, daß die heutige buchtartige Form der Luxemburger mesozoischen Ablagerungen keine ursprüngliche sei, sondern späteren Erscheinungen der Verwerfungen und der Erosion ihre Ausbildung verdanke. Nur am Südrande der Ardennen findet sich die Uferfazies sowohl der Trias wie auch des Jura, während am Rande des Hunsrücks nur der Buntsandstein Uferfazies zeige. Dieser Auffassung gemäß dürfe auch der Luxemburger Sandstein nicht als Ablagerung eines von Nordosten in die vermeintliche Bucht sich ergießenden Süßwasserstromes gelten, sondern als «eine Uferfazies des untern Lias, welche parallel dem damaligen Meeresufer abgelagert wurde».

Zu der Frage des Alters der Verwerfungen bemerkt VAN WERVEKE, daß wenigstens ein Teil der Senkungen längs vortriadischen Spalten erfolgte, doch läge keine Erscheinung vor, die darauf hinweise, daß die Spaltenbildung innerhalb der Trias- und Jurazeit fortsetzte, sondern daß vielmehr die Annahme gemacht werden müsse, daß die Störungen frühestens nach der Ablagerung des Doggers einsetzen. Ob die Bewegungen noch heute anhalten, bleibe einstweilen eine offene Frage.

Der Einfluß der Sattel- und Muldenbildung auf den Bau des Gebietes wird gegenüber dem der Verwerfungen von VAN WERVEKE als gering angesehen. Er weist darauf hin, daß GREBE östlich der untern Sauer eine breite Mulde, die Trierer Mulde, annehme, deren Tiefstes mit dem vorhin erwähnten nördlichen Graben zusammenfalle, und welche in Luxemburg zwischen Altlinster und Medernach durchziehe und weiter auch im Tale der untern und mittleren Eisch in Erscheinung trete. In deren Südflügel sei der Sattel von Born eingesenkt, der mit dem vorhin erwähnten Rücken zusammen falle, wegen der zahlreichen Störungen aber schwer nach SW festzulegen sei. Die hohe Lage des Luxemburger Sandsteines zwischen Dommelingen und Gonderingen (genauer Walferdingen und Gonderingen) liege in der Fortsetzung des Sattels. Südlich schließe sich eine Mulde an, deren Südflügel durch den Sprung von Hesperingen zerrissen sei.

Hier sei die Bemerkung eingefügt, daß nach heutiger Auffassung eine Trennung in Gräben und Rücken einerseits infolge vertikaler Bodenbewegungen, Sättel und Mulden andererseits infolge seitlicher Zusammenpressung nicht mehr angeht, da beide oft zusammenfallen und auf eine einheitliche Ursache, die Bruchfaltenbewegungen, zurückgeführt werden können. (M. LUCIUS, 1937, p. 144 und 167—173).

Aber das ändert nichts an dem Verdienste von VAN WERVEKE, zum ersten Male für die Geologie des Luxemburger Mesozoikums mehrere wichtige Punkte festgelegt zu haben: Die Permanenz der Richtung der tektonischen Leitlinien seit dem Paläozoikum, die Bedeutung der Verwerfungen und die Gesetzmäßigkeit ihres Auftretens im Anschluß an den Bau des ältern Untergrundes, also die Kongruenz zwischen alten und jungen Bodenbewegungen. Endlich weist er darauf hin, daß die heutige Umrandung der Luxemburger mesozoischen Bucht eine sekundäre Erosionserscheinung ist. In manchen Einzelheiten sind die Ansichten VAN WERVEKE's überholt, aber seine Grundideen haben noch immer Geltung, wenn wir dieselben auch teils mit andern Argumenten unterbauen.

VAN WERVEKE kommt unstreitig das Verdienst zu, das Luxemburger Mesozoikum auf Grundlage der Arbeiten von DEWALQUE, BRANCO, BENECKE, GREBE in stratigraphischer und tektonischer Beziehung an die Nachbargebiete angeschlossen zu haben. Er hat das Gebiet dem Gesamtbild einer größeren Einheit eingefügt und damit der Geologie des Gutlandes die wirklich wissenschaftliche Grundlage gesichert.

Versuch einer weiteren Gliederung der «Fossilarmen Tone» und des «Davoeikalkes».

Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß im nördlichen Lothringen und in dem anschließenden Teile von Luxemburg in der Stufe α des untern Lias sich die OPPEL'schen Zonen gut abtrennen lassen, während der Lias β durch fossilarme Tone, der Lias γ durch die wenige Meter mächtigen Davoeikalke vertreten sei. Demgegenüber lassen auch diese beiden Stufen in Schwaben und anderswo auf Grund der Ammonitenfauna eine weitere Gliederung im Sinne der OPPEL'schen Zonen zu. J. A. STUBER versucht in einer bereits zitierten Studie: Die obere Abteilung des untern Lias in Deutsch-Lothringen, Straßburg 1893, darzutun, daß sowohl für das nördliche Lothringen wie für Luxemburg die Möglichkeit einer weitem Gliederung für die oben genannten Stufen bestehe.

Fossilarme Tone.

TERQUEM bezeichnet dieselben in seiner Paléontologie du département de la Moselle (1855) als «marnes sableuses» und läßt damit den Lias beginnen.

STEINMANN (1881) hat dieselben unter der Bezeichnung «fossilarme Tone» in den untern Lias gezogen («Geologischer Führer der Umgegend von Metz»).

VAN WERVEKE (1887) stellt sie wieder in den mittleren Lias.

Die neuern Autoren fassen die fossilarmen Tone als Vertreter des Lias β auf, den OPPEL in drei Zonen gliedert:

- 3) Zone des *Arietites raricostatum*.
- 2) Zone des *Oxynoticeras oxynotum*.
- 1) Zone des *Arietites obtusum*.

In Lothringen und im Elsaß gehört die Hauptmasse der ganzen Abteilung der Zone des *Arietites obtusum* an, während die obern Zonen nur aus einigen wenigen Kalkbänken bestehen.

In der *Arietites obtusum*-Zone läßt sich in Lothringen eine untere Region der «fossilarmen Tone» und eine Oberregion der Dudressieri-Schichten abtrennen.

Die Hauptmasse der Abteilung bilden die fossilarmen Tone. Es sind sandige Schiefertone von etwas lichterem Färbung als die sonst ähnlichen Gesteine der Margaritatusschichten. Festere Bänke treten vollkommen zurück. Nur im untern Drittel, etwa 10 m über den Kalkbänken mit *Belemnites acutus* treten einige feste Nagelkalkbänke auf. Septarienartige Kalkknollen sind durch die ganze Abteilung zerstreut.

Über die fossilarmen Tone folgen in Lothringen die Schichten mit *Aegoceras Dudressieri*. Sie bestehen aus dunkeln, blauschwarzen, bald blätterigen, bald wulstigen Tonen mit Einlagerungen von festem, blauem Kalke in Knollen (vergleichbar den «versteinerten Broten») in welchen die Fossilien enthalten sind.

STUBER schreibt über das sehr wahrscheinliche Vorkommen von «Dudressieri-Schichten» in Luxemburg:

«Die Dudressierischichten scheinen sich mit unverändertem petrographischen Habitus aus Lothringen auch in das Luxemburgische fortzusetzen, da aus dem Bahneinschnitt der Linie Luxemburg Oertringen durch L. VAN WERVEKE Gesteine gesammelt worden sind, die mit denjenigen der Lothringer Dudressierischichten vollständig übereinstimmen und auch eine ganz ähnliche Fauna enthalten. Eine als *Aegoceras cf. planicosta* Sow. sp. aufgeführte Form, die vielleicht nur die innern Windungen des *Aegoceras Dudressieri* d'ORB. darstellt, kommt dort mit *Aegoceras cf. sagittarium* BLAKE sp. und *Arietites Bodleyi* БУСКОМ. sp. zusammen in Kalkknollen vor, die von den eisenoolithischen Kalkbänken der Raricostatusschichten überlagert werden, also unter ganz gleichen Lagerungsverhältnissen wie in Deutschlothringen (STUBER, p. 49).

Hierzu ist zu bemerken, daß es sich um die zwei großen Bahneinschnitte östlich und westlich des Bahnhofes Sandweiler handelt. Die Aufschlüsse sind heute vollständig bewachsen. Man beobachtet nur vereinzelte Kalkstücke von dunkler Farbe, in denen es aber nicht glückte ein Fossil zu finden. Am obern Rande des Einschnittes steht oolithischer Kalk (calcaire ocreux) an, der zum Davoeikalk gehört. VAN WERVEKE selbst schreibt über das in dem genannten Bahneinschnitt gesammelte Material:

«Wahrscheinlich gehört in diese Abteilung (fossilarme Tone) eine dem *Am. geometricus* nahestehende Form, welche in dem Bahneinschnitt zwischen Oettingen und Luxemburg gesammelt wurde. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß sie aus den höher liegenden Kalken stammt.» (VAN WERVEKE 1887, «Erläuterungen» p. 67).

Die *Oxynoticeras oxynotum*-Zone. HAUG hat angenommen, daß für das nördliche Unterelsaß die «fossilarmen Tone» der *Oxynoticeras oxynotum*-Zone angehören, was STUBER unter dem Hinweise ablehnt, daß sowohl im Elsaß wie auch in Lothringen über den fossilarmen Tonen einige fossilführende Bänke auftreten, die er als Dudressieri-Schichten bezeichnet und die ihrer Fauna nach zu der Zone des *Arietites obtusum* zu stellen seien. Erst über den Dudressieri-Schichten folgen nach STUBER Kalkbänke, in denen die Äquivalente der Zone des *Oxynoticeras oxynotum* zu suchen seien. Diese Bänke müssten in der von ihm als Raricostatus-Schichten bezeichneten Abteilung zu suchen sein. Die Schichten mit *Arietites raricostatum* bilden aber bereits einen Teil der Schichtenfolge die bis dahin als Davoeikalk zusammengefaßt wurde.

Gliederung und Zonenzugehörigkeit des Davoeikalkes.

Nach G. STEINMANN²⁹⁾ ersetzt der Davoeikalk die Zone des *Arietites raricostatum*, sowie die ganze untere Stufe des mittleren Lias, den Lias γ

STUBER aber weist darauf hin, daß das Leitfossil *Dactyloceras Davoei* SOW. auf einen Teil der als «calcaire ocreux» oder «calcaire à bélemnites» bezeichneten Schichtenfolge beschränkt sei und daß deshalb das Bezeichnen der ganzen Schichtenfolge als Davoeikalk zu beanstanden sei, und zwar aus dem Grunde, weil nur ein Teil der

²⁹⁾ STEINMANN, 1) Führer der Umgegend von Metz, p. 15.

2) Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringens, p. 36.

Schichtenfolge eine mittelliasische, ein anderer Teil eine ausgesprochene unterliasische Fauna enthält.

Im französischen Lothringen wurde der Schichtenkomplex des calcaire ocreux durch TERQUEM (1875) und durch BLEICHER (1879) in die beiden Horizonte des «calcaire ocreux» mit *Oxynoticeras Guibalianum* und *Oxynoticeras Buvignieri* und des «calcaire à Am. Davoei» getrennt.

In der Umgegend von Metz wurde eine untere mergelige Abteilung, die «Numismalimergel» und eine obere kalkige, der Davoeikalk, abgetrennt.

Die Numismalimergel führen eine bezeichnende Fauna, wegen welcher sie von STEINMANN als das Aequivalent der beiden OPPEL'schen Zonen der *Dumortiera Jamesoni* und des *Phylloceras ibex*, also als unterste Stufe des mittleren Lias angesehen werden.

Nach den Untersuchungen von STUBER aber sind drei Abteilungen auseinander zu halten, nämlich:

- eine untere kalkige,
- eine mittlere mergelige,
- eine obere kalkige,

welche aber in den verschiedenen Gegenden Lothringens verschieden gut und verschieden mächtig ausgebildet seien. Aber bei genauern Untersuchungen könnten stets zwei festere Kalkhorizonte, welche durch mergelige Schichten getrennt sind, auseinander gehalten werden.

Wie bereits erwähnt, führen die Mergel die Fauna der Numismalisschichten und sind das Aequivalent der untersten Stufe des mittleren Lias.

Die untern Kalkbänke sind also älter als der mittlere Lias. Sie gehören noch zum untern Lias und werden von STUBER als Raricostatusschichten bezeichnet und entsprechen dem «calcaire ocreux» von TERQUEM und BLEICHER.

Die obern Kalkbänke könnten nach STUBER die Bezeichnung «Davoeikalk» beibehalten und entsprechen dem was TERQUEM und BLEICHER als «Couches à Am. Davoei» bezeichnen.

1. Die untern Kalkbänke = Raricostatusschichten.

Ueber dem dunkeln, tonigen Verwitterungsboden der Dudressieri-Schichten liegen die rostgelb verwitternden, oolitischen Kalksteine mit häufigen *Gryphaea obliqua* und *Waldheimia (Zeilleria) cor*. Daneben treten andere Brachiopoden und Belemniten auf. Das stellenweise Vorkommen von Oxynoten, besonders *Oxynoticeras oxynotum* neben Arieten, besonders *Arietites obtusum* zeigt, daß die Oxy-

notuszone ebenfalls in diesen Kalkbänken zu suchen ist. Sie führen also deutlich eine unterliasische Fauna.

Die Raricostatusschichten ziehen sich über das ganze westliche Deutsch-Lothringen hin und bilden fast überall eine zusammenfassende Decke kleiner Plateaus.

Auf Luxemburger Gebiet glaubt STUBER die Raricostatenschichten ebenfalls ausscheiden zu können. Er schreibt:

«In der Gegend von Ewringen und Nieder-Rentgen tritt die Raricostatenzone auf Luxemburger Gebiet über. Hier entspricht sie den untersten Schichten der auf der geologischen Karte VAN WERVEKE'S als Davoeikalk ausgeschiedenen Bildungen. In dem Bahneinschnitt zwischen km 6 und 7 der Linie von Luxemburg nach Oertringen treten die Raricostatusschichten in deutlicher Ausbildung als Kalkbänke mit charakteristischer Fauna auf. (STUBER, p. 67).

Und weiter p. 75:

«Noch im Großherzogtum Luxemburg zeigen sich die Raricostaten-Bänke in derselben petrographischen und paläontologischen Ausbildung, wie auf lothringischem Gebiete; ich konnte mich davon an dem Material überzeugen, welches Herr Dr. VAN WERVEKE in dem mehrfach erwähnten Eisenbahneinschnitt an der Linie von Luxemburg nach Oertringen gesammelt hat, wo die Kalke dieser Zone über den Dudressieri-Schichten anstehend bloßgelegt sind.»

2. Die mittlere mergelige Abteilung = Mergel mit *Waldheimia (Zeüleria) numismalis*.

Nach den Angaben STUBER'S folgen in Lothringen über den Raricostaten-Kalkbänken 3—5 m mächtige Mergel, welche nach ihrer Fauna als unterste Stufe des mittleren Lias anzusehen sind.

Unverwittert sind es bläulich bis schwärzliche, blätterige äusserst kalkreiche und zähe Mergel mit Pyrit. Sie unterscheiden sich von den Blättermergeln der Margaritatus-Schichten durch ihren Kalkreichtum, von den Dudressieri-Schichten durch das Fehlen der Kalkeinlagerungen.

Die Aufschlüsse sind selten und das Gestein ist meistens zu einem gelben, weichen Lehm verwittert, oft weggewaschen, sodaß nur die herausgewitterten Fossilien übrig bleiben.

Man kannte früher nur ein Vorkommen von Numismalis-Mergel und zwar bei Malroy (Metz) und nahm an, daß nach Norden die Mergel auskeilen und daß hier der «Davoeikalk» direkt den fossilarmen Tonen auflagere. Die Untersuchungen haben ergeben, daß die Numismalis-Mergel sich nach Norden über Diedenhofen bis an die Luxemburger Grenze erstrecken. Wo eine petrographisch scharfe Grenze

fehlt, trennt man, nach STUBER, am besten nach dem Vorkommen der *Gryphaea obliqua*, die zum untern Lias, und von *Waldheimia numismalis*, die zum mittleren Lias zu stellen sei.

Gewöhnlich werden die Mergel wegen ihrer geringen Mächtigkeit entweder zu den Raricostatuskalken oder den Davoeikalken gezogen, oder beide Kalke und Mergel werden zu einer Stufe des «calcaire ocreux» als Davoeikalke zusammengefaßt.

3. Die obere kalkige Abteilung = Kalke mit *Dactyloceras Davoei*.

Sie sind in Lothringen durch den weitverbreiteten *Am. Davoei* gekennzeichnet, der aber in Luxemburg seltener ist. Sie bilden eine Zone von Kalkbänken, deren Gesamtmächtigkeit 0,5 m kaum übersteigt. Der Name Davoeikalk sollte, nach STUBER, auf diese Zone beschränkt bleiben, die bereits 1836 von SIMON als «calcaire à belemnites» erwähnt wird. (Mém. Acad. de Metz, 1836, p. 15).

Der Davoeikalk in dieser Begrenzung ist hart, sehr fest, mit eingeschalteten Lagen grauer Mergel. Er zeigt bei der Anwitterung eine schwach rötliche Farbe oder ist gelblich geflammt.

Er bildet den letzten festeren Kalkhorizont unter den tonigen Schichten des *Amaltheus margaritatus*, ist deshalb zur Orientierung sehr geeignet. Da aber die mergeligen Zwischenlagen einen leichten Zerfall bedingen, ist der Kalk selten auf den Höhen anzutreffen. Gewöhnlich hat die Denudation auf den Plateaus das Gestein bis auf die Raricostatusschichten entfernt. Vollständige Aufschlüsse sind nur da zu erwarten, wo eine schützende Decke jüngerer Gesteine vorhanden ist. Was auf Plateaus ohne diese Decke erhalten blieb, sind meist nur Raricostatuskalke.

Vergleichende Gegenüberstellung der Gliederung der «Fossilarmen Tone» und der «Davoeikalke».

	STUBER	STEINMANN, VAN WERVEKE
Lias γ	Kalk mit <i>Dactyloceras Davoei</i>	Davoeikalk
	Mergel mit <i>Waldheimia numismalis</i>	
Lias β	Kalk mit <i>Arietites raricostatum</i>	Fossilarme Tone
	Schichten mit <i>Aegoceras Dudressieri</i>	
	Fossilarme Tone	

Die von J. A. STUBER aufgestellten Schlußfolgerungen wurden bestätigt und ergänzt durch die Feldaufnahmen zur geologischen Karte Luxemburgs, 1947—1949. (Siehe M. LUCIUS, 1948 p. 159—163.)

Zur Frage der Grenzziehung zwischen Lias
und Dogger im nördlichen Lothringen und
in Luxemburg.

Bei dem Vergleich des lothringer-luxemburger untern Dogger mit dem schwäbischen geht BRANCO ³⁰⁾ hauptsächlich von zwei Horizonten aus. Der untere besteht in Lothringen und in Luxemburg aus dunkeln, geschieferten Tonen und führt *Astarte Volzi*, *Cerithium armatum*, *Trochus subduplicatus*, *Trigonia pulchella*, *Thecocyathus mactra*. Der obere setzt sich aus grauen und gelben, sandigen Mergeln mit braunen, plattigen Kalken zusammen, welche *Harpoceras Sowerbyi* und *Gryphaea sublobata* führen.

Die Formen des untern Horizontes kommen in Schwaben in Schichten vor, welche häufig *Am. torulosus* führen und daher als Torulosusschichten bezeichnet werden. Der *Am. torulosus* fehlt aber in Lothringen und Luxemburg. Der obere Horizont wird als Sowerbyischichten bezeichnet. Die Torulosusschichten werden in Schwaben an die Basis des untern Doggers gestellt.

Die beiden Horizonte haben in beiden Gebieten, Schwaben und Lothringen-Luxemburg, gleiche petrographische Ausbildung.

Der untere Horizont führt in beiden Gebieten *Astarte Voltzi*, *Cerithium armatum* etc. (welche zusammenfassend als die «kleinen Formen» bezeichnet werden), in Schwaben dazu den für den untersten Dogger bezeichnenden *Am. torulosus*, der, wie bereits bemerkt, in Lothringen fehlt. Statt dessen tritt hier *Harpoceras striatulum* auf, welcher aber in Schwaben eine liasische Form ist, da er hier bereits an der Grenze von den Bifrons- und Jurensisschichten auftritt, im untern Dogger aber fehlt. Nach dem Vorkommen des *Am. striatulus* in Lothringen bezeichnet BRANCO diese Schichten als Striatulusschichten. Die «kleinen Formen» treten in Lothringen-Luxemburg nahe der Basis der Striatulusschichten auf. Torulosusschichten und Striatulusschichten werden von BRANCO als Aequivalente aufgefaßt. In Lothringen-Luxemburg legt er die Grenze zwischen Lias und Dogger an die Basis der Striatulusschichten.

Der obere Horizont führt in Schwaben häufig *Harpoceras (Sonninia) Sowerbyi*, eine Form, die in Lothringen und in Luxemburg vielmehr selten ist.

Abgesehen von dem in den Striatulusschichten festgestellten Hinaufrücken einer schwäbischen liasischen Form in eine Schicht, die in

³⁰⁾ Der untere Dogger Deutsch-Lothringens. — Abh. z. geolog. Spezialkarte von Els.-Lothr., Bd. II. — Straßburg 1879.

Lothringen in den Dogger gezogen wurde, stellen sich in der Schichtenfolge zwischen den beiden erwähnten Horizonten weitere Schwierigkeiten paläontologischer und petrographischer Art einer Parallelisierung zwischen Schwaben und Lothringen in den Weg. Die größte bildet die dem Lothringer und Luxemburger Gebiet eigentümliche vertikale Verbreitung der Cephalopoden dieser Schichtenfolge, welche von dem stark abweicht was in der klassischen Zoneneinteilung Schwabens als Norm aufgestellt worden war.

BRANCO hatte schon erkannt, daß eine Anzahl von Ammoniten und Belemniten, die in Württemberg im obern Lias vorkommen, in den Torulosusschichten aber bereits verschwunden sind, in Lothringen in bedeutend höhere Schichten hinaufgehen, was eine vollständige Uebertragung der OPPEL'schen Zoneneinteilung auf Lothringen unmöglich macht.

Er glaubte nun der OPPEL'schen Einteilung möglichst gerecht zu werden, indem er die Grenze zwischen Lias und Dogger in Lothringen unter dunkle Tone mit den «kleinen Formen» (*Astarte Voltzi*, *Cerithium armatum*, etc.) der schwäbischen Torulosusschichten legte, weil hier die gleiche petrographische Beschaffenheit wie in Schwaben und das Auftreten einer Anzahl von Formen der schwäbischen Torulosus-Schichten gleichsam eine Linie der geringsten Widersprüche darstellen.

STEINMANN (1882, 1887) und VAN WERVEKE (1887) schlossen sich der von BRANCO angenommenen Grenzziehung an.³¹⁾ Das Auftreten des liasischen *Harpoceras striatulum* in den Striatulusschichten, dem Aequivalent der Torulosusschichten, der weitem liasischen Formen Schwabens *Harpoceras vadians*, *undulatum*, *aalense*, *costula*, *Lytoceras juvense*, *Belemnites acuaris* und *irregularis* in den lothringer *Trigonia navis*-Schichten und *Murchisonae*-Schichten erklärte man durch ein Hinaufrücken dieser Formen aus dem Lias in den Dogger.

Im Jahre 1897 wurde bei Anlage eines Stollens unter dem grauen Lager bei Algringen durch BENECKE und VAN WERVEKE eine ziemlich reiche Fauna gesammelt, die aus einer gut bestimmten Schicht stammt, welche nach BENECKE dem braunen Lager entspricht. (BENECKE, 1898 p. 97).

³¹⁾ STEINMANN G.: Geologischer Führer der Umgegend von Metz (1882).

STEINMANN G.: Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringens (1887).

VAN WERVEKE L.: Erläuterungen zur geolog. Uebersichtskarte der südl. Hälfte des Großherzogt. Luxemburg (1887).

BENECKE hat die Beschreibung dieser Fauna gegeben in: «Beitrag zur Kenntnis des Jura in Deutsch-Lothringen». — Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. Neue Folge, Heft I. — Straßburg 1898. Daran anschließend drückt BENECKE die Ansicht aus, daß die BRANCO'sche Gliederung, wie dieser sie in der Arbeit: «Der untere Dogger Deutsch-Lothringens» (1879) aufgestellt hat, nicht aufrecht erhalten werden kann.

Die von BENECKE (1898, p. 16—63) gegebene Gegenüberstellung der Liste der Versteinerungen, welche in der Umgegend von Algringen gefunden wurden, mit denjenigen, welche BRANCO aus den gleichen Schichten zitiert, zeigt die größte Verschiedenheit in der Gruppe der Cephalopoden. BRANCO kennt nur den *Harpoceras striatulum* und *Ancycloceras moselense* TERQ. BENECKE aber weist in den gleichen Schichten nach:

Harpoceras striatulo-costatum QU.

» *fallaciosum* BAYLE.

» *dispansum* LYC.

» *undulatum* STAHL.

Hammatoceras insigne SCHL. sp. ²⁹⁾

Diese Ammonitenvergesellschaftung tritt hier über den Schichten auf, welche in Lothringen die «kleinen Formen» der schwäbischen Torulosusschichten führen, während sie in Schwaben und in Elsaß in den Jurensisschichten (also u n t e r den Torulosusschichten) vorkommen. Die Schwierigkeiten, auf welche BRANCO bereits bei seiner Parallelisierung des untern Doggers von Lothringen mit demjenigen Schwabens hinwies, sind durch die BENECKE'schen Fossilfunde noch größer geworden. Es müßte also in Lothringen ein viel auffallenderes Hinaufgreifen von schwäbischen Liasformen in den

²⁹⁾ Hier sei eingefügt, daß die Funde doch nicht so ganz neu waren. Zwar waren bis 1897 keinem der Geologen der geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen die erwähnten Ammoniten bekannt geworden, doch erwähnt TERQUEM bereits in seiner «Paléontologie du département de la Moselle — Metz, 1855, p. 22 aus dem «grès supraliasique» oder «marlysandstone» *Am. insignis, radians, opalinus*. Aus der Stufe „hydroxyde oolithique,“ erwähnt er *Am. opalinus, aalensis, radians, variabilis, concavus, insignis, jurensis, Murchisonae*.

DEWALQUE (Prodrome d'une description géologique de la Belgique — Bruxelles, 1868) zitiert aus dem oberen Teil der Stufe „marnes de Grandcour (entsprechend den Bifronschichten) neben *Harp. bifrons, commune, serpentinum* auch *radians* und *variabile*. Letzterer ist nach BENECKE (1898, p. 59) von *Am. dispansum* schwer zu trennen.

lothringer Dogger stattgefunden haben, als BRANCO angenommen hatte. BENECKE schließt hieraus :

«Dieses Hinaufgreifen ist so auffallend, daß es sehr fraglich erscheinen muß, ob wir auch ferner so vergleichen dürfen. In der Tat kommen wir zu einem viel befriedigerenden Resultat der Parallelisierung, wenn wir von den Ammoniten und nicht von den Gastropoden und Lamellibranchiern ausgehen.» (BENECKE, 1898, p. 65).

Es kommt also hier auf die keineswegs restlos gelöste Frage heraus, welche Formen für die Altersbestimmung der Schichten die wichtigsten sind. Nach BENECKE spielen hierbei die Ammoniten die wichtigste Rolle, weil sie erfahrungsgemäß am meisten den Bedingungen entsprechen, die wir bei unsern geologischen Einteilungen und Vergleichen von den Leitfossilien fordern, nämlich große horizontale und möglichst geringe vertikale Verbreitung, während Gastropoden, Lamellibranchier und besonders die Brachipoden «in ganz auffallender Weise von dem Standort abhängen und in vertikal weit von einander abstehenden Schichten in unveränderter oder doch wenig veränderter Form wiederkehren, sobald nur die gleichen Lebensbedingungen gegeben sind.»

BENECKE weist dann nach, daß das, was in Lothringen als ein eigentümliches Hinaufgreifen liasischer Formen in den untern Dogger aufgefaßt wird, eine weitverbreitete, regionale Erscheinung ist, welche neben Lothringen auch im weitem Osten des Pariser Beckens, ferner in der Normandie, in England in Gloustershire und in Yorkshire und in Norddeutschland beobachtet wird. Auf Grund dieser vertikalen Verbreitung liasischer Ammonitenformen sei durch die französischen und englischen Geologen naturgemäß die obere Grenze des Lias höher gelegt worden als OPPEL dies für Schwaben getan habe.

BENECKE bringt aus den genannten Gegenden verschiedene Profile (BENECKE, 1898, p. 65—75), von denen nur zwei herausgegriffen seien.

Für die weitere Gegend von Nancy läßt sich nach BLEICHER (1883) folgendes Profil zusammenstellen,³⁹⁾ dem wir die Einteilung nach (BENECKE, 1898, p. 69) gegenüberstellen.

³⁹⁾ BLEICHER: Le minerai de fer de Lorraine au point de vue stratigraphique et paléontologique. — Bull. soc. géolog. de France, 3^e sér. t. XII, p. 46 — 1883/84.

Deutsch-Lothringen BENECKE (1898)	Französisch-Lothringen BLEICHER (1883)
Schichten mit <i>Trigonia navis</i>	Schichten mit <i>Trigonia navis</i>
Schichten mit <i>Harp. fallaciosum</i>	} Schichten mit <i>Harpoc. toarcense</i>
Schichten mit <i>Harp. striatulum</i>	
Schichten mit <i>Hild. bifrons</i>	Schichten mit <i>Hild. bifrons</i>
Schichten mit <i>Posid. Bronni</i>	Schichten mit <i>Posid. Bronni</i>
Schichten mit <i>Am. spinatus</i>	Schichten mit <i>Am. spinatus</i>

Bemerkungen zu dieser Gegenüberstellung.
Die ganze Schichtenreihe BLEICHER's mit *Harpoceras toarcense* führt diesen Ammoniten, der nach BENECKE (1898, p. 52) kaum von *Harp. striatulum* zu trennen ist. Die untere Hälfte ist durch *Astarte Voltzi* und *Cerithium armatum*, die obere durch *Belemnites irregularis* bezeichnet. Außerdem kommen vor *Am. variabilis*, der nach BENECKE (1898, p. 59) von *dispansum* schwer zu trennen ist, ferner *Am. insignis*, *Belem. meta*, *Trigonia pulchella*, *Thecocyatus mactra*.

Bei BLEICHER haben wir über den Posidonienschiefern die Schichten mit *Am. bifrons*. *Am. striatulum* oder *toarcensis* ist auch noch in höhern Schichten herrschend. Die Bifronsschichten dürfen also nach BENECKE nicht mit den schwäbischen Jurensisschichten gleichgestellt werden, wie BRANCO tut. Die Schichten mit *Am. toarcensis* entsprechen ungefähr den Striatulusschichten BRANCO's.

„Erst über den Striatulus-Schichten BRANCO's folgen BENECKE's Mergel mit *Am. fallaciosus*, *insignis*, *dispans*. Formen, welche den schwäbischen Jurensis-Schichten eigentümlich sind und zu den bezeichnendsten derselben angehören. Da BLEICHER aus seinen Schichten mit *Am. toarcensis* u. a. auch *Am. insignis* und *variabilis* (? *dispansus*) anführt, so ist die paläontologische Vertretung der lothringer „Mergel unter dem Erz“ in der Umgegend von Nancy sicher gestellt“. (BENECKE, 1898, p. 68).

Für die Normandie gibt MEUNIER-CHALMAS folgendes Profil für den obern Lias:

5. Lit calcaire et ferrugineux à *Harp. opalinum* et *aalense*.
4. Couches à oolithes ferrugineuses à *Harp. compactile* et *Dumortieria*.
3. Calcaire et oolithe ferrugineuse à *Haugia occidentalis* et *Harp. fallaciosum*.
2. Calcaire et marnes à *Harp. bifrons*.
1. Couche rouge à petites Brachiopodes.

„Hier haben wir also wie in Lothringen den *Harpoceras fallaciosum* zwischen *Harp. bifrons* und *Harp. opalinum*.“ (BENECKE 1898, p. 70).

Die bei BENECKE mitgeteilten Profile aus England lassen dieselbe Reihenfolge erkennen.

In dem weiten Gebiete von Lothringen bis nach England lassen sich also trotz fazieller Eigentümlichkeiten im obern Lias allgemeine Züge feststellen, welche die Juraablagerungen westlich der Vogesen von denjenigen im Elsaß und in Schwaben trennen.

Als immer wiederkehrende Züge der Juraablagerungen westlich der Vogesen sind zu erkennen:

Die Posidonienschiefer, deutlich vom mittleren Lias abgetrennt, sind fast überall vorhanden. Ebenso kehren in beinahe allen Profilen die Schichten mit *Harp. opalinum* wieder.

Zwischen diesem untern und obern Horizont liegen petrographisch verschieden entwickelte Schichtenkomplexe, die als Bifrons-Striatulus- und Jurensisschichten bezeichnet werden.

Die Bifrons-Schichten zeigen im allgemeinen ein Zurücktreten der bituminösen Schiefer und ein Vorherrschen von festem Kalk in Knollen und Platten. Sie schließen bisweilen mit grauem Mergel, reich an *Am. crassus*, ab.

In den Striatulus-Schichten, die mit den Bifrons-Schichten durch gemeinsames Vorkommen des *Harp. striatulum* oder nahestehender Formen, besonders *Am. toarcensis* verknüpft sind, werden die Knollen seltener, die Gesteinsbeschaffenheit im allgemeinen sandiger.

Ueber den Striatulus-Schichten und zunächst unter den Opalinus-Schichten kommen Ammoniten vor, die für die schwäbischen Jurensisschichten bezeichnend sind, so *Hamm. insigne*, *Harp. dispansum* und *fallaciosum*, die im Gebiete westlich der Vogesen bis in das nördliche England unter den Opalinus-Schichten und über den Striatulus-Schichten auftreten.

Diese Formen treten nun in der gleichen geologischen Position im nördlichen Lothringen und in Luxemburg auf und daraus schlußfolgert BENECKE, daß sie auch hier, wie im französischen und englischen Gebiete, die Jurensis-Schichten kennzeichnen.

«In diesen Gebieten hat *Am. torulosus* sich nirgends als ein brauchbares Leitfossil erwiesen, weil er zu selten ist und in verschiedenen Horizonten angetroffen wird. Ebenso wenig können die «kleinen Formen» der schwäbischen Torulosus-Schichten in diesen Gebieten als bezeichnend für einen bestimmten Horizont angesehen werden. Sie kommen bald massenhaft, bald vereinzelt von den Bifrons-Schichten an bis in die Schichten der *Trigonia navis* oder des *Harpoceras opalinum* vor.»

Logischerweise haben die lothringer und französischen Geologen seit TERQUEM in Lothringen und Luxemburg die «Mergel und Sandstein unter dem Erz» als grès supraliasique bezeichnet und auch die

Eisenerzformation noch zum Lias (Aalenien) gezogen, darüber dann das Bajocien mit den Sowerbyischichten beginnen lassen.

Die Grenzziehung zwischen Lias und Dogger, wie sie BRANCO für Lothringen angenommen hat, um sich an die schwäbische Zoneneinteilung anzuschließen, stößt nun grade beim Vergleich mit Schwaben auf Schwierigkeiten. Der Lothringer Dogger, in dem von BRANCO festgelegten Umfange, zeigt in paläontologischer Beziehung vielfach einen liasischen Charakter, weil die Verhältnisse östlich des heutigen Vogesengebietes anders lagen als in Lothringen und Luxemburg.

In Württemberg ist die Einteilung in die OPPEL'schen Zonen

der *Posidonomya Bronni*,
des *Am. jurensis*,
des *Am. torulosus*
und der *Trigonia navis*

ganz natürlich. Die Grenze zwischen Lias und Dogger liegt über der Zone mit *Am. jurensis*.

In neuerer Zeit hat ENGEL die Jurensis-Schichten noch weiter geteilt und unterscheidet von unten nach oben:

Mergel mit *Am. radians*,³⁴⁾
Kalkbänke mit *Am. jurensis*,
Mergel mit *Am. aalensis*.

Er legte die Grenze zwischen Lias und Dogger über die Mergel mit *Am. aalensis*.

Im Elsaß liegen die Verhältnisse ähnlich wie in Württemberg. Deshalb macht der Vergleich mit der schwäbischen Gliederung hier keine Schwierigkeit.

Von den Verhältnissen westlich der Vogesen ausgehend, bedeuten für BENECKE in Lothringen ebenso wie im Pariser Becken und in England, die Schichten mit *Harpoceras fallaciosum*, *Harp. dispansum*, *Hammatoceras insigne*³⁵⁾ die Jurensis-Schichten.

Von diesem Horizont ausgehend, stellt BENECKE für Lothringen und Luxemburg folgende Gliederung auf:

Ueber die Posidonienschiefer (1) folgen wenig geschieferte dunkle Tone mit Kalkknollen, welche *Harpoceras bifrons*, *Coeloceras commune* u. a. führen (2). Darüber lagern die mehr sandigen Striatu-

³⁴⁾ *Am. radians*, *striatulus*, *toarcensis*, *striatulo-costatus* gehören so eng zu einander, daß die Ansichten über die Begrenzung der einzelnen Formen weit auseinander gehen. (Vergl. BENECKE, 1898, p. 61—65).

³⁵⁾ Dazu wurde '898 *Lytoceras jurensis* auf der Halde des Stollens Hayingen (in Lothringen) durch BENECKE aufgefunden.

lusschichten (3), welche von den Fallaciosusschichten = Jurensisschichten bedeckt sind (4). Die darüber folgenden Eisenerzlager, beginnend mit dem grauen Lager, bilden die Schichten mit *Harpoceras opalinum* (5).

Werden nun die Fallaciosusschichten als Aequivalent der schwäbischen Jurensisschichten aufgefaßt, so kommen die Striatulusschichten BRANCO's unter die Jurensisschichten, während dieselben nach BRANCO (Striatulusschichten = Torulosuschichten) über den Jurensisschichten liegen.

BRANCO begründete seine Auffassung mit dem Auftreten der kleinen Formen der schwäbischen Torulosuschichten (*Astarte Voltzi*, *Cerithium armatum* etc.) über fossilarmen Tonen, die nur an der Côte de Delme reichlich *Am. bifrons* führen. Es kommt also auf den Wert dieser Formen als Leitfossilien im Gegensatz zu den diese Formen in Lothringen begleitenden Ammoniten an.

BENECKE äussert sich zu dieser Frage in folgendem Sinne:

«Am Stürzenberg, westlich Diedenhofen, treten schon in den sandigtonigen Striatulusschichten einige kleine Formen der Torulosuschichten wie *Cerithium armatum*, *Trochus subduplicatus*, *Astarte Voltzi*, *Trigonia pulchella* auf. In Franken, Schwaben, dem Elsaß und in mehreren südfranzösischen Gebieten haben wir über den Jurensisschichten eine mächtige Entwicklung fetter Tone und in denselben stellen sich sofort die kleinen Formen wieder ein und zwar in Folge ihrer Existenz günstiger Bedingungen in einer Massenhaftigkeit wie sonst nirgends.»

Da für BENECKE die Ammoniten maßgebend sind, gehören die Schichten mit *Striatulus* am Stürzenberg in den obern Lias, die Schichten mit *Am. torulosus* in Schwaben, Elsaß u. a. in den untern Dogger. Da «die kleinen Formen» in Lothringen den *Am. striatulus*, in Schwaben u. a. den *Am. torulosus* begleiten, treten sie hier über den Jurensisschichten, dort unter denselben auf.

„Solange man mit BRANCO die Striatulus-Schichten als zum Dogger gehörig ansah (wegen des Vorkommens der „kleinen Formen“), konnte man die in demselben auftretenden Ammoniten (*Am. striatulus*) als Nachzügler aus dem Lias ansehen. Nach Auffinden der Ammonitenformen *Harp. fallaciosum*, *dispansum*, *Hamm. insigne* (und *Lyt. jurense*), welche in Lothringen die Jurensiszone darstellen, können die Striatuluschichten nur mehr Lias sein. Denn *Hamm. insigne* liegt im nördlichen Lothringen genau dort, wo er nach dem schwäbischen Liasschema hingehört.“

Mit dieser Deutung sind indessen die Schwierigkeiten nur zum Teil gelöst und BENECKE selbst weist auf die eigentümliche Erscheinung hin, daß in den Opalinusschichten (sie entsprechen der Eisenerzformation) mit welchen in Schwaben der Dogger beginnt, in Lothringen

noch Formen vorkommen, die in Schwaben auf den Lias beschränkt sind. Schon TERQUEM zitiert aus der Eisenerzformation *Am. aalensis*, *insignis*, *opalinus*, *radians*, *variabilis*, *jurensis*, *Murchisonae*, also neben Formen des Doggers solche des schwäbischen obern Lias.

Das trifft aber nicht nur für Lothringen, sondern auch für Frankreich und England zu, was wie bereits früher erwähnt, die französischen und englischen Geologen veranlasste, die von OPPEL geschaffene Abgrenzung zwischen Lias und Dogger nicht anzuerkennen und dieselbe über die Opalinusstufe zu legen. Nach der französischen Einteilung kommt die lothringer-luxemburger Minetteformation in das Aalenien und darüber mit den Sowerbyischichten beginnt das Bajocien, mit welchem der Dogger anfängt.

Ueber die Frage der Grenzziehung zwischen Lias und Dogger äussert sich BENECKE dahin, den Lias im Elsaß und in Lothringen mit den Schichten mit *Harpoceras fallaciosum* abzuschließen. Dadurch sollte erreicht werden, daß für die Karten beider Gebiete eine einheitliche Darstellung erlangt werde und daß man sich der in Frankreich üblichen Grenzziehung zwischen Lias und Dogger mehr nähere. Daß diese Lösung nach keiner Seite vollständig befriedigt, ist einleuchtend.

Auf die Frage der Grenzziehung zwischen Lias und Dogger kommt dann BENECKE (1901) etwas später zurück in seiner Arbeit: «Uebersicht über die paläontologische Gliederung der Eisenerzformation in Deutsch-Lothringen und Luxemburg». — Mitteil. d. geol. Landesanstalt v. Els.-Lothr. Bd. V, Heft 3, p. 139—166. — Straßburg 1901.

Hierin zieht BENECKE die Grenze zwischen Lias und Dogger über den Schichten mit *Harpoceras fallaciosum* und *Hammatoceras insigne* und unter tonigen Sandstein mit *Dumortieria Levesquei*. Er begründet diese Grenzziehung folgendermaßen:

Das Auftreten der oberliasischen Formen *Harp. fallaciosum*, *Hamm. insigne*, *Lyt. jurense* in der Unterregion von BRANCO's «Schichten mit *Gryphaea ferruginea* und *Trigonia navis*» beweisen die Gleichalterigkeit dieser Schichten mit den Jurensisschichten des elsäßer und schwäbischen Lias. Die von BRANCO in den untern Dogger gestellten Striatulus-Schichten rücken damit ebenfalls in den obern Lias und «zwar an die Stelle, wo sie in Frankreich und England liegen, nämlich über die Schiefer mit *Posidonomya Bronni* und unter die Jurensismergel.»

Die Abteilung mit den oben genannten oberliasischen Formen wird nach der häufigsten derselben als Fallaciosusschichten bezeichnet.

«Es sind sandige, graue und grünliche Mergel mit einzelnen festeren Bänken, die strichweise Anhäufungen gelb gefärbter Körner eines chamoisitartigen Minerals enthalten. Auch die fleckige und flammige Zeichnung einiger Bänke ist bezeichnend.»

In etwas höherer Lage tritt ein Ammonit auf, den BENECKE (1898) als *Harpoceras striatulo-costatum* Qu. abbildet und beschreibt (BENECKE: «Beitrag zur Kenntnis des Jura in Deutsch-Lothringen», Tafel V, fig. 4 und 6 u. p. 51—55). In seiner Arbeit von 1901: «Übersicht über die paläontologische Gliederung der Eisenerzformation in Deutsch-Lothringen und Luxemburg» wird diese Form als *Dumortieria Levesquei* angesprochen und die Schichten, welche denselben führen, als Levesquei-Schichten, bezeichnet.

«Es sind dichte Bänke eines glimmerreichen, in frischem Zustand graublauen, verwittert aber gelben Sandsteines mit seltenen Mergellagen. Die Chamoisitkörner fehlen.

Bei ungenügenden Aufschlüssen ist die Trennung zwischen Fallaciosusschichten und Levesqueischichten nicht scharf durchführbar. Das steile Ansteigen der geschlossenen Levesqueisandsteine gibt meistens einen Anhaltspunkt.

Mit dem Auftreten von *Dumortieria Levesquei* fällt das Auftreten abbauwürdiger Erzlager zusammen. Das tiefste derselben ist, abgesehen von dem wenig bekannten grünen Lager, das schwarze. Bei Obercorn kommt *Dum. Levesquei* unter und über dem schwarzen Lager vor.“

Da die *Dumortierien* in den Fallaciosusschichten fehlen, in den Levesqueischichten aber unvermittelt auftreten, nimmt BENECKE an, daß dieselben in Lothringen eingewandert seien. Mit dem unvermittelten Auftreten dieser Formen will BENECKE den Dogger beginnen und verlegt deshalb die Grenze zwischen Lias und Dogger an die Basis der Levesqueischichten.

Aber auch dann ist die Grenzziehung nicht ohne Zwang und der Vergleich mit dem Elsaß und mit Schwaben nicht ganz einwandfrei, wie schon weiter oben bemerkt wurde. Denn

„im Elsaß und in Schwaben kommen aber *Harp. dispansum* und die der *Dumortieria Levesquei* nahestehende Form *Dumortieria striatulo-costata* Qu. sp. in den obersten Lagen der Jurensisschichten mit *Hamm. insigne* vor.

Wollte man nun in diesen Schichten ebenso verfahren wie in Lothringen, so müßte man die Grenze zwischen Lias und Dogger noch in die grauen Mergel der Jurensisschichten legen. Das wäre aber praktisch nicht durchführbar. Ein anderer Ammonit, *Harp. aalense*, den man in Schwaben als eine bezeichnende Form des obersten Lias ansieht, geht bei uns bis unmittelbar unter die Schichten mit *Ludwigia Murchisonae* hinauf. Es gibt eben keine allgemein gültigen paläontologischen Grenzen.“ (BENECKE, 1901, p. 147—150).

Vergleichende Gegenüberstellung der Schichten an der Grenze zwischen Lias und Dogger.

QUENSTEDT u. OPPEL	BRANCO 1879		VAN WERVEKE 1901		BENECKE 1901	ENGEL 1896	OPPEL 1858		
Brauner Jura α pars.	Schichten mit <i>Gryph. ferrug.</i> u. <i>Trig. navis</i>	Oberregion Im Norden Unterste Flöze des Eisenerz-Sandstein z. T.	Im Süden Eisenerz	Schichten mit <i>Dumort. Levesquei</i>	Unterste Flöze der Erzformation z. T. Sandstein	Schwarzes Lager Schichten m. <i>Dumort. Levesquei</i>	Mergel m. <i>Am. aalense</i>	}	Zone des <i>Am. jurensis</i>
Zone der <i>Trigonia navis</i>		Unteregion Sandstein	Sandstein Tone	Schichten mit <i>Harpoc. fallaciosum</i> u. <i>Hamm. insigne</i>	Sandstein vom Stürzenberg	▲ Dogger ▼ Lias Schichten mit <i>Harp. fallaciosum</i>	Kalkbänke m. <i>Am. jurensis</i>		
? Fossilarme Tone über den <i>Torulosschichten</i>	Schichten mit <i>Harpoc. striatulum</i> .	Oberregion: Tone		Schichten mit <i>Harpoc. striatulum</i>	Mergel von Bewingen	Schichten mit <i>Harpoceras striatulum</i>	Mergel mit <i>Am. radians</i>	}	Oberer Lias
Brauner Jura α pars. Zone des <i>Am. torulosus</i>		Unteregion: Tone		Schichten mit <i>Astarte Voltzi</i>	Mergel von Oetringen				
Lias ζ Zone des <i>Am. jurensis</i>	Meist fossilarme Tone; reich an Versteinerungen an der côte de Delme (<i>Harpoceras bifrons</i>)			Schichten mit <i>Coeloc. crassum</i>	Mergel von Bacourt	Schichten mit <i>Harp. bifrons</i> u. <i>Coeloc. crassum</i>	Crassus u. bifrons-schichten (Grenzbank ζ-E)	}	Zone der <i>Posid. Bronni</i>
Lias ε Schichten der <i>Posid. Bronni</i>	Schichten m. <i>Posid. Bronni</i>	Im Norden Gelber.sand Kalk Tone mit Kalkknollen Bituminöse Schiefer	Im Süden Tone m. Kalkknollen	Schichten mit <i>Harp. bifrons</i>	Bituminöse Schiefer	Schichten mit <i>Harp. falctiferum</i> u. <i>Posidon. Bronni</i>	Ober-, Mittel- u. Unterabteil. des Lias ε		
		Schichten mit <i>Posid. Bronni</i> u. <i>Harpoc. falctiferum</i>							

L. VAN WERVEKE hat sich, wie bereits früher erwähnt, in der Gliederung des untern Doggers und in der Grenzziehung zwischen Lias und Dogger eng an BRANCO angelehnt. (L. VAN WERVEKE: «Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Großherzogtums Luxemburg.» — Straßburg, 1887).

Als BENECKE an Hand der neu aufgefundenen Versteinerungen für die Grenzschichten von Lias und Dogger eine rein paläontologische Gliederung durchführte, schloß sich VAN WERVEKE (1901) insofern an, als er auch die BENECKE'sche paläontologische Gliederung gebrauchte, doch daneben, um den praktischen Bedürfnissen in dem technisch wichtigen lothringisch-luxemburgischen Eisenerzgebiet gerecht zu werden, petrographische Bezeichnungen hinzufügte. (L. VAN WERVEKE: «Profile zur Gliederung des reichsländischen Lias und Doggers und Anleitung zu einigen geologischen Ausflügen in den lothringer-luxemburger Jura.» — Mitteil. d. geol. Landesanstalt v. Els.-Lothr. Bd. V, Heft 3, p. 166—246. — Straßburg, 1901), Es wurden dafür die Namen von Oertlichkeiten gewählt, in welchen die petrographische Ausbildung besonders typisch entwickelt ist.

Für die Zugehörigkeit zum Lias oder Dogger verblieb VAN WERVEKE auch jetzt bei der von BRANCO durchgeführten Grenzziehung.

Auf der nebenstehenden Tafel sind die Grenzschichten von Lias und Dogger sowie die Grenzziehung zwischen diesen bei BRANCO, BENECKE und VAN WERVEKE zum Zweck der Vergleichung neben einander gestellt. Die äußerst stehende Kolonne der Tafel gibt die Parallelisierung mit der Einteilung Schwabens nach QUENSTEDT und OPPEL im Sinne der Auffassung der lothringer Aequivalente nach BRANCO, die äußerst rechts stehende Kolonne die Parallelisierung mit der Einteilung nach OPPEL und ENGEL im Sinne der Auffassung nach BENECKE.

Ausführlich ist BENECKE noch einmal auf die Frage der Grenzziehung zwischen Lias und Dogger in Lothringen und Luxemburg zurückgekommen in seinem Werke: «Die Versteinerungen der Eisenerzformation in Lothringen und Luxemburg» (1905).

Auch hier wird das Hauptgewicht für die Gliederung auf die Ammoniten und auf ihre Aufeinanderfolge gelegt. Für die Grenzbestimmung zwischen Lias und Dogger ist besonders wichtig was als Aequivalent der schwäbischen Jurensisschichten gedeutet werden kann. Sehen wir deshalb wie die Ammonitenformen der Jurensisschichten in Schwaben in Parallele zu den Formen der Schichten gestellt werden können, welche BENECKE in Lothringen als Jurensisschichten anspricht.

Die OPPEL'sche Zone des *Am. jurensis* wird durch ENGEL: «Geognostischer Wegweiser durch Württemberg» — Stuttgart 1896, in drei Abteilungen zerlegt.

Die untere Abteilung begreift Mergel mit *Am. radians depressus* QU. In Deutschland pflegt man diesen Ammonit zu identifizieren mit dem *Am. striatulus* SOW., welcher letztere von manchen Autoren auch als Synonym von *Am. toarcensis* d'ORB. aufgefaßt wird (BENECKE, 1898, p. 52). BENECKE schließt hieraus, daß die Radians-Schichten jedenfalls den lothringer Striatulus-Mergeln gleichgestellt werden können.

Als mittlere Abteilung gibt ENGEL in Württemberg Kalkbänke mit *Am. jurensis* und *5Hamm. insigne* an. Diese beiden Ammoniten hat BENECKE auch in Lothringen vergesellschaftet mit den häufigeren *Harp. fallaciosum* nachgewiesen. (Fallaciosusschichten BENECKE's).

Die obere Abteilung in Schwaben wird gebildet durch Mergel mit *Am. aalensis*. Ueber diesen beginnt in Schwaben nach QUENSTEDT und OPPEL der Dogger.

Hier beginnen in Lothringen für den Vergleich mit Schwaben die Schwierigkeiten. *Am. aalensis* erscheint in Lothringen zwar im gleichen Niveau wie in Schwaben, geht aber durch bis beinahe an die Basis der Sowerbyischichten.

Auch die Dumortierien zeigen in beiden Gebieten abweichende Verbreitung. *Dumortieria striatulo-costata* und *suevica* finden sich in Schwaben in den Radiansmergeln, also in der untern Abteilung der Jurensisstufe, und überschreiten die Grenze des obersten Lias nicht. In Lothringen treten sie dagegen in dem schwarzen Lager, also im untersten Dogger nach der Einteilung von BENECKE, auf. Dagegen tritt in Lothringen mit den beiden genannten Dumortierien vergesellschaftet *Harpoc. subinsigne* auf, die in Schwaben für den untersten Dogger bezeichnend ist.

Dumortieria striatulo-costata und *suevica* nebst *Harpoc. insigne* liegen in Lothringen sicher über Fallaciosus-Schichten. Häufig kommt damit *Dumort. Levesquei* vor, weshalb BENECKE die Stufe als Levesquei-Schichten bezeichnet.

Wollte man die Levesquei-Schichten zum Lias ziehen, weil die darin auftretenden Formen *Dumort. striatulo-costata* und *suevica* in Schwaben im Lias auftreten, dann käme das typische unterst Doggerfossil *Harpoc. insigne*, «das auch in Lothringen gerade da auftritt, wo es nach dem Vorkommen in Schwaben hin gehört» in den Lias.

Weil die Dumortierien in den Fallaciosus-Schichten ganz fehlen und unvermittelt als Einwanderer in Lothringen in den Levesquei-Schichten auftreten, läßt BENECKE mit diesen in Lothringen den Dog-

ger beginnen. So kommt das unterst Doggerfossil *Harpoc. subinsigne* zwar an seine richtige Stelle, dagegen reicht das typische liasische Leitfossil *Harpoc. aalense* hoch in den untern Dogger, bis dicht an den mittleren Dogger hinauf. Weiter ist zu bemerken, wie bereits angegeben, daß die Dumortierien, mit deren Auftreten BENECKE den Dogger beginnt, sich in Schwaben bereits in den untern Jurensis-Schichten finden und mit dem obersten Lias verschwinden.

Eine volle Uebereinstimmung zwischen Lothringen und Schwaben ist also nicht zu erreichen.

«Am auffallendsten ist für Schwaben das frühzeitige Verschwinden der Dumortierien und des *Harpoc. aalense*, welche die obere Grenze des Lias, nach schwäbischer Einteilung, nicht überschreiten, in Lothringen bis dicht unter die Murchisonsschichten hinaufgehen.» (BENECKE, 1905, p. 506).

Im Hinblick auf diese Unstimmigkeiten schreibt dann BENECKE an anderer Stelle:

«Wir mögen wie immer zu gruppieren versuchen, durchgehende Grenzlinien können wir nicht ziehen, ohne nach der einen oder andern Richtung Zwang auszuüben. (1905, p. 504).

Wir haben uns bei dem Vergleich des schwäbischen Obern Lias und Untern Doggers mit den gleichalterigen Bildungen Lothringens auf die Ammoniten gestützt, da unter diesen eine größere Anzahl von Formen durch ihre annähernd gleiche vertikale Verbreitung in beiden Gebieten eine ungefähre Gegenüberstellung möglich macht.» (1905, p. 508).

Auch BRANCO (1879, p. 35) hebt bereits hervor, daß bei der von ihm angenommenen Grenzlinie zwischen Lias und Dogger der letztere in paläontologischer Beziehung vielfach einen liasischen Charakter trägt, und er betont ebenfalls, daß die OPPEL'sche Zoneneinteilung nicht vollständig auf Lothringen übertragbar sei.

Den Kern des Problems berührt BRANCO, wenn er eingangs seiner Arbeit schreibt:

«Ich habe mich im Vergleich der Gliederung an die schwäbischen Verhältnisse angelehnt, doch möchte ich schon hier ausdrücklich hervorheben, daß ich nicht die Ansicht gewonnen habe, als sei der lothringere Dogger dem schwäbischen besonders ähnlich entwickelt. Es scheinen im Gegenteil Beziehungen verschiedenster Art zu dem englischen zu bestehen.» (1879, p. 5).

STEINMANN, welcher sich anfangs der Grenzziehung BRANCO's anschloß, bemerkt ebenfalls:

«Die von uns angenommene Zuteilung der untern Hälfte einer mächtigen Masse fossilarmen Tone zum Lias, der obern zum Dogger ist durchaus künstlich und es läßt sich zu Gunsten derselben nur auführen, daß sie uns

die Möglichkeit eines bequemen Vergleiches der Juraabteilungen mit andern Gegenden gewährt.» (Erläut. z. geolog. Uebersichtskarte von Deutsch-Lothringen. — 1887, p. 41).

Später haben STEINMANN, JANENSCH und ENGEL sich der BENECKE'schen Auffassung angeschlossen.³⁶⁾ VAN WERVEKE ist zeitlebens der Anschauung BRANCO's treu geblieben. Er hat seine Ansicht nochmals begründet in seiner Arbeit: «Die lothringer-luxemburger Minetteablagerung» (1910, p. 61—73).

VAN WERVEKE betont die petrographische Gleichartigkeit, die gleiche Entstehung, auch die gleichen Mächtigkeiten der Schichten, welche im Elsaß und in Lothringen die sogenannten «kleinen Formen» der schwäbischen Torulosusschichten führen. Auch der gleiche Abstand in Lothringen, im Elsaß und in Schwaben von dem leitenden Horizont der Posidonienschiefer sei auffallend.

Die Schichten mit *Astarte Voltzi*, führt VAN WERVEKE weiter aus, liegen in geringem Abstand von den Posidonienschiefern, von diesen in Schwaben und im Elsaß durch die Belemniten- und Ammonitenanhäufungen der Jurensisschichten getrennt. In Lothringen entsprechen die Schichten von Bacourt den Jurensisschichten. Auch die Schichten von Bacourt führen zahlreiche Bruchstücke von Ammonitenresten, und am rechten Moselufer in der Gegend von Delme hat KLÜPFEL nachstehende Ammoniten aus diesen Schichten nachgewiesen: *Phylloceras heterophyllum* SOW., *Lytoceras cornucopiae* J. u. B., *Lyt. sublineatum* OPP., *Hildoceras bifrons* BRUG., *Harpoceras variabile* D'ORB., *H. dispansum* LYC., *H. insigne* SCHÜBL., *H. quadratum* HAUG, *H. thouracense* D'ORB., *H. lythense*, J. u. B., *Steph. Raquinianum* D'ORB., *St. crassum* J.

Hier ist zu bemerken, daß die Schichten von Bacourt eine Reihe von Formen mit den schwäbischen Jurensisschichten gemeinsam haben. Die Mergel von Bacourt entsprechen nach VAN WERVEKE den schwäbischen Jurensisschichten. Aber ein gleiches Vorkommen von Formen der schwäbischen Jurensis-Schichten beobachtet man in BENECKE'S Fallaciosus-Schichten.

³⁶⁾ STEINMANN G.: Die 34. Versammlung des oberrhein. geol. Vereins in Diedenhofen. — Zentralbl. f. Min., Geol. u. Paläont. — 1901, p. 406—412.

JANENSCH W.: Die Jurensisschichten des Elsaß. — Abhdl. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. N. F. Heft 5, p. 144 ff. — Straßburg, 1902.

ENGEL: Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 3. Aufl. p. 276. — Stuttgart, 1896.

In Schwaben und im Elsaß über den Jurensismergeln, in Lothringen über den Schichten von Bacourt liegen die Schichten mit *Astarte Voltzi*. Sie beginnen von Schwaben bis Lothringen nach VAN WERVEKE in scharfer Grenze über den «Massengräbern von Cephalopodenresten» und sind im Elsaß und in Lothringen «ein und derselbe geognostischer Körper, für den ich gleichzeitige Entstehung annehme. Dieselbe Fossilgesellschaft charakterisiert sie überall. Im Elsaß ist mit ihnen unbedingt der Dogger anzufangen, demnach auch in Lothringen.» (VAN WERVEKE, 1910, p. 66).

Hier sei eingefügt, daß die Schichten von Bacourt im Gebiete ihrer typischen Entwicklung nur etwa 1 m mächtig sind. (Gegend von Delme). Auf dem linken Moselufer sind sie bereits in Lothringen kaum zu erkennen. Nach VAN WERVEKE (1901, p. 213) sind sie bei Entringen, 6 km südöstlich Düdelingen, in einer 3—4 cm mächtigen Schicht, die reich an *Belem. acuarius* und *irregularis* ist, noch vertreten. In unserm Lande sind diese Schichten, der sogenannte Crassus-Horizont in regionaler Verbreitung, bei den Feldaufnahmen für die geologische Karte Luxemburgs (1947—1949), von Düdelingen bis Rodingen nachgewiesen worden. Der Horizont ist nur wenige cm mächtig, aber erfüllt mit Ammoniten und Belemniten und liegt an der Basis von grauen Mergeln, die bereits häufig *Harpoceras striatum* führen. (Siehe auch M. LUCIUS 1945 p. 42 und 1948 p. 189).

Zur Parallelisierung auf weite Entfernungen hält VAN WERVEKE die Fossilgesellschaft mit *Astarte Voltzi* (die «kleinen Formen der Turulosusschichten») besonders wichtig, und wenn in den Schichten der *Astarte Voltzi* in Lothringen noch Liasammoniten auftreten, so müsse man logischerweise annehmen, daß dieselben hier nicht das gleiche Lager einnehmen wie in dem normalen schwäbischen Lias, sondern in jüngere Schichten hinaufreichen. Will man die Schichten mit *Astarte Voltzi* als Leithorizont für den Beginn des Doggers auch in der Normandie gelten lassen, dann muß man hier, wie in Lothringen, ein Hinaufreichen der Ammoniten aus dem Lias in den Dogger annehmen.

Es bleibt also immer die gegen die schwäbischen Verhältnisse anormale Lage einer Reihe von Ammoniten, auf welche bereits höher hingewiesen wurde.

VAN WERVEKE glaubt, daß wir nicht immer zu richtigen Altersbestimmungen und Vergleichen kommen, wenn wir nur von den Ammoniten ausgehen, sondern daß wir sämtliche Verhältnisse in Betracht ziehen müssen. Das heißt mit andern Worten, zu einer vermittelnden Lösung der geringsten Widersprüche gelangen. Hierbei hängt es natürlich vom persönlichen Empfinden ab, welchen Fossil-

gruppen oder welchen petrographischen oder geognostischen Eigentümlichkeiten man das Hauptgewicht beimessen will, um zu einem bestimmten Vergleich zu gelangen. Oder mit andern Worten: Welches ist der normale Typ, mit welchem diese Schichtenreihen des Lothringer-Luxemburger Gebietes zu vergleichen sind?

So will BRANCO in erster Linie den Lothringer Jura mit dem schwäbischen vergleichen, wobei er sich auf die «kleinen Formen» der schwäbischen Torulosusschichten stützt.

STEINMANN drückt sich ebenfalls dahin aus, daß die von ihm angenommene Grenzlinie zwischen Lias und Dogger eine künstliche sei, die nur den Zweck habe, die Möglichkeit eines bequemen Vergleichens zu gewähren, wobei er ebenfalls die schwäbische Einteilung meint.

Auch VAN WERVEKE versucht in erster Linie einen Vergleich mit den schwäbischen Verhältnissen und dasselbe will BENECKE, nämlich «einen Vergleich des schwäbischen obern Lias und untern Doggers mit den gleichalterigen Bildungen Lothringens», wobei er sich auf die Ammoniten stützt.

Aber die Schwierigkeiten bleiben immer dieselben. Viele Horizonte des schwäbischen Lias bis einschließlich der Bifrons-Schichten lassen sich genau durch das Elsaß bis nach Lothringen-Luxemburg und weiter nach Westen hin verfolgen. Ebenso scharf ist der Vergleich zwischen den schwäbischen und lothringer-luxemburger Sowerbyischichten. Für den zwischen Bifrons- und Sowerbyischichten liegenden Komplex herrscht Unsicherheit. Dagegen geht aus der Gegenüberstellung der Ammonitenformen dieses Schichtenkomplexes hervor, daß in dem ganzen Gebiete westlich der Vogesen, in Lothringen, in der Normandie, bis ins nördliche England und bis in Norddeutschland eine Reihe auffallend übereinstimmender Züge besteht, welche sich in Schwaben nicht wiederfinden.

Jedenfalls weisen die Faunen des obersten Lias und des untern Doggers in Lothringen und Luxemburg mehr nach dem Pariser Becken als nach dem Elsaß hin, während man in Elsaß für diese Zeiten eine auffallende Uebereinstimmung mit Schwaben feststellt. Hier bestehen also zwei verschiedene Faunen nahe bei einander, nur durch die Vogesen getrennt.

Die Ursache dürfte darin zu suchen sein, daß in dieser Zeit die Verbindungen zwischen Schwaben und dem Pariser Becken schwierig geworden waren und daß die gleichartigen Bedingungen für die Entwicklung der Faunen in beiden Gebieten aufgehoben waren, und zwar dadurch, daß eine Landmasse oder nur eine Untiefe im Gebiete der Vogesen sich als trennende Schwelle zwischen die beiden Gebiete geschoben hatte.

Deutliche Anzeichen von Regressionen, die aus Heraushebung hindeuten, sind ebenfalls im Gebiete der lothringer-luxemburger Eisenerzformation vorhanden. Der Abschluß dieser regressiven Bewegungen erfolgte in diesem Gebiete mit der großen Transgression zu Beginn der Sowerbyischichten, welche auch die ungehinderte Verbindung mit dem Elsaß und mit Schwaben wieder herstellte.

Die vertikale Verbreitung einzelner Ammonitenformen kann nicht in allen Gebieten die genau gleiche gewesen sein, weil die Lebensbedingungen sich in verschiedenen Gebieten nach verschiedenen Richtungen hin abänderten. Daß gleiche Faunen auch überall zu gleicher Zeit auftraten, also streng gleichalterig seien, ist ein geologischer Lehrsatz, der nicht absolut gültig sein kann, weil mit der Aenderung der Lebensbedingungen auch eine Verschiebung der Faunen stattfinden muß. Durch das gegenseitige Auf und Ab benachbarter Schollen der Erdkruste kann ein Teil mit tieferem Meer bedeckt werden, während ein anderer verlandet. Ein früher gemeinsames Meeresbecken kann durch eine Untiefe oder einen Rücken in Teilbecken mit wechselnden Lebensbedingungen zerlegt werden. Die Fauna wandert aus einem Gebiet aus, verschwindet hier, findet aber in einem benachbarten Gebiete Verhältnisse, die denen des verlassenen Gebietes entsprechen. So finden wir sie denn in den Schichten wieder, die bei gleichem Fossilgehalt verschiedenes Alter haben. Was wir in einem Gebiet als Leitfossil für eine kurze, scharf begrenzte Zeit finden, kann in einem andern Gebiete viel länger fortbestanden haben, als es im Interesse der Schichtenabgrenzung von einem «guten» Leitfossil erwünscht ist. (Vgl. auch: E. HAARMANN, Um das geologische Weltbild, p. 15).

Hieraus geht hervor, daß bei der Beurteilung der Frage auch das paläogeographische Bild herangezogen werden muß. Hierbei weisen aber die vielen gemeinsamen Merkmale darauf hin, daß der Lothringer Jura in der Grenzzeit vom Lias zum mittleren Dogger engere Beziehungen zum Pariser Becken, zu England und zu Norddeutschland hatte als zu Schwaben, eine Tatsache, welche bei Festlegung der Gliederung und Altersbestimmung der Schichten nicht außer Acht gelassen werden darf.

V.

Das erste Viertel des 20. Jahrhundert.

In diesem Zeitraum wurde die Lösung zweier Hauptprobleme des Luxemburger Mesozoikums gefördert: Die Parallelisierung der triadischen Küstenfazies am Rande des Oeslings mit der nor-

malen Entwicklung der Trias an der Mosel und untern Sauer sowie die Stratigraphie der oolitischen Eisenerzformation.

a) Parallelisierung der triadischen Küstenfazies am Südrande des Oeslings mit der normalen Trias an der Mosel und unteren Sauer.

Der eigentümliche Fazieswechsel der Trias am Südrande der Ardennen ist recht frühzeitig in den Kreis der geologischen Forschung gezogen worden. Besonders die bunte Mannigfaltigkeit, die am Südrande des luxemburgischen Anteils der Ardennen (Oesling) auftritt und die namentlich nach Westen hin von allem abweicht, was wir im Gutland, südlich des Liasplateaus, als Trias bezeichnen, ist seit mehr als einem Jahrhundert Gegenstand der verschiedensten Deutungen gewesen.

Die Lösung dieses Problems war durch DUMONT (1842), MORIS (1852), WEISS (1869), BENECKE (1877), am eingehendsten durch VAN WERVEKE (1887) versucht worden, wobei sich recht widersprechende Auffassungen zeigten. Dann befaßte sich E. GOETZ (1914) erneut mit der Deutung dieser eigentümlichen Küstenfazies der Trias.

Seine Studie umfaßt zahlreiche, mit genauen Maßen versehene Profile und stark gegliederte Profilzeichnungen nebst geologischer Karte und verrät eine Menge wertvoller Kleinarbeit.

Buntsandstein.

Es wird ein Profil am Fuße des Herrenberges und aus der Schankengräecht bei Pratz gebracht. Als obere Grenze des Buntsandsteines werden am Herrenberg 0,50 m rote, sandige, feste, dünnplattige Mergel über 3 m feinkörnigem Sandstein angenommen, in der Schankengräecht sind es 1 m rote, dünnplattige, sandige Mergel über 3 m graugrünem, grobem Sandstein. Diese Mergel werden als Grenzletten angesprochen. Diese Abgrenzung erscheint auch GOETZ als kaum genügend.

«Leider mußte ich mich mit diesen durch die Profile gegebenen Merkmalen zur Abgrenzung begnügen, da ein besseres Hilfsmittel fehlt, zumal in diesen Schichten keine Versteinerungen zu finden sind.» (GOETZ 1914 p. 343).

Hier wäre zu ergänzen, daß eine genauere Abgrenzung gegeben ist durch eine dünne Bank dolomitischen Sandsteines mit Steinkernen, die man von Diekirch bis an die Schankengräecht verfolgen kann und mit welcher der Muschelsandstein beginnt.

GOETZ deutet die dem Devon aufgelagerten Gerölle als Basalkonglomerat und als Schotterreste des Buntsand-

stein es. Die rote Farbe, die gut gerundete Form deuten darauf hin. Die Konglomerate gehören zum Oberen Buntsandstein. (Die Gerölle von Malmédy werden dem Oberen Rotliegenden zugerechnet.) Bei Folscheid tauchen die Konglomerate des Bunten Sandsteines unter. Was westlich dieser Ortschaft im Kanton Redingen an Geröllen und Konglomeraten auftritt, wird von GOETZ teils zum mittleren Muschelkalk (unterer Teil der Geröllschichten), teils zum Schilfsandstein gestellt. Die belgischen Geologen haben es als Schilfsandstein aufgefaßt. (Vergleiche: *Compte-rendu de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie par JÉRÔME, FOURMARIER et DONDELINGER*, Ann. soc. géol. de Belg. t. 38, p. 353. — Liège, 1911).

Der untere Muschelkalk (Muschelsandstein).

Er ist durch seine petrographische Beschaffenheit, seine Farbe und seine Fossilführung bis westlich Diekirch verhältnismäßig leicht auszuscheiden.

Ein Fund von *Myophoria orbicularis* bei Möstroff (Bettendorf) zeigt, daß die beiden Abteilungen bis an den Rand der Ardennen vertreten sind.

Auch noch am Lopert bei Ettelbrück läßt sich der Muschelsandstein durch seine Farbe und seine Fossilführung vom Buntsandstein und von den Pseudomorphosen führenden Mergeln des Mittleren Muschelkalkes gut abtrennen.

VAN WERVEKE (1887) läßt westlich Oberfeulen den Muschelsandstein auskeilen, gibt aber die Möglichkeit zu, daß die Sandsteine, die bei Grosbous und bei Vichten unter der Terebratelschicht (Nodosuskalk) auftreten, zum Teil einer höheren Stufe der Trias angehören. (VAN WERVEKE, 1887, p. 19—20.)

GOETZ glaubt den Muschelsandstein bis nach Folscheid, und (nach seiner Karte) auf der linken Talseite der Attert und in ihren Nebentälern bis nach Nagem und bis nach Obercolpach hinauf verfolgen zu können, gibt aber an, daß westlich Ettelbrück die Fossilien fehlen. Am Wege von Carlshof nach Oberfeulen gibt er folgendes Profil:

- «Hellroter, sandiger, fester Mergel, mit *Lingula tenuissima*(?) 0,95 m (4)
- Gelblichweißer, poröser, etwas sandiger Dolomit 0,15 » (3)
- Roter, mergeliger Sandstein 2,00 » (2)
- Hellroter, unregelmäßiger, fester, sandiger Mergel 0,40 » (1)
- Roter, feinkörniger, teilweise grün gefärbter, dünnplattiger Sandstein.»

GOETZ gibt folgende Deutung dieses Profiles:

(4) entspricht dem Linguladolomit, der hier den ganzen Mittleren Muschelkalk vertreten soll.

(3) entspricht den Orbicularisschichten.

(2) und (1) dem Borner Werksandstein.

Hier kann man noch damit einverstanden sein, daß der feinkörnige Sandstein, von roter oder grüner Färbung u n t e r dem Linguladolomit zum Muschelkalk (Muschelsandstein) gestellt wird.

«Die weiteren Aufschlüsse westlich von Ettelbrück lassen über die Ausbildung des Unteren Muschelkalkes nur insoweit Schlußfolgerungen zu, als die darüber liegenden Schichten des Mittleren Muschelkalkes aufgeschlossenen waren.» (p. 352.)

Er sagt dann p. 356:

«Weiter westlich sind Lingulaschichten als solche nicht zu erkennen. Durch die Abgrenzung der darunter und darüber liegenden Schichten konnte ich jedoch ihre Existenz in vollkommen veränderter Form feststellen.»

GOETZ beweist das Vorhandensein von Muschelsandstein dadurch, daß darüber «Lingulaschichten» lagern. Jetzt, wo weiter westlich die Fossilien fehlen, will er das Bestehen der Lingulaschichten in vollständig veränderter Form durch das Auftreten jener Schichten beweisen, die bei dem oben erwähnten Aufschluß über und unter den «Lingulaschichten» auftraten. Haben diese Schichten denn nicht auch geändert? Und haben wir nicht p. 352 gelesen, daß westlich von Ettelbrück die Erkennung des Unteren Muschelkalkes nur da möglich ist, wo er von Mittlerem Muschelkalk überlagert war. Diese Art von Beweisführung ist jedenfalls nicht überzeugend.

Wir geben nach GOETZ auch das Profil aus der Schan ken g r ä e c h t, in welcher bestimmte Schichten als Mittlerer Muschelkalk gedeutet werden.

«weil sie über Unterem Muschelkalk (Orbicularisschichten) liegen. Der Muschelsandstein läßt sich zwar nicht als solcher erkennen, muß aber, durch die Abgrenzung der liegenden und hangenden Schichten als solcher gedeutet werden.»

Seite 356 hieß es jedoch, daß Mittlerer Muschelkalk als solcher nur zu erkennen sei, infolge seiner Stellung zu den darunter und darüber liegenden Schichten. Ueberzeugend wirkt diese Beweisführung auch hier nicht. Hier das betreffende Profil und dessen Deutung nach GOETZ (p. 343).

Profil in der Schankengräecht:

Lettenkohlsandstein:

Roter, feinkörniger, klotziger, fester, glattgeschichteter Sandstein 1,50 m

Bunte Mergel:

Rote, dolomitische, wulstige Sandsteinschichten 1,00 »

Mittlerer Muschelkalk:

Sehr grobkörniges Konglomerat mit graubraunem, grobkörnigem, wenig festem Sandstein 4,00 »

Orbicularisschichten (u. Muschelsandstein):

Festes, kalkiges, ziemlich feinkörniges Konglomerat 0,40 »

Rote Mergel 1,00 »

Ziemlich grobkörniges, gelblich grünes, wenig Quarz enthaltendes Konglomerat 2,50 »

Grüne und rote, sandige Mergel 1,50 »

Graubrauner, grobkörniger Sandstein 6,00 »

Grenzletten:

Rote, dümpattige, sandige Mergel 1,00 »

Das «feste, kalkige, ziemlich feinkörnige Konglomerat» wird zum Unteren Muschelkalk gerechnet, «da das kalkige Bindemittel darauf hinweist, daß wir es hier mit der als *Dolomitische Schichten* mit *Myophoria orbicularis* bezeichneten Stufe zu tun haben.»

Die darauf folgenden Schichten:

«Sehr grobkörniges Konglomerat mit graubraunem, grobkörnigem, wenig festem Sandstein» werden als Äquivalent der Lingulaschichten angesprochen, weil «hier der Obere Muschelkalk fehlt und die darauf folgenden roten, dolomitischen, wulstigen Sandsteinschichten der untersten Stufe der Lettenkohle angehören.» (p. 356.)

Diese Deutungen erscheinen doch allzu willkürlich und entbehren jeder sachlichen Grundlage.

GOETZ hat den Unteren Muschelkalk nach Westen auf seiner Karte bis nach Obercolpach ausgedehnt. Im Anschluß an das Profil in der Schankengräecht schreibt er, daß weiter westlich die Erkennung des Unteren Muschelkalkes nur da möglich ist, wo er vom Mittleren Muschelkalk überlagert wird. Nur in einer Baugrube in Ospern konnte er den Unteren Muschelkalk als Konglomerat wiedererkennen. Mittleren Muschelkalk will GOETZ aber in Schichten erkennen, die mehr als 3 m über der Talsohle liegen und die er bis nach Post hin verfolgen zu können glaubt, wo sie verschwinden.

Was nun unmittelbar unter dem Mittleren Muschelkalk liegt, wird zum Unteren Muschelkalk gerechnet und dann angenommen, daß bei Niedercolpach der Untere Muschelkalk den westlichsten Punkt erreicht hat, wo er noch über der Talsohle angetroffen wird. Weiter nach Westen kann er sich nicht fortsetzen, da bei Post auch sein Indikator, der Mittlere Muschelkalk, verschwindet.

Daß der Muschelsandstein soweit nach Westen reicht, wie hier angegeben wird, davon kann uns in der Arbeit von GOETZ weder der Text noch die beigelegte Uebersichtskarte überzeugen. In der Schankengräecht gibt GOETZ dem Mittleren Muschelkalk 4 m, dem Muschelsandstein 11,40 m Mächtigkeit. Dann sollen «westlich von Reichlingen die erkennbaren Schichten des Mittleren Muschelkalkes nie mehr als 3 m über der Talsohle liegen».

Auf der Karte aber erhalten Unterer und Mittlerer Muschelkalk eine Ausdehnung, die sie keineswegs besitzen. Die Konglomerate und Sandsteine, welche nämlich östlich des Rodbachtals von GOETZ mit Recht zum Salzkeuper gestellt wurden, werden westlich dieser Linie zum Mittleren Muschelkalk, dieser aber in seinem unteren Teile zum Muschelsandstein gestellt, obwohl die erwähnten Konglomerate und Sandsteine westlich des Rodbaches in der unverkennbaren Fortsetzung des Vorkommens östlich dieser Linie liegen.

In Wirklichkeit läßt sich der Muschelsandstein in der Ausbildung des maßgebenden Profiles aus der Schankengräecht nicht über Reidingen hinaus nachweisen. Mittlerer Muschelkalk kann noch bei Niedercolpach über der Talsohle beobachtet werden.

Wichtig ist, daß GOETZ als Erster das maßgebende Detailprofil aus der «Schankengräecht» bringt. Die von ihm gebrachte Deutung bedarf aber mancher Vorbehalte.

VAN WERVEKE (1887) und BENËCKE (1877) lassen westlich Ettelbrück den Muschelsandstein auskeilen. GOETZ hingegen hat eine Fortsetzung dieser Stufe nach Westen in konkreter Form herausgearbeitet, wenn auch VAN WERVEKE diese Möglichkeit, in unbestimmterer Form, ins Auge gefaßt hatte. Weiter hat auch GOETZ den paläontologischen Beweis für das Bestehen der Orbicularisschichten in der Luxemburger Trias erbracht. Aequivalente Dolomite im oberen Teile des Muschelsandsteines waren aber bereits von VAN WERVEKE erkannt worden. (Erläuterungen, p. 21).

Mittlerer Muschelkalk.

Die Entwicklung ist normal bis zum Herrenberg hin, nur hat die Mächtigkeit, besonders der oberen dolomitischen Abteilung abge-

nommen. (Steinheim 10 m Linguladolomit, Herrenberg höchstens 3,50 m.)

Vom Herrenberg an nehmen die Sandsteine den Mergeln gegenüber zu. Bei E t t e l b r ü c k herrschen die Sandsteine weitgehendst vor; Pseudomorphosen sind noch häufig, Gips fehlt. Der Linguladolomit ist mergelig-sandig geworden, ist aber noch grau bis gelb und gab am Kochert Bruchstücke von *Lingula tenuissima*, sowie Fischschuppen, Knochenreste und einen Zahn von *Hybodus*.

Im Straßeneinschnitt am Lopert bei Niederfeulen hat der Linguladolomit 1,50 m Mächtigkeit, die untere Abteilung 15 m. Am Wege von Oberfeulen nach Carlshof ist nach GOETZ der Mittlere Muschelkalk lediglich durch den Linguladolomit vertreten, der hier als roter, fester, sandiger Mergel ausgebildet ist. Die untere Abteilung ist bereits ausgekeilt. Nach VAN WERVEKE (1887, p. 24) läßt sich der Linguladolomit bis östlich Niedermertzig hin verfolgen, während die untere Abteilung des Mittleren Muschelkalkes bereits früher ausgekeilt.

GOETZ hingegen läßt den Mittleren Muschelkalk in der oberen Abteilung sich bis nach Post in Belgien fortsetzen. Wir haben beim Unteren Muschelkalk bereits auf die eigentümliche Beweisführung für diese Behauptung, die auf folgende Annahmen aufgebaut ist, hingewiesen: *a)* Am Wege Carlshof-Oberfeulen kommen Lingulaschichten vor; was darunter ist, wird infolge seiner Stellung als Unterer Muschelkalk angesprochen. *b)* In der «Schankengräecht» werden kalkige, feinkörnige Konglomerate als Vertreter der Orbicularischichten gedeutet. Ein darüber liegender, 4 m mächtiger Schichtenkomplex von rotbraunem, grobkörnigem, losem Sandstein mit grobkörnigem Konglomerat wird wegen seiner Stellung über dem kalkigen, feinkörnigen Konglomerat als Vertreter der Lingulaschichten aufgefaßt. Die gleiche Ausbildung wie in der «Schankengräecht» will GOETZ auch bei Reichlingen und Useldingen beobachten und trägt auch hier auf seiner Karte «Mittleren Muschelkalk» ein.

Westlich von Reichlingen hat sich diese Ausbildung des Mittleren Muschelkalkes (wie sie von der «Schankengräecht», von Useldingen und Reichlingen erwähnt wurde) «etwas verändert, insofern darüber Schichten zu liegen kommen, die sich in ihrer ganzen Beschaffenheit dem Mittleren Muschelkalk anschließen, zumal sie nur als sich zwischen bekannte Schichten einkeilende Uferbildungen angesehen werden müssen». (p. 358.)

Bei Ospern, am Wege nach Wahl, ist nach GOETZ folgendes Profil sichtbar:

Kalkiges Konglomerat (Mittlerer Keuper).	
Hellroter, sehr dünnplattiger Sandstein	1 m
Gelbbrauner, leicht zerfallender, grobkörniger Sandstein	1 »
Festere Schichten, bestehend aus sandigen Oolithen, rötlich	
	1 »
Mergeliger, roter Sandstein	2 »
Feinkörniger, rotgrüner Sandstein	ca. 3 »
Konglomerat.	

Die sandigen Oolithe werden als rogensteinähnliche Gebilde bezeichnet, auch als Pseudoolithe, wie sie einerseits von KALKOWSKY und LANG im Buntsandstein von Norddeutschland beobachtet wurden.

Andererseits sollen nach einer mündlichen Mitteilung von LEPPLA Rogensteine im Horizonte des Linguladolomites bei Bitburg beobachtet worden sein.

Wegen ihrer hohen stratigraphischen Lage möchte nun GOETZ diese Pseudoolithe, im Anschluß an die Angabe LEPPLA's, als Vertreter der Lingulaschichten deuten.

Weiter sei zu diesem Profil bemerkt, daß GOETZ in dem Raum westlich Folscheid unter der Bezeichnung «mittlerer Keuper» konglomeratisch entwickelten Schiffsandstein versteht, wie auch aus seiner Uebersichtskarte hervorgeht. Inkonsequenter Weise bezeichnet er die Fortsetzung dieser konglomeratisch entwickelten Schichten, also im Raume von Reimberg, Vichten, Carlshof als «Gips- und Salzkeuper».

Ein ähnliches Profil konnte GOETZ an der Straße von Ell nach Niedercolpach beobachten:

Kalkiges Konglomerat (Mittlerer Keuper).	
Gelbgrüner Sandstein	etwa 1,00 m
Rote Mergel	schwach
Fester, hellgrüner bis grüner, kalkiger Sandstein	0,40 »
Dünnplattiger, z. T. konglomeratischer, roter Sandstein	0,30 »
Roter, mergeliger Sandstein	0,30 »
Glatte, steinmergelartige, hellgraue Kalk	0,10 »
Rötlicher, sehr fester Mergel	1,00 »
Dunkelblauer, grobkörniger, sehr fester, dolomitischer Sandstein	etwa 1,50 »

Dunkelrote Schichten mit sandhaltigen Oolithen.

Auch hier werden die Pseudoolithe als Aequivalent der Lingulaschichten gedeutet.

Die Gesteinsfolge über diesen Schichten mit sandhaltigen Oolithen wird zum Mittleren Keuper (d. h. Schilfsandstein!) gestellt. Bei Post soll dann zum letzten Mal Mittlerer Muschelkalk zu beobachten sein. Die Beweisführung für diese Deutung ist folgende:

Die oberen Schichten werden als Mittlerer Keuper gedeutet. Lettenkohle und Oberer Muschelkalk fehlen.

Die Lingulaschicht folgt unmittelbar unter dem Mittleren Keuper und nur wegen dieser Lage unter Mittlerem Keuper werden die Schichten mit Pseudoolithen als Linguladolomit gedeutet; denn mit der Ausbildung des Vertreters des Linguladolomites in der Schankengräecht hat sie nichts gemein.

Bemerkungen: Daß westlich von Ettelbrück der Mittlere und Untere Muschelkalk weiter nach Westen reicht, kann entgegen der Darstellung der Uebersichtskarte von VAN WERVEKE, als gesichert angesehen werden. Aber die Beweisführung muss auf anderer Basis aufgebaut werden. In dem Profil der Schankengräecht läßt sich der Nodosuskalk durch eine rotkalkige Terebratelschicht mit einer untergelagerten hellen Muschelkalkschicht noch gut abtrennen. Auch der Voltziensandstein läßt sich abtrennen. Eine feste, dolomitische Bank mit schlechten Steinkernen zeigt den Beginn des Muschelsandsteines an. Was zwischen Voltziensandstein und Nodosuskalk liegt, stellt Mittleren und Unteren Muschelkalk dar. Beide Abteilungen schließen nebst sandigen Mergeln und Sandsteinen auch Dolomite und Konglomerate ein, und zwar sind sie reichlicher im Mittleren als im Unteren Muschelkalke, Konglomerate sind übrigens bereits im Mittleren und Unteren Muschelkalke in dem Profile des Bohrloches von Longwy, wie es VAN WERVEKE gedeutet hat, vorhanden und zwar eine 0,10 m starke Lage im Oberen Muschelsandstein, und mehrere Einlagerungen im Mittleren Muschelkalk. Dann konnten in dünnplattigen Sandsteinen in der Schankengräecht Steinsalzpsedomorphosen aufgefunden werden, was auf Mittleren Muschelkalk hindeutet. Leider sind die Fossilindrücke so schlecht, daß sie als zweifelhaft bezeichnet werden müssen. Die Grenzziehung ist unten und oben gesichert, aber die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Muschelkalk unsicher.

Die Schichten mit Pseudoolithen konnten wegen der schlechten Aufschlüsse nicht wiedergefunden werden. Nach den von GOETZ mitgeteilten Profilen zu urteilen, wären sie in den Mittleren Keuper zu stellen.

Oberer Muschelkalk.

GOETZ behält die Gliederung von VAN WERVEKE (1887) und BENECKE (1877) bei und begnügt sich für die obere Muschelkalkformation südlich des Liasplateaus mit den Angaben der «Erläuterungen». Nur glaubt er in der Verteilung der Trochiten gewisse bevorzugte Horizonte erkennen zu können und unterscheidet eine untere und eine obere Anreicherungszone, die sich folgendermaßen verteilen sollen:

d) Unter den Nodosusschichten folgt fester, glatter, unregelmäßig geschichteter Dolomit mit Encrinitenstielgliedern und wenig Muscheln. Dies wäre die zweite Anreicherungszone der Trochiten. Die Trochiten nehmen ab und die Muscheln nehmen zu, so daß im tieferen Teil dieser Zone die Hauptmuschelschicht liegt.

c) *Glatter* (ebenflächiger?) fester Dolomit (einige Meter) ohne Trochiten noch Muscheln.

b) Dickbankiger, fester, grauer Dolomit, regelmäßig geschichtet mit häufigen Trochiten im oberen Teil, die nach unten allmählich verschwinden. Dieses wäre dann die erste Anreicherungszone.

a) Unregelmäßig wulstiger Dolomit mit unebenen Schichtflächen und vielfachen Mergel­einlagen, leicht verwitterbar. Selten Trochiten.

Seite 370 spricht GOETZ dann von einer Hauptanreicherungszone, welche der Lage nach mit der ersten Anreicherungszone übereinstimmt.

Bemerkenswert ist, daß GOETZ auf der Nuck aus den Versteinerungen der Trochitenschichten *Ceratites flexuosus* angibt.¹⁸⁾

GOETZ gibt im Tal der Attert zwischen Bissen und Bövingen unter Nodosusschichten noch Trochitenschichten an. (Ich muß zugeben, daß ich hier trotz wiederholter Besichtigung keine Trochiten

¹⁸⁾ *Ceratites* kommt also am Rande der Ardennen in den Trochitenschichten vor. BENECKE erwähnt sie auf dem Lopert aus den Nodosusschichten. Ich fand einen hochmündigen *Ceratites*, wohl „*dorsoplanus*“ in roten, dolomitischen Schichten bei Vichten. VAN WERVEKE erwähnt ein Exemplar aus dem Trochitenkalk von Echternach und aus dem Gilsdorfer dolomitischen Sandstein. G. FABER und F. HEUERTZ fanden einen *Ceratites* 1 m unter dem Hangenden des „Werksteines“ auf Broderbour bei Gilsdorf.

auffinden konnte, doch erinnert die Gesteinsbeschaffenheit an Trochitenkalk.

Für die Charakteristik des *Nodosuskalkes* und der *Dolomitischen Schichten* bringt GOETZ nichts Neues.

Die *Dolomitischen Schichten* reichen nach GOETZ kaum westlich der Linie, die von der Straße-Fels-Medernach-Diekirch bezeichnet wird. Er gibt für die *Dolomitischen Schichten*:

- | | |
|--|--------|
| 1) Am Niederberg (Bettendorf): festen, hellen Kalk mit Mergelzwischen-
schichten zusammen | 0,60 m |
| 2) In den Steinbrüchen von Bettendorf: hellgrauen, mergeligen
Kalk | 0,35 » |
| 3) Am Herrenberg bei Diekirch: glatter, heller, mergeliger
Kalk | 1,00 » |
| 4) An der Straße von Diekirch nach Fels: glatter, mergeliger
Kalk | 0,30 » |

Veränderungen des Oberen Muschelkalkes nach Westen zu.

Diese Veränderungen zeigen sich:

- 1) In den paläontologischen Merkmalen, die am wenigsten von der Küstennähe beeinflusst erscheinen.
- 2) In stratigraphischen Merkmalen, die sich in einer Abnahme der Mächtigkeit zeigen.
- 3) In den petrographisch-chemischen Unterschieden:
 - a) In den Trochitenschichten tritt Versandung und Zunahme des Magnesiumgehaltes auf Kosten des Calciumgehaltes ein.
 - b) Bei den *Nodosusschichten* bleibt das Verhältnis scheinbar mehr konstant.
 - c) Auch der Kalk der «*Dolomitischen Region*» bleibt sich petrographisch gleich, nur nimmt die Mächtigkeit ab.

Der Ansicht BENECKE's und VAN WERVEKE's, daß der Obere Muschelkalk von Ettelbrück ab nach Westen vielfachem Wechsel unterworfen sei, was besonders für die *Nodosusschichten* und die *Dolomitische Region* zutrifft, glaubt GOETZ sich nicht anschließen zu können und zwar in erster Linie wegen der Deutung, die er, im Gegensatz zu diesen Forschern, für die «*Dolomitische Region*» gibt. Das was BENECKE und VAN WERVEKE als Sandstein der «*Dolomitischen Region*» auffassen, bezeichnet GOETZ als identisch mit dem *Lettenkohlsandstein* (p. 374). Er läßt die *Dolomitische Region* bereits östlich Ettelbrück auskeilen. (Sie hat nach GOETZ

an der Straße Medernach-Diekirch bereits nur mehr 0,30 m Mächtigkeit).¹⁾

Also westlich einer Linie Merzig-Bövingen-Bissen wäre nach GOETZ der Obere Muschelkalk verschwunden und Lettenkohlsandstein lagere auf dem Mittleren Muschelkalk.

GOETZ geht dabei von einem Profil aus, das er an dem neuen Wege von Möstroff zum Hirtzenhof (Gemeinde Bettendorf) aufgenommen hat (p. 384.)

Hier beobachtete er die «Dolomitischen Schichten» in einer Mächtigkeit von 3 m (heller, fester Kalk).

«Darüber folgen etwa 3 m rote, sandige Mergel und dann der besagte Sandstein, (gemeint ist der von ihm als «Lettenkohlsandstein» bezeichnete Sandstein der Dolomitischen Region) der hier etwas rötlich gefärbt ist, jedoch in der Korngröße und im ganzen Habitus mit dem von westlicherem Vorkommen bekannten übereinstimmt. Schließlich ist er von einem Konglomerat überlagert, das auch bei Bettendorf, wo anerkannt dieser dolomitische Sandstein ansteht, wiedergefunden wurde und das der anderwärts auftretenden Muschelbreccienschiefer entspricht.» (p. 375.)

Auf Grund dieses Profiles gelangt GOETZ zu nachstehenden Schlußfolgerungen:

Das was BENECKE und VAN WERVEKE auf der Nuck und auf Lopert als «steinmergelartiges Gestein und gefleckten Dolomit» bezeichnen, ist nichts anders als «bunter Mergel der Lettenkohle». Die typischen Dolomitischen Schichten, die zum letzten Male auf dem Herrenberg als glatte, helle, mergelige Kalke in einer Mächtigkeit von 1 m auftreten, keilen westlich davon bald aus. Bei Ettelbrück lagern sich auf die oberste Schicht des Nodosuskalkes, der hier so ausgebildet ist wie bei Wallendorf und sich auch hier durch seine Festigkeit und den Fossilgehalt auszeichnet, die bunten Mergel sofort auf. Ebenso ist es an der Attert und an der Alzette.

Bei Bissen sind die roten Mergel in etwas veränderter Form vorhanden, wovon später gesprochen werden wird. Die Ansicht von VAN WERVEKE, daß Nodosusschichten in sandiger Entwicklung westlich von Feulen auftreten, glaube ich ebenfalls nicht teilen zu dürfen; dagegen sprechen alle von mir beobachteten Profile, so vor allem das von Obermertzig, wo Nodosusschichten in der von der Nuck her bekannten, sandigen Entwicklung der

¹⁾ Über die auf der offiziellen geologischen Karte von Luxemburg (1947—1949) angewandte Nomenklatur dieser Schichten sei auf das p. 154 Gesagte verwiesen.

mittelsten Stufe auf rote, grobkörnige Sandsteine des Mittleren Muschelkalkes auflagern und von roten Mergeln der Lettenkohle überlagert werden.¹⁹⁾ Auf Grund meiner Beobachtungen kann ich nicht anders annehmen, als daß diejenigen Schichten aus der Gegend von Pratz, die als rote, kalkige Sandsteine ausgebildet sind und die VAN WERVEKE wohl lediglich auf Grund der in ihnen gefundenen Fossilien (*Terebratula vulgaris*, *Myophoria vulgaris*, *Gervilleia socialis*) als Nodosuskalk ansieht, dem Lettenkohlendstein angehören Der Fossilgehalt kann meines Erachtens nicht als Beweis für das Gegenteil dienen, da gerade die genannten Fossilien auch in der Muschelbriecienschicht über dem Lettenkohlendstein häufig sind und auch in dem Lettenkohlendstein selbst gefunden worden sind. Sollten diese Sandsteine wirklich tiefer zu setzen sein, so können sie höchstens als sandige Umwandlungen der bunten Mergel angesehen werden, wozu aber gar kein Anlaß vorhanden ist, da ich auch an der Attert beobachtet habe, daß die bunten Mergel bald auskeilen (GOETZ, 1914, p. 376).

Hier stellt GOETZ zwei, für die Stratigraphie der Schichten am Rande des Öslings, folgenschwere Behauptungen auf:

1) Die bunten, schieferigen, mergeligen Kalke des oberen Teiles der Nodosusstufe zwischen Diekirch und dem Kochert, sowie die darüber liegenden roten, sandig-dolomitischen Schichten mit *Gervilleia socialis*, *Terebratula vulgaris*, *Myophoria vulgaris*, welche bei Vichten, bei Pratz und westlich Reimberg beobachtet werden und auf Grund dieser Fossilien von VAN WERVEKE als Nodosuskalk angesprochen werden, gehören nach GOETZ dem Lettenkohlendstein oder höchstens den bunten Mergeln der Lettenkohle an.

2) Der feinkörnige, grünliche oder rötliche, dolomitische Sandstein über den in (1) erwähnten Schichten der Nodosusstufe, den wir als Gilsdorfer Sandstein bezeichnen, und der von VAN WERVEKE als Äquivalent der Dolomitischen Schichten angesprochen wird, ist nach GOETZ der Lettenkohlendstein.

Dieser Auffassung sind nun folgende Tatsachen entgegenzustellen: Selbst angenommen, daß *Terebratula vulgaris* bis in die Lettenkohle hinaufreicht, so kann man das doch nicht von den Ceratiten

¹⁹⁾ Klar ist das jedenfalls nicht: Obermertzig liegt westlich von Ettelbrück. Westlich von Oberfeulen (das östlich von Obermertzig liegt) sollen nach GOETZ keine Nodosusschichten in sandiger Entwicklung mehr auftreten, aber gleich darauf heißt es, daß bei Obermertzig Nodosusschichten in der von der Nuck (bei Ettelbrück) bekannten, sandigen Entwicklung auf Mittlerem Muschelkalk auflagern. Nach Tabelle I ist Nodosuskalk in einem Steinbruch bei Mertzig angegeben, nach Profil II fehlt derselbe bei Mertzig! Nach Profil II soll Lettenkohlendstein unmittelbar auf dem Mittleren Muschelkalk lagern. (Verwirrung!)

behaupten. Einen schlecht erhaltenen *Ceratites nodosus* fand VAN WERVEKE in den Steinbrüchen von Gilsdorf. Auch G. FABER und F. HEUERTZ fanden *Ceratites nodosus* neuerdings in den gleichen Steinbrüchen (11. 8. 31.). 1939 fand M. LUCIUS in den roten, sandig-dolomitischen Schichten von Vichten im Horizonte des Werksteines der Dolomitischen Schichten einen *Ceratites*, wohl *dorsoplantus*, soweit das schlecht erhaltene Stück eine Bestimmung zuläßt. Auf derselben Platte finden sich zahlreiche Steinkerne von *Terebratula vulgaris*, *Gervilleia socialis*, *Myophoria vulgaris*.

Sowohl die roten, sandig-dolomitischen Gesteine, die VAN WERVEKE als oberste Schichten des Nodosuskalkes anspricht, wie auch die dolomitischen Sandsteine der «Dolomitischen Region» (Typus Gilsdorfer Sandstein) gehören zum Oberen Muschelkalk und nicht zur Lettenkohle.

Das gleiche geht aus Beobachtungen von BENECKE hervor, die er am Kochert machte.

Auf einem gemeinsamen Ausflug im Jahre 1910 wurde nach BENECKE auch auf dem Kochert eine Ceratitenbank gefunden. BENECKE (1877) beobachtete bereits früher eine Ceratitenbank am Lopert. Auch am Kochert sind die Ceratiten von schlechter Erhaltung.

«Soweit eine Bestimmung möglich ist, handelt es sich eher um eine dem *Ceratites nodosus* typisch nahestehende Form als um *Ceratites compressus*. Bald über der Ceratitenbank folgen versteinungsreiche Äquivalente der Dolomitischen Region. Ob man rote Sandsteine der dortigen Gegend mit vereinzelt Terebrateln (es handelt sich hier um den roten, dolomitischen Sandstein von Vichten!) als Vertreter der Terebratelregion Lothringens ansehen darf, ist nicht sicher. Die hochmündigen Ceratiten fehlen.»²⁰⁾

In einer späteren Arbeit kommt BENECKE (Die «Dolomitische Region» in Elsaß-Lothringen und die Grenzen von Muschelkalk und Lettenkohle — Mitteilungen des Geologischen Landesaufnahmedienstes von Elsaß-Lothringen, Band IX, Heft 1, p. 1—122, Straßburg, 1914) auf den Aufschluß am Kochert und auf die Frage der Terebratelschicht zurück.

Er gibt vom Kochert folgendes Profil:

- 4) Graugrüner Sandstein, 0,5 m.

²⁰⁾ E. W. BENECKE : Über das Auftreten der Ceratiten in dem elsäß-lothringer Oberen Muschelkalk. — Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Jahrgang 1911, p. 593—603, Stuttgart, 1911.

3) Kalkiger, geröllführender Sandstein mit Anhäufungen von Versteinerungen, unter denen *Myophoria intermedia*, *Myophoria Goldfussi* *Trigonodus Sandbergeri* besonders auffallen.

2) Sandige Bänke, über 3 m. (Schichten mit Terebrateln.)

1) Buntangelaufenes, steinmergelartiges Gestein mit Ceratiten.

«Da die Ceratiten nicht hochmündig sind, vielmehr am ehesten mit Formen verglichen werden können, die unter den Intermediusformen vorkommen, so müssen diese wenig mächtigen Sandsteine (d. i. N^o 2) entweder die Intermediusschichten und die Terebratelregion vertreten, oder einer dieser Horizonte ist ausgefallen. Da weiter westlich (Vichten) Terebrateln noch vorkommen, so kann es sein, daß die Intermediusschichten östlich von Kochert bereits auskeilen.» (BENECKE, 1914, p. 9.)

Bemerkung: Hier wird das Bestehen des TerebratelhORIZONTES also festgestellt. Da die von LUCIUS gefundene Ceratitesform in Schichten vorkommt, die unmittelbar unter den «Bunten Mergeln» des Unteren Keupers («Myophorienschichten» der geologischen Karte) liegen und dazu Formen des TerebratelhORIZONTES führen, so ist auch das Vorkommen des IntermediushORIZONTES anzunehmen.

Solange aber noch Ceratiten auftreten, sind sie in den Muschelkalk zu stellen. Da die roten, dolomitischen Sandsteine neben *Terebratula vulgaris* noch *Ceratites* führen, können dieselben nur in den Oberen Muschelkalk gestellt werden. Wenn also nach paläontologischen Merkmalen es nicht angeht die roten, sandig-dolomitischen Schichten nebst dem Sandstein (Gilsdorfer Sandstein) in die Lettenkohle zu stellen, so muß auch die Gegenüberstellung der Schichten über dem Nodosuskalk bei Gilsdorf und westlich davon ganz anders ausfallen als GOETZ dies getan hat.

Am Wege von Hirtzenhof nach Möstroff stellt er folgende Stufen auf:

- 1) Normal entwickelter Kalkstein der «Dolomitischen Region», 3 m.
- 2) Rote, sandige Mergel (Bunte Mergel der Lettenkohle nach GOETZ), 3 m.
- 3) Rötlich gefärbter Sandstein (Lettenkohlsandstein nach GOETZ).
- 4) Dolomite, welche eine Konglomeratlage einschließen (Grenzdolomit).

Die Schicht (4) entspricht nach GOETZ einerseits dem an der Sauer und östlich Möstroff konglomeratisch entwickelten Grenzdolomit, andererseits der nach Westen in den «Dolomitischen Schichten» (im Sinne BENECKE's) auftretenden Muschelbreccie, die für BENECKE (1877) maßgebend war, um am Rande des Devons eine Vertretung der «Dolomitischen Schichten» anzunehmen.

In dem Profil am Hirtzenhof liegt der Sandstein, welcher wirklich zu Lettenkohlengruppe (entspricht den «Bunten Mergeln» der Myophorienschichten!) gehört, über bunten Mergeln. Ueber dem Sandstein folgen Gerölle führende Dolomite, die dem Grenzdolomit entsprechen.

In den Steinbrüchen vom Schafbusch (bei Bettendorf) bis nach Mertzig hin liegt der Sandstein (Gilsdorfer Sandstein), den GOETZ ebenfalls als Vertreter des Lettenkohlendolomites auffaßt, unter den «Bunten Mergeln» und ruht hier unmittelbar auf dem Kalkstein der Nodosusstufe ohne Mergelzwischenlage, wie man sich in den Steinbrüchen leicht überzeugen kann. Diese Beobachtung kann man auch bei Vichten und in der Schankengräch machen.

Daß die Nodosusschichten am Rande der Ardennen rote Färbung annehmen und sandig werden, ist aus der Nähe der Küste erklärlich und deutet keineswegs auf Lettenkohle hin.

Der obere Teil der Nodosusschichten wird dazu schieferig, mergelartig und buntfarbig, führt aber am Kochert neben anderen Formen höchmündige Ceratiten. Die roten dolomitischen Sandsteine darüber führen reichlich *Terebratula vulgaris* und bei Vichten Ceratiten. Diese Mergel und dolomitischen Sande faßt dann GOETZ als Äquivalent der roten, sandigen Mergel (?) seines Profiles am Hirtzenhof auf, was schon aus paläontologischen Gründen nicht zulässig ist. Dazu kommt, daß die bunten mergeligen Schichten und die roten, dolomitischen Sandsteine unter Schichten liegen, welche bei Gilsdorf und am Kochert *Trigonodus Sandbergeri* geliefert haben, und dadurch als Vertreter der «Dolomitischen Schichten» genügend gekennzeichnet sind. Sie entsprechen also einer Stufe, welche unter (1) des Profiles am Hirtzenhof liegt.

Der Lettenkohlendolomit von GOETZ ist also östlich Möstroff wirklich in den bunten Mergeln des Unteren Keupers («Myophorienschichten») eingeschalteter «Lettenkohlendolomit», während der Sandstein der Dolomitischen Region im Sinne BENECKE'S (1877) und VAN WERVEKE'S (1887), auch als «Gilsdorfer oder Mertziger Sandstein» bezeichnet eine Stufe tiefer liegt (Stufe der «Grenzschichten» der geologischen Karte). Östlich Möstroff ist diese Stufe noch durch einen Dolomit vertreten, welcher nach Westen hin allmählich sandig wird.

Unterer Keuper («Bunte Mergel» und «Grenzdolomit»).

Südlich des Liasplateaus tritt der Untere Keuper in normaler Ausbildung auf. Aber vereinzelt, z. B. bei Berburg, können auch hier im Grenzdolomit bereits einzelne Quarzgerölle auftreten.

Die konglomeratische Ausbildung der Lettenkohle nördlich des Liasplateaus bereits an der Sauer.

Der Mündung des Gaybaches gegenüber, am luxemburgischen Ufer der Sauer, vermerkt GOETZ über Lettenkohlendstein eine 40 cm dicke Konglomeratschicht,

«die dem Grenzdolomit entspricht. Wir haben hier ein Analogon der Muschelbreccienschiefer, in der der Grenzdolomit weiter westlich vertreten ist.» (GOETZ, p. 383).

GREBE, p. 6 der Erläuterungen zu Blatt Wallendorf der preussischen geologischen Spezialkarte (1892), gibt ebenfalls konglomeratische Ausbildung auf der preußischen Seite der Sauer an der Gaybachmündung an:

«Hier ruhen auf den obersten Muschelkalkschichten schwache Lagen gelblicher, dolomitischer Kalksteine, womit der Untere Keuper beginnt. (Die Schichten der «Dolomitischen Region» werden hier zum Unteren Keuper gezogen). Darauf folgen bunte, schieferige Schichten wechsellagernd mit dünngeschichtetem Sandstein und mit kalkigdolomitisch, konglomeratischen Zwischenlagen, welche mehr oder weniger grobe Geschiebe von Quarz, Quarzit und Kieselschiefer einschließen. Die Mächtigkeit des Unteren Keupers beträgt hier 10 bis 15 m.» (Ein eigentlicher Grenzdolomit wird nicht erwähnt).

Ein weiteres, wichtiges Profil für die Deutung des Unteren Keupers gibt GREBE (1892) in den Erläuterungen zu Blatt Oberweis, p. 10 und 11. (Aufschluß am Wege von Wettlingen nach Wolfsfelderberg).

«Hier liegen auf dem Oberen Muschelkalk zunächst dünngeschichtete, gelbe, dichte, dolomitische Schichten, nur 1,5 m mächtig (entsprechend den «Dolomitischen Schichten EENECKE»). Darüber folgen bläuliche und rötliche, sandige Mergelschiefer mit dünnen Sandsteinbänkchen, 1 m mächtig, überlagert von einer 0,5 m starken Bank eines Konglomerates, welches Geschiebe von Milchquarz, Grauwacke und Kieselschiefer führt, die durch kalkige Bindemittel verbunden sind. Sodann folgt eine 2 bis 2,5 m starke Lage grauroten Sandsteines mit roten Mergeln wechsellagernd, darüber grauroter Dolomit, 0,5 m mächtig, von rauher, löcheriger Beschaffenheit, der Muschelfragmente einschließt. Über dem Dolomit, den man als Vertreter des Grenzdolomites ansehen kann, folgen unmittelbar die roten, mergeligen Schichten mit den für sie bezeichnenden Pseudomorphosen nach Steinsalz.»

Bei GOETZ (p. 384) wird dann das p. 375 gegebene Profil vom Hirtzenhof ergänzt. (Wir geben diese Ergänzung hier, weil GOETZ eben von diesem Profil ausgeht, um den Sandstein in den Steinbrüchen von Bettendorf und Gilsdorf als «Lettenkohlendstein» zu deuten.)

«Bei Möstroff, am Wege nach Hirtzenhof, tritt in den bunten Mergeln ein bläulichroter Dolomit auf, der etwas konglomeratisch ausgebildet ist. An anderen Stellen habe ich eine Konglomeratschicht in dieser Abteilung nicht gefunden. Die Sandsteine sind bei Möstroff zum ersten Male in größerer Mächtigkeit vorhanden. Sie bestehen aus sehr feinen, gleichmäßigen Quarzkörnern mit dolomitischem Zement. . . . Als Grenzdolomit ist hier wieder ein Konglomerat mit dolomitischem Bindemittel anzusehen, von etwa 50 cm Mächtigkeit. Die einzelnen Gerölle sind durchwegs devonischen Alters und stammen aus den nahen Ardennen Hierüber folgt Mitilerer Keuper, hier als brauner Sandstein ausgebildet.

Der Lettenkohlsandstein ist am besten in den Steinbrüchen von Bettendorf und Gilsdorf aufgeschlossen. . . . Über dem Sandstein folgt hier kein Grenzdolomit, sondern sofort die Mergel und Dolomite des untersten Mittleren Keupers, p. 385. (Der Widerspruch mit diesem Profil in den Steinbrüchen und am Hirtzenhof ist doch offenbar!)

Es geht schon aus der Besprechung der Gliederung des Oberen Muschelkalkes hervor, daß GOETZ zwar östlich vom Hirtzenhof den Unteren Keuper in seiner richtigen geologischen Stellung angibt, daß er aber westlich davon durch eine irrige Deutung maßgebender Profile Verschiebungen vornimmt, infolge derer der obere Teil der Nodosusschichten in die «Bunten Mergel» des Unteren Keupers, der Sandstein der «Dolomitischen Schichten» und die in demselben vorkommenden Lagen von Muschelanhäufungen (Muschelbreccie) teils in den Lettenkohlsandstein, teils in den Grenzdolomit kommen. Dadurch gelangen natürlich die über dem Sandstein der «Dolomitischen Schichten» auftretenden bunten Mergel nebst Sandsteinen, die in Wirklichkeit zum Unteren Keuper gehören, in den Salzkeuper.

Wir müssen aus diesem Grunde noch einmal bei Besprechung des Unteren Keupers auf diese irrige Altersbestimmung der erwähnten Schichten im Tale der unteren Alzette, der Wark und der Attert zurückkommen.

Daß der dolomitische Sandstein von Gilsdorf (als generelle Bezeichnung für alle Vorkommen dieses Sandsteines von Bettendorf bis nach Reimberg hin) nicht als Lettenkohlsandstein gedeutet werden kann, wurde bereits widerlegt:

- 1) Durch seinen paläontologischen Inhalt (Auftreten von Ceratiten).
- 2) Durch seine geologische Position unvermittelt über dem Nodosuskalk ohne ein Zwischenmittel bunter Mergel. Darüber lagern bunte Mergel mit Einlagen von sandigem Dolomit.

Erst mit diesen bunten Mergeln beginnt der Untere Keuper im Sinne von BENECKE (1877) und von VAN WERVEKE (1887).

Der rote, sandige Dolomit mit reichlicher Fossilführung an der Basis des «Gilsdorfer Sandsteines (= Lettenkohlsandstein GOETZ»), den man bei Mertzig, Vichten, Reimberg, Pratz beobachten kann, wird von GOETZ als zum Lettenkohlsandstein gehörend angesprochen. Der Sandstein unter dieser roten, sandig-dolomitischen Fossilbank (Terebratelbank) wird als Mittlerer Muschelkalk dargestellt. Nach dieser Auffassung ruht also westlich der Linie Mertzig-Bissen der Lettenkohlsandstein unmittelbar auf Mittlerem Muschelkalk.

Die beim Hirtzenhof angegebenen Bunten Mergel, die hier wirklich untere Mergel der Lettenkohle sind, gibt GOETZ noch einmal namentlich auf dem Herrenberg an, wo er von stark glaukonitisch ausgebildeten Mergeln mit *Gervilleia socialis*, *Pecten laevigatus*, *Lima striata* spricht. Es sind feste, dolomitische Mergel, die auch auf der Nuck und anderwärts vorkommen, nach Westen aber bald auskeilen sollen (p. 386). (Nach ihrem Fossilgehalt müssen diese Mergel als Aequivalent des Nodosuskalkes angesprochen werden).

Auf Profil I zeichnet GOETZ sie dann wieder zwischen Ettelbrück und Mertzig ein, gibt aber selbst an, daß sie im Attertetal fehlen, im Alzettetal noch bei Cruchten vorkämen. (Zwischen Essingen und Cruchten können dieselben über den «Dolomitischen Schichten» als wirkliche «Bunte Mergel» des Unteren Keupers beobachtet werden.) Wo zwischen Ettelbrück und Mertzig bunte Mergel eingezeichnet sind, lagert darüber «Lettenkohlsandstein» = Sandstein von Gilsdorf. Unter diesem Sandstein sind aber nirgends solche bunte Mergel zu beobachten. Die Angabe, daß sie in der Schankengrächte vorkommen (natürlich unter dem «Lettenkohlsandstein»), beruht auf einem Irrtum. Es handelt sich immer hier um mergelig-sandig entwickelten Nodosuskalk, beziehungsweise um den Terebratelhorizont.

Die Muschelbreccie.

In dem Profil am Wege Möstroff-Hirtzenhof erwähnt GOETZ über dem rötlichen «Lettenkohlsandstein» ein 50 cm mächtiges Konglomerat mit devonischen Geröllen, «das der anderwärts auftretenden Muschelbreccieschicht» entsprechen soll. Dieses Konglomerat wird als Vertreter des Grenzdolomites gedeutet (GOETZ, p. 375 und p. 384).

Diese Muschelanhäufungen (Muschelbreccie) liegen in Wirklichkeit meist im mittleren Teile oder auch unregelmäßig zerstreut in dem Sandstein der «Dolomitischen Schichten» und schließen auch oft vereinzelte facettierte Gerölle ein. Wegen dieser Nester von Muschelanhäufungen stellte BENECKE den Sandstein in Parallele mit

dem calcaire de Servigny, welcher seit JACQUOT als Vertreter der «Dolomitischen Schichten» in den Muschelkalk gestellt wird. Diese Muschelbreccie beobachtet man bei Oberfeulen, bei Mertzig, Grosbous, Vichten, Pratz, Bettborn und Reimberg. *Myophoria vulgaris*, *Myophoria laevigata*, *Terebratula vulgaris* sind häufig. Die Muschelbreccie steht in solch engem Zusammenhang mit dem Sandstein der «Dolomitischen Schichten», daß man dieselben nicht davon trennen kann, weshalb sie auch nicht als Aequivalent des Grenzdolomites aufgefaßt werden kann. Sie führt zwar ab und zu Gerölle, daß GOETZ aber die höher vorkommenden Konglomerate als Vertreter der Muschelbreccie oder als ihr Aequivalent darstellt, entbehrt jeder Begründung. Das Konglomerat liegt überall höher als die Muschelbreccie.

Dadurch, daß GOETZ die Muschelbreccie dem Konglomerate gleichstellte und als Vertreter des Grenzdolomites am Rande des Oeslings ansah, wo sie aber offenbar zu dem Sandstein der «Dolomitischen Schichten» = Oberster Muschelkalk gehört, wurde die ganze Reihenfolge in diesem Gebiete zu hoch gestellt.

Die roten, sandigen Dolomite mit *Terebratula vulgaris* stellt er in den Unteren Keuper, die Dolomitischen Schichten werden zum Lettenkohlsandstein, die Muschelbreccie zum Grenzdolomit gestellt. Ein Konglomerat, das wirklich zum Unteren Keuper gehört, wird ebenfalls als Vertreter des Grenzdolomites angesprochen.

Die konkretionären Dolomite (Zellendolomit).

VAN WERVEKE (1887) hat zuerst auf die eigentümlichen, konkretionären Dolomite in seinen Profilen bei Cruchten und in den Steinbrüchen von Obermertzig hingewiesen.

In dem Profil bei Cruchten kann man beobachten, daß dieselben unter dem Salzkeuper liegen und von bunten Mergeln des Unteren Keupers unterlagert sind.

GOETZ hat auf die regionale Ausbreitung dieser konkretionären Dolomite hingewiesen, die sich von Ettelbrück bis nach Reichlingen erstrecken.

In allen Profilen kann man feststellen, daß unter dem Zellendolomit bunte Mergel mit eingeschalteten dünnen Dolomit- und dolomitischen Sandsteinlagen durchziehen, z. B. im Profil in den Steinbrüchen von Mertzig, im Profil bei Vichten am Hange der Hardt, im Profil in der Schankengræcht, usw.

In all diesen Profilen ist die Auffassung des Zellendolomites als Grenzdolomit die natürliche und logische, denn:

Ueber den «Dolomitischen Schichten» die auf Grund der paläontologischen Befunde unzweifelhaft zum Oberen Muschelkalk gehören, folgen bunte Mergel ohne Steinsalzpseudomorphosen und darüber der Zellendolomit (Grenzdolomit).

Darüber folgen dann bunte Mergel mit Sandstein. Diese Mergel führen stellenweise reichlich Steinsalzpseudomorphosen; (z. B. bei Bissen, bei Cruchten, am Wege von Obermertzig nach Michelsbuch). Mit ihnen ist der Salzkeuper (Pseudomorphosenkeuper) zu beginnen.

GOETZ stellt den Zellendolomit in den Salzkeuper und gibt an, daß derselbe von bunten Mergeln und Sandsteinen mit Steinsalzpseudomorphosen unterlagert wird (p. 391). In seinen Profiltafeln II und III finden wir aber kein Beispiel von Mergeln mit Steinsalzpseudomorphosen unter dem Zellendolomit.

Ueber dem Zellendolomit sollen Sandsteine und Mergel ohne Steinsalzpseudomorphosen folgen, während sie hier jedoch stellenweise häufig sind.

Nur in den Profilen zwischen Cruchten und Mersch (Tafel III), wo der konkretionäre Dolomit nicht ausgebildet ist, gibt GOETZ Pseudomorphosen an in der Abteilung des Salzkeupers, die unter dem Zellendolomit liegen soll. Daß dieser Teil aber tiefer liegt als der Horizont des Zellendolomites, ist eine unbegründete Darstellung.

Mittlerer Keuper.

Da der Steinmergelkeuper auch am Rande der Ardennen normal ausgebildet ist, werden nur Schilfsandstein und Salzkeuper behandelt.

Auf Grund der Profile zwischen Cruchten und Mersch werden Schilfsandstein und Salzkeuper in 6 Stufen zerlegt (p. 391).

I. Salzkeuper:

- 1) Die unteren, bunten Mergel und Sandsteine mit Steinsalzpseudomorphosen.
- 2) Die Schichten mit Dolomiterbsen (= Zellen- oder Mandeldolomit).
- 3) Die unteren Sandsteine und Mergel ohne Steinsalzpseudomorphosen.
- 4) Die untere Hauptkonglomeratbank.
- 5) Die oberen Sandsteine und Mergel.

II. Schilfsandstein:

- 6) Die obere Hauptkonglomeratbank einschließlich der darüber liegenden Sandsteine.

Bemerkungen: Die Stufen (1) und (2) sind, wie bereits dargelegt wurde, in den Unteren Keuper zu stellen. Die weitere Einteilung kann beibehalten werden, doch ist die Konglomeratstufe (4) im unteren Alzettal nur stellenweise vorhanden und fehlt durchgehend in dem Gebiete zwischen der mittleren Attert und der Wark. Erst bei Reimberg, über dem östlichen Talgehänge des unteren «Rodbach» (Pratzerbach) bildet sich nahe der Basis des Steinmergelkeupers eine obere Konglomeratstufe aus, so daß wir im Gebiete westlich des unteren «Rodbach» eine untere und obere Konglomeratstufe unterscheiden können, welche durch eine Zwischenstufe von Sandstein mit Mergel[!]lagen getrennt sind.

In der Stufe (3) wären noch sehr bezeichnende helle oder rötliche, quarzitische Sandsteine zu erwähnen, die man bereits südlich des Liasplateaus in vereinzeltⁿ Lagen findet, die aber im Salzkeuper des Randgebietes der Trias allgemeine Verbreitung besitzen.

Zu den Profilen des Salzkeupers auf Tabelle III in ihrer Gesamtheit ist folgendes zu bemerken:

Die unteren bunten Mergel und Sandsteine mit Steinsalzpseudo-
morphosen sind am Südrande der Ardennen nur in dem Profil zwischen Cruciten und Mersch erwähnt, hier sind aber keine Zellendolomite angegeben. Diese treten aber auch hier bereits auf, doch liegen die Mergel mit Pseudomorphosen über denselben.

In den Profilen im Tal der Attert (von Bissen ab) sind die Zellendolomite bis Reichlingen angegeben, doch fehlen hier, nach GOETZ, die unteren Mergel mit Pseudomorphosen. Hier lagert der Zellendolomit, nach GOETZ, unmittelbar auf «Lettenkohlen-sandstein». (In Wirklichkeit liegen auch hier unter dem Zellendolomit bunte Mergel mit Sandstein, aber ohne Pseudomorphosen.)

Auffallend ist die vertikale und horizontale Ausdehnung, die GOETZ dem Schilfsandstein gibt. Er läßt bei Ewerlingen den Schilfsandstein unmittelbar auf Zellendolomit (der nach seiner Auffassung noch zum Salzkeuper gehört) auflagern. Westlich Reichlingen soll dann Schilfsandstein, immer in der Fazies von Sandstein und kalkigem Konglomerat, dem Mittleren Muschelkalk unmittelbar auflagern. Von hier ab wäre also der Salzkeuper nicht mehr vertreten. Westlich Attert (Belgien) lagere der Schilfsandstein dem Devon auf und erstreckte sich nach Westen bis in die Gegend von Houdremont, wo er auskeile. Hinzugefügt sei noch, daß nach GOETZ südlich Folscheid der Schilfsandstein dem Buntsandstein unmittelbar auflagert.

Die weitverbreiteten Konglomerate und Sandsteine über dem Zellendolomit hatte VAN WERVEKE (1887) noch zum Unteren Keuper

gezogen, GOETZ stellt dieselben östlich des Rodbachtals, teils zum Salzkeuper, teils zum Schilfsandstein. Westlich dieser Linie, wo deutlich zwei Konglomeratstufen ausgeschieden werden können, stellt er die untere Stufe nebst den Sandsteinen und Mergeln, welche die Konglomeratstufen trennen, zum Mittleren Muschelkalk, die obere Stufe, die besonders kalkig entwickelt ist, zum Schilfsandstein.

Eine solche Abgrenzung des Schilfsandsteines muß als willkürlich bezeichnet werden. Der Salzkeuper ist in erster Linie durch das Auftreten von Steinsalzpseudomorphosen gut gekennzeichnet. Auch das Auftreten des quarzitischen Sandsteines kann als ein Merkmal von lokalem Werte bezeichnet werden. Im Gebiete der sandig-konglomeratischen Entwicklung läßt Schilfsandstein sich nur sicher abtrennen durch seine Lage unter dem Steinmergelkeuper und durch das Fehlen von Pseudomorphosen. Bei Anwendung dieser Hilfsmittel finden wir, daß Schilfsandstein sich nördlich der Attert nicht nachweisen läßt, südlich dieses Flusses jedoch bis nach Ewerlingen hin reicht. Nördlich der Attert gehören die Schichten zwischen Zellendolomit und Steinmergelkeuper zum Salzkeuper, wie das regionale Auftreten der Pseudomorphosen zeigt. Im Atterrtal bei Bissen haben sogar die mächtigen Konglomerate und Sandsteine über dem Zellendolomit Pseudomorphosen geliefert. Diese Stufe von Konglomerat mit Sandstein läßt sich aber ununterbrochen im Tale der Attert und in deren nördlichen Nebentälern nach Westen bis über die belgische Grenze verfolgen. Die Konglomerate können also nicht östlich des Rodbach in den Salzkeuper, westlich davon in den Mittleren Muschelkalk gestellt werden. Die obere kalkige Konglomeratstufe, die sich bei Reimberg entwickelt und nach Westen bis weit über die belgische Grenze anhält, ist durch eine Zwischenstufe von grünlichem Sandstein mit Mergeln vom Steinmergelkeuper getrennt, welche ebenfalls an verschiedenen Stellen Pseudomorphosen geliefert hat. Diese Konglomerate gehören also dem Salzkeuper an. Oestlich Reimberg läßt sich kein Schilfsandstein nachweisen, denn bei Vichten und bei Michelbuch kann man in Mergeln und Sandsteinen Pseudomorphosen bis unter typischen Steinmergelkeuper beobachten. Es liegt also gewiß kein Grund vor, diese obere Konglomeratstufe westlich des Rodbachtals dem Schilfsandstein gleichzustellen.

GOETZ hat in seiner Arbeit viel neues Beobachtungsmaterial zusammengetragen und eine Reihe wertvoller Detailprofile aus dem Oberen Muschelkalk, dem Unteren und Mittleren Keuper gebracht. Dazu hat er auch die Fossillisten nicht unwesentlich bereichert. Er hat die Geröllansammlungen am Außenrand der Trias gegen das Devon als Grundkonglomerat aufgefaßt und dem Buntsandstein seine Begrenzung gegen Westen gezogen. Es kommt ihm auch das Ver-

dienst zu, die groben Sandsteine in der Fortsetzung des Muschel-sandsteines und des Mittleren Muschelkalkes als sandig-konglome-ratische Fazies dieser Schichten erkannt zu haben, die also eine viel weitere Verbreitung nach Westen hin besitzen als früher angenom-men wurde. Auch auf die regionale Verbreitung des Zellendolomites wurde von ihm hingewiesen, wenn auch die stratigraphische Stel-lung dieses Horizontes nicht richtig gedeutet wird. Endlich wird er der wichtigen Rolle des Salzkeupers im Aufbau der Trias des Rand-gebietes wenigstens teilweise gerecht. Es wird auch eine weitere Gliederung der Schichtenfolge des Salzkeupers versucht.

Leider hat GOETZ manchmal auf allzugroße Entfernungen hin Gegenüberstellungen aufgestellt und ist besonders durch seine Um-deutungen, die er im Oberen Muschelkalk und im Unteren Keuper vorgenommen hat, zu Verschiebungen gekommen, die den Tatsachen nicht gerecht werden. Zusammenfassend seien dieselben noch einmal kurz aufgestellt:

Dadurch daß GOETZ die bei Gilsdorf und weiter westlich in der Fazies eines dolomitischen Sandsteines entwickelten «Dolomitischen Schichten» des Oberen Muschelkalkes als Lettenkohlsandstein, die in diesem Sandstein eingeschlossenen Lagen von Muschelbreccie als Grenzdolomit deutet, rückt er die ganze geologische Stufenfolge zu hoch. Die bunten, mergeligen Kalke im oberen Teile der *Nodosus*-schichten und die roten, dolomitischen Sande der *Terebratel*region werden als Vertreter der «Bunten Mergel» des Unteren Keupers aufgefaßt, während die roten Mergel mit Sandsteinen nebst den darüber liegenden zelligen Dolomiten, die wirklich den Unteren Keuper ver-treten, in den Salzkeuper hinaufgerückt. Ueber dem sandigkonglome-ratisch entwickelten Salzkeuper des unteren *Alzettetales* werden Konglomerate mit Sandstein unterschieden, die wegen ihrer Stel-lung zum Steinmergelkeuper richtig als Schilfsandstein aufgefaßt werden. Nördlich der *Attart* läßt sich dieser dann nicht mehr nach-weisen. Alle Schichten zwischen dem Zellendolomit und dem Steinmergelkeuper führen hier Pseudomorphosen und gehören in den Salzkeuper. Bei *Reimberg* bildet sich unter dem Steinmergelkeuper ein neues Konglomerat aus, das ebenfalls zum Salzkeuper gehört, denn über demselben treten Pseudomorphosen auf. Hier führt der Salzkeuper zwei Konglomeratlagen, die durch eine mergelig-sandige Zwischenstufe getrennt sind. GOETZ stellt das obere Konglomerat in den Schilfsandstein, das untere, das er bei *Bissen* beim Salzkeuper läßt, und das man ununterbrochen von der *Alzette* bis in die belgische Grenze verfolgen kann, wird westlich des *Rodbaches* nebst der Zwi-schenstufe in den Mittleren Muschelkalk gestellt, so daß von hier ab der Salzkeuper ausfällt. In Wirklichkeit läßt sich der Salzkeuper

durch seine Stellung unter dem Steinmergelkeuper und durch das Auftreten von Pseudomorphosen nach Westen bis über die belgische Grenze nachweisen.

Im gleichen Jahre, in dem die Studie von GOETZ (1914) erschien, hat sich BENECKE noch einmal zur Frage der geologischen Stellung der Schichten, die er als «Dolomitische Region» oder «Dolomitische Schichten» bezeichnet hat, geäußert in der Schrift:

E. W. BENECKE: Ueber die Dolomitische Region in Elsaß-Lothringen und die Grenze von Muschelkalk und Lettenkohle. — Mitteilungen der geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen. Band IX, Heft 1, Straßburg, 1914.

Ausgangspunkt der von GOETZ (1914) vorgenommenen Umdeutung der geologischen Stellung der oberen Schichtenstufen der Trias am Südrande des Oeslings ist die geologische Zugehörigkeit der dolomitischen Sandsteine, die von Gilsdorf bis nach Reimberg ziehen. VAN WERVEKE (1887) hat diese Sandsteine als Äquivalent der Schichten aufgefaßt, die BENECKE (1877) in der Umgegend von Ettelbrück auf Grund ihrer Versteinerungen den «Dolomitischen Schichten» («Dolomitische Region») Lothringens gleichgestellt hat. Als Stütze seiner Auffassung gibt VAN WERVEKE an, daß dieser dolomitische Sandstein in gleicher Lagerung vorkommt, wie die «Dolomitischen Schichten» BENECKE's in der Umgegend von Ettelbrück und ebenso wie diese unterlagert ist von Schichten, die zwar petrographisch nicht an die normal entwickelten Nodosusschichten erinnern, aber neben *Ceratiten* *Terebratula vulgaris*, *Lima striata*, *Myophoria vulgaris*, *Gervilleia socialis* führen und auf Grund dieser Versteinerungen zu den Nodosusschichten gehören. (VAN WERVEKE 1887 und 1916).

Dementgegen hat GOETZ die oberen Nodosusschichten, die teils in der Fazies von bunten, mergeligen Kalken, teils von rotem, dolomitischen Sandstein auftreten, zu den Bunten Mergeln oder zum Lettenkohlendstein des Unteren Keupers gezogen. Die über diesen Schichten auftretenden, oben erwähnten, dolomitischen Sandsteine werden als Lettenkohlendstein, die im Sandstein auftretenden Muschelanhäufungen (Muschelbreccie) als Vertreter des Grenzdolomites aufgefaßt.

Angelpunkt der durch die Arbeit von GOETZ (1914) hervorgerufenen Kontroverse ist also die Frage über die geologische Stellung der Schichten, welche im Sinne von BENECKE als «oberer Teil der Nodosusschichten» und als «Dolomitische Schichten» aufgefaßt werden.

Zur Lösung dieser Frage bringt die Studie von BENECKE neues, in der Umgegend von Ettelbrück gesammeltes Material von entscheidender Wichtigkeit.

Der Name «Dolomitische Region» oder «Dolomitische Schichten» wurde von BENECKE 1877 als Bezeichnung der obersten Schichten des Muschelkalkes vorgeschlagen. Der Autor des Namens gibt aber selbst zu, daß diese Bezeichnung nur ein «Notbehelf» sei. (BENECKE, 1877, p. 611).

Es folgen historische Notizen über die Abgliederung dieser dolomitischen Schichtenfolge:

LEVALLOIS lenkte bereits 1851 die Aufmerksamkeit auf ein Vorkommen von Dolomiten bei Ste. Anne (Lunéville), die er als «Dolomie inférieure» des Keupers bezeichnet und die er dem «porösen Kalkstein» v. ALBERTI's gleichstellte.²²⁾

In demselben Jahre stellt LEBRUN indessen Äquivalente der Schichten von Ste. Anne, die er in der Gegend von Lunéville findet, in den Muschelkalk.

1868 unterscheidet JACQUOT in Lothringen als oberste Stufe des Muschelkalkes Schichten (étage dolomitique), zu denen die wegen ihrer Widerstandsfähigkeit bekannten Kalke von Servigny gehören. 1876 schließt E. WEISS den Muschelkalk nach oben mit den Nodosuschichten ab. JACQUOT'S étage dolomitique wird von ihm als unterste Stufe des Keupers aufgefaßt.

1877 trennt BENECKE in «Die Trias in Elsaß-Lothringen und Luxemburg» im Anschluß an JACQUOT diese Schichten als «Dolomitische Schichten» oder «Dolomitische Region» ab und stellt dieselben als oberste Abteilung des Muschelkalkes auf.

Ausgangspunkt für BENECKE ist ein Bahneinschnitt bei Bolchen in Lothringen, wo über einer Terebratelbank 5 m feste, dolomitische Bänke im Wechsel mit grauen Mergeln vorkommen. Darüber folgen graue und bunte Mergel des Unteren Keupers.

Da diese mächtigen (bis 1 m), dolomitischen Bänke in ganz Lothringen weite Verbreitung besitzen, hielt BENECKE es für angezeigt, eine besondere Bezeichnung zu wählen, und da keine genügenden paläontologischen Merkmale vorhanden zu sein schienen, wurde

²²⁾ LEVALLOIS, J. : Aperçu de la constitution géologique du département de la Meurthe. — Ann. d. mines, 4^e sér. t. XIX, 1851.

LEBRUN, F. : Aperçu sur les couches fossilifères du Muschelkalk supérieur des environs de Lunéville. — Congrès scient. de France, XVII^e sess. — Nancy, 1851.

JACQUOT, E. : Description géologique et minéralogique du département de la Moselle. — Paris. 1868.

als Notbehelf die petrographische Bezeichnung «Dolomitische Schichten» oder «Dolomitische Region» gewählt. In Lothringen erschien die Zuteilung zum Oberen Muschelkalk, der durchgehends aus Kalkbänken besteht, natürlicher als zum Keuper, welcher der Hauptsache nach aus bunten Mergeln mit untergeordneten dolomitischen Einschaltungen besteht.

Später haben dann VAN WERVEKE und SCHUMACHER im Gebiete von Saargemünd, Forbach, Falkenberg in diesen Schichten versteinungsreiche Bänke nachgewiesen, die massenhaft *Myophoria Goldfussi* und *Trigonodus Sandbergeri* führen. Daneben sind Zähne und Schuppen oft zu förmlichen bonebeds angehäuft. Die Mergel spielen hier auch eine viel größere Rolle als in Lothringen. Petrographisch und paläontologisch deutet dies auf Grenzsichten zum Keuper hin und zeigt, daß der Name «Dolomitische Region» kein glücklicher ist.

Bei der Aufnahme der elsäß-lothringer Karten im Maßstabe 1 : 25.000 wurde, um Gleichartigkeit mit den an das östliche Lothringen anstoßenden, bereits früher in demselben Maßstabe erschienenen preußischen Kartenblätter zu erzielen, diese Bezeichnung durch «Untere Dolomite der Lettenkohle» ersetzt, womit zugleich die «Dolomitische Region» zum Unteren Keuper gestellt wurde. Dies ist auf den Karten der Rheinprovinz und von Thüringen, wo diese Schichten auftreten, überall der Fall.

Demgegenüber hat man in Württemberg und im nördlichen Baden die den «Dolomitischen Schichten» äquivalenten Bildungen beim Muschelkalk belassen.

In dem Normalprofil von SCHUMACHER von 1906 sind die «Unteren Dolomite» zwar zur «Lettenkohle» gestellt, aber die Lettenkohle ist in ihrer Gesamtheit vom «Unteren Dolomit» bis zum «Grenzdolomit» zum Muschelkalk gezogen.

Auf der Uebersichtskarte 1 : 200.000 von Lothringen, Blatt Saarbrücken, aufgenommen von VAN WERVEKE, ist die «Dolomitische Region» zwar nicht ausgeschieden, aber in den Erläuterungen hält VAN WERVEKE an der Auffassung BENECKÉ's von 1877 fest, bespricht die «Dolomitische Region» beim Muschelkalk, druckt aber daneben das «Normalprofil» von E. SCHUMACHER ab.

In den «Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Großherzogtums Luxemburg» hält sich VAN WERVEKE ebenfalls an die BENECKÉ'sche Auffassung von 1877, macht aber auf die Unzulänglichkeit der stratigraphischen Stellung der Schichten aufmerksam und schlägt eine Gliederung im Sinne von E. SCHUMACHER's «Normalprofil» vor, möchte aber die Lettenkohle

im Umfange der Auffassung SCHUMACHER's als «Myophoria Goldfuss-schichten» bezeichnen und zum Oberen Muschelkalk ziehen.

Auf den Blättern im Maßstab 1 : 25.000 des «Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine» wurde ebenfalls neben den «Dolomitischen Schichten» der ganze Untere Keuper in die Gruppe «Oberer Muschelkalk» einbezogen.

Nach den Erläuterungen zu: feuille 95, Wasselonne, gehört zum Oberen Muschelkalk auch die Lettenkohle und zwar umfaßt diese Abteilung mo¹ Calcaire à entroques, m² Calcaire à Ceratites, t = Calcaire à Térébratules, ku¹ = Calcaire et dolomie à Chemnitzia et Myophoria (Unterer Dolomit). (Bei den Fossilien dieser Stufe wird auch *Ceratites cf. semipartitus* Montf. aufgezählt), ku² = marnes bariolées et dolomie à Anoplophora (Bunte Mergel), ku³ = Dolomie à Myophoria Goldfussi (Grenzdolomit). Myophoria Goldfussi reicht aus dem Terebratelkalk bis in den Grenzdolomit hinauf.

Die Bezeichnung Myophoria Goldfuss-schichten ist also gerechtfertigt.

Ueber die Einordnung der Stufe zu einer umfassenden Gruppe der Trias herrscht also Unstimmigkeit.

BENECKE selbst ist der Ansicht, daß die «Dolomitischen Schichten» am besten zum Muschelkalk gezogen werden, gibt aber zu, daß es weniger wichtig sei ob sie bei der Lettenkohle oder beim Muschelkalk stehen, nur sollten sie nicht bald dieser, bald jener Formation zugezählt werden.

Die Grenze zwischen Nodosusschichten und der «Dolomitischen Region».

Bei normaler Entwicklung liegt die Grenze über der oberen Terebratelbank, wie auch aus dem Normalprofil von E. SCHUMACHER zu ersehen ist.

Terebratula vulgaris ist in den obersten Schichten des Nodosuskalkes bekannt von dem Blatt Merzig an der Saar und vom Blatte Sierck. In den Erläuterungen zu Blatt Beuren, Wincheringen und Welschbillig wird *Terebratula vulgaris* ebenfalls noch erwähnt. In der normalen Entwicklung des Nodosuskalkes im Luxemburgischen südlich des Liasplateaus ist ein eigentlicher Terebratelhorizont wenig ausgeprägt.

Doch erwähnt GOETZ (1914, p. 380) größere Anhäufungen von *Terebratula vulgaris* ist in den obersten Schichten des Nodosus an der unteren Sauer und auf dem Galgenberg bei Trier. Eigentüm-

lich ist es nun, daß am Südrande der Ardennen ein Terebratelhorizont auftritt. GOETZ (1914, p. 380) erwähnt große Terebraten aus den Kalksteinbrüchen vom Lopert. BENECKE kennt diese großen Terebraten aus roten, sandigen Dolomiten bei Oberfeulen und bei Vichten, man findet sie auch östlich Obermertzig am Wege nach dem Carlshof, sowie westlich dieser Ortschaft bis nach Grosbous hin, und ebenfalls bei Pratz. Man kann also in diesem Gebiete am Rande der Ardennen von einem Terebratelhorizont sprechen.

Wichtig sind hier die Angaben BENECKE's über die Lage der Terebratelbank in den jetzt nicht mehr der Beobachtung zugänglichen Steinbrüchen am «Kochert» südlich Niederfeulen.

«Terebraten in großen Exemplaren kommen in roten, sandigen Gesteinen bei Oberfeulen und Vichten vor. Sie liegen an der Basis von kalkigen, geröllführenden Sandsteinen, in welchen ich am «Kochert» Anhäufungen von Versteinerungen fand, unter denen *Myophoria intermedia*, *Myophoria Goldfussi*, *Trigonodus Sandbergeri* besonders auffallen und die ich daher in die «Dolomitische Region» stellte.»

In dem Profil am Kochert liegen unter dem Äquivalent der «Dolomitischen Region» die erwähnten sandigen Bänke (mit Terebraten) in einer Mächtigkeit von 3 m. Unter diesen sandigen Bänken folgen bunt angelaufene, steinmergelartige Gesteine, reich an Ceratiten von leider schlechter Erhaltung. Die in diesem Gestein am Kochert aufgefundenen Ceratiten können

«am ehesten mit Formen verglichen werden, die unter den Intermediusschichten vorkommen. Daher müssen die 3 m mächtigen, sandigen Bänke entweder die Intermediusschichten und die Terebratelregion vertreten, oder einer dieser Horizonte ist ausgefallen. Da weiter westlich (bei Vichten, Grosbous, Pratz) aber noch Terebraten vorkommen, so kann es sein, daß die Intermediusschichten östlich vom Kochert bereits ausgefallen.» (BENECKE, 1914)

Bemerkung: M. LUCIUS fand 1939 in Vichten auf roten, dolomitischen Sandsteinplatten, die ganz mit Myophorien- und Terebratensteinkernen bedeckt sind, einen Ceratiten (*dorsoplanus?*). Demzufolge sind noch hier Intermedius- und Terebratelregion vertreten.

G. FABER und F. HEUERTZ haben 1931 noch 1 m unter dem Dache des «Gilsdorfer Sandsteines» einen zwar schlecht erhaltenen, aber immerhin erkennbaren *Ceratites nodosus* gefunden. Diese Sandsteine gehören jedenfalls dem Oberen Muschelkalke an. Uebrigens fand auch VAN WERVEKE in den Steinbrüchen von Gilsdorf einen schlecht erhaltenen Steinkern von *Ceratites nodosus*. (Erläuterungen, p. 28).

Hieraus geht hervor, daß auch in der «Dolomitischen Region» Ceratiten noch vorkommen und zwar sowohl in den Terebratelschichten selbst wie auch über den Terebratelschichten, wie in den Steinbrüchen von Gilsdorf.

Dies beweist, daß die «Dolomitischen Schichten» unbedingt zum Muschelkalk zu ziehen sind.

BENECKE stellt dann Profile der «Dolomitischen Schichten» aus allen Triasgebieten Deutschlands zusammen. Wir verweisen dafür auf die Originalarbeit p. 30 bis 98.

Zwei derselben sind für unser Gebiet besonders wichtig.

1) Das klassische Vorkommen des an Ceratiten reichen obersten Muschelkalkes von Kochendorf auf der rechten Rheinseite.

E. FRAAS unterschied dort «Grenzbänke zwischen Hauptmuschelkalk und Lettenkohle oder den Horizont der Glaukonitbänke und Estherientone».

Die Grenzbänke wurden später durch E. KOCKEN²³⁾ wie folgt gegliedert:

Obere	}	a) Stufe der glaukonitischen Kalke = poröser Kalk
Semipartitus-Schichten		V. ALBERTI.
	}	b) Stufe der Bairdien führenden Letten und Mergel
		= Ostracodontone.
Untere	}	c) Stufe der Semipartitusbänke.
Semipartitus-schichten		

Die «Unteren Semipartitusschichten» schließen mit einer Terebratelregion ab.

G. WAGNER^{23a)} faßt die Glaukonitkalke und Ostracodontone als «Grenzsichten» zusammen.

Die Ostracodontone und Glaukonitkalke (Grenzsichten) folgen in Kochendorf über der Terebratelregion.

2) Nach dem Normalprofil von E. SCHUMACHER^{23b)} kann man in der Gegend nordöstlich Saargemünd bis in die Gegend von Falkenberg an der Grenze von Muschelkalk und Lettenkohle über der Terebratelregion zwei Horizonte unterscheiden: (1) einen unteren merge-

²³⁾ 1. F. KOCKEN: Geologische Spezialkarte der Umgegend von Kochendorf mit Erläuterungen, 1900.

^{23a)} G. WAGNER: Zur Stratigraphie des Hauptmuschelkalkes in Franken. — Centralblatt für Mineral., Geol., u. Paläont. Jg. 1911. —

^{23b)} In «Mitteilungen d. geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen», Bd. 5, Heft 3.

lig-kalkigen mit schwachen Dolomiteinlagen, (2) einen oberen kalkig-dolomitischen Horizont.

Der untere kalkig-mergelige Horizont (1) entspricht den rechtsrheinischen Ostracodontonen. Der obere kalkig-dolomitische Horizont (2) den glaukonitischen Kalken des rechtsrheinischen Gebietes. Der obere kalkig-dolomitische Horizont wird von SCHUMACHER, wegen der häufigen Einlagerung von *Trigonodus Sandbergeri*, als «Trigonodusregion» bezeichnet. Der untere mergelig-kalkige (1) und der obere kalkig-dolomitische Horizont (2) werden auf den lothringern Karten im Anschluß an die Legende der preußischen Karte als «Untere Dolomite der Lettenkohle» ausgeschieden. Sie entsprechen den «Grenzsichten» des Vorkommens von Kochendorf.

In den Grenzsichten von Kochendorf liegen die Ceratiten besonders im unteren Teil, nämlich in der oberen Terebratellbank und in den Ostracodontonen.

Diese Entwicklung in eine untere mergelige Region mit reichlich Ceratiten und eine obere kalkig-dolomitische Region mit reichlich *Trigonodus Sandbergeri* kann als «normale Entwicklung» bezeichnet werden. In unserem Gebiete gelangen wir aber in eine landnahe Fazies, wo infolge durchgehender gleichartiger Gesteinsfazies bei gleichzeitiger verminderter Häufigkeit der Versteinerungen eine scharfe Gliederung nicht durchzuführen ist. BENECKE gelangt zu der Schlußfolgerung:

«Es wäre sehr zu wünschen, daß die von mir früher einmal angewandte Bezeichnung «Dolomitische Schichten», welche unglücklicherweise weitere Verbreitung gefunden hat, aus der Literatur verschwände und man die Dolomite nicht mehr als gesonderte Stufe des Muschelkalkes behandelte, sondern als Fazies.»

Hierzu wäre zu bemerken, daß die Bezeichnung «Dolomitische Schichten» zwar keine glückliche ist, daß aber die Schichtenfolge doch eine eigene Stufe bildet, für welche dann ein neuer Name geschaffen werden muß.

Eigentümlich ist jedenfalls, daß zu einer Gliederung die Verhältnisse am Südrande der Ardennen günstiger scheinen als im Gutlande. An den Aufschlüssen am «Kochert» kann man einen oberen Horizont mit reichlich *Myophoria Goldfussi*, *Myophoria intermedia*, *Trigonodus Sandbergeri* unterscheiden und einen tieferen Horizont mit hochmündigen Ceratiten. Das entspricht im allgemeinen der Einteilung in den normalen Gebieten. Die Schichten entsprechen also in ihrer Gesamtheit den «Grenzsichten».

Da im Luxemburger Gebiete die Gesamtheit der Schichten kalkig-dolomitisch entwickelt ist, könnte hier die BENECKE'sche

Bezeichnung «Dolomitische Schichten» noch gelten. Aber im Gebiete der «normalen Entwicklung» ist nur der obere Horizont kalkig-dolomitisch ausgebildet. Uebrigens ist der Dolomit am Rande des Öslings vielfach als dolomitischer Sandstein entwickelt. «Dolomitische Schichten» könnte also höchstens als Faziesbezeichnung gelten. Da die Schichten aber auch noch Ceratiten führen, können sie nicht als «Untere Dolomite der Lettenkohle» bezeichnet werden. Denn die Schichten mit Ceratiten gehören unbestritten in den Muschelkalk. Weil diese Schichten aber auch häufig *Myophoria Goldfussi* und verwandte Arten führen, die im Hauptmuschelkalk kaum vorkommen, bilden sie eine eigene Stufe des Muschelkalkes. Deshalb wäre die, auch anderwärts gebrauchte, petrographisch und paläontologisch neutrale Bezeichnung: «Grenzschichten» recht passend. Die «Grenzschichten» beginnen über der Terebratelregion und reichen bis zu den «Bunten Mergeln» des Unteren Keupers. Da aber die Myophorien über die Grenzschichten hinaus weitergehen und auch der die Lettenkohle abschließende «Grenzdolomit» eine Fauna führt, wie sie in den darüberliegenden Keuperschichten nicht mehr auftritt, ist die Hauptgrenze zwischen Muschelkalk und Keuper über den Grenzdolomit zu legen. Da aber mit dem *Ceratites semipartitus* der Muschelkalk abzuschließen ist, wäre es angezeigt, daß man die Lettenkohle als eine besondere Stufe dem Muschelkalk, aber nicht dem Keuper anschließt. Nun hat aber bereits SCHUMACHER in seinem Normalprofil die sogenannte «Dolomitische Region» nebst «Lettenkohle» im engeren Sinne unter der Bezeichnung «Lettenkohle» zusammengefaßt. Der «Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine» hat ebenfalls die gleiche Zusammenstellung eingeführt. Deshalb scheint es uns angezeigt, um das Durcheinander auf ein Minimum zu beschränken, diese drei Stufen unter einem gemeinsamen paläontologischen Namen zusammenzufassen und dem «Hauptmuschelkalk» anzuschließen. Auf der Darstellung der Karte wäre die Abkürzung mo^3 beizubehalten und die Lettenkohle als ku^1 , ku^2 zu bezeichnen.

Die Grenze gegen den Muschelkalk wird durch die obere Terebratelbank gebildet und der Schichtenkomplex über der Terebratelbank bis zum Salzkeuper als «Myophorienstufe» bezeichnet, die eingeteilt wird in 1) Grenzschichten (mo^3), 2) Bunte Mergel (ku^1), 3) Grenzdolomit (ku^2).

Dadurch sind die tatsächlichen Verhältnisse und Zusammenhänge wirklich erfaßt und es wird den Bemerkungen VAN WERVEKE'S (Erläuterungen, p. 35) und den Schlußfolgerungen BENECKE'S (1914) weitgehendst Rechnung getragen bei nachstehender Gliederung:

Hauptmuschelkalk	{	Myophorienstufe	{	Grenzdolomit
		Nodosusstufe		bunte Mergel
		Trochitenstufe		Grenzschichten

Wie bereits mehrfach erwähnt ist diese Gliederung auf der geologischen Karte von Luxemburg 1 : 25.000 (1947—1949) durchgeführt.

Eine Widerlegung der von GOETZ (1914) geäußerten Ansichten über die Ausbildung und Gliederung der Triasschichten am Südrande der Ardennen erfolgte durch VAN WERVEKE (1916) in seiner Arbeit:

Die Küstenausbildung der Trias am Südrande der Ardennen. (1. Teil) — Mitteilungen der geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen. Band X. Heft 2, Straßburg, 1916.

In den Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Großherzogtums Luxemburg» (1887) beschäftigt sich VAN WERVEKE als Erster systematisch mit der Gliederung der Küstenausbildungen am Rande der Ardennen, wobei er sich zum Teil auf BENECKE stützt, zum Teil seinen eigenen Weg geht.

In der Arbeit von 1916 präzisiert er einige seiner Angaben, bestätigt seine, in den «Erläuterungen» festgelegte, Auffassung und widerlegt die gegenteilige Auffassung von GOETZ.

Die Arbeit von GOETZ wurde bereits hier besprochen. Manche seiner Ansichten sind wirklich nicht begründet und lassen sich auch durch neuere paläontologische Funde widerlegen. Dieses gilt besonders für die von ihm vorgeschlagene Zuteilung der Schichten des Obersten Muschelkalkes und des Unteren Keupers. Andererseits müssen auch einige der Auffassungen VAN WERVEKE's über die Küstenausbildungen eine Einschränkung erfahren, worauf auch z. T. bereits bei der Besprechung der VAN WERVEKE'schen «Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte» im ersten Teile dieser Arbeit p. 157 hingewiesen wurde. Wir können uns deshalb kürzer fassen.

I. Buntsandstein. VAN WERVEKE faßt den Buntsandstein westlich Sinspelt bestimmt als Oberen Buntsandstein auf, führt aber eine Trennung in Zwischenschichten und Voltziensandstein nicht durch. Ob letzterer überhaupt am Rande des Öslings vertreten ist, bleibt nach ihm eine offene Frage. «Ein eigentlicher, als solcher gekennzeichnete Voltziensandstein fehlt.» (Erläuterungen, p. 17). Auch die, besonders an der Basis der tieferen Lagen des Oberen Buntsandsteines, vorkommenden Gerölle, werden bestimmt zum Oberen Buntsandstein gestellt (p. 18). Die sowohl der Trias wie dem Devon auflagernden losen Gerölle aber werden durchgehend als Diluvium aufgefaßt.

GOETZ hat auf seiner Karte einen Teil dieser Gerölle zum Oberen Buntsandstein gestellt, was jedenfalls einen Fortschritt gegenüber der VAN WERVEKE'schen Karte bedeutet.

Westlich Oberfeulen treten unter dem Oberen Muschelkalk graue bis gelbe und auch rötliche, oft grobkörnige Sandsteine, stellenweise mit viel Geröll auf, die im Warktal, bei Vichten, im Pratzertal, im oberen Atterttal und in dessen nördlichen Nebentälern auf der Karte als Buntsandstein eingetragen sind, während in den Erläuterungen die Möglichkeit, daß diese Sandsteinbildungen jüngeren Schichten der Trias angehören, offen gelassen ist. (Erläuterungen, p. 20). GOETZ stellt dieselben, mit guten Gründen, teils zum Unteren, teils zum Mittleren Muschelkalk.

Unterer und Mittlerer Muschelkalk. VAN WERVEKE läßt Unteren und Mittleren Muschelkalk zwischen Feulen und Mertzig auskeilen. GOETZ aber gibt ein Profil am Wege von Oberfeulen nach Carlshof, in welchem er Schichten mit *Lingula tenuissima* als Lingulaschichten des Mittleren Muschelkalkes, einen gelblich-weißen, porösen, etwas sandigen Dolomit unter der Lingulaschicht als Vertreter der Orbicularisschicht auffaßt. (GOETZ, p. 352). Darunter folgt Muschelsandstein. Nach der Ansicht von GOETZ gibt ein Profil in der Schankengrächte genügend Aufschluß, um auch hier Mittleren Muschelkalk (Lingulaschicht) und Muschelsandstein festzustellen. GOETZ läßt dann Mittleren und Unteren Muschelkalk weiter nach Westen bis an die belgische Grenze hinziehen. VAN WERVEKE bestreitet nicht, daß Mittlerer und Unterer Muschelkalk weiter nach Westen zieht als seine Uebersichtskarte zeigt, weist wiederholt darauf hin, daß er die Möglichkeit offen gelassen habe, daß der grobe Sandstein unter dem Oberen Muschelkalk westlich Mertzig höhere Glieder als Buntsandstein begreife, weist aber auch auf die bei Besprechung der Arbeit von GOETZ erwähnte Lückenhaftigkeit und den Mangel an Logik der Beweisführung hin.

Oberer Muschelkalk. Inbetreff der Entwicklung des Nodosuskalkes am Rande der Ardennen hatte sich VAN WERVEKE der von BENECKE (1877, p. 685 u. 686) dargelegten Auffassung angeschlossen. Im Anschluß an die von BENECKE gegebenen Profile von der Nuck und vom Lopert hatte VAN WERVEKE ein weiteres Profil vom Nordostende des Kochert und am Wege von Oberfeulen nach Carlshof gebracht, in welchem er im oberen Teile des Nodosuskalkes rote, dolomitische Sandsteine mit Terebrateln nachwies, die von dem erwähnten Wege nach Carlshof über Mertzig, Grosbous, Vichten bis nach Reinberg und Niederplatten hin die Nodosusstufe allein vertreten, während der untere Teil der Nodosusstufe und der Trochitenkalk bereits zwischen Ober- und Niederfeulen ausgekeilt sind. Diese Auf-

fassung wurde auch später durch BENECKE (1914) nochmals bestätigt und durch neuere Fossilfunde belegt.

Weiter hatte BENECKE (1877) den Nachweis geführt, daß bei Ettelbrück ein grünlicher Sandstein mit Muschelanhäufungen und Muschelbreccien auf Grund der Versteinerungen der von ihm aufgestellten «Dolomitischen Region» Lothringens gleichzustellen sei. Derselbe liegt im Hangenden von Schichten, die wegen ihrer roten oder bunten Färbung zwar nicht an den Nodosuskalk der normalen Entwicklung erinnern, aber wegen des Vorkommens von *Ceratiten*, *Gervillien*, *Terebratula vulgaris* zum Nodosuskalk gestellt werden müssen.

In gleicher Lagerung, d. i. über roten, dolomitischen Sandsteinen, die den Nodosuskalk vertreten, liegen die Sandsteine von Gilsdorf, Bettendorf, Mertzig, Grosbous, Vichten, Reimberg, welche demgemäß von VAN WERVEKE in die «Dolomitischen Schichten» im Sinne BENECKE's hineinbezogen wurden und als die Uferfazies dieser Stufe am Rande des Öslings anzusprechen sind.

Auch diese Auffassung hat BENECKE 1914 nochmals bestätigt.

Auf Grund eines Profiles, das GOETZ an dem Wege von Möstroff nach Hirtzenhof beobachtete, wo die Schichten der «Dolomitischen Region» und der Lettenkohle in normaler Auffassung entwickelt sind, kommt GOETZ zu dem Schlusse, daß die typischen «Dolomitischen Schichten» bereits westlich vom Herrenberg auskeilen, und daß das was BENECKE und VAN WERVEKE auf der Nuck und auf dem Lopert als «steimmergelartiges Gestein und gefleckten Dolomit» bezeichnen, nichts anders ist als «bunter Mergel der Lettenkohle». (GOETZ, p. 375). Weiter wird dann der Sandstein von Gilsdorf, Bettendorf und Mertzig dem Lettenkohlendolomit gleichgestellt.

Die roten, dolomitischen Sandsteine als Vertreter der oberen Nodosusstufe werden bei den bunten Mergeln der Lettenkohle, die Sandsteine von Gilsdorf bis Reimberg als Vertreter der Dolomitischen Region beim Lettenkohlendolomit, ein Konglomerat über diesen Sandstein oder auch die Muschelbreccie im oberen Teile des dolomitischen Sandsteines beim Grenzdolomit untergebracht.

Das Irrige der Auffassung von GOETZ, das durch neuere Fossilfunde noch entschiedener widerlegt wurde, ist bereits bei Besprechung der Arbeit von GOETZ dargelegt worden.

Unterer und Mittlerer Keuper.

a) Der Zellendolomit. Bei Cruchten und bei Schleiderhof machte VAN WERVEKE als Erster auf einen zelligen Dolomit aufmerksam, der hier über bunten Mergeln der Lettenkohle und unter

sandigen, roten Mergeln mit Steinsalzpsedomorphosen vorkommt und der wegen seiner Stellung zu den darunter und darüber lagernden Schichten am besten zum Grenzdolomit gestellt wird. GOETZ hat nun diesen Mandeldolomit (Zellendolomit) in regionaler Verbreitung von Ettelbrück bis nach Reichlingen nachgewiesen, er weist ihm aber eine Stellung an über den Mergeln mit Steinsalzpsedomorphosen, während an einer Reihe von Profilen nachgewiesen werden kann, daß er unter diesen Mergeln liegt. Die von GOETZ dem Zellendolomit im Salzkeuper zugewiesene Stellung ist mithin zu hoch. Er gehört jedenfalls unter den Salzkeuper.

b) Das Konglomerat mit kalkigem Zement. Konglomeratische Schichtenfolgen an der Attert und der Wark, die früher als Muschelkalk und Mittlerer Keupersandstein gedeutet worden waren, wurden von VAN WERVEKE in die Lettenkohle gestellt, weil, wie er angibt, diese Konglomerate im Hangenden des Sandsteines der Dolomitischen Region und im Liegenden von gut gekennzeichnetem Salzkeuper auftreten. Für den Salzkeuper und für den Schilfsandstein wird bei VAN WERVEKE ein Auskeilen westlich des unteren Alzettetales angenommen.

Für die Deutung des Konglomerates geht VAN WERVEKE von dem Profil über den Kleinbrüchen von Mertzig aus, wo ein schwaches Konglomerat tatsächlich sich in dieser geologischen Stellung befindet. Hier bildet es aber ein sehr wenig mächtiges Bänkchen. VAN WERVEKE nimmt nun an, daß das Konglomerat nach Westen hin bis 8 m Mächtigkeit erlange. Auch treten Konglomerate auf im Attertal zwischen Ewerlingen und Bissen, sowie südlich Michelbuch, die bei Bövingen mit den eingeschalteten Sandsteinen bis zu 20 m mächtig werden. Diese Sandsteine und Konglomerate an der Attert zwischen Bissen und Ewerlingen, sowie das Konglomerat im Kanton Redingen stellen nach VAN WERVEKE das Äquivalent der Lettenkohle dar. Es wurde anderorts bereits dargelegt, wie durch das Auftreten von Steinsalzpsedomorphosen diese Deutung nicht aufrecht erhalten werden kann und wie diese Sandsteine mit Konglomeraten in den Salzkeuper gehören.

GOETZ stellt ebenfalls den größten Teil dieser Sandsteine und Konglomerate in den Salzkeuper, den oberen Teil derselben faßt er als Schilfsandstein auf. Dem Salzkeuper gibt er nach unten hin eine zu große vertikale Ausdehnung (durch Hineinbeziehung des Zellendolomites und der darunter liegenden Mergel), aber die horizontale Ausdehnung dieser Formation nach Westen bis nach Reichlingen hin ist jedenfalls gerechtfertigt. Das Auftreten von Steinsalzpsedomorphosen zeigt, daß der Salzkeuper auch noch weiter nach Westen hin besteht. Westlich Reichlingen stellt GOETZ die Konglomerate teils

zum Schilfsandstein, teils zum Mittleren Muschelkalk, was den wirklichen Verhältnissen nicht entspricht. Sicherer Schilfsandstein läßt sich nördlich vom Attertal nicht mehr nachweisen.

b) Gliederung und geologische Stellung der
Luxemburger Eisenerzformation.

Eine Gliederung der Eisenerzformation auf paläontologischer Grundlage wurde zuerst durch W. BRANCO (1879) gegeben. Diese wurde auch von L. VAN WERVEKE (1887) übernommen.

Später (1901) hat VAN WERVEKE in seiner Schrift: «Profile zur Gliederung des reichsländischen Lias und Doggers und Anleitung zu einigen geologischen Ausflügen in den lothringisch-luxemburgischen Jura» die im gleichen Jahre erschienene paläontologische Gliederung von BENECKE angenommen, doch hat er, für den praktischen Gebrauch, zu den paläontologischen Bezeichnungen noch petrographische hinzugefügt mit dem Namen einer Lokalität, in welcher die petrographische Entwicklung der Stufe typisch ist. Die so geschaffene Gliederung ist folgende:

Hohenbrückener Kalk. — Schichten mit *Sphaeroceras polyschides* und *Sphaeroceras Sauzei*.

Kalk von Oettingen. — Schichten mit *Cancellophycus scoparius*.

Mergel und Kalk von Chareennes. — Schichten mit *Sonninia Sowerbyi* und *Gryphaea sublobata*.

Erzformation	}	Schichten mit <i>Ludwigia Murchisonae</i> .
		" " <i>Lioceras opalinum</i> und <i>Dumort. subundulata</i> .
		" " <i>Dumortiera Levesquei</i> .
		" " "

Sandstein vom Stürzenberg. — Schichten mit *Harpoceras fallaciosum* und *Hammatoceras insigne*.

Mergel und Tone von Bevingen. — Schichten mit *Harpoceras striatulum*.

Mergel von Oettingen. — Schichten mit *Astarte Voltzi*.

Mergel von Bacourt. — Schichten mit *Coeloceras crassum*.

Bituminöse Schiefer. — Schichten mit *Harpoceras bifrons* (oben) und mit *Posidonomya Bronni* und *Harpoceras falciferum* (unten).

Für die Grenzziehung zwischen Lias und Dogger ist er jedoch bei der BRANCO'schen Auffassung geblieben.

VAN WERVEKE hat in dieser Arbeit auch ein Idealprofil der Eisenerzflöz aufgestellt. Hier sind alle überhaupt unterscheidbaren Erzlager in einem Profil vereinigt. Die Spezialprofile aus den verschiedenen Gegenden der lothringisch-luxemburger Minetteformation aber beweisen, daß in keinem bekannten Aufschlusse alle Flöze zugleich auftreten.

VAN WERVEKE unterscheidet von oben nach unten:

Rotsandiges Lager.

Oberes rotkalkiges Lager.

Unteres rotkalkiges Lager = Rotes Lager von Esch.

Rotes Lager von Oberkorn.

Gelbes Lager von Düdelingen.

Gelbes Lager von Algringen.

Graues Lager.

Schwarzes Lager von Oberkorn.

Braunes Lager.

Schwarzes Lager von Esch.

Nicht angegeben ist das, schon um diese Zeit in verschiedenen Bohrungen angetroffene «grüne Lager», das z. B. in Esch 2—3 m unter dem schwarzen Lager liegt.

BENECKE hat sich weiter in zwei folgenden Arbeiten mit der paläontologischen Gliederung der Eisenerzformation beschäftigt:

1) Ueberblick über die paläontologische Gliederung der Eisenerzformation (1901);

2) Die Versteinerungen der Eisenerzformation in Deutsch-Lothringen und Luxemburg (1905).

Bei den folgenden Ausführungen stützen wir uns auf beide Arbeiten.

Wir geben vorab eine kurze Beschreibung der einzelnen Flöze nach BENECKE. Dieser geht hierbei von dem grauen Lager aus, weil es das ausgedehnteste der Erzformation und für die Orientierung das wertvollste ist.

Für das graue Lager sind bezeichnend neben seiner eigentümlichen Farbe das Vorkommen von eingelagerten Kalkwacken (rognons). Das Lager selbst ist arm an Versteinerungen, doch kommen dieselben in großer Menge im Dache desselben vor, wo sie oft das Gestein fast ganz verdrängen und eine Lumachelle bilden, welche als «Bengelek» bezeichnet wird.

Etwa 1 m über dem Bengelek folgt in Algringen ein Flöz, welches als das «gelbe Lager von Algringen» bezeichnet wird. Im Hangenden desselben liegt eine äußerst versteinerungsreiche Bank, mit der über dem grauen Lager liegenden im Handstück zu verwechseln.

Nördlich Algringen geht das gelbe Lager von Algringen in einen «stengeligen, von Wülsten durchsetzten tonigen Sandstein, den «roten Buch» über.»⁸⁷⁾ Er führt massenhaft *Ostrea calceola*, so daß es zu förmlichen Austerbänken kommt.

Bei Düdelingen liegt diese Austerbank unter dem dortigen gelben Lager, weshalb VAN WERVEKE in seinem Idealprofil das gelbe Lager von Düdelingen als ein höheres Lager als dasjenige von Algringen ansieht. Das gelbe Lager von Düdelingen ist kalkig und führt mitunter Kalkwacken wie das graue Lager.

Die beiden gelben Lager haben eine geringe und unter einander verschiedene Verbreitung. Sporadisch z. B. bei Düdelingen tritt auch ein wenig mächtiges Zwischenlager auf.

Unter dem grauen Lager folgt zunächst das schwarze Lager. Es fehlt bei Rümelingen und Düdelingen und im angrenzenden lothringers Gebiet, sonst ist es im ganzen Erzgebiet vorhanden.

Westlich der Alzette bei Oberkorn liegt dasselbe im Mittel nur 1.7 m unter dem grauen, östlich der Alzette jedoch i. M. 12 m. Deshalb möchte VAN WERVEKE zwei verschiedene schwarze Lager annehmen. BENECKE faßt dieselben aus paläontologischen Gründen als ein und denselben Horizont auf.

Bei Esch und Deutsch-Oth baut man ein Lager ab, das sich zwischen einem der schwarzen Lager und dem grauen einschiebt und welches als braunes Lager bezeichnet wird. Es enthält im Lager selbst Nester von Versteinerungen. Diese Nester liegen jedoch nahe dem Dache.

In Oberkorn gibt es kein braunes Lager. Hier liegen zwischen dem schwarzen und dem grauen Lager nur 2 m Sandstein mit reichlich *Dumortieria Levesquei*.

VAN WERVEKE möchte das braune Lager als eine lokale Einlagerung in mächtig entwickelte Levesqueischichten ansehen. BENECKE macht hiergegen paläontologische Bedenken geltend.

Als unterstes gilt das grüne Lager. Es wird von Esch und vom Plateau von Aumetz angegeben. Es ist stark kieselig, führt Eisensilikate und reichlich Schwefelkies.

⁸⁷⁾ Als «Buch» bezeichnet der Bergmann ein schieferiges Mergelgestein von stark wechselnder Farbe, Zusammensetzung und Festigkeit, welches aber stets schiefrige Struktur zeigt, die besonders bei der Verwitterung in Erscheinung tritt. «Bengelek» ist ein mit Muschelschalen stark durchsetztes, sehr festes Kalkgestein, in welchem die Muschelschalen so angehäuft sein können, daß es zu einer Lamachelle kommt.

Buch und Bengelek sind luxemburger Bergmannsausdrücke.

Ueber dem grauen, bzw. gelben Lager treten teils kalkige, teils kieselige Lager auf, welche sich alle durch rote Färbung auszeichnen. Es sind die roten Lager.

Unter diesen rot gefärbten Lagern haben wir zunächst eines, welches im Westflügel des Minettebassins und im anstoßenden französischen Gebiete 1 bis 4,5 m über dem grauen Lager, ohne Einschaltung des gelben, in einer Mächtigkeit bis 4 m auftritt. Es ist kieselig, ohne Kalknieren und wird nach seiner typischen Ausbildung bei Oberkorn als «Rotes Lager von Oberkorn» bezeichnet.

Es fehlt bei Esch doch kommt hier das gelbe Lager von Düdelingen vor.

Das rotkalkige Lager von Esch besteht aus zwei Lagern, die durch ein kalkiges Zwischenmittel getrennt sind, welches 2,5 m Mächtigkeit hat. Das Zwischenmittel kann aber stark eisenhaltig werden.

In Oberkorn liegen diese rotkalkigen Lager über dem dortigen roten Lager und werden als calcaire inférieur und calcaire supérieur auseinandergehalten. Die Lager sind von zahlreichen Kalknieren durchsetzt, die bis 23% Eisengehalt führen können.

Im Hangenden des rotkalkigen Lagers, besonders der untern Abteilung, treten Muschelbänke auf (Bengelek), bis 1 m mächtig und fast ausschließlich aus Zweischalern zusammengesetzt. Gewöhnlich liegen aber nur mehr Steinkerne vor.

Das oberste rote Lager ist das rotsandige. Es fehlt im westlichen Luxemburg und läßt sich von Deutsch-Oth und Esch bis nach Rümelingen und Oettingen nachweisen. Nach Süden geht es in einen eisenoolitischen, mit Eisenerzlagern wechselnden Kalkstein über, der strichweise außerordentlich reich an einigen Arten von Zweischalern ist, so z. B. bei Esch.

Bei Esch, am Katzenberg, liegt unmittelbar über dem rotsandigen Lager ein Konglomerat (neuerdings als «Katzenberg-Konglomerat» bezeichnet) dessen Gerölle offenbar aus ältern Schichten stammen.

Die gerollten Fossilbruchstücke stimmen, soweit eine Bestimmung möglich ist, mit denen des grauen, gelben und rotkalkigen Lagers überein. Es treten daneben nicht selten Korallen auf, sowie auch einige Zweischaler, die nur im Konglomerat gefunden wurden. Diese Fauna, sowie die petrographische Entwicklung des Konglomerates zeigen auf besondere Bildungsverhältnisse hin. BENECKE verbindet das Konglomerat mit dem rotsandigen Lager.

Ueber diesem Konglomerat, dasselbe auch stellenweise vertretend, folgt weicher, gelber, glimmeriger Sandstein, in dem allein bis-

her *Ludwigia Murchisonae*, so am Galgenberg bei Esch, bei Oettingen, bei Düdelingen gefunden wurden. Wellenfurchen und Kriechspuren auf diesem Sandstein sind eine Erscheinung, die man auch auf dem schwäbischen Murchisonaesandstein findet.

BENECKE faßt den Sandstein nebst Konglomerat und rotsandigem Lager als MURCHISONSCHICHTEN zusammen.

Als Hangendes der Erzformation folgen die Sowerbyischichten. Dies sind Mergel mit eisenoolithischen Kalken, die häufig *Gryphaea sublobata*, *Belemnites gingensis* nebst Einzelkorallen führen, *Sonninien* sind selten. Eine derselben glaubt man zu der Form *Sonninia Sowerbyi* MILL. stellen zu können.

Hier sei erläuternd eingefügt: Auf Grund der paläontologischen Merkmale unterscheiden wir heute zwei verschiedene graue, schwarze, grüne Lager. Die Bezeichnung der Lager nach Farben ist also irreführend, weshalb in den Veröffentlichungen des Luxemburger geologischen Dienstes die einzelnen Erzlager durch Ziffern bezeichnet werden, wobei für Lager gleichen Alters (und verschiedener Farbe) in beiden Teilbecken die gleiche Ziffer angewandt wird. Die Bezeichnung der Lager nach Farbe, ist aber, der Bequemlichkeit halber in Klammern beigefügt. (Siehe auch Tafel III: «Normalprofil durch den Luxemburger Dogger».)

Die Verteilung der Versteinerungen der Eisenerzformation nach den verschiedenen Lagern.³⁸⁾

Die weitgrößte Mehrzahl der Versteinerungen der Eisenerzformation gehört zu den Cephalopoden und Lamellibranchiern. Unter den 145 von BENECKE zitierten Versteinerungen sind 78 Zweischaler, 38 Ammoniten und 15 Belemniten. Diese bestimmen also den paläontologischen Charakter der Eisenerzformation. Es zeigt sich auch hier, daß die Lamellibranchier die größte vertikale Verbreitung haben, die Ammoniten jedoch schneller abändern und daher besser geeignet sind, um die Horizonte zu bezeichnen.

³⁸⁾ Das luxemburgische Material, das den Arbeiten BENECKE'S (1901, 1905) zu Grunde liegt, entstammt fast ausschließlich der Sammlung LEESBERG, Der Grubendirektor LEESBERG aus Esch, † 1889, hat sich durch unermüdeliches und verständnisvolles Sammeln von Versteinerungen ein großes Verdienst um die Geologie der Luxemburger Eisenerzformation erworben. Die große Leesberg'sche Sammlung ist in den Besitz des Luxemburger Unterrichtsdepartementes übergegangen. Sie ist jetzt in dem Staatlichen Museum, Abteilung für Naturwissenschaften, untergebracht.

Wenn von den Versteinerungen der einzelnen Flöze gesprochen wird, so ist damit die Fauna eines Schichtenkomplexes zu verstehen, in welchem ein Lager von einer bestimmten Färbung oder petrographischen Zusammensetzung z. B. das schwarze, braune, rotkalkige Lager auftritt. Das Erzlager selbst stellt keinen paläontologischen Horizont dar, sondern es stimmt in bezug auf die Fossilführung mit den Schichten überein, welche das Lager einschließen. Das Lager oder Flöz bildet bei der Darlegung der vertikalen Verbreitung der Versteinerungen nur einen orientierenden Horizont in einem seiner Gesteinsbeschaffenheit nach gleichförmigen Schichtenkomplex.

In einer mergelig-kalkigen Schichtenfolge bilden die Flöze eigentlich lokale Einlagerungen, die selbst auf dem immerhin eng begrenzten Raume des «Minettebassins» vielfachem Wechsel unterworfen sind und auch in horizontaler Verbreitung vielfach mit erzfreien Zonen abwechseln. Die Erzlager sind oft fossilarm, während die Zwischenmittel manchmal förmliche Muschelbänke bilden. Die Erzführung zeigt auch keinen bestimmenden Einfluß weder auf die Association der vertretenen Tierformen noch auf die Entwicklung bestimmter Arten.

Das Liegende der Eisenerzformation wird von dunkeln Mergeln und Tonen gebildet, welche besonders häufig *Harpoc. fallaciosum* führen. Sie enthalten auch *Lytoceras jurensis* und *Hamm. insigne*, weshalb BENECKE sie als gleichzeitige Bildung der schwäbischen Jurensisschichten auffaßt und darüber die Grenze zwischen Lias und Dogger zieht. (Fallaciosusschichten).

Darüber folgen die mergeligen Sandsteine mit dem häufigen Fossil *Dumortieria Levesquei*. (Levesqueischichten).

Mit dem Auftreten der Dumortierien fällt das Auftreten der Eisenerzlager zusammen, ohne daß aber irgend ein kausaler Zusammenhang zwischen Eisengehalt des Gesteines und Fossilführung ersichtlich sei.

«Das grüne Lager gehört entweder dem untersten Teile des Sandsteines mit *Dum. Levesquei* an, oder es liegt dicht unter demselben und könnte dann in die Fallaciosusschichten fallen.» (BENECKE, 1905, p. 36).

In den Levesqueischichten liegen die schwarzen Lager. Für die Levesqueischichten sind nach der Fossiliste BENECKE's (1906, p. 447—448) die wichtigsten Formen *Dumortieria Levesquei*, *D. striatulo-costata* sowie *Hammatoceras subinsigne*. Dazu werden noch aufgezählt *Harpoceras dispansum*, *Harpoc. subcomptum*, *Harpoc. cf. aalense*, *Dumortieria suevica*.

Harp. dispansum kommt aber auch bereits in den Fallaciosus-schichten vor. Das schwarze Lager von Réhon bei Longwy führt ebenfalls diesen Ammonit. Die weiteren Formen, welche in den Schichten vorkommen, welche die schwarzen Lager (oder das schwarze Lager?) einschließen, gehören in Schwaben teils in den Lias, teils in den Dogger. *Hamm. subinsigne* bezeichnet dort die Torulosus-schichten, die Dumortierien liegen in den Aalensisschichten. Nach der schwäbischen Gliederung kämen die schwarzen Lager in den obersten Lias und den untersten Dogger. *Dum. Levesquei* tritt nicht höher auf und ist mithin auf die schwarzen Lager (und das grüne Lager) beschränkt.

Das braune Lager. BENECKE (1901) fügt der Fossilliste aus dem braunen Lager die Bemerkung hinzu, daß die Versteinerungen von Esch und von Deutsch-Oth stammen und zur Sammlung Leesberg gehören. Nach dieser Sammlung werden nun (1901) als zum braunen Lager gehörend, unter andern aufgezählt: *Dumortieria pseudoradiosa*, *Dum. subundata*, *Dum. Bleicheri*. In der Fossilliste aus «Die Versteinerungen der Eisenerzformation in Deutsch-Lothringen und Luxemburg» (1905) fehlen sie.³⁹⁾ Dort finden wir von den Dumortierien die *Dum. Kochi* und *Dum. suevica*, dann *Harpoceras subcompactum*, *H. fluitans* und *H. aalense* (1905, p. 449). Die *Dum. Levesquei* fehlt in beiden Listen.

Nachdem BENECKE (1905) die Dumortierien der Fossilliste von 1901 fallen läßt (siehe die Fußnote), wird die paläontologische Cha-

³⁹⁾ Warum BENECKE in der Fossilliste von 1905 p. 449 die erwähnten Dumortierien der Liste von 1901 weggelassen hat, kann sich nur daraus erklären, dass er Zweifel an der Richtigkeit der Herkunft der Fossilien aus dem braunen Lager hegte. In den «Versteinerungen der Erzformation» (1905) finden wir diese Dumortierien auch nicht in der Fossilliste des gelben und grauen Lagers, wohl aber in der Liste der «Fauna der Muschelbank am Stürzenberg» (1905 p. 453). Am Stürzenberg fehlen nämlich die Eisenerz-lager und der ganze Schichtenkomplex ist als Sandstein entwickelt. (Siehe BRANCO 1879). Hier schiebt sich nun eine Muschelbank ein, unter welcher Eisenschalen auftreten. VAN WERVEKE (1901 p. 207) faßt die Muschelbank als dem Dach des grauen Lagers entsprechend, auf, und BENECKE schließt sich dieser Auffassung, (1905, p. 255) wenn auch nicht ohne Bedenken, an. Er gibt an, daß in der Muschelbank am Stürzenberg *Hammat. lotharingicum*, *Oxynticeras affine* und *Oxyn. compressum* und vor allem *Harpoc. opalinum* fehlen, die sonst im grauen Lager gewöhnlich sind. Dagegen treten hier in großer Häufigkeit Dumortierien auf: *Dumortieria subundulata*, *D. pseudoradiosa*, *D. Bleicheri*, die BENECKE in der Liste des grauen und gelben Lagers (1905 p. 253) nicht aufzählt. Dieses massenhafte Vorkommen von Dumortierien, die BENECKE als charakteristisch für die Lager unter dem

rakteristik des braunen Lagers unbestimmt. *Dumortieria Kochi* steht den ältern Dumortierien nahe und *Dum. suevica* kommt ebenfalls im grauen Lager nicht mehr vor, wohl aber in den tiefern Schichten. *Harpoceras fluitans* wird zwar aus dem braunen Lager zum ersten Male zitiert, steigt aber höher hinauf. Ebenso wenig bestimmend ist *Harp. subcomptum*, die bereits in der Fossiliste der Levesqueischen Schichten vorkommt und bis in das graue Lager hinaufgeht.

Das graue und das gelbe Lager. Beide haben die größte Zahl der Fossilien der Eisenerzformation, rd. 80 verschiedene Formen, geliefert und zwar stimmen die Formen des gelben Lagers mit denjenigen des grauen überein, oder ersteres hat sehr wenig geliefert. Die meisten Versteinerungen stammen aus dem Dach des grauen Lagers. Paläontologisch gehören jedenfalls das graue und das gelbe Lager zusammen. Das gelbe Lager von Düdelingen hat sehr wenig Material geliefert. Nur die unter demselben liegende Austerbank mit *Ostrea calceola* charakterisiert dasselbe in paläontologischer Hinsicht. Das Dach des gelben Lagers von Algringen führt die gleichen Versteinerungen wie das Dach des grauen Lagers.

Harpoc. aalense kommt zwar massenhaft bei Düdelingen vor, doch hat dieser Ammonit eine große vertikale Verbreitung. In den Fossilisten bei BENECKE (1905) finden wir ihn von den Fallaciosus-schichten bis in die rotkalkigen Lager hinauf. *Harp. opalinum* mit anschließenden verwandten Arten ist ausschließlich im grauen

grauen aufzählt, gibt ihm Bedenken und er schreibt über die Stellung der Muschelbank am Stürzenberg:

«Würden nicht die Eisenschalen, die man mit großer Wahrscheinlichkeit als Vertreter des auf den benachbarten Gruben Witten und Oetringen abgebauten grauen Lagers ansehen kann, unmittelbar unter der Muschelbank des Stürzenberges liegen, so könnte man geneigt sein, diese wegen der Dumortierien etwas tiefer, unter das graue Lager, zu stellen». (BENECKE 1905 p. 456.)

Spätere wichtige Funde haben die Angaben, die aus der Sammlung LEESBERG vorlagen, bestätigt. *Dumortieria pseudoradiosa* und *D. subundulata* erscheinen zum ersten Male im schwarzen Lager von Esch und setzen in dem braunen Lager fort. In dem grauen Lager sind sie nie gefunden worden, sondern nur in der Muschelbank am Stürzenberg. (Vergleiche LAUX 1921 p. 9—10).

BENECKE rückte, infolge dieser fraglichen Parallelisierung der Muschelbank am Stürzenberg mit dem grauen Lager, die *Harp. subundulata* zu hoch, nämlich in die Stufe des *Harp. opalinum*, wodurch seine ganze untere Stufenfolge zu hoch gestellt wurde. (Siehe die vergleichende Zusammenstellung am Schlusse dieses Kapitels.)

bezw. gelben Lager angetroffen worden, während diese Form in Schwaben durch einen mächtigen Schichtenkomplex hindurchgeht. *Harpoc. subinsigne*, die BENECKE in den Levesqueischen Schichten zitiert, wird im grauen Lager nicht mehr beobachtet, dafür tritt die sich daran anschließende Abänderung *Hamm. lotharingicum* auf.

Die Zweischaler sind zwar reichlich vertreten, aber wenig charakteristisch für das graue Lager, da sie teils aus tiefern Schichten heraufkommen, teils in höhere hinaufsteigen.

Zur paläontologischen Charakterisierung des grauen Lagers nach BENECKE wäre folgendes zu bemerken:

Es wurde bereits darauf hingewiesen (Fußnote N^o 39), daß BENECKE die fossilführende Muschelbank am Stürzenberg dem Dach des grauen Lagers, wenn auch mit Bedenken, gleichstellt. Die Dumortierien dieser Muschelbank werden in der Fossilliste des grauen bzw. gelben Lagers nicht aufgezählt. (BENECKE, 1905, p. 451). Andererseits gebraucht BENECKE diese Dumortierien, um das graue Lager paläontologisch zu kennzeichnen. So schreibt er, daß neben *Harpoc. opalinum* auch *Dum. subundulata* für das graue Lager kennzeichnend ist. (1905, p. 567). Weiter erwähnt BENECKE im roten Lager von Oberkorn *Dumortieria pseudoradiosa*, eine im grauen Lager häufige Form. (1905, p. 458). Und bei BENECKE (1901, p. 160) heißt es weiter: «Das Vorkommen von *Dum. pseudoradiosa*, die für das graue Lager bezeichnend ist, veranlaßt mich das übrigens nur lokal entwickelte rote Lager von Oberkorn dem grauen Lager anzuschließen».

Jedenfalls herrscht hier ein Gefühl der Unsicherheit in der Parallelisierung des grauen Lagers mit der Muschelbank am Stürzenberg.

Die rotkalkigen Lager: «Das Vorkommen von *Harp. aalense* (stellenweise sehr häufig), *H. lotharingicum* und *H. fluitans* lassen die Fauna der rotkalkigen Lager als eine Fortsetzung des grauen Lagers erscheinen. Auch die Belemniten weisen in beiden Lagern keine wesentlichen Unterschiede auf. Die Zweischaler und Muschelbänke über den rotkalkigen Lagern stimmen ganz mit den Muschelbänken über dem grauen und gelben Lager, doch scheint im rotkalkigen Lager *Trigonia navis* zu fehlen. Da keine bezeichnenden neuen Formen auftreten, schließt man die rotkalkigen Lager am besten an das graue an.» (BENECKE, 1905, p. 458).

Das rote Lager von Oberkorn hat nur wenige Versteinerungen geliefert, darunter *Dum. pseudoradiosa* (siehe oben), und wenige Belemniten, die mit denen des grauen Lagers übereinstimmen. *Gryphaea ferruginea* bildet in den rotkalkigen Lagern ganze Muschelbänke.

Das rotsandige Lager und das Konglomerat (Katzenbergkonglomerat KLÜPFEL's). Die Fauna dieser beiden Ablau-

gerungen ist relativ arm. Ammoniten und Belemniten sind außer gerollten Stücken, die aus tiefen Lagen stammen, nicht bekannt. Unter den Zweischalern kommen *Pecten demissus* und *Pecten lens* massenhaft vor. Neu ist *Lima Leesbergi*. *Velopecten tuberculatus*, die im grauen Lager äußerst selten ist, bildet stellenweise im rotsandigen Lager mit *Lima Leesbergi* und *Lima ferruginea* ganze Muschelhaufen. *Gryphaea ferruginea*, die in den rotkalkigen Lagern so häufig ist, fehlt.

Einzelkorallen (*Montlivaultien*) kommen nur in gerolltem Zustande in den Konglomeraten vor. Da sie tiefer fehlen, können sie nur auf der Unterlage des Konglomerates gewachsen sein.

Das Vorkommen von *Am. Murchisonae*. Das Vorkommen ist auf den wenig mächtigen Sandstein über dem rotsandigen Lager und dessen Äquivalent beschränkt. In den rotkalkigen Lagern wurde nie eine Spur dieses Ammoniten gefunden.

Die Sammelform der *Ludwigia Murchisonae* ist durch BUCKMANN in mehrere neue Gattungen aufgespaltet worden. (BENECKE, 1905, p. 416—423). Formen aus der Verwandtschaft des *Am. Murchisonae* sind im nördlichen Lothringen nicht selten in einem Horizont über dem rotsandigen Lager. Aus dem Luxemburgischen erwähnt BRANCO (1879) den *Harp. Murchisonae* von Oettingen, in den Schichten an der höchsten Stelle des Weges von Oettingen nach Esch. Am Galgenberg bei Esch wurden *Am. Murchisonae* durch J. SCHMIT-DOSSING aus Esch in einem Horizont aufgefunden, der dicht über dem Katzenberg-Konglomerat liegt. Die Sammlung LEESBERG besitzt ebenfalls ein Exemplar von Düdelingen, das von dem Plateau über den Tagebauten herkommt.

Letzteres Stück ist von BENECKE (1905) auf Tafel LVII, Fig. 1, abgebildet, und als dem Sowerby'schen Original sehr nahe stehend, als *Am. Murchisonae* bezeichnet. Die von J. SCHMIT-DOSSING auf dem Galgenberg gesammelten Stücke sind bei BENECKE auf Tafel LVII, Fig. 2, 2a, 3 und 3a dargestellt und als *Harpoceras (Ludwigia) bradfordense* BUCKM. bestimmt. Zwei Stücke von Oettingen (BENECKE, 1905, Atlas Tafel LVI, Fig. 1, 2) werden als *Harp. bradfordense* BUCKM. bezeichnet.

Auf Grund dieser Funde faßt BENECKE das rotsandige Lager nebst dem Konglomerat und dem dasselbe teilweise ersetzenden Sandstein als *Murchisonaeschichten* zusammen.

Darüber folgen dann die Sowerby'schichten, welche das Hangende der Erzformation bilden.

Hier sei eingefügt, daß die Auffassung BENECKE's über die geologische Stellung seiner Murchisonsschichten nicht unwidersprochen geblieben ist.

BLEICHER (1883: Le minerai de fer de Lorraine au point de vue stratigraphique et paléontologique. — Bull. soc. géol. de France, 3^e sér., t. XII) läßt über die Schichten mit *Am. opalinus* Schichten mit *Am. Murchisonae* folgen, zu welchen er auch das Konglomerat über dem rotsandigen Lager stellt. Er bringt als Beleg ein Profil unmittelbar an der Luxemburger Grenze, an der Bahn von Villerupt nach Longwy. Der *Am. Murchisonae* wurde aber hier nicht gefunden. BLEICHER kennt denselben nur von den Halden der Eisenerzgruben von Champigneulle und Marbache aus dem Minettebassin von Nancy (p. 71). BLEICHER nimmt an, daß er hier aus den Schichten stamme, welche dem Konglomerat über dem rotsandigen Lager (Katzenbergkonglomerat) entsprechen.

NICKLÈS (Sur le Bajocien de Lorraine. — Bull. soc. géol. de France, 3^e sér., t. XXV, 1897) widerspricht der Auffassung BLEICHER's. Er sagt, daß *Am. Murchisonae* äußerst selten sei, und daß die Herkunft des einzigen ihm bekannten Exemplars der Gegend von Nancy aus tiefern Schichten stammen könnte. In den Schichten, welche dem «Katzenbergkonglomerat» entsprechen, kämen häufig *Lio-ceras concavum* und verwandte Formen vor, die auch höher gingen als das Konglomerat. Das Konglomerat über dem Erze gehöre also zu der Zone des *Am. concavus*. In einer etwas später (1898) erschienenen Notiz schreibt NICKLÈS, daß die Schichten mit *Harp. Murchisonae* in Lothringen ganz zu fehlen scheinen, und was bisher als die Zone des *Am. Murchisonae* bezeichnet worden sei, entspräche der Zone des *Am. concavus*, weil der seltene *Am. Murchisonae* in tiefere Schichten der *Opalinuszone* gehöre.

BENECKE (1905) gibt auch zu, daß im Elsaß eine Varietät des *Am. Murchisonae* in den Opalinusschichten vorkomme, daß diese Form aber von der in Schichten auf dem Galgenberg bei Esch vorkommenden *Ludwigia bradfordense* ganz verschieden sei. Wenn NICKLÈS aus dem Konglomerat *Ludw. concavum* und verwandte Formen angebe, müsse dem entgegengesetzt werden, daß diese in dem gleichen Horizont bei Esch, welcher hier unter den Schichten mit *Ludw. bradfordense* auftritt, durchaus fehlen (p. 473—474).

BENECKE faßt die Sachlage dahin zusammen, daß im nördlichen Lothringen und in Luxemburg über Aequivalenten der Opalinusschichten mit Sicherheit Murchisonsschichten folgen und über diesen die Sowerbysschichten. In Französisch-Lothringen seien die Murchisonsschichten noch nicht nachgewiesen, dafür kämen aber dort *Concavus*-Schichten vor (p. 488).

In seiner wertvollen Studie: *Le Toarcien et l'Aalenien dans le bassin d'Esch* (1922) unterscheidet LAUX eine Zone des *Harp. Murchisonae*, welche die Schichten von dem untern rotkalkigen Nebenlager bis zu dem Sandstein über dem rotsandigen Lager umfaßt. Nach den Angaben von LAUX sei der *Harp. Murchisonae* in diesem Schichtenkomplexe nicht gefunden worden, wohl aber enthielten sie die Zweischaler, die in Schwaben und im Elsaß neben dem *Am. Murchisonae* vorkommen.

Die Murchisonschichten von LAUX reichen nach oben also bis über den Sandstein, welcher unmittelbar das Katzenbergkonglomerat überlagert. Die obere Grenze deckt sich also mit derjenigen BENECKE's, die untere greift aber nach unten viel tiefer hinab als bei BENECKE. (Siehe die vergleichende Zusammenstellung am Schlusse dieses Kapitels.)

In dem mergelig-sandigen roten Lager, einer eisenhaltigen Uebergangsschicht von 50 cm Mächtigkeit, die über dem erwähnten Sandstein, an der Basis der glimmerführenden grauen Mergel der Sowerbyischichten liegt, hat LAUX eine ziemlich reiche Fauna gesammelt, welche *Lytoceras concavum* nebst verwandten Arten einschließt, so daß von LAUX im Escher Bassin über der Murchisonzone auch eine Zone mit *Am. concavus* aufgestellt wird.

Der Horizont, aus welchem die Fauna stammt, scheint sich mit demjenigen vom Galgenberg zu decken, aus welchem BENECKE *Ludw. bradfordense* beschreibt. Andere von LAUX entdeckte Fundstellen liegen im Eweschbour bei Kayl, bei Rümelingen im Gangeschbusch.

Allerdings schreibt BENECKE über die vom Galgenberg bei Esch stammenden Stücke:

«Ich glaube, bei der vollständigen Uebereinstimmung mit der Abbildung eines kleinern als *Lioc. bradfordense* bei BUCKMANN bezeichneten Exemplars, sie (d. i. die Stücke vom Galgenberg) zu *Ludwigia bradfordensis* stellen zu dürfen (BENECKE, 1905, p. 424). Und dann weiter p. 487: «Wir können unter *L. concavum* Ammoniten begreifen, die einen bestimmten Horizont über den Murchisonschichten durch häufiges Vorkommen charakterisieren. Allerdings wird immer noch Vorsicht am Platz sein, denn BUCKMANN sagt einmal, daß nicht ausgewachsene Exemplare seiner *Ludwigia bradfordensis* durchaus nicht leicht von *Lioc. concavum* zu trennen seien. Unausgewachsene Exemplare trifft man aber häufiger als ausgewachsene und dann oft genug in einem Zustand, der Loben und Skulptur nur unvollkommen erhalten zeigt. Keinesfalls ist die Abtrennung der in den letzten Jahren so oft angeführten *Concavus*zone eine einfache Sache.»

Nach den Detailuntersuchungen zur Herstellung der geologischen Karte von Luxemburg (1947—1949) tritt *Lioceras bradfordense* ausschließlich in mergeligen sandigen Schichten über dem Konglomerat

und Dachsandstein, vergesellschaftet mit *Ludwigia concavum* auf, gehört also in die Concavuzone. Die Murchisonaeschichten sind demgemäß mit dem Dachsandstein (Konglomerat) abzuschließen. (Siehe M. LUCIUS, 1945, p. 90 ff.)

LAUX bringt aus den erwähnten mergelig-sandigen eisenhaltigen Uebergangsschichten eine Fauna, welche 18 Arten Ammoniten begreift, welche größtenteils *Ludw. concavum* nahestehen. Es scheint demnach als ob die Formen vom Galgenberg, welche BENECKE beschreibt, zu *Ludw. concavum* gehören und daß die Concavuzone von LAUX zu Recht abgetrennt wurde. Es verbleiben allerdings noch das von BENECKE beschriebene und abgebildete Stück aus der Sammlung Leesberg von Düdelingen, welches zu *Ludw. Murchisonae* gehört. Dieses kann aber auch aus einer etwas tiefern Schicht stammen.

Nach ihrer paläontologischen Charakteristik gruppiert BENECKE die Erzlager folgendermaßen:

1. Die Lager der Levesqueischen Schichten.

Hierhin stellt BENECKE das grüne und die schwarzen Lager. Sie führen neben *Dum. Levesquei* noch *Dum. striatulo-costata* und *Hamm. subinsigne*.

Die Stellung des braunen Lagers bleibt bei BENECKE (1905) zweifelhaft. Nach dem Fossilgehalt bei BENECKE (1901) müßte es zu der Gruppe der Levesqueischen Schichten gehören. Wenn auch *Dum. Levesquei* fehlt, so kommt doch (nach der Fossiliste von 1905) noch *Dum. Kochi* vor die im grauen Lager fehlt, und *Dum. suevica*, die ebenfalls auf Schichten unter dem grauen Lager hinweist. Andererseits reichen *H. aalense*, *subcomptum* und *fluitans* aus tiefern Lagern bis in das rotkalkige Lager hinauf. BENECKE stellt das braune Lager deshalb in die Gruppe der *Harp. opalinum* und *Dum. subundulata*.

2. Lager der Zone der *Harp. opalinum* und *Dum. subundulata*.

Mittelpunkt dieser Zone ist das wichtige graue Lager, welches die größte Verbreitung hat und in dessen Dach der weit verbreitete *Harpoc. opalinum* vorkommt, welcher den Vergleich mit andern Gebieten erleichtert.

Die zweifelhafte Stellung des braunen Lagers in dieser Gruppe wurde bereits erwähnt.

Die gelben Lager haben eine beschränkte Ausdehnung und stimmen in ihrem Fossilgehalt so mit dem grauen überein, daß sie ebenfalls zur 2. Gruppe gestellt werden können.

Die rotkalkigen Lager und das rote Lager von Obercorn führen dieselben Vesteinerungen. Sie gehören paläontologisch zusammen.

Sie führen zwar weit vorherrschend Zweischaler, die auch, mit einigen Ausnahmen, in dem grauen und gelben Lager vorkommen. Das Auftreten von *Harp. aalense*, *lotharingicum* und *fluitans* zeigt, daß die Ammonitenfauna nur die Fortsetzung derjenigen des grauen Lagers bildet.

3. Lager der Murchisonsschichten.

Das rotsandige Lager und das Katzenbergkonglomerat haben noch keine Ammoniten geliefert, beherbergen aber eine ihnen eigentümliche Lamellibranchiatenfauna, welche sie von den tiefern Schichten unterscheidet. *Lima Leesbergi*, *Lima ferruginea*, *Velopecten tuberculosus* sind neu. Ueber dem Konglomerat kommt mergeliger Sandstein vor, welcher einen *Am. Murchisonae* geliefert hat. BENECKE vereinigt das rotsandige Lager und das Konglomerat mit diesem Sandstein zu der Zone des *Am. Murchisonae*.

Als Hangendes der Erzformation folgen Mergel, die zuweilen oolithische Kalke einschließen. Sie führen häufig *Gryphaea sublobata*, *Belemnites gingensis* und Einzelkorallen. Sie werden zu der Zone der *Sonninia Sowerbyi* gestellt.

Auf der Grundlage eines reichen, von ihm selbst gesammelten Versteinerungsmaterial bringt N. LAUX 1921, 1922 und weiter in Zusammenarbeit mit H. JOLY (1922) eine Gliederung der Erzformation im Teilbecken von Esch, welche die von E. W. BENECKE (1905) aufgestellte, präzisiert und ergänzt.

Ueber den dunkeln Schiefermergeln der Fallaciosusstufe, in welcher er auch in unserm Lande das Leitfossil *Harpoceras fallaciosum* aufgefunden hat, schließt LAUX, ebenso wie BENECKE, den Lias ab.

Darüber beginnt das *Aalenien* mit einem mergeligen, dünnplattigen Sandstein, dem grès supraliasique TERQUEM's.

Es bestehen im Gebiete dieses Sandsteines östlich der Alzette, also im Teilbecken von Esch, zwei Entwicklungen: eine erzfreie, östlich des Mittelsprunges im Gebiete von Rümelingen und Düdelingen, eine erzführende, mit dem grünen, braunen und schwarzen Lager in dem Graben zwischen Mittelsprung und dem Other Sprung.

Im erzfreien Gebiete des grès supraliasique bei Düdelingen und Rümelingen ist ein Aequivalent der verschiedenen Lager petrographisch nicht herauszufinden. Hier kann nur das paläontologische Moment einen Anhalt bieten. So gibt LAUX an, daß man zu Tetingen, Rümelingen und Düdelingen in einem gewissen Horizonte unter dem grauen Lager Schalen von Ammoniten feststellen kann, die einen

Eisenanflug tragen. Es sind nach einer handschriftlichen Notiz von LAUX *Dumortieria pseudoradiosa* und *Dum. Bleicheri*, die in Esch an der Basis des schwarzen Lagers, 12 bis 14 m unter dem grauen Lager, festgestellt wurden. Man darf annehmen, daß diese Ammoniten im erzfreien Gebiete des grès supraliasique im gleichen Horizonte auftreten.

Mit dem grès supraliasique treten wir in das Aalenien, welches von LAUX in seinen Arbeiten (1921, 1922) petrographisch und besonders paläontologisch genau durchforscht wurde.

Das Aalenien beginnt mit dem grès supraliasique und ist in petrographischer, orographischer und paläontologischer Hinsicht scharf vom Toarcien geschieden.

Die dunkeln Mergel und Tone, die eine leicht gewellte Ebene bilden, gehen in ziemlich raschem Wechsel in kalkig-mergeligen Kandstein über, in dem unvermittelt die Formen der Dumortierien auftreten. Diese Formen charakterisieren die Stufe des *unteren Aalenien*.

Gleich in dem unteren Teil des Sandsteines tritt *Dumortieria Levesquei* und *Dumortieria Brancoi* auf, begleitet oder gleich gefolgt von *Harp. aalense*, *H. subcomptum*, *H. lotharingicum*.

Dum. Levesquei und *D. Brancoi* sind häufig im unteren Teil und werden dann seltener, während nach oben *H. aalense* zunimmt.

Die Mächtigkeit des Sandsteines, der diese unvermittelt auftretende Dumortierienfauna beherbergt, ist 18 m.

Dieser Teil des grès supraliasique wird von LAUX als Zone mit *Dum. Levesquei* abgetrennt. Er führt in dem Gebiet zwischen Rümelingen und Esch in der oberen Hälfte das grüne Lager (LAUX, 1922, Annexe G).

In Rümelingen und Düdelingen setzt der erzfreie Sandstein auch höher fort, aber zwischen dem Mittelsprung und dem Ocher Sprung schiebt sich das schwarze Lager ein. Im Niveau des schwarzen Lagers, besonders an dessen Basis und im erzfreien Teil, zwischen Rümelingen und Düdelingen, im gleichen Niveau, 12 bis 14 m unter dem grauen Lager, tritt eine neue Formenreihe von *Dumortieria* auf. Mit diesen neuen Formen beginnt die Zone der *Dumortieria pseudoradiosa*. *Dum. Levesquei* kommt zwar noch vor, ist aber sehr selten, *Harpoceras aalense* wird häufiger und ist vergesellschaftet mit *Oxynoticeras serrodens*. An neuen Formen der *Dumortieria* treten in Erscheinung: *Dumortieria pseudoradiosa*, *Dum. subundulata*, *Dum. Bleicheri*, *Dum. Nicklesi*, *Dum. costula*, *Dum. suevica*. Zum ersten Mal erscheinen *Gryphaea ferruginea*, *Trigonia navis* und *Lytoc. Wrighti*.

Im braunen Lager, besonders in dessen Dach, wiederholen sich die Dumortierien, wenn auch etwas weniger häufig als im schwarzen Lager. Es sind *Dumortieria pseudoradiosa* und *Dum. subundulata*, weiter *Dum. striatulo-costata*, die aber zur Gruppe der *Dumortieria Levesquei* gehört. Neu ist *Dumortieria Kochi*, eine Variante der *Dum. subundulata*. Die Gruppe der Harpoceras und zwar *Harpoceras aalense*, *H. lotharingicum* und besonders *H. subcomptum* sind in voller Entfaltung.

Unmittelbar über dem brauen Lager verschwinden die Dumortierien mit Ausnahme der *Dumortieria pseudoradiosa*, welche nach BENECKE noch in dem roten Lager von Oberkorn vorkommt.

Harpoceras aalense, *H. subcomptum*, *H. lotharingicum* setzen durch die Sandsteinbank fort in das graue Lager hinein.

Harpoceras fluitans tritt als neu in dem braunen Lager auf und geht kaum über das graue Lager hinaus. Etwa die gleiche vertikale Verbreitung haben *Dumortieria mactra* und *Dum. Moorei*.

Wegen des Auftretens von *Dumortieria pseudoradiosa* wird der obere Teil des grès supraliasique bis an die Basis des grauen Lagers bezeichnet als: Zone der *Dumortieria pseudoradiosa* und *subundulata*. Hiermit schließt der grès supraliasique ab. Er entspricht in paläontologischer Hinsicht dem Unteren Aalenien und wir erhalten folgende Gliederung.

Unteres Aalenien:			
Grès supra- liasique.	}	2) Zone der <i>Dumortieria pseudo- radiosa</i> und <i>subundulata</i>	Braunes Lager Schwarzes Lager
	}	1) Zone der <i>Dumortieria Levesquei</i>	Grünes Lager

LAUX (1921), p. 14—16, setzt sich dann mit BENECKE auseinander wegen dessen paläontologischer Charakteristik des braunen Lagers.

LAUX weist darauf hin, daß bereits in dem schwarzen Lager *Dumortieria pseudoradiosa* und *Dum. subundulata* vorkommen, und zwar an dessen Basis (12 bis 14 m unter dem grauen Lager) und daß diese Dumortierienformen sich im braunen Lager wiederholen.

BENECKE hat auf Grund der Dokumente der Leesberg'schen Sammlung in einer Studie von 1901²⁶⁾ angegeben, daß das braune Lager von Esch gekennzeichnet ist durch *Dumortieria pseudoradiosa*, *subundulata* und *Bleicheri*. Aber in seiner Arbeit von 1905²⁷⁾ finden wir diese Formen weder in dem braunen, noch in dem schwarzen Lager, aber auch nicht im grauen Lager, dafür aber in einer *Muschelbank* am Stürzenberg, welche VAN WERVEKE zu Unrecht mit dem

grauen Lager gleichstellt, während diese Muschelbank nach ihrem Fossilgehalt dem schwarzen (und braunen) Lager gleichzustellen ist. So kommt *Dumortieria subundulata* bei BENECKE in das graue Lager und er gebraucht diese Dumortierien mit *Harpoceras opalinum* noch zur Zonenbezeichnung, trotzdem die Dumortierien nur in einigen Nachzüglern in die Zone des *Harpoceras opalinum* hinaufreichen.

Ferner kannte BENECKE die *Dumortieria Levesquei* an der Basis des grès supraliasique noch nicht, wo sie ihre Hauptentfaltung hat. Er verlegt deren Hauptentfaltung in das schwarze und das braune Lager, wo aber *Dumortieria pseudoradiosa* und *subundulata* vorherrschen, welche Formen er aber in das graue Lager (Zone des *Harpoceras opalinum*) hinaufrückt. BENECKE selbst sagt, daß die *Dumortieria subundulata* in Lothringen nur am Stürzenberg bekannt ist (1905, p. 353), während die *Dumortieria pseudoradiosa* häufig sei. Er bedauert seinen Horizont nicht nach letzterer benannt zu haben. Am besten bleibt aber *Dumortieria* auf die tieferen Lager im grès supraliasique beschränkt, wie LAUX verfährt.

Mit dem Obern Aalenien beschäftigt sich LAUX in seiner Studie von 1922.

Die Eisenerzformation des Obern Aalenien beginnt mit dem grauen Lager und endigt mit dem Hangenden des rotsandigen Lagers. Dieses ist mit seinem Hangenden am vollständigsten am Galgenberg und am Katzenberg bei Esch entwickelt.

Hier besteht das Hangende aus dem «Katzenbergkonglomerat». Darüber folgt eine Bank von eisenschüssigem Kalk mit Konglomerat, endlich eine Bank von sehr hartem Sandstein (Dachsandstein), womit die Erzformation nach oben abschließt.

Ueber dem Dachsandstein folgt eine Uebergangsschicht von braunen Mergeln mit Sandstein. Sie führt häufig *Harpoceras concavum*.

Nach den paläontologischen Merkmalen teilt LAUX (1922) das obere Aalenien in zwei Zonen ein. Unten die Zone des *Harpoceras opalinum*, welche bis über das rotkalkige Hauptlager reicht, oben die Zone des *Harpoceras Murchisonae*.

²⁶⁾ BENECKE E. W.: Überblicke über die paläontologische Gliederung der Eisenerzformation in Deutsch-Lothringen und Luxemburg. — Mitt. d. geol. L. A. in Els.-Lothr. Bd. 5, H. 3. — Straßburg, 1901,

²⁷⁾ — : Die Versteinerungen der Eisenerzformation in Elsaß-Lothringen und Luxemburg. — Abh. z. geol. Spezialkarte von Els.-Lothr. N. F. H. 6 mit Atlas. — Straßburg, 1905.

1. Zone des *Harpoceras opalinum*.

Der *Ammonites opalinum* ist von BUCKMANN in eine Reihe von Gattungen aufgespaltet worden, worunter *Harpoceras (Lioceras) plicatellum* BUCKM. und *Harpoceras (Lioceras) partitum* BUCKM.

Harpoceras opalinum in der von BENECKE festgehaltenen Abgrenzung (BENECKE, 1905, p. 403 bis 411) kommt nach den Funden von LAUX hauptsächlich in dem gelben Lager und in dem rotkalkigen Hauptlager vor, während *Harpoceras plicatellum* und *partitum* besonders im Dache des grauen Lagers häufig sind.

LAUX macht dann eine Gegenüberstellung, um nachzuweisen, daß auch anderwärts, in Hannover, Schwaben und Elsaß unter den typischen *Harpoceras opalinum* zuerst verwandte Arten (*Harpoceras plicatellum* u. a.) auftreten.

Er teilt die Zone des *Harpoceras opalinum* deshalb in zwei Horizonte auf:

I. Zone des <i>Harpoceras</i> <i>opalinum</i>	}	b) Horizont des <i>Harpoceras opalinum</i> typ. (Gelbes Hauptlager bis zum rotkalkigen Hauptlager) 10 m.
		a) Horizont des <i>Harpoceras plicatellum</i> u. <i>Harpoceras partitum</i> . (Graues Lager), 5 m.

Zur vertikalen Verbreitung der anderen Ammoniten in der Zone des *Harpoceras opalinum* bemerkt LAUX:

1. Aus tieferen Horizonten reichen bis in das Niveau-(a) herauf: *Harpoceras* cf. *fluitans*, *Harp. Hinsbergi*, *Dumortieria Moorei*, *Dum. naetra*, *Oxynoticeras serrodens*, auch *Trigonia navis*.

2) *Harpoceras lotharingicum* ist auf das gelbe Hauptlager und auf das rote Hauptlager beschränkt.

Harpoceras costosum kennt man aus dem gelben Hauptlager.

3. Aus tieferem Niveau steigen herauf *Harpoceras aalense*, *Lytoceras Wrighti* und *Gryphaea ferruginea*. Sie steigen noch höher bis in das rote Hauptlager, wo alle Ammonitenformen verschwinden.

2. Zone des *Harpoceras Murchisonae*.

Ueber dem Bengelek des roten Hauptlagers verschwinden die Ammoniten. Es verbleiben nur Lamellibranchier und Belemniten nebst einigen Brachiopoden. Es sind keine neuen Formen. Sie steigen von tiefer herauf, reichen aber nicht tiefer als das Untere Aalenien. Aber erst über dem roten Hauptlager beginnt ihre reiche Entfaltung. LAUX bringt eine Tabelle «Annexe C», auf der die Verteilung der Lamellibranchier und Belemniten eingetragen ist. *Harpoceras Murchi-*

sonae, welcher der Zone den Namen gibt, ist in unserem Gebiete noch nicht aufgefunden worden.

Er vergleicht aber mit verschiedenen Gebieten, um aus verschiedenen übereinstimmenden Merkmalen zu schlußfolgern, daß der Schichtenkomplex vom roten Hauptlager bis zum Sandstein über dem rotsandigen Lager als Zone des *Ammonites Murchisonae* bezeichnet werden kann, weil sie eine Fauna enthält, die anderwärts mit *Ammonites Murchisonae* zusammen vorkommt.

Für Schwaben stützt LAUX sich auf *Pecten pumilis* LMCK. = *Pecten personatus* Ziet. *Pecten pumilis* ist im Escher Bassin besonders häufig in dem rotsandigen Lager und im unteren rotkalkigen Nebenerlager.

Auch in Schwaben folgen auf die Zone mit *Harpoceras opalinum* zwei mächtige Lagen von Sandstein mit *Pecten personatus* (Personatussandstein); hierüber folgt das Eisenerzlager von Aalen und eine Schicht welche *Harpoceras Murchisonae* führt.

LAUX stellt die gleichen Gegenüberstellungen für Baden, den Randen und Elsaß auf, um zu beweisen, daß bei uns eine Zone mit *Harpoceras Murchisonae* abgetrennt werden kann, obwohl der betreffende Ammonit bei uns nicht vorkommt.

BENECKE gibt der Zone mit *Harpoceras Murchisonae* eine geringere vertikale Ausdehnung. Er gibt an, daß *Ammonites Murchisonae* bei Düdelingen vorkomme (Beleg aus der Sammlung Leesberg). Dann sind in dem Sandstein über dem Konglomerat des Katzenberges Ammoniten gefunden worden, die BENECKE als *Ludwigia bradfordense* (Jugendformen davon) anspricht. Nach LAUX handelt es sich aber um *Lioceras concavum*, die sich schwer von der Jugendform von *bradfordense* unterscheiden läßt. (Siehe bei BENECKE, 1905, p. 416—423). Die Eisenerformation schließt mit der Zone des *Harpoceras Murchisonae* ab; das Obere Aalenien setzt noch höher fort und befreit eine dritte Zone.

- | | | |
|----------------------------|---|--|
| 3. Zone des | { | b) Unter-Zone des <i>Hyperlioceras discites</i> und <i>Inoceramus polyplocus</i> . |
| <i>Harpoceras concavum</i> | | a) Unter-Zone des <i>Harpoceras concavum</i> . |

a) Ueber dem Katzenbergkonglomerat bzw. dem Sandstein, welcher dasselbe vertritt, folgt eine sandige und eisenschüssige Uebergangsschicht von 0,50—1 m Mächtigkeit. LAUX hat darin 16 Arten von Ammoniten, darin drei Varianten von *Lioceras concavum* gefunden, nach denen er die Zone benennt. Die Ammoniten kommen aber nur in dieser dünnen Uebergangszone vor. Die Schalen tragen meistens Spuren des Transportes und bilden nur Bruchstücke, an

denen man aber die Einzelheiten der Skulptur mit großer Schärfe sieht. *Pholadomya reticulata* ist häufig, ebenso *Gresslya abducta*.

b) Darüber beginnen die grauen, glimmerigen Mergel. *Harpoceras concavum* und die Ammoniten, welche diese Form begleiten, sind verschwunden. Von anderen Fossilien findet man nur *Inoceramus polyplocus* ROEM. (Vergl. BENECKE, 1905, p. 145 bis 152). (Auch BENECKE gibt an, daß *Inoceramus polyplocus* über der Erzformation, in den Mergeln der Sowerbyzone vorkomme, doch läßt er offen, ob man damit einen neuen Horizont abgliedern könne.)

Hyperlioceras discites, die andere Versteinerung, nach welcher LAUX seine Unterzone benennt, ist in Luxemburg noch nicht gefunden worden, kommt aber in Lothringen in den grauen, glimmerführenden Mergeln vor.

Die Schichten mit *Inoceramus polyplocus* haben eine Mächtigkeit von im Mittel 10 m. Darüber beginnt die Wechsellagerung von Kalken mit Mergeln.

Die Unterzone von *Inoceramus polyplocus* von LAUX entspricht dem oberen Horizont der Schichten mit *Harpoceras Murchisonae* von BRANCO und dem unteren Horizont der Sowerbyischichten von BENECKE.

Die Form *Inoceramus polyplocus* hat eine geringe horizontale und weite vertikale Verbreitung. LAUX bringt Beispiele aus den verschiedenen Juragebieten, um dies zu belegen.

In den ersten Kalkbänken, die sich in die Mergel einschieben, trifft man das rätselhafte *Cancellophycus scoparius* THIOLL. Die untersten Kalkbänke führen auch häufig *Pholadomya reticulata*.

In den eingeschalteten Mergelbänken finden sich *Gryphaea sublobata* und Sonninen. Dazu kommen noch *Gryphaea calceola* und *Belemnites Gingensis*. Hierhin legt LAUX die Grenze zwischen Aalenien und Bajocien.

Da aber *Sonninia Sowerbyi* bereits an der Basis der Glimmermergel (Unterzone des *Hyperlioceras discites* von LAUX) auftritt, wie M. LUCIUS, 1945 p. 105 nachgewiesen hat, ist diese Grenze hierhin zu verlegen.

Nachstehende Tabelle, bringt eine vergleichende Zusammenstellung der Gliederung der Luxemburger oolithischen Eisenerzformation nach VAN WERVEKE, BENECKE und N. LAUX.

Die von N. LAUX aufgestellte Gliederung des Aalenien wurde später (M. LUCIUS, 1945) auch auf das Teilbecken von Differdingen ausgedehnt. Die Tabelle III: «Normalprofil durch den Luxemburger Dogger» bringt die auf der geologischen Karte von Luxemburg (1947—1949) angewandte Gliederung der Luxemburger Eisenerz-

formation nebst einer Synchronisierung der Erzlager in den beiden Teilbecken von Esch und Differdingen. In dem Profil ist die durch den Sprung von Deutsch-Oth verursachte Verstellung der beiden Becken ausgeglichen.

Mit dem Ende des ersten Viertels des 20. Jahrhunderts schliessen wir diese Uebersicht über die Entwicklung der geologischen Durchforschung Luxemburgs, welche den Zeitraum eines Jahrhunderts umfaßt, ab.

Nur einmal war in dieser langen Zeitspanne von N. WIES der Versuch unternommen worden, mit Beihilfe staatlicher Mittel, eine offizielle geologische Karte des Luxemburger Gebietes zu schaffen, ein Versuch dem leider kein Erfolg beschieden war. Die VAN WERVEKE'sche Uebersichtskarte wurde von der Kommission für die geologische Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen herausgegeben. Alle andern Arbeiten berühren nur Teilgebiete der Geologie Luxemburgs und wurden von privater Seite unternommen. Eine Ausnahme macht allerdings die Studie von J. STEININGER (1828) welche das ganze Land umfaßt, doch von der Académie von Bruxelles angeregt wurde.

Seit Beginn des 20. Jahrhunderts war das Land, dank seiner Bodenschätze, zu einem nie gekannten, behäbigen Wohlstand gelangt. Doch dauerte es bis zum Jahre 1936 bis die öffentlichen Mittel für eine geologische Landesanstalt bewilligt wurden. Dann konnte endlich ein Werk verwirklicht werden, das sich in wissenschaftlicher, kultureller und praktischer Hinsicht längst aufdrängte.

Im April des Jahres 1936 konnte mit den Feldaufnahmen für die Herstellung einer offiziellen geologischen Karte Luxemburgs begonnen werden. Die Arbeiten im Terrain wurden dann ununterbrochen und energisch bis zum Jahre 1947 fortgesetzt und in den Jahren 1947—1949 wurde die geologische Karte in der bekannten lithographischen Anstalt Orell Füssli in Zürich gedruckt. Sie umfaßt 7 Blätter im Maßstab 1 : 25.000 und 1 Blatt im Maßstab 1 : 50.000. In dem Zeitraum von 1937 bis 1953 erschienen auch 10 Textbände als Beiträge zur Geologie Luxemburgs, wovon die Bände V und VI eigentlich die Erläuterungen zur geologischen Karte bilden.

Bei der Bearbeitung der Karte wurde von dem Prinzip ausgegangen, daß die geologische Karte den neuesten Stand der geolo-

gischen Forschung für ein gegebenes Gebiet graphisch zur Darstellung bringen soll.

Der Benutzer darf also an die neue geologische Karte von Luxemburg den Anspruch stellen, daß auf ihr die Fortschritte der Stratigraphie und Tektonik zum Ausdruck kommen, welche gegenwärtig für die Geologie Luxemburgs erreicht sind.

Eine geologische Karte soll bei Berücksichtigung des lokal Eigentümlichen möglichst den unmittelbaren Vergleich mit den Gebieten gestatten, welche zu der gleichen geologischen Einheit gehören und das ist für das beschränkte Gebiet von Luxemburg die Eifeler Quersenke mit ihrer mesozoischen Bedeckung. Unsere Stratigraphie kann also für das Devon nur diejenige der benachbarten Ardennen und der anstossenden Eifel, für das Mesozoikum das Trierer Gebiet und Nord-Lothringen sein. Stratigraphie und Tektonik unseres Landes müssen also, um übersichtlich und kausal erfaßt zu werden, dem Bilde der Gesamtentwicklung dieser grösseren Einheit angepasst werden. Diese Gesamtentwicklung hat bei unsern Darstellungen stets den Rahmen zum Bilde unserer Heimat abgegeben.

Mit der Fertigstellung der geologischen Karte nebst Erläuterungen ist die geologische Erforschung unsers Landes keineswegs zum Abschluß gekommen, wie denn in keinem Zweige der Wissenschaft die Forschung jemals zu einem definitiven Abschluß kommt. Die Karte ist eben ein Ausgangspunkt für weitere stratigraphische, tektonische, morphologische und petrographische Detailarbeiten, welche erfreulicherweise auch bei uns einsetzen. Unser Gebiet umfaßt auf beschränktem Raum noch so manche Probleme welche den Geologen zu weiteren Untersuchungen reizen.

Gewiß, so manches was uns heute als definitiv gesicherte Erkenntnis erscheint, wird vielleicht in nächster Zukunft wieder zur Diskussion gestellt werden. Es ist eben das Schicksal menschlichen Wissens einst überholt zu werden. Schon der kurze geschichtliche Ueberblick über die Entwicklung der geologischen Erkenntnisse in unserm kleinen Gebiete muß uns vor Ueberheblichkeit bewahren. In diesem Sinne soll als Abschluß hier wiederholt werden, was vor beinahe zwanzig Jahren in das Vorwort des ersten Bandes der Veröffentlichungen des Luxemburger geologischen Dienstes geschrieben wurde:

«Vieles wird erstrebt, wohl weniger erreicht werden. Das liegt nicht an dem Stoffe selbst, sondern an unsern Kräften denselben zu meistern. Auch hier gilt die türkische Volksweisheit: Wie groß auch die Moschee sei, der Imam predigt nur das, was er weiß».

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung	5
A. DAS DEVON	
Erste Periode der Forschung im Luxemburger Devon . .	7
Erster Versuch einer Gliederung der Schichtenfolge der Ardennen und angrenzenden Gebiete durch d'OMALIUS d'HALLOY (1808)	7
Geognostische Studien des Gebietes zwischen Maas und Mitteirhein von J. STEININGER (1819)	8
Gebirgskarte der Länder zwischen dem Rhein und der Maas von J. STEININGER (1822) mit erläuternden Bemerkungen	8
Neuer Versuch einer Gliederung der Schichtenfolge der Ardennen durch d'OMALIUS d'HALLOY (1828)	10
Die erste spezielle Studie über die Geologie Luxemburgs (1828): Essai d'une description géognostique du Grand-Duché de Luxembourg von J. STEININGER — Das luxemburger Devon	11
Zweite Periode der Erforschung der Ardennen	
a) Stratigraphische Gliederung nach dem Gesteinscharakter	
Stratigraphie und Tektonik der Ardennen nach den Arbeiten von A. H. DUMONT	14
Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan von A. H. DUMONT (1847-1848)	16
Carte géologique de la Belgique et des contrées voisines von A. H. DUMONT	16
Das luxemburger Devon nach den Arbeiten von DUMONT	17
b) Gliederung der Schichten der Ardennen auf paläontologischer Grundlage	
Die Untersuchungen von J. GOSSELET über Teilgebiete der belgischen Ardennen (1860)	21

Gliederung des Devons des luxemburger Anteils der Arden- nen auf der Karte von G. DEWALQUE	21
Die geologischen Untersuchungen von N. WIES im Gebiete des Luxemburger Devons (1867—1877) :	
Stratigraphische Einteilung des Luxemburger Devons nach WIES	23
Tektonik des Luxemburger Devons nach WIES	23
Aperçu géologique sur le terrain dévonien du Grand-Duché de Luxembourg von J. GOSSELET (1885)	26
Übersichtskarte der stratigraphischen Gliederung des Devons im Oesling nach J. GOSSELET (1885, 1888)	27
Tabelle der stratigraphischen Gliederung des Devons im Oesling nach J. GOSSELET (1885)	28
Vergleichende Tabelle der Gliederung des Devons in den Ardenen nach DUMONT, G. DEWALQUE und J. GOSSELET	29
Gegensätzliches in dieser Gliederung und in der Nomen- klatur	30
Die Ersorschung des Luxemburger Devons seit der Jahrhundert- wende	
Vereinheitlichung der Nomenklatur des Unterdevons in den Ardenen, in der Eifel und im Siegerland	
a) Die Siegener Stufe	31
Tabellarische Zusammenstellung der Aequivalente der Siegener Stufe im Siegerland und in den Ardenen nach DUMONT, H. DORLODOT und E. ASSELBERGHS	32
b) Die Frage einer angeblichen Schichten- lücke im Ahrien des westlichen Oeslings	34
Stratigraphische Gliederung des Devons im Oesling nach diesen neuen Auffassungen durch E. ASSELBERGHS (1913)	35
a) Das Emsien im Luxemburger Devon	36
b) Die Koblenzstufe im Luxemburger Gebiet	37
Die Tektonik des Devons der Luxemburger Ardenen	38
Tabellarische Gegenüberstellung der aequivalenten Stufen des im Oesling vertretenen Devons nach der heutigen Auffassung (1949)	39

B. DAS MESOZOIKUM

Orientierung über die allgemeine Entwicklung der Kenntnisse des Mesozoikums	40
a) Wissenschaftliche Erforschung der Trias in Mittelddeutschland und in Elsass-Lothringen	40
b) Erforschung der Juraformation in Frankreich und in Schwaben	43
Erste Hälfte des 19. Jahrhunderts.	
a) Die ersten Versuche einer Gliederung des Mesozoikums in Luxemburg	44
Die Gliederung des Mesozoikums nach J. STEININGER in seinen Arbeiten: Geognostische Studien am Mittelrhein (1819) und: Gebirgskarte der Länder zwischen dem Rhein und der Maas (1822)	44
Gliederung des Luxemburger Mesozoikums in der Studie:	
Essai d'une description géognostique du Grand-Duché de Luxembourg von J. STEININGER (1828)	48
ENGELSPACH-LARIVIÈRE: Essai d'une description géognostique du Grand-Duché de Luxembourg (1828)	52
Hinweise auf die Stratigraphie des Luxemburger Mesozoikums auf der Carte géologique de la France von DUPRÉNOY und ELIE DE BÉAUMONT (1840) sowie in den Textbänden zur Karte: Explication de la Carte géologique de la France (1848)	53
Die Stellung des Luxemburger Sandsteines nach den Textbänden «Explication de la Carte géologique de la France»	53
b) Bohrungen in Luxemburg in dieser Periode	
Das Bohrloch von Echternach (1839—1840)	55
Das Bohrloch von Cessingen (1837—1839)	58
Stratigraphie der durchteuften Schichten nach LEVALLOIS (1839)	59
Stratigraphische Gliederung der durchfahrenen Schichten nach A. ROSI (1839)	59
Die Bohrung von Mondorf (1841—1846)	62
Gliederung des Bohrprofils durch J. P. VAN KERKHOFF	63

«Geognostische Beobachtungen im Luxemburgischen» von BENNIGSEN-FOERDÈR (1843)	65
Mémoire sur les terrains triasiques et jurassiques de la province de Luxembourg von A. H. DUMONT	68
Der Zeitraum von 1845 bis 1870.	
a) Gliederung der Juraformation	71
Erster Versuch einer Gliederung auf palaeontologischer Grundlage durch O. TERQUEM (1847)	72
Die Stellung des «grès liasique» bei O. TERQUEM	72
Allgemeines über die Stellung des «Luxemburger Sandstei- nes» zwischen 1837—1863	73
Die Stellung des Rhätischen Sandsteines und des Luxem- burger Sandsteines nach der Studie: Note sur les divers étages de la partie inférieure du Lias dans le Luxem- bourg et les contrées voisines von G. DEWALQUE (1854)	74
Schärfere stratigraphische Gliederung der Juraformation auf palaeontologischer Basis durch O. TERQUEM in seinen Arbeiten: Paléontologie du système liasique infé- rieur (1855) und Paléontologie du Département de la Mo- selle (1855)	76
G. DEWALQUE (1857) nimmt erneut Stellung gegen die stratigraphische Auffassung des luxemburger Sandsteines durch O. TERQUEM	79
Die jurassischen Bildungen Luxemburgs nach F. MAJERUS (1854)	80
Tableau synoptique du Lias von G. DEWALQUE (1857)	81
Coupe comparative du Lias von F. MAJERUS	83
O. TERQUEM (1862) schliesst sich der Auffassung von G. DEWALQUE über die stratigraphische Stellung des Luxemburger Sandsteines an	84
b) Fortschritte in der Gliederung der Trias.	
Die Triasformation im Grossherzogtum Luxemburg von A. MORIS (1852)	88
Einteilung der Keuperformation (Tabelle) nach A. MORIS	93
Parallelisierung des Keupers in Lothringen und Schwaben nach LEVALLOIS (1851)	93

Fortschritte in der Gliederung des Muschelkalkes; Grenz- ziehung zwischen Muschelkalk und Bundsandstein	95
Ausbildung des Muschelkalkes am Süd- rande des Oeslings nach E. WEISS (1869)	99
1) Ausbildung an der obern Sauer bei Diekirch und Ettel- brück	99
Tabelle der Entwicklung des Muschelkalkes bei Diekirch	101
2) Entwicklung des Muschelkalkes westlich Ettelbrück und im Kanton Redingen	101
Stand der Stratigraphie des Mesozoikums im Gebiete von Luxemburg gegen 1870	103
Carte géologique du Grand-Duché de Luxembourg von N. WIES und P. M. SIEGEN (1877)	104
Das letzte Viertel des 19. Jahrhunderts	
a) Gliederung der Trias.	
„Über die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg*“ von E. W. BENECKE (1877)	118
Die Gliederung der Trias in Luxemburg nach BENECKE	124
Bewertung der von BENECKE geschaffenen Gliederung der Luxemburger Trias	133
Das Mineralwasser von Mondorf und seine Beziehungen zum mittleren Muschelkalk von L. VAN WERVEKE (1878)	134
Die geologischen Untersuchungen von H. GREBE im Gebiete der Trierer Mulde und im Raume zwischen der Sauer und dem luxemburger Anteil der Mosel	136
b) Fortschritte in der Gliederung der Luxemburger jurassischen Bildungen zu Beginn des letzten Viertels des 19. Jahrhunderts	138
Die Studie: «Der untere Dogger Deutsch-Lothringens» von W. BRANCO (1879)	138
Einige Bemerkungen zu der BRANCO'schen Gliederung des unteren Doggers	142
Vergleichende Tabelle der Entwicklung der Gliederung der Juraformation in Luxemburg und in den angrenzenden Gebieten von 1853—1879	145

Geologische Übersichtskarte der südlichen Hälfte des Grossherzogtums Luxemburg nebst Erläuterungen von L. VAN WERVEKE (1887)	146
Bemerkungen zur stratigraphischen Gliederung des Luxemburger Mesozoikums nach L. VAN WERVEKE	
A. Trias	147
B. Jurassische Bildungen	161
Die Lagerungsverhältnisse (Tektonik) des Luxemburger Mesozoikums	167
Versuch einer weiteren Gliederung der «Fossilarmen Tone» und des Davoeikalkes durch J. A. STUBER (1893)	170
Gliederung und Zonenzugehörigkeit des Davoeikalkes	172
Die Frage der Grenzziehung zwischen Lias und Dogger im nördlichen Lothringen und in Luxemburg	176
a) Auffassung von W. BRANCO und L. VAN WERVEKE	176
b) Stellungnahme E. W. BENECKE'S	178
Vergleichende Gegenüberstellung der Schichten an der Grenze zwischen Lias und Dogger nach BRANCO, VAN WERVEKE und BENECKE	176
BENECKE kommt ausführlich auf diese Frage zurück in seinem Werke : Die Versteinerungen der Eisenerzformation in Lothringen und Luxemburg (1905)	187
Das erste Viertel des 20. Jahrhunderts.	
Zwei Hauptprobleme des Luxemburger Mesozoikums :	
a) Die Parallelisierung der triadischen Küstenfazies am Südrande des Oeslings mit der normalen Trias an der Mosel und untern Sauer	
«Über die Veränderung des Muschelkalkes und Keupers im Trier-Luxemburger Becken nach Westen am Südrande der Ardennen» von C. GOETZ (1914)	194
Buntsandstein	194
Muschelsandstein	195
Mittlerer Muschelkalk	198
Veränderungen des Oberrn Muschelkalkes nach Westen hin	203
Unterer Keuper (Bunte Mergel und Grenzdolomit)	208

Mittlerer Keuper	213
«Über die Dolomitische Region in Elsass-Lothringen und die Grenzen von Muschelkalk und Keuper» von E. W. BENECKE (1914)	217
«Die Küstenausbildung der Trias am Südrande der Ardennen» von L. VAN WERVEKE (1916)	225
b) Gliederung und geologische Stellung der Luxemburger Eisenerzformation :	
Gliederung nach E. W. BENECKE (1905) in : «Versteinerungen der Eisenerzformation in Deutsch-Lothringen und Luxemburg»	230
Gliederung nach N. LAUX (1921, 1922)	242
Vergleichende Zusammenstellung der Gliederung der Eisenerzformation in Luxemburg und Lothringen nach L. VAN WERVEKE (1901), E. W. BENECKÉ (1905) u. N. LAUX (1921, 1922)	249
Gründung des Service géologique de Luxembourg (1936) Herausgabe einer geologischen Karte von Luxemburg 1947—1949	249

II.

Verzeichnis der Veröffentlichungen
zur Geologie von Luxemburg

(Abgeschlossen Dezember 1954)

Abkürzungen :

Abh.	=	Abhandlungen	Mém.	=	mémoire
Acad.	=	Académie	Mitt.	=	Mitteilungen
Ann.	=	Annales	Naturfr.	=	Naturfreunde
Arch.	=	Archives	N. F.	=	Neue Folge
Ber.	=	Bericht	N. S.	=	nouvelle série
Bull.	=	bulletin	Publ.	=	Publications
Ges.	=	Gesellschaft	roy.	=	royal
G. D.	=	Grand-Ducal	sc.	=	sciences
G. H.	=	Grossherzoglich	sér.	=	série
H.	=	Heft	Serv. géol.	=	Service géologique
Inst.	=	Institut	soc.	=	société
Jg.	=	Jahrgang	t.	=	tome
Kg.	=	Königlich	univ.	=	université
Komm.	=	Kommission	Ver.	=	Verein
L. A.	=	Landesanstalt	Verh.	=	Vvhandlungen
math.	=	mathématique	Z.	=	Zeitschrift

ALBRECHT, W. - 1899 : Die Minetteablagerung Deutsch-Lothringens nord-westlich der Verschiebung von Deutsch-Oth. — Stahl und Eisen, Jahrg. 1899, No 7. — Düsseldorf 1899.

ANDRAË - 1862 : Lias-Conchylien von Echternach. — Verh. naturf. Ver. f. Rheinl. und Westf. — Jahrgang 19. Sitzungsber. p. 75. — Bonn 1862.

ANONYMUS. - 1845 : Notice sur le sondage de Mondorf. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér., t. 2 p. 653. — Paris 1845.

ANTUN, P. - 1950 : (Voir Macar, P. et Antun P.)

— 1950a : Sur les Spirophytons de l'Emsien de l'Oesling. (G. D. de Luxembourg) Ann. Soc. Géol. de Belg, t. 73, p. p. 241—261, 1950. — Liège 1950.

— 1953 : Analyse minéralogique et granulométrique d'un échantillon de terre du gisement préhistorique de Loschbour (Ernz noire) — Arch. Instit. G. D. — section des Sciences. t. XX, N. S. p 175—180, 1951—1953. Luxembourg 1953.

— 1953a : Les associations des minéraux denses du Mésozoïque luxembourgeois — Ann. Soc. Géol. de Belg. t. 76, p. p. B 249—271, 1953. — Liège 1953.

- ARENDE, J. P. - 1907 : Etudes géologico-chimiques sur la genèse des terres arables du Grand-Duché de Luxembourg. — Luxembourg 1907.
- 1932a : La constitution et le mode de formation des minerais oolithiques en Lorraine et au Luxembourg. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 26. Jahrg. — Luxemburg 1932.
 - 1932b : La constitution des minerais oolithiques et ses rapports avec le facies des couches. — C. R. Ac. des Sc. de Paris, t. 194. — Paris 1932.
 - 1932c : Oolithisches Eisenerz und Mondorfer Wasser in ihren tektonogenetischen Beziehungen. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 26. Jahrg. 1932. — Luxemburg 1932.
 - 1933 : Les particularités génétiques du Bassin de Briey et leurs rapports avec la séparation, la constitution et les propriétés métallurgiques des minerais oolithiques. — Rev. de Métallurgie, t. XXX No 2, 4, 5, 6. — Paris 1933.
 - 1934 : Kolloidität und Erdkrustengestaltung. (Behandelt als Beispiel die luxemburger Minetteformation und das Thermalwasser von Mondorf). — Z. Deutsch. geol. Ges. Bd. 86, H. 7, Jahrg. 1934.
 - 1936 : Atombildung und Erdgestaltung. (Behandelt als Beispiel die lothringer Eisenerzformation und das Thermalwasser von Mondorf). — Stuttgart 1936.
- ASSA, J. P. - 1938 : Der Herrenberg. (Geologische Skizze). — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 32. Jahrg. p. 113. — Luxemburg 1938.
- ASSELBERGHS, E. - 1911 : Contribution à l'étude du Dévonien inférieur du Grand-Duché de Luxembourg. (Note provisoire). — Ann. soc. géol. d. Belg. t. 38, p. 111—112. — Liège 1911.
- 1912 : Contribution à l'étude du Dévonien inférieur du Grand-Duché de Luxembourg. — Soc. géol. de Belg. t. 39, mém. p. 25—112. — Liège 1912.
 - 1913 : Le Dévonien inférieur du bassin de l'Eifel et de l'anticlinal de Givonne. — Mém. de l'Institut géologique de l'Université de Louvain, t. 1, mémoire 1, Louvain 1913.
 - 1924 : Les Ardoisières du Dévonien de l'Ardenne. — Ann. d. Mines d. Belg., t. 25. — Bruxelles 1924.
 - 1926 : A propos de l'allure des couches éodévoniennes aux environs de Martelange. — An. Soc. géol. de Belg., t. 49. — Liège 1926.
 - 1932 : Le Dévonien inférieur de la Prusse rhénane à l'Ouest des bassins de calcaires de l'Eifel. — Mém. Inst. géol. Univ. de Louvain, t. 5 p. 1—46. — Louvain 1932.

- 1941 : Emsien et Koblenzschichten en Ardenne, dans l'Oesling et dans l'Eifel. — Mém. Inst. géol. Univ. de Louvain, t. 13 pp. 63—86. — Louvain 1941.
- 1946 : L'Eodévonien de l'Ardenne et des Régions voisines. — Mém. Inst. géol. Univ. de Louvain, t. 14 p. 1—597. — Louvain 1946.
- BAECKEROOT, G. - 1929a : Sur l'existence de la pierre de Stonne entre la Meuse et la Moselle (Gr.-D. de Luxembg.) — Ann. Soc. géol. du Nord, t. 54. — Lille 1929.
- 1929b : Sur l'existence de la pierre de Stonne dans le Gr.-D. de Luxembourg. — C. R. Ac. Sc., mars 1929. — Paris 1929.
- 1929c : Sur la présence de fossiles d'âge aquitain dans les grès-quarzites épars sur le plateau mosellan. — C. R. Ac. Sc. de Paris, nov. 1929. — Paris 1929.
- 1931a : Les principaux traits du relief du G.-D. de Luxembourg. — C. R. 55. sess. Assoc. franç. pour l'avancement des sciences. — Paris 1931.
- 1931b : Les niveaux d'érosion tertiaires de l'Ardenne. — Publ. Assoc. de Géographes franç. No 52. — Paris 1931.
- 1932 : Contribution à l'étude de la dépression périphérique de l'Oesling. — Bull. soc. belg. d'Etudes géogr. Décembre 1932. — Louvain 1932.
- 1933 : La bordure méridionale de l'Ardenne luxembourgeoise entre la Sûre et l'Our. — Bull. soc. belge d'Etudes géogr. t. 3, n° 2. — Louvain 1933.
- 1939 : Le remblaiement de la dépression périphérique de l'Oesling par le cailloutis de la Wark. — Bull. Assoc. géographes franç. n° 121, avril 1939.
- 1942 : Oesling et Gutland. — Paris 1942.
- BENECKE, E. W. - 1877 : Ueber die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg. — Abh. zur geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. Bd. 1, Heft 4, p. 491—829. — Strassburg 1877.
- 1901 : Ueberblick über die paläontologische Gliederung der Eisenerzformation in Deutsch-Lothringen und Luxemburg. — Mitt. d. geol. L. A. in Els.-Lothr. Bd. 5, H. 3. — Strassburg 1901.
- 1905 : Die Versteinerungen der Eisenerzformation in Deutsch-Lothringen und Luxemburg. — Abh. z. geol. Spezialkarte von Els.-Lothr. N. F. Heft 6 mit Atlas. — Strassburg 1905.
- 1914 : Die «Dolomitische Region» in Elsass-Lothringen und die Grenze von Muschelkalk und Lettenkohle. (behandelt auch Luxemburg). — Mitt. d. geol. L. A. von Els.-Lothr., Bd. 9 Heft 1. — Strassburg 1914.

- BENEDEN, J. P. VAN - 1880 : Deux plésiosaures du lias inférieur du Luxembourg. *Mém. Acad. roy. d. Belg. classe des sc. t.* **43**. — Bruxelles 1880.
- BENNINGSSEN-FOERDER, VON - 1843 : Geognostische Beobachtungen im Luxemburgischen. — Karsten und von Dechen, *Arch. für Mineral., Geogn., Bergbau u. Hüttenkunde*, Bd. **17**, p. 3—51. — Berlin 1843.
- BICHELONNE, J. & ANGOT, P. - 1939 : Le Bassin ferrifère de Lorraine. — Avec un atlas. — Nancy-Strasbourg 1939.
- BISENIUS, E. - 1909 : Über das Vorkommen von Bleiglanz in der Minette. — *Ges. Lux. Naturfr.* Bd. **19**, p. 345—346. — Luxemburg 1909.
- 1911 : Die lothringisch-luxemburgische Eisenerzformation. — Programmabhandlung der Industrie- und Handelsschule zu Esch. 1911, p. 1—70. — Luxemburg 1911.
- BLEICHER, G. - 1895 : Sur la structure microscopique des minerais de fer oolithique de la Lorraine. — Referat: Eisenoolithe Lothringens, *Z. f. prakt. Geologie*, p. 295. — 1895.
- BLUM, L. - 1897a : Ueber das Vorkommen von basischem Ferrisulfat in den oolithischen Lagern unserer (luxemburger) Juraformation. — *Z. des Ver. lux. Naturfr. (Fauna)*, Bd. **7**, p. 50. — Luxemburg 1897.
- 1897b : Mitteilung über titanhaltiges Eisenerz im Grossherzogtum Luxemburg. — *Z. des Ver. Lux. Naturfreunde*, t. **7**, p. 48. — Luxemburg 1897.
- 1897c : Vorkommen von kristallisiertem Zinkoxyd im luxemburgischen Hochofenbetrieb. — *Z. d. Ver. lux. Naturfr.* Bd. **7**, Jahrg. 1897.
- 1898 : Ueber einen Steinkohlenfund im oolithischen Jura. — *Z. des Ver. lux. Naturfr. (Fauna)*. Bd. **8**, p. 128. — Jahrg. 1898. — Luxemburg 1898.
- 1899 : Phosphorite im luxemburger Diluvium bei Bettemburg. — *Z. d. Ver. lux. Naturfr.* Bd. **9**, p. 87. — Luxemburg 1899.
- 1900 : Vorkommen von Vanadium im luxemburgischen Hochofenbetrieb. — *Stahl und Eisen*, Jahrg. 1900, Heft **7**; auch *Z. d. Ver. lux. Naturfr. (Fauna)* Bd. **10**, p. 55. — Luxemburg 1900.
- 1901 : Zur Genesis der lothringer-luxemburger Minette. — *Stahl und Eisen*, 1901. — Düsseldorf 1901.
- 1902 : Beiträge zur Kenntnis der Minetten. — *Z. des Ver. lux. Naturfr.* Bd. **12**, p. 111, 185, 224, 240. — Luxemburg 1902.

- 1904 : Ueber luxemburger Phosphorite. — Z. des Ver. lux. Naturfr. Bd. 14, p. 188. — Luxemburg 1904.
 - & WILLIÈRE P. 1904 : Mine de Stolzenbourg. — Bruxelles 1904.
 - 1905 : Vorkommen von Schwerspath im oberen Lias von Esch. — Z. des Ver. lux. Naturfr. (Fauna) Bd. 15, p. 172. — Luxemburg 1905.
 - 1906 : Sur la présence de Barytine dans le Lias supérieur d'Esch-sur-Alzette — Ann. soc. géol. de Belgique. t. 33, p. 51. — Liège 1906.
 - 1907 : Leesbergite, un nouveau carbonate calcareo-magnésique. — Ann. soc. géol. de Belgique. t. 34, p. 118. — Liège 1907.
 - 1908a : Ueber einen arsenhaltigen Eisenkies aus dem luxemburgischen Devon bei Stolzenbourg. — Z. d. Ver. lux. Naturfr. Bd. 18, p. 192. — Luxemburg 1908.
 - 1908b : Ueber einen goldhaltigen Eisenkies aus dem luxemburgischen Devon bei Folscheid. — Z. d. Ges. lux. Naturfr. Bd. 18, p. 192. — Luxemburg 1908.
 - 1911a : Ueber einige Begleitbestandteile der Minetten. — Ges. lux. Naturfr. Bd. 21, p. 112—115. — Luxemburg 1911.
 - 1911b : Mineralogische Zusammensetzung einiger Minetten. — Stahl u. Eisen, 1911, p. 922—924. — Düsseldorf 1911.
 - 1911c : Notes sur quelques corps secondaires des minettes. — Bull. soc. géol. d. Belgique, t. 38, p. 335—337. — Liège 1911.
 - 1911d : La composition minéralogique de quelques minettes. — Ibidem, p. 338—345.
 - 1915 : Ueber den Vanadiumgehalt der luxemburgisch-lothringer Minetten. — Ges. Lux. Naturfr., Festschrift 1915, p. 81—86. — Luxemburg 1915.
- BRIMEYER, J. P. - 1854 : Esquisses des environs de la ville d'Echternach. — Bull. soc. sc. nat. d. Luxbg. t. 2, p. 25—37. — Luxemburg 1854.
- BOUVIGNIER, A. - 1852 : Note sur le grès de Luxembourg et d'Heitange. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 9, p. 77; t. 9, p. 285; t. 9, p. 589. — Paris 1852.
- Carte géologique générale de la France au I : 320 000, feuille 9, Mézières. (Begreift auch Luxemburg) — Paris 1896.
- CARPENTIER, A. - 1950 : Remarques sur quelques empreintes végétales du Musée d'Histoire naturelle de Luxembourg. — Inst. G.-D. de Lux. sect. des sciences. Arch. N. S. t. XIX p. p. 399—408; 1950. — Luxemburg 1950.

- CHAPUIS & DEWALQUE, G. - 1854 : Description des fossiles des terrains secondaires de la prov. de Luxembourg, 1851. — Publiée dans Mém. couronnés par l'Acad. roy. de Belg. t. 25. — Bruxelles 1854.
- CHAPUIS, F. - 1858 : Nouvelles recherches sur les fossiles du terrain secondaire de la province de Luxembourg. — Mém. Acad. roy. de Belg. t. 3. — Bruxelles 1858.
- CLÈMENT, CH. - 1864 : Aperçu général de la constitution géologique et de la richesse minérale du Luxembourg. — Arlon 1864.
- COHEN, E. - 1882 : Bemerkung über die oolithische Natur der Dolomite des Luxemburger Muschelkalks. — E. W. Benecke, C. Klein und H. Rosenbusch, Neues Jahrb. für Mineral., Geol. und Paläont., Bd. 1, p. 178. — 1882.
- DECHEN, H. VON - 1856—1865 : Geologische Karte der Rheinprovinz und Westfalens (umfasst auch Luxemburg). — 1856—1865.
- DEWALQUE, G. - 1854a : Note sur les divers étages de la partie inférieure du Lias dans le Luxembourg et les contrées voisines. — Bull. soc. géol. de France 2e sér. t. 11, p. 234. — Bull. Acad. Belg. annexe, t. 1, p. 143. — 1853—1854.
- 1854b : Note sur les divers étages qui constituent le Lias moyen et le Lias supérieur dans le Luxembourg et les contrées voisines. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 11, p. 546. — Bull. Acad. Belg. t. 21, p. 210—228, 1854. — L'Institut 1855, t. 23, p. 58.
- 1857a : Description du Lias de Luxembourg. — Liège 1857. — Réferat: K. C. von Leonhard; Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, Geognosie und Petrefaktenkunde. 1859, p. 344.
- 1857b : Observations critiques sur l'âge du grès liasique du Luxembourg, avec une carte d'Arlon. — Bull. Acad. Belg. 2e sér. t. 2, No 6. — Bruxelles 1857.
- 1857c : Observations sur l'âge du grès liasique du Luxembourg. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 14, p. 719. — Paris 1857.
- 1878 : Rapport sur la carte géologique du G.-D. de Luxembourg par Wies et Siegen. — Ann. soc. géol. de Belgique, t. 5, 1877, p. 56—58. — Liège 1878.
- 1879 : Carte géologique de la Belgique et des provinces voisines, 1 : 500 000 avec texte explicatif. — Bruxelles 1879.
- 1880 : Prodrome d'une description géologique de la Belgique. (Behandelt auch das Luxemburger Devon). — Bruxelles 1880.

- 1905 : Essai de carte tectonique de la Belgique et des provinces voisines (begreift auch Luxemburg). — Ann. soc. géol. de Belg. t. 32, pl. 4. — Liège 1905.
- DORLODOT, H. de - 1904 : Age des couches dites «Burnotiennes» du Bassin de l'Oesling. — Ann. soc. géol. du Nord; t. 33 p. 172—203 — Lille 1904.
- DUFRENOY & BEAUMONT, Elie de : - 1829 Mémoires pour servir à une description géologique de la France, art. 39, p. 135. — Paris 1829.
- 1840 : Carte Géologique de la France. — Paris 1840.
- 1848 : Explication de la carte géologique de la France, 4 tomes. — Paris 1848.
- DUMONT, A.-H. 1842 : Mémoire sur les terrains triasiques et jurassiques de la province de Luxembourg. — Nouv. mém. de l'Acad. roy. des sciences et belles-lettres de Bruxelles, t. 15, p. 42. — Bruxelles 1842.
- 1848 : Mémoire sur les Terrains Ardennais et Rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz. — Acad. roy. belge, t. 20 et 22. — Bruxelles 1847 et 1848.
- 1852 : Carte géologique de la Belgique et des contrées voisines. — Bruxelles 1852.
- ENGELSPACH-LARIVIÈRE, A. - 1828 : Essai d'une description géognostique du Grand-Duché de Luxembourg. — Mém. Acad. roy. des Sciences et belles-lettres, t. 7. — Bruxelles 1828.
- FABER, G. 1914a : Der Steinmergelkeuper und der obere Keuper bei Heisdorf. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 8 Jahrg, 1914. — Luxemburg 1914.
- 1914b : Die Fossilarmen Tone und der Davoeikalk in dem Eisenbahneinschnitt bei dem Bahnhof Hollerich. — Ges. Lux. Naturfr., N. F. 8. Jahrg., 1914. — Luxemburg 1914.
- 1915a : Recherches sur le schiste bitumineux du liasique supérieur. — Ges. Lux. Naturfr., Festschrift 1915, p. 155—164. — Luxemburg 1915.
- 1915b : Aufschluss im unteren Lias in der Nähe des Hollericher Schlachthauses und in einem Steinbruche zwischen Merlerstrasse und Bel'airstrasse. Ges. Lux. Naturfr., N. F. 9. Jahrg. Luxemburg 1915.
- 1916a : Der Posidonienschiefer im Grossherzogtum Luxemburg. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 10. Jahrg, 1916, p. 120—127. — Luxemburg 1916.

- 1916b : L'industrie des schistes bitumineux. — Progr. du gymn. de Luxembourg. — Luxembourg 1916. — Referat in «Petroleum», XII. Jahrg., N. 10. — 1916.
- 1924 : Etude sur l'huile du schiste à Posidonies. — Programme de l'Ecole Industr. et Commerc. de Luxembourg. — Luxbg. 1924.
- & HEUERTZ, F. - 1928 : Liasique inférieur entre Junglinster et Altlinster. — Ges. Lux. Naturfr., N. F., 22. Jahrg. — Luxembourg 1928.
- 1930 : Pressende Wunden am Luxemburger Sandstein. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 24. Jahrg. — Luxembourg 1930.
- 1931 : Beitrag zur Kenntnis des Posidonienmeeres. — Ges. Lux. Naturfr. N. F. 25. Jahrg. — Luxembourg 1931.
- 1937 : Contribution à l'étude du schiste bitumineux toarcien. — Rev. Techn. Luxemb., 29e année, No 6. Luxembourg 1937. — Referat in «Petroleum», XXXV. Jahrg., No 5. — 1939.
- 1938 : *Leptolepis Bronni Ag.* un poisson fossile des schistes à Posidonies. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 32 Jahrg. — Luxbg. 1938.
- 1947 : Recherches en vue de la possibilité d'une **Exploitation Industrielle du Schiste Bitumineux** dans le Grand-Duché de Luxembourg, Public. Serv. géol. de Luxbg., t. VII p. 1—170. — Luxembourg 1947.
- & DE MUYSER ERN. - 1947a : Mémoire sur les couches géol. traversées et les découvertes paléontol. faites au cours des trav. de terrassem. exécutés en 1933 et 1934 sur la l. du chem. d. fer Prince Henri, entre les gares de Pétange et de Luxbg.-Hollerich. — Rev. Techn. Luxbg., 39e année, No 4. — Luxbg. 1947.
- 1950 : La Carte Géologique du Luxembourg (Bon-Pays) éditée par le Service géologique de Luxembourg. — (Levers et tracés géologiques faits par Michel Lucius). — Arch. Inst. G.-D. Sect. des Sciences N. S. t. 19 p. 343—356. — Luxbg, 1950.
- 1950 : La Géologie de l'Oesling d'après les récentes publications du Service Géologique de Luxembourg. — Rev. technique luxembourgeoise 42e année; No 4, p. 226—229. — Luxg. 1950.
- 1951 : Un gisement luxembourgeois de schistes bitumineux. — De Ingénieur, Num. spécial. — La Haye, 1951.
- FERRANT, V. - 1908 : Interessanter Fossilienfund (*Castor fiber*) aus den pleistocänen Ablagerungen bei Wasserbillig. — Ges. Lux. Naturfr. Bd. 18, p. 217—220. — Luxembourg 1908.
- 1933 : Die fluvioglazialen Schotterterrassen des Moseltales auf luxemburger Gebiet und ihre Stellung im System. — Cahiers luxembg. 1933. — Luxembourg 1933.

- & FRIANT, M. - 1936 : La Faune pleistocène d'Oetrange (G. D. de Luxembourg) fasc. : 1 ; 1 - 5 : Historique, Stratigraphie, Insectivores, Rongeurs, Carnassiers. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 30. Jahrg. (1936). — Luxembourg 1936.
- — 1937 : La Faune pléistocène d'Oetrange (G.-D. de Luxembourg) Fasc. 2; 6 : Les Proboscidiens. Les Ongulés périssodactyles. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 31. Jahrg. — Luxembourg 1937.
- — 1938 : La Faune pléistocène d'Oetrange (Grand-Duché de Luxembourg). Fasc. 3; 8 : Les ongulés artiodactyles. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 32. Jahrg., p. 17. — Luxemburg 1938,
- & THILL N. - 1938 : Industrie de la Station préhistorique d'Oetrange. Fasc. 6. — Bull. mens. Soc. Nat. Luxbg., N. S., 32e année, 1938. — Luxembourg.
- — 1939 : La Faune pléistocène d'Oetrange (Gr.-D. de Luxembourg), Fasc. 4. L'homme. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 33. Jahrg. — Luxemburg 1939.
- — 1940 : La Faune pléistocène d'Oetrange (Gr.-D. de Luxembourg). Fasc. 5. Les oiseaux, les reptiles, les bactraciens. — Livre jubilaire de la Soc. Natur. Luxembg. Fasc. 1, 1940. — Luxembourg 1940.
- , FRIANT M. & THILL N. 1942 : La Station préhistorique d'Oetrange. Fasc. 7 Résumé et Conclusions. L'Age des Gisements. — Rev. Anthropol. Paris 1942. — Compte rendu par Lahr Eug. dans Livre jubil. Soc. Nat. Luxbg. Fasc. 2. — 1946.
- FIRKET, A. & WIES, N. 1877 : Compte-rendu de la réunion extraordinaire de la soc. géol. de Belgique tenue à Arlon et à Diekirch du 1er au 4 sept. 1877. — Ann. soc. géol. Belg. t. 4, p. 118—136, bull. — Liège 1877.
- FISCHER, FR. - 1853 : Beobachtungen und Ansichten über die Bildung der Bohnerze in Luxemburg. — Bull. soc. sc. nat. Luxembourg t. 1, p. 105—120. — Luxembourg 1853.
- 1854 : Description des minerais de fer du Gr.-D. de Luxembourg. — Bull. soc. sc. nat. Luxembourg, t. 2, p. 154. — Luxembourg 1854.
- 1855a : Sur les pierres et blocs erratiques du G.-D. de Luxembourg. — Bull. soc. sc. nat. Luxbg. t. 3. p. 212—213. — Luxbg. 1855.
- 1855b : Le grès de Luxembourg exploité comme minéral de fer. — Bull. soc. sc. nat. Luxbg. t. 3, p. 214. — Luxembourg 1855.
- 1857 : Mineralreichtümer unseres Landes. — Bull. soc. sc. nat. de Luxbg. t. 4, p. 106—119. — Luxembourg 1857.

- FLOHN, H. - 1936 : Beiträge zur Talgeschichte Luxemburgs. — Inst. G.-D. de Luxembourg. Sect. sc. nat. et math. nouv. série t. 14, — Luxembourg 1936.
- 1937 : Zur Paläomorphologie und Paläoklimatologie des Buntsandsteines in Luxemburg. — Publ. Inst. G.-D. de Luxembourg, sect. sc. nat. et math., nouv. sér., t. 15, — Luxembourg 1937.
- FOURMARIER, P. - 1907 : La tectonique de l'Ardenne. — Ann. soc. géol. de Belg. t. 34, p. M. 15 — M 123. Pl. 1 à 12. — Liège 1907.
- 1929 : Recherches sur le tracé de l'axe de l'anticlinal de Givonne. — Ann. soc. géol. de Belg. t. 52 p. B 220—231, — Liège 1929.
- FRANCK, L. - 1897 : Ueber die Nitride und den Urzustand des Stickstoffs. — Chemisch geologische Mitteilung. — Z. des Ver. lux. Naturfr. Bd. 7, S. 124—126 und 137—142. — Luxembourg 1897.
- GODIN, A. - 1884 : Analyse du minerai de cuivre de Stolzenbourg. — Revue univers. des Mines et de la Métallurgie, t. 14 — Liège 1884.
- GOETZ, C. - 1914 : Ueber die Veränderung des Muschelkalkes und Keupers im Trier-Luxemburger Becken nach Westen am Südrande der Ardennen. — Jahrb. der Kgl. preuss. geol. L. A. 1914. Bd. 35, Teil I, H. 2, p. 335 — 427. — Berlin 1914.
- GOSSELET, J. - 1885 - Aperçu géologique sur le terrain dévonien du G.-D. de Luxembourg. — Ann. de la soc. géol. du Nord, t. 12, p. 260. — Lille 1885.
- 1888 : L'Ardenne. — Mém. pour servir à l'expl. de la carte détaillée de la France. — Paris 1888.
- GREBE, H. 1882 : Ueber das Rotliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trier'schen Gegend. Jahrb. preuss. geol. L. A. für 1881. — Berlin 1882.
- 1884 : Ueber die Triasmulde zwischen dem Hunsrück- und dem Eifeldevon. — Jahrb. preuss. geol. L. A. für 1883. — Berlin 1884.
- HABETS, A. - 1873 : Les minerais de fer oolithiques du Luxembourg et de la Lorraine. — Revue univ. des mines, t. 34, p. 40—68, 1873. Paris et Liège 1873.
- HÉBERT, ED. - 1852 : Excursion au puits artésien de Mondorf par les calcaires à gryphites et le grès. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 9, p. 606. — Paris 1852.
- 1853 : Position du grès d'Hettange. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 10, p. 201. Paris 1853.

- 1854 : Grès de Luxembourg. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 11, p. 253. — Paris 1854.
- HEGENSCHEIDT, A. - 1931 : Captures possibles dans la vallée de la Wark (G.-D. de Luxembourg) (résumé français). — Bull. soc. belge d'Etudes géogr., t. 1 (1931) — Louvain 1931.
- HENNOQUE - 1851 : Notice sur le grès d'Hettange. Bull. soc. d'hist. nat. de Metz, t. 4. — Metz 1851.
- HEUERTZ, F. 1916 : Ichtyosaurusreste aus den Kalkknollen des Posidonienschiefers. — Ges. Lux. Naturfr., N. F. 10 Jahrg. 1916. — Luxembourg 1916.
- 1925a : Genèse des concrétions du grès hettangien ou du grès de Luxembourg. — Inst. Gr.-D. de Luxbg. Sect. Sc. Nat. et Math., N. S., t. 9. — Luxembourg 1925.
- 1925b : Genèse des alvéoles du grès de Luxembourg. — Inst. Gr.-D. de Luxbg. Sec. Sc. Nat. et Math., N. S., t. 9. — Luxbg. 1925.
- 1933 : Der Quartzit von Berlé. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 27. Jahrg. 1933. — Luxembourg.
- HEUERTZ, M. - 1934a : La vivianite de Pétange. — Ges. Lux. Naturfr. N.F., 28 Jahrg. — Luxembourg 1934.
- 1934b : Le Rhétien à Syren. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 28. Jahrg. — Luxembourg 1934.
- 1934c : Forage à Neudorf. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 28. Jahrg. — Luxembourg 1934.
- 1949 : Les profils fluviatiles en long du réseau de la Sûre. — Arch. Inst. G.-D. sect. des sciences naturelles. N. S. t. XVIII p. 117—125. Luxembourg 1949.
- 1950 : Le gisement préhistorique No 1 (Loschbour) de la vallée de l'Ernz Noire (G.-D. de Luxembourg.) — Arch. Institut. G.-D. sect. des Sciences, N. S. t. XIX p. 409—441. — Luxembourg 1950.
- HOFFMANN, L. 1895 : Magneteisen in Minetten. Z. f. prakt. Geologie p. 68, — 1895.
- 1898 : Das Vorkommen der oolitischen Eisenerze (Minette) in Luxemburg und Lothringen. — Verh. d. nat. Ver. der Rheinl. und Westf. Bd. 55. — 1898.
- d'HUART, E. - 1893a : Etude sur l'eau d'Ernshof, source Belval. — Publ. Inst. G. D. de Luxembg. sec. sc. nat. et mat. t. 22, p. 1—27. — Luxembourg 1893.
- 1893b : Etude sur l'eau alimentaire de la ville de Luxembourg. — Programme de l'école industrielle de Luxembourg. p. 1—80. — Luxembourg 1893.

- JACQUOT, E. - 1853 : Notice géologique sur les environs de Sierck. — Mém. Acad. de Metz. — 1852—1853.
- 1853a : Note sur la composition chimique des sources minérales des environs de Sierck. — Mém. Acad. de Metz, 1853.
- 1855 : Note sur la place qu'occupe le grès de Hettange dans la série liasique. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 12, p. 1286. — 1855.
- JAEGER, A. - 1881 : Ueber die Eisenerzablagerungen von Lothringen-Luxemburg und ihre Bedeutung für die Eisenindustrie. — Stahl und Eisen, Jahrg. 1, .. 138—143 und p. 171—175. — Essen 1881.
- JÉROME, A., POURMARIER, P. & DONDÉLINGER, V. 1912 : Compte-rendu de la session extraordinaire de la soc. belge de Géol. et de la soc. géol. de Belg. tenue à Arlon et à Florenville. — Ann. soc. géol. de Belg. t. 38, p. 353—433. — Liège 1912.
- JOLY, H. - 1908 : Le jurassique inférieur et moyen de la bordure nord-est du bassin de Paris. — Nancy 1908.
- & LAUX, N. - 1922 : Sur la faune des couches moyennes et supérieures de l'Aalénien dans le Gr.-D. de Luxembourg. — C. R. Acad. d. Sc. de Paris. t. 174. — Paris 1922.
- KAUFFELD, A. & MUYSER, C. DE - 1884 : Carte des chemins de fer et des bassins miniers de Longwy-Differdange-Belvaux et de Esch-Rumelange-Dudelange. 1 : 20 000. — Luxembourg 1884.
- KERKHOFF, P. J. VAN - 1848 : Analyse des Mineralwassers von Mondorf bei Luxemburg. — Erdmann und Marchand, Journal für praktische Chemie, Bd. 43, p. 350. — 1848.
- 1855 : Analyse de minerais de fer, argiles, calcaires, gypse etc. du G.-D. de Luxembourg. — Soc. sc. nat. de Luxembourg. t. 3, p. 86. — Luxembourg 1855.
- KNAFF, A. - 1928 : Die Eisenooolithe der luxemburg-lothringer Minette. — Ges. Lux. Naturfr., N. F., 22. Jahrg. — Luxemburg 1928,
- KOHLMANN - 1902 : Die Minetteablagerung des lothringer Jura. — Stahl und Eisen, Jahrg. 1902. — Düsseldorf 1902.
- KÖLTZ, J. P. - 1857 : Note sur la présence de fer sulfuré dans la commune de Kehlen. — Bull. soc. sc. nat. de Luxembourg. t. 4, p. 181. — Luxembourg 1857.
- KÜNTGEN, CH. 1877 : Die Trilobiten des naturhistorischen Museums. — Publ. Inst. G.-D. de Luxbg. sect. sc. nat. et math. t. 16, p. 127. — Luxembourg 1877.

- 1879 : Vorläufige Betrachtungen über den dolomitischen Charakter unseres (luxembg.) Muschelkalkes. — Publ. Inst. G.-D. de Luxbg. sect. nat. et math. t. 17, p. 197—203, — Luxembourg 1879.
- LAUX, N. - 1918 : Geologisches Profil des Erzbeckens Esch-Rümelingen-Düdelingen. — Ges. Lux. Naturfr., N. F., 12 Jahrg. 1918, — Luxembourg 1918.
- 1921 : Le Toarcien et l'Aalenien dans le bassin d'Esch. L'Aalenien inférieur. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 15. Jahrg., p. 8—29. — Luxembourg 1921.
- 1922a : Le Toarcien et l'Aalenien dans le bassin d'Esch. L'Aalenien supérieur. — Ges. Lbx. Naturfr. N. F., 16. Jahrg. p. 45—58, — 1922.
- 1922b : Sur la géologie du gisement de minerai de fer oolithique dans les bassins franco-luxembourgeois. — Ges. Lux. Naturfr., N. F., 16. Jahrg., 1922 — Luxembourg 1922.
- LEBLANC, E. - 1923 : Le contour oriental de l'anticlinal de Bastogne. — Mém. Inst. géol. de l'Univers. de Louvain. t. 2, p. 293—399, — Louvain 1923.
- LEIDHOLD, CL. - 1913 : Die Quartzite von Berlé in Luxemburg, ihre Verbreitung und stratigraphische Stellung. — Neues Jahrbuch f. Min. Geol. Pal. — Beilageband 36, 2. Heft, p. 232—369. — 1913.
- LEPPLA, E. - 1908 : Geologische Karte von Preussen, Blatt Dasburg-Neuerburg. — Berlin 1908.
- LEVALLOIS, J. - 1839 : Note sur un sondage exécuté à Cessingen dans le Grand-Duché de Luxembourg. — Ann. des Mines, 3e sér., t. 16, p. 295. Paris 1839.
- 1852a : Note sur le grès d'Hettange et sur le grès de Luxembourg. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 9, p. 286. — Mém. Acad. Nancy, p. 456. — 1852.
- 1852b : Sur le grès de Luxembourg. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 9, p. 288. Paris 1852.
- 1853 : Notice sur le grès d'Hettange. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 10, p. 204. — Paris 1853.
- 1854 : Grès de Luxembourg et d'Hettange. — Bull. soc. géol. de France, 2e série. t. 11, p. 259. — Paris 1854.
- 1863 : La question du grès d'Hettange. Résumé et conclusions. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér., t. 20, p. 224—233. — 1863.

- 1871 : Note sur le minéral de fer en grains ou Bohnerz. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 28, p. 183—198. — Paris 1871.
- LIMPACH, CH. - 1894 : Aus dem Kaylerbachtale im Lothringer-Luxemburger Minetterevier. Stahl und Eisen, No 1. — 1895.
- 1898a : Einfluss des Oettinger Tiefbaues auf das Quellengebiet von Rümelingen. — Z. des Ver. lux. Naturfr. Bd. 8, p. 18, 24, 43. — Luxemburg 1898.
- 1898b : Das Vorkommen von Phosphatknollen im Luxemburger mittleren Lias. — Z. d. Ver. lux. Naturfr. Bd. 8, p. 90. — Luxemburg 1898.
- 1898c : Das Vorkommen von Phosphatknollen im luxemburger unteren Dogger bei Esch, Rümelingen und Düdelingen. — Z. d. Ver. lux. Naturfr. Bd. 8, p. 235. — Luxemburg 1898.
- 1900 : Les nouvelles caves de la succursale E. Mercier à Luxembourg. — Z. d. Ver. Lux. Naturfr. Bd. 10, p. 30. — Luxemburg 1900.
- 1901a : Hydrologisch-geologische Notizen über das Juragebirge. — Z. des Ver. lux. Naturfr. Bd. 11, p. 224, 278, 314. — Luxemburg 1901.
- 1901b : Hydrologisch-geologischer Beitrag zum Minettevorkommen in Süd-Luxemburg und den Nachbargebieten. — Stahl und Eisen, 1901. — Düsseldorf 1901.
- LIPPERT, H. 1939 : Geologie der Daleider Mulden-Gruppe. — Abh. Senkenberg. Naturforsch. Ges. No 445, p. 1—66. — Frankfurt a. M. 1939.
- LUCIUS, M. - 1906a : Unser Oesling. — Z. d. Ver. lux. Naturfr. Bd. 16, p. 104, 134, 163. — Luxemburg 1906.
- 1906b : Ueber einige Verwitterungserscheinungen in unseren Ardennen. — Z. d. Ver. lux. Naturfr. Bd. 16, p. 217. — Luxemburg 1906.
- 1906c : Das Warktal. — Z. d. Ver. lux. Naturfr. Bd. 16, p. 246, 270. — Luxemburg 1906.
- 1906d : Ueber die geol. Verhältnisse der Umgebung von Junglinster. — Z. d. Ver. lux. Naturfr. Bd. 16, p. 217. — Luxemburg 1906.
- 1907 : Einige landschaftliche Eigentümlichkeiten der Umgebung Echternachs, geologisch betrachtet. — Z. d. Ver. lux. Naturfr. Bd. 17, p. 159. — Luxemburg 1907.
- 1913 : Die Tektonik des Devons im Grossherzogtum Luxemburg. — Ges. lux. Naturfr. 1913. Beilageband. 104 Seiten mit geol. Karte und 7 Tafeln Profile. — Luxemburg 1913.

- 1914 : Bericht über die geologischen Beobachtungen beim Nieder-
teufen des Bohrloches Bad-Mondorf 1913. — Luxemburg 1914.
- 1914a : Das Devon im Grossherzogtum Luxemburg. — Geol. Rund-
schau, Bd. V, H. 3 p. 205—210. — Leipzig und Berlin 1914.
- 1923 : La genèse des eaux thermo-minérales de Mondorf-les-Bains.
— Ges. Lux. Naturfr., N. F., 17. Jahrg., 1923, — Luxemburg
1923.
- 1924 : Etude géologique du forage exécuté en 1913 à Mondorf-les-
Bains. — Inst. Gr.-D. de Lux. Sect. Sc. Nat. et Math, N, S.,
t. 8. — Luxembourg 1924.
- 1937a : Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den be-
nachbarten Gebieten. — Veröffentl. d. Luxemb. geol. Landes-
aufnahmedienstes, Bd. 1. — Luxemburg 1937.
- 1937b : Sind in unserem Lande grössere Höhlenbildungen, die als
touristische Merkwürdigkeiten gewertet werden können,
möglich? — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 31. Jahrg., — Luxem-
burg 1937.
- 1938a : Zum Problem jugendlicher Bodenbewegungen in unserm
Lande. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 32. Jahrg. p. 56. — Luxbg,
1938.
- 1938b : Der Stromberg. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 32. Jahrg. p, 170,
— Luxemburg 1938.
- & STUMPER, R. - 1938 : Fremdartige Gesteinsmassen bei Senningen.
Ges. Lux. Naturfr. N. F., 32, Jahrg. p, 121. — Luxbg. 1935.
- 1939a : Das Landschaftsbild von Burscheid geologisch gewertet. —
Cahiers lux. An. 1939, No 1, p. 23—32. — Luxemburg 1939.
- 1939b : Das Bohrloch von Cessingen. — Ges. Lux. Naturfr. N. F.,
13. Jahrg. Nr. 5, p. 87—89. — Luxemburg 1939.
- 1939c : Le bassin hydrogéologique du Gutland — Rev. tech. lux. 31e
année, No 6. — Luxembourg 1939.
- 1940 : Der Werdegang des Luxemburger Sedimentationsraumes seit
dem Ausgang des Paläozoikums. - Livre jubilaire du cinquan-
tenaire de la Soc. des Natur. luxbg., fasc. 1. — Luxembourg
1940.
- 1940a : Beiträge zur Geologie von Luxemburg. — Der Luxemburger
mesozoische Sedimentationsraum und seine Beziehungen zu
den hercynischen Bauelementen. — Ueber das Alter der Oes-
linger Rumpflähe. — Geschichte der geologischen Erför-
schung Luxemburgs. — Verzeichnis der Veröffentlichungen
zur Geologie von Luxemburg. — 383 Seiten mit 7 Tafeln
Profilen und Karten, 2 Formationstabellen und 3 Figuren.

- Publ. Service géol. de Luxembourg. t. II — 1940 ; 2. édition, refondue — 1955.
- 1941 : Beiträge zur Geologie von Luxemburg. — Die Ausbildung der Trias am Südrande des Oeslings. — 330 Seiten mit 1 Kartenskizze, 1 Tafel Profile und einer Formationstabelle. — Publ. Serv. géol. de Luxembourg. t. III. — 1941.
 - 1945 : Beiträge zur Geologie von Luxemburg. — Die Luxemburger Minetteformation und die jüngern Eisenerzbildungen unsers Landes. — 347 Seiten in 4° mit 14 Figuren, 14 Photos, 36 Tabellen und 1 Atlas mit 11 Karten nebst 3 Tafeln Profile. — Publ. Service géol. de Luxembourg. t. IV. — 1945.
 - 1947 : La géologie de nos ardoisières. — Revue technique luxembourgeoise 39e année, No 2, p. 96—112. — Luxembourg 1947.
 - 1947—1949 : Carte géologique du Luxembourg. 7 feuilles 1 : 25 000, 1 feuille 1 : 50 000. — Zurich 1947—1949.
 - 1948 : Erläuterungen zur Geologischen Karte Luxemburgs. — Das Gutland, 408 Seiten in 4° mit 30 Figuren, 10 Tabellen und 4 Tafeln. — Publ. Service géol. de Luxembourg, t. V. — Luxembourg 1948.
 - 1948 : Les gîtes métallifères de l'Oesling. — Revue technique luxembourgeoise, 40e année No 4, p. 195—236. — Luxbg. 1948.
 - 1948a : La réfection du forage Kind à Mondorf-les-Bains. — Arch. Institut. G.-D. Sect. des Sciences, N. S. t. XVIII, p. 95—116, Luxembourg 1948.
 - 1949 : Les nappes d'eau souterraines et leur utilisation rationnelle. — Revue tech. luxembg. 41e année, No 227—238. — Luxbg. 1949.
 - 1949a : La remise en état de la source thermique Kind à Mondorf. — Bull. Soc. belge de Géol. de Paléontol. et d'Hydrol. t. 58 p. 255—259. — Bruxelles 1949.
 - 1949b : Entstehung und Entwicklung des Luxemburger Flußsystemes. — Bull. Soc. des Naturalistes lux. Année 1949, p. 17—48. — Luxembourg 1949.
 - 1949c : Tektonik und Oberflächenformen des Gutlandes. — Bull. Soc. des Naturalistes lux. Année 1949 p. 49—53. — Luxbg. 1949.
 - 1950 : Erläuterungen zur Geologischen Karte Luxemburgs. — Das Oesling, 176 Seiten in 4° mit 32 Figuren, 50 Photos, 1 Tafel Profile, 1 Uebersichtskarte und 2 Tabellen. — Publ. Service géol. de Luxembourg t. VI. — Luxembourg 1950.
 - 1950a : Vue d'ensemble sur l'aire de sédimentation luxembourgeoise. — Arch. Institut. G.-D. Sect. des Sciences N. S., t. XIX, p. 283—341. — Luxembourg 1950.

- 1950b : L'allure tectonique des plis hercyniens de l'Oesling (G.-D. de Luxembourg). — C. R. du 3e Congrès national des Sciences. - Bruxelles 1950.
 - 1950c : La notion de pénéplaine et le modelé du terrain de l'Ardenne luxembourgeoise (Oesling). — Bull. Soc. des Naturalistes lux. N. S. No 44, année 1950 p. 279—308. — Luxbg. 1950,
 - 1950d : Coup d'oeil sur l'histoire géologique de la terre luxembourgeoise. — Schweizerische Bauzeitung du 9. 9. 1950. p. 1—7. - Zurich 1950.
 - 1952 : Notions générales sur les gisements de minerai de fer et sur l'évolution de l'industrie sidérurgique dans le pays de Luxembourg. — Revue technique lux. 44e année No 1 p. 1—28. — Luxembourg 1952.
 - 1952a : Etude sur les Gisements de Fer du G.-D. de Luxembourg. — «Symposium sur le Fer» — tome II. p. 349—387, publié à l'occasion de la XIXe session du Congrès géologique international à Alger 1952. — Alger 1952.
 - 1952b : Uebersicht über die Geologie Luxemburgs. — Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellschaft 1951, Bd. 103 p. 178—209. — Hannover 1952.
 - 1952c : Manuel de la Géologie du Luxembourg. — Luxembourg 1952.
 - 1953 : Le faciès littoral du Trias dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise. — Rev. Générale des Sciences, t. 60; No 11, 12, p. p. 355—365, 1953. Paris 1953.
 - 1953a : Quelques aspects de la Géologie appliquée dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise. — 279 pages avec 82 figures et 10 planches. — Publ. du Service géol. de Luxembourg. t. IX. — Luxembourg 1953.
 - 1954 : A propos d'une étude micro-tectonique dans les Ardennes luxembourgeoises. — Rev. technique lux. 46e année, No 1, p. 40—43. — 1954.
 - 1954 : Les bases géologiques du minerai de fer oolithique du Bassin minier de Luxembourg. — Rev. Technique lux. 46e année, No 4, p. 223—241.
- MACAR, P. & ANTUN, P. - 1950 : Pseudo-nodules et glissements sous-aquatiques dans l'Emsien inférieur de l'Oesling (G.-D. de Luxembourg). — Ann. Soc. Géol. de Belg. tome 73, p. B 121—150. — Liège 1950.
- MAJERUS, F. - 1854 : Notes sur le terrain jurassique du Gr.-D. de Luxembourg. — Bull. soc. sc. nat. de Luxembourg. t. 2, p. 37—86. — Luxembourg 1854.

- MARCHAL, CH. - 1859 : Etudes sur les eaux minérales de Mondorf. — Paris 1859.
- MARTIN, - 1859 : Notice paléontologique et stratigraphique établissant une concordance inobservée jusqu'ici entre l'animalisation du Lias inférieur proprement dit et celle des grès d'Hettange et du Luxembourg. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 16, p. 267 — Paris 1859.
- MAUBEUGE, P. L. - 1946 : Remarques sur la stratigraphie de l'Aalénien «ferrugineux» (Yeovillien supérieur) et l'Alénien des bassins du Nord de la Lorraine et de ceux du Luxembourg. — Bull. soc. des Sciences de Nancy, 9 nov. 1946, p.p. 9—14.
- 1947 : Sur l'existence du genre Neocalamites dans le Toarcien du Grand-Duché de Luxembourg. — Institut. G.-D. de Luxembg. sect. des Sciences, Arch. N. S. t. XVII, p. p. 59—64, 1947, — Luxembourg 1947.
- 1947a : Sur quelques Ammonites de l'Aalénien ferrugineux du Luxembourg et sur l'échelle stratigraphique de la formation ferrifère franco-belgo-luxembourgeoise. — Inst. G.-D. de Luxbg. sect. des Sciences. Arch. N. S. t. XVII, p.p. 73—87, 1947. — Luxembourg 1947.
- 1948 : Sur quelques Ammonites du Lias de la Belgique, du Luxembourg et de la Lorraine septentrionale. — Bull. Mus. Royal Hist. Nat. de Belgique, T. XXIV, No 18, 1948, 2 pl.
- 1949 : Sur quelques Ammonites jurassiques rares ou nouvelles de la région frontière franco-luxembourgeoise et de la Lorraine centrale. Arch. Inst. G.-D. sect. des Sciences, T. XVIII, 1948—1949, p. 149—179, 17 pl.
- 1949a : Paléogéographie du Bassin Ferrifère Lorrain. — Bull. Techn. Mines de Fer de France, 2e Trim. 1949, No 15, 6 pp., 1 Tabl.
- 1949b : Un problème méconnu de géologie appliquée : les structures superficielles et de géographie physique. — Bull. Soc. des Sciences Nancy, Déc. 1949, T. VIII, pp. 24—30.
- 1950 : Observations sur le Lotharingien et le Carixien du Grand-Duché de Luxembourg et comparaisons avec les régions voisines. — Institut. G.-D. de Luxbg.; sect. des Sciences. Arch. N. S. t. XIX pp. 357—364, 1950. — Luxembourg 1950.
- 1950a : Nouvelles recherches stratigraphiques et paléontologiques sur l'Aalénien luxembourgeois (partie moyenne et supérieure). Institut. G.-D. de Luxbg. Arch. N. S. t. XIX, p.p. 365—397, 1950. — Luxembourg 1950.

- 1950b) : Notes phytopaléontologiques sur le Jurassique lorrain : Bull. Soc. Géol. Fr., T. XX, 1950, p. 133—137, pl, X.
- 1951 : Sur la présence de la zone à *Dactylioceras semicelatum* dans le G.-D. de Luxembourg. — Bull. Soc. Belge de Géol. Paléont. et d'Hydrogéol. t. 60, fasc. 3, p.p. 365—373, 1951. — Bruxelles 1952.
- 1953 : Sur un présumé *Pseudoctenis* de l'Aalénien luxembourgeois. — Arch. Instit. G.-D. de Luxbg., sect. des Sciences, t. XX, 1953, p. p. 181—182, 1 fig.
- 1953a) : CHARLES R. P. et MAUBEUGE, P. L. - Révision des Liogryphées du Musée d'Histoire Naturelle de Luxembourg. Arch. Instit. G.-D. de Luxbg., sect. des Sciences, T. XX, 1953, p. p. 183—186, 1 fig.
- 1954 : Bilan de nos connaissances stratigraphiques sur le Bassin Ferrifère lorrain. C. R. Congrès Géologique international. Alger. (en instance de diffusion), 1954.
- 1955 : Observations géologiques dans l'Est du Bassin de Paris (Terrains triasiques moyens-supérieurs et jurassiques inférieurs-moyens). Deux tomes, Nancy 1955. — 1000 pages, planches et tableaux.
- MELON, J. - 1933 : Cristaux de calcite dans un fossile de Mondorf. — An. Soc. géol. de Belg., Juin 1933. — Liège 1933.
- MERSCH - 1854 : Coupes à travers le Lias et les marnes brunes. — Bull. soc. sc. nat. de Luxembourg. t. 2. — Luxembourg 1854.
- MORIS, A. - 1852 : Die Triasformation im Grossherzogtum Luxemburg. — Programmabhandlung des Athenäums in Luxemburg. — Luxembourg 1852.
- 1854 : Catalogue des fossiles recueillis dans le terrain jurassique du G.-D. de Luxembourg et faisant partie du musée de la soc. sc. nat. — Bull. soc. sc. nat. de Luxembourg. t. 2, p. 189. — Luxembourg 1854.
- MUYSER, de & GÉRARD - 1896a) : Les bassins miniers d'Esch et de Pétange. — Bull. soc. belge de Géol. t. 10, p. 345—358. — 1896.
- — et DORMAL - 1896b) : Compte-rendu de l'excursion de la Soc. géologique de Luxembourg dans les bassins miniers d'Esch et de Pétange. — Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie, et d'Hydrologie. — Bruxelles 1896, t. 10, p. 345—358 avec 5 fig. 1896.
- MUYSER, ERN., de et FABER, G. - 1949 : Mise à jour des premiers squelettes d'Ichtyosaures sur le territoire de Luxembourg. — Soc. des Amis des Musées, Ann. 1949.

- NAMUR, J. - 1853 : Analyse chimique de plusieurs sources de la ville d'Echternach et de ses environs. — Programm der mittleren und Gewerbeschule in Echternach. 1852—1853.
- 1858 : Analyse chimique de plusieurs terrains des environs d'Echternach. — Programme de l'école d'agriculture d'Echternach, 1858, p. 78—86. — Luxembourg 1858.
- 1862a : Les produits minéraux des contrées de la Sûre inférieure. — Programme de l'école moyenne et industrielle d'Echternach 1861—1862. — Luxembourg 1862.
- 1862b : Die Gipslager an der unteren Sauer. — Programme de l'école d'agriculture d'Echternach. — 1862, 54—58. — Luxembourg 1862.
- 1865 : Richesses minérales de la Sûre. Luxembourg 1865.
- 1873 : Gesteins- und Erzablagerungen des Grossherzogtums Luxemburg. — Berg- und Hüttenmänn. Ztg. Bd.32, No 4, 6, 12, — 1873.
- 1883 : Ein Blick in die geologischen und mineralogischen Verhältnisse des Mosel- und Sauerbeckens, nebst chemischer Analyse der Gipse dieser Gegend. — Programm des Progymnasiums von Echternach 1882—1883. — Luxemburg 1883.
- OEYNHAUSEN, C. von, DECHEN, H. von & LAROCHE, G. von. — 1825 : Geognostische Umriss der Rheinländer zwischen Basel und Mainz. — Essen 1825.
- d'OMALUS d'HALLOY - 1808 : Essai sur la Géologie du Nord de la France. — Journal des Mines, t. 24. — Paris 1808.
- 1828 : Coup d'œil sur les terrains amonéens situés au sud-est des Ardennes. — Mémoires pour servir à la description géologique des Pays-Bas, de la France et de quelques contrées voisines. — Namur 1828.
- 1844 : Note sur les grès de Luxembourg. — Bull. acad. de Bruxelles, t. 11, 2; et Bull. soc. géol. de France, 2e série, t. 2. — 1844.
- 1845 : Sur le grès du Luxembourg. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 2, p. 91. — 1845.
- OPPEL, A. - 1857 : Weitere Nachweise der Kössener Schichten in Schwaben und Luxemburg. — Sitzber. Wien. Akad. wiss. math.-phys. Kl. t. 26, p. 7—13. 1857. — Leonhards neues Jahrb. 1857, p. 92, und 1858, p. 352.
- PETRY, H. - 1898 : Description géologique du Grand-Duché de Luxembourg, — Programme de l'école industr. et commerc. de Luxembg., 1897—1898. — Luxemburg 1898.

- PHILIPPSON, A. - 1933 : Die Südwesteifel und die Luxemburg-Trierer Bucht. — Verh. Naturhist. Ver. d. Rheinlande u. Westfalen. Jahrg. 90. — Bonn 1933.
- PONCELET - 1852 : Note sur le terrain liasique du Luxembourg. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 9, p. 569—573. — Paris 1852.
- PRÉMOREL, de - 1852 : Sur l'emploi comme combustible des schistes bitumineux du lias de Differdange. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 9, p. 568. — Paris 1852.
- 1853 : Note sur l'emploi du schiste bitumineux de Differdange comme combustible. — Bull. soc. sc. nat. de Luxbg. — t. I, p. 123, Luxembourg 1853.
- 1855 : Rapport sur le terrain minier de Differdange. — Bull. soc. sc. nat. de Luxbg. t. 3, p. 192—200. — Luxembourg 1855.
- R. . . . (Le comte Grégoire de) - 1873 : Voyage minéralogique et physique de Bruxelles à Lausanne par une partie du pays de Luxembourg, de la Lorraine, de la Champagne et de la Franche-Comté, fait en 1782. — Lausanne 1783.
- REGELMANN, C. - 1898 : Tektonische Karte (Schollenkarte) Südwestdeutschlands, herausgegeben vom Oberrhein. geol. Ver. — Bl. 3, Metz, Massf. 1 : 500 000. — Gotha, Justus Perthes, 1898.
- REUTER, F. - 1845 : Analyse de l'eau minérale de Mondorf. — Courrier du Grand-Duché de Luxembourg, 26. avr. 1845. No 86. — Luxbg. 1845.
- 1853 : Analyse d'un échantillon de minéral d'antimoine de Goesdorf. — Bull. soc. sc. nat. Luxbg. t. 1, p. 94-96. — Luxembg, 1853.
- 1854 : Analyse chimique des principaux calcaires du G.-D. de Luxembourg. — Luxembourg 1854.
- 1855 : Analyses de minerais de fer. — Bull. soc. sc. nat. Luxbg. t. 3, p. 108—125. — Luxembourg 1855.
- 1864 : Analyse de minettes ou minerais de fer en roche. — Bull. soc. sc. nat. du G.-D. de Luxbg. t. 7, p. 203—207. — Luxembourg 1864.
- 1867 : Les minettes ou minerais de fer en roche du Gr.-Duché de Luxembourg. — Bull. soc. sc. nat. Luxbg. t. 9, p. 187—201. — Luxembourg 1867.
- RICHTER, R. 1916 : Die Entstehung der abgerollten «Daleider Versteinerungen» und das Alter ihrer Mutterschichten. — Jahrb. d. Kg. preuss. geol. L. A. für 1916, Bd. 37, Teil 1, H. 2, p. 247—260 (mit 6 Tafeln) — (Behandelt zahlreiche vom Autor in der Umgebung von Wiltz gesammelte Fossilien). — Berlin 1916.

- 1919 : Zur Stratigraphie und Tektonik der Oesling-Eifelmulde — Centralbl. f. Mineral. u. Paläont. p. 44—62. — Stuttgart 1919.
- ROBERT, J. - 1911 : Die Kupfermine bei Stolzemburg. — Diekirch 1911.
- 1912a : Die Tektonik des Grossherzogtums Luxemburg. — Ges. lux. Naturfr. Bd. 21—22 — Luxemburg 1911 und 1912.
- 1912b : Beiträge zur Geologie und Tektonik der luxemburger Ardennen. — I. Unsere bisherigen Kenntnisse über die Tektonik des Oeslings. — II. Tektonik der «Schiefer von Kautenbach», zwischen der Our und dem Sauer-Wiltz-Tal. — Programmabhandlung des Gymnasiums in Diekirch, 1912, p. 1—50. — Diekirch 1912.
- 1912c : Das Erdbeben vom 16. November 1911 im Grossherzogtum Luxemburg. — Ges. lux. Naturfr. Bd. 22, 1912, p. 110—119, 130—140. — Luxemburg 1912.
- 1915 : Bericht über die geologische Osterexkursion 1915. (Küstenfacies der Trias am Südrande der Ardennen). — Ges. Lux. Naturfr., N. F., 9. Jahrg. 1915, p. 31—39. — Luxemburg 1915.
- 1915a : Geologische Uebersichtskarte des Luxemburger Landes, 1 : 100 000. Luxemburg 1915. — 2te Aufl., herausgegeben von Robert A. — Luxemburg 1936.
- 1916 : Geologie der Heimat. — Luxemburg 1916.
- 1916a : Die posthunen Falten im luxemburgischen Mesozoicum. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 10. Jahrg. 1916, p. 13—31. — Luxemburg 1916.
- 1916b : Ueber geologische Karten. — (Zusammenstellung und Beschreibung der geologischen Karten Luxemburgs und der Nachbarländer). — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 10. Jahrg. 1916, p. 107 — 120. — Luxemburg 1916.
- 1916c : Bericht über die geologische Osterexkursion 1916 : Fauna der Oberkoblenzschichten und des Muschelkalkes. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 10. Jahrg. 1916, p. 254—260. — Luxemburg 1916.
- 1917a : Die Fauna der Oberkoblenzschichten und des Koblenzquartizes im Wiltzer Becken. — Ges. Lux. Naturfr., N. F., 11. Jahrg., 1917. — Luxemburg 1917.
- 1917b : Bericht über die geol. Herbstexkursion im Gebiete Sandweiler, Dalheim, Mondoré, Scheuerberg. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 11. Jahrg., 1917. — Luxemburg 1917.
- ROEBE, PH. de - 1881 : Description du minerai de fer oolithique du Grand-Duché de Luxembourg. — Revue univers. des mines. t. 9, p. 533. — Paris et Liège 1881.

- RONCHESNF - 1932 : Quelques minéraux du gîte de Stolzenbourg. Ann. Soc. géol. de Belg., 1932. — Liège 1932.
- 1933 : Note sur les sulfures de la mine de Stolzenbourg. — An. soc. géol. de Belg. No 4, juin 1933. — Liège 1933.
- ROSBACH, H. - 1862 : Rhinoceros-Schädel bei Wasserbillig. — Verh. der naturf. Ver. f. Rheinl. u. Westf. — Jahrg. 19, p. 211. — Bonn 1862.
- ROST, A. - 1839 : Mittheilungen über den Bohrversuch zu Cessingen bei Luxemburg. — Erfurt 1839.
- SCHILTZ, P. - 1924 : Das Bofferdanger Moor. — Ges. Lux. Naturfr., N. F. 16., 17., und 18. Jahrg., 1922—1924. — Luxemburg 1922—1924.
- 1925a : Der Posidonienschiefer des Luxemburger Landes. — Ges. Lux. Naturfr., N. F., 17. und 19. Jahrg., Luxemburg 1923 und 1925.
- 1925b : Das Bohnerz der Juraformation Luxemburgs. — Inst. Gr.-D. de Luxbg. Sect. Sc. Nat. et Math., N. S., t. 9, — Luxembourg 1925.
- 1927 : Das Eisenerz des mittleren Lias in Luxemburg. — Ges. Lux. Naturfr., 21. Jahrg. — Luxemburg 1927.
- 1928 : Die Oolithe unserer Minette. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 22. Jahrg. — Luxemburg 1928.
- 1930 : Hydrologisch-geologische Beschreibung von Hierschtbierg - Lamerbiert und der näheren Umgebung (Küntzig) — Ges. Lux. Naturf. N. F., 24. Jahrg. — Luxemburg 1930.
- 1931 : Ueber einige Geoden im Hangenden des Posidonienschiefers von Differdingen. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 24. und 25. Jahrg. — Luxemburg 1930, 1931.
- 1934 : Warum hat Luxemburg kein Karbon, kein Rotliegendes und keinen Zechstein? — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 28. Jahrg. — Luxemburg 1934.
- 1935 : Wo kommt das Eisen unserer Minetteformation her? — Ges. Lux. Naturfr., 29. Jahrg. — Luxemburg 1935.
- 1937 : Die Wege des Eisens durch Trias und Lias bis zum Niederschlag im unteren Dogger — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 31. Jahrg. p. 113. — Luxemburg 1937.
- 1938 : Der Lias (Lias δ) von Oberkerschen bis Küntzig mit Einschluss des Bofferdanger Moores. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 32. Jahrg. p. 177. — Luxemburg 1938.
- 1939 : Le Dogger des environs de Differdange. — Soc. Natural. Lux. n. s., 33e année, p. 109—125. — Luxemburg 1939.

- 1951-53 : Les réactions auxquelles le fer est soumis dans les roches, les eaux et les sédiments avant de former des lits ferrugineux. Inst. G.-D. de Luxbg., sect. d. sciences. — Arch. t. XX, n. s. p. 187—212, 1951—1953. — Luxembourg 1953.
- SCHMIT 1852 : Notices sur les eaux thermales de Mondorf et leurs vertus médicales. — Luxembourg 1852.
- 1854 : Eaux thermales de Mondorf. — Luxembourg 1854.
- 1861 : Compte-rendu sur les bains de Mondorf. — Metz 1861.
- SÈVE, G. - 1888 : L'industrie sidérurgique dans le G.-D. de Luxembourg. — (Verlagsort fehlt). — 1888.
- SIEGEN, P. M. - 1872 : Notices sur les gisements de minerai de fer des terrains quaternaires du Gr.-D. de Luxembourg. — Inst. G.-D. de Luxbg. sect. d. sc. et math. t. 12, p. 133—140, — Luxembourg 1872.
- 1881 : Passé et avenir de la mine de cuivre de Stolzenbourg. — Publ. Inst. G.-D. de Luxbg. sect. sc. nat. et math. t. 18, p. 242—253. — Luxembourg 1881.
- SIMON, N. - 1831 : Notice sur le grès d'Hettange. — Mém. Acad. Metz. 1831.
- 1840 : Zähne von Elephanten und Rhinocerosschädel aus Luxemburg und Lothringen. — Bull. soc. géol. de France, Ire sér. t. 11, p. 165. — Paris 1840.
- 1887 : Description géologique de la formation ferrugineuse des bassins de Longwy, Briey, Esch et de la Moselle. — Bull. soc. de l'Industrie minière, t. 1, p. 1329. — 1887.
- SIVERING, H. J. - 1857 : Les fossiles trouvés dans la montagne d'Eich. — Bull. soc. sc. nat. de Luxbg. t. 4, p. 175. — Luxembourg 1857.
- 1862a : Notes sur les roches quartzzeuses des Ardennes. — Bull. soc. sc. nat. de Luxbg., t. 5, p. 88. — Luxembourg 1862.
- 1862b : Minerai de fer trouvé dans les communes de Folschette et de Bettborn. — Bull. soc. sc. nat. Luxbg. t. 5, p. 87. — Luxembourg 1862.
- 1868 : Direction et inclinaison du grès infra-liasique sous la ville de Luxembourg. Inst. G.-D. de Luxbg. sect. sc. nat. et math. t. 10, p. 254. — Luxembourg 1868.
- SMITH Woodward, Sir Arthur. - 1938 : On a specimen of *Pachycormus* from the schiste de Grandcour at Bascharage : *Pachycormus* aff. *curtus* Agassiz. — Bull. Mus. roy. d'hist. nat. de Bruxelles t. XIV No 48, 1938. — Bruxelles 1938.

- STEFFEN, M. - 1951 : Zur Morphologie des südlichen Randgebietes der Luxemburger Ardennen. — Public. Serv. géol. de Luxembourg t. VIII. — Luxembourg 1951.
- STEININGER, J. - 1819 : Geognostische Studien am Mittelrhein. — Mainz 1819.
- 1822 : Gebirgskarte der Länder zwischen dem Rhein und der Maas. Mit erläuternden Bemerkungen. — Mainz 1822.
 - 1828 : Essai d'une description géognostique du Grand-Duché de Luxembourg. — Mém. Acad. roy. des Sciences et belles-lettres, t. 7. — Bruxelles 1828.
- STEVENS, CH. - 1928 : Notes sur la morphologie du Gr.-D de Luxembourg, interprétée d'après la carte hypsométrique à 1 : 200 000 de J. Hansen. Bull. du serv. de la carte géol. d'Alsace et de Lorraine, t. 1, fasc. 3. — Strasbourg 1928.
- TABARY, P. - 1894 : Magnétite (aimant) dans la limonite de Mont-St.-Martin. — Ann. soc. géol. de Belg. t. 21, p. 61—63, 1894.
- TERQUEM, O. - 1847 : Observations sur le lias du département de la Moselle. — Metz 1847.
- 1852 : Note sur le grès d'Hettange. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 10, p. 573—579. — Paris 1852.
 - 1855 : Paléontologie du système liasique inférieur du G.-D. de Luxembourg et d'Hettange. — Mém. soc. géol. de France, 2e sér. t. 5, p. 223—244. — Paris 1855.
 - 1858 : Note en réponse aux observations sur l'âge des grès liasiques du Luxembourg par M. Dewalque. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 15, p. 625. — Paris 1858.
 - & PIETTE, E. - 1862a : Le Lias inférieur de la Meurthe, de la Moselle, du Grand-Duché de Luxembourg, de la Belgique, de la Meuse et des Ardennes. — Bull. soc. géol. de France, 2e sér. t. 19, p. 322—394. — 1862. — Leonh. neues Jahrb., p. 215. — 1863.
 - — 1862b : Le lias inférieur de l'Est de la France concernant la Meurthe, la Moselle, le G.-D. de Luxembourg, la Belgique et la Meuse. — Mém. soc. géol. de France, 2e sér. t. 8, Paris 1862.
- T. R. - 1881 : Les minerais de fer du G.-D. de Luxembourg. — Le Génie civil, t. 1, No 5, p. 97—99, mit einer Karte der Erzvorkommen in 1 : 50 000. — Paris 1881.
- THEOBALD, N. - 1932 : Le pays de Sierck. — Bull. soc. d'hist. nat. de Moselle, 4e série, t. 9, cah. 33. — Metz 1932.

- 1952 : Histoire géologique de la bordure septentrionale de l'Est du Bassin Parisien. — Ann. Universitatis Saraviensis No 1, p. 33—69. — Saarbrücken, 1952. —
- THURM, N. - 1938 : Quelques traits du relief des bords de la Moselle. — Ges. Lux. Naturfr. N. F., 32. Jahrg. p. 214. - Luxemburg 1938.
- VASSEUR, G. & CAREZ, L. - 1885 : Carte géologique générale de la France à l'échelle de 1 : 500 000, coloriée, contenant en outre le Sud de l'Angleterre, la plus grande partie de la Belgique, le Luxembourg, les bords du Rhin jusqu'à Bonn et Francfort, l'Alsace-Lorraine, la Suisse occid., le Nord de l'Italie et le Nord de l'Espagne. — Paris 1885 et suiv.
- VIETOR, W. - 1919 : Der Koblenzquarzit, seine Fauna, Stellung und Linksrheinische Verbreitung. — Jahrb. Preuss. geol. L.-A. Jahrg. 1916, p. 317—476. Berlin 1919.
- VILLAIN, FR. - 1898 : Note sur le gisement du minerai de fer du département de Meurthe-et-Moselle. — Bull. soc. belge de Géol. t. 13, p. 116 à 127 — Bruxelles, 1898.
- WALFERDIN - 1853 : Puits artésien de Mondorf. — Compte-rendu Acad. sciences, t. 36, p. 250. — Paris 1853.
- WANDERSLEBEN - 1890 : Das Vorkommen der oolithischen Eisenerze (Minnette) in Lothringen, Luxemburg u. dem östlichen Frankreich. — Stahl und Eisen, p. 677 ff. — 1890.
- WEISS, CH. E. 1869 : Ueber die Entwicklung des Muschelkalkes an der Saar, Mosel und im Luxemburgischen. — Z. d. deutsch. geol. Gesellsch. Bd. 21, Heft 4, p. 837—849. Berlin 1869.
- WELTER, M. Dr. -1894 : Etude sur l'eau alimentaire de la ville de Luxembourg. — Luxembourg 1894.
- WERVEKE, L. van - 1877 : Bemerkungen zur geologischen Karte von Luxemburg des Herrn N. Wies. — Z. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 29, p. 743—750. — Berlin 1877.
- 1879 : Das Mineralwasser von Mondorf und seine Beziehungen zum mittleren Muschelkalk. — Strassburg 1879.
- 1881 : Ausbildung und architektonische Verhältnisse der Trias in Deutsch-Lothringen und Luxemburg. Z. d. deutsch. Geol. Ges. Bd. 33, 1881, p. 512—513. — Berlin 1881.
- 1886a : Ueber die Trias am Südrande der Luxemburger Ardennen. — Bemerkungen zur geologischen Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Grossherzogtums Luxemburg. Mit einer Kartenskizze in 1 : 200 000. — Ber. der oberrhein. geol. Ver. Bd. 19, p. 18—22. Jahrg. 1886.

- 1886b : Ueber die Verwerfungen des Mesozoischen Gebirges in Lothringen, Luxemburg und den angrenzenden Gebieten der Rheinprovinz. — Bemerkung zur Uebersichtskarte (1:600 000) dieser Verwerfungen. — Ber. des oberrhein. geol. Ver. Bd. 19, p. 22—23. — 1886.
- 1886c : Geologische Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Grossherzogtums Luxemburg. Maßstab 1 : 80 000. — Herausgegeben v. d. Komm. für die geol. Landes-Untersuch. in Els.-Lothr. — Strassburg 1886.
- 1887 : Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte der süd. Hälfte des Grossherzogtums Luxemburg. — Herausgegeben v. d. Komm. für d. geol. Landes-Untersuch. in Els.-Lothr. — Strassburg 1887.
- 1894 : Ueber die Beteiligung der Kieselsäure am Aufbau der oolithischen Eisenerze. — Z. f. praktische Geologie. Jahrg. 1894.
- 1895 : Magneteisen in Minetten. — Z. f. prakt. Geologie, p. 497. — 1895.
- 1901a : Profile zur Gliederung des reichsländischen Lias und Doggers und Anleitung zu einigen geologischen Ausflügen in den lothringer-luxemburger Jura. — Mitt. der geol. L. A. von Els.-Lothr., Bd. 7, H. 3, p. 166—296, — Strassburg 1901.
- 1901b : Bemerkungen über die Zusammensetzung und die Entstehung d. lothringer-luxemburger oolithischen Eisenerze (Minette) — Ber. über die 34. Versamml. d. oberrhein. geolog. Ver. 1901.
- 1901c : Ueber das Vorkommen, die mineralogische Zusammensetzung und die Entstehung der deutsch-lothringer und luxemburger Eisenerzlager. — Bull. mens. de l'assoc. des Ing. et Industr. luxembg., t. 1. — Luxemburg 1901.
- 1905 : Geologisches Gutachten über die zu einer Wasserversorgung der Stadt Diekirch in Aussicht genommenen Quellen. — Diekirch 1905.
- 1908a : Zur Frage des Vorkommens von Kohle in der Gegend von Longwy sowie im Grossherzogtum Luxemburg und über die Randausbildung der Trias in der luxemburgischen Bucht. Mitt. d. geol. L. A. von Els.-Lothr. Bd, 6, Heft, 2, 1908, — Strassburg 1908.
- 1908b : Geologisches Gutachten über die Frage, ob die Steinkohlenformation im Grossherzogtum Luxemburg aufgefunden werden kann nebst Nachtrag: Die Bohrungen in den Nachbargebieten und die Schlussfolgerungen, welche sie auf die Bohrungen auf Kohle gestatten. — Bull. de l'Assoc. des Ingé-

- nieurs et Industriels luxembourgeois. 8. Jahrg. 1908. p. 20—24, 35—44, 51—60 und 69—73. — Luxembourg 1908.
- 1909 : Das Vorkommen von Mineral- und Thermalquellen im lothringischen und luxemburgischen Buntsandstein und die Möglichkeit der Aufschliessung von warmen Quellen im Moseltal. — Mitt. der geol. L. A. von Els.-Lothringen, 1909, Bd. 7, p. 91—114. — Strassburg 1909.
- 1910a : Die Trierer Bucht und die Horsttheorie. — Niederrhein. geolog. Verein 1910, p. 12—37.
- 1910b : Die ursprüngliche Umrandung der Trierer und Luxemburger Bucht und die Versandungen im Lias innerhalb dieser Bucht. — Niederrhein. geolog. Verein 1910, p. 37—47.
- 1910c : Die lothringisch-luxemburgischen Minetteablagerungen. — Niederrhein. geolog. Verein, 1910, p. 51—108.
- 1913a : Ueber die Bildungsweise eines Mandeldolomites der Lettenkohle am Südrande der Ardennen. — Mitt. geol. L. A. v. Els.-Lothr. Bd. 8, Heft 1, p. 91—94. — Strassburg 1913.
- 1913b : Neuer Beitrag zur Kenntnis der Mineralwasser im lothr. und luxbg. Buntsandstein. — Mitt. geol. L. A. von Els.-Lothr. Bd. 8. — Strassburg 1913.
- 1914 : Geologisches Gutachten über den Ursprung der Mondorfer Mineralquelle, über die Bedingungen einer Neubohrung und über einen zu verleihenden Schutzkreis. — Luxembourg 1914.
- 1916a : Die Küstenausbildung der Trias am Südrande der Ardennen. — I. Teil. — Mitt. der Geol. L. A. von Els.-Lothr. Bd. 10, H. 2, p. 151—239. — Strassburg 1916.
- 1916b : Entstehung des Dolomites im oberen Muschelkalk zwischen der deutschen Nied und dem Südrand der Ardennen. — Jahresbericht des Oberrhein. Geol. Ver. N. F., 1916, Bd. 5, H. 2, p. 134—142.
- 1932 : Zur Frage der Entstehung des Mineralwassers von Bad-Mondorf. — Ges. Lux. Naturfr., 26. Jahrg. — Luxembg. 1932.
- WIJNEN, J. C. van — 1953 : Etude micro-tectonique dans les Ardennes luxembourgeoises. — Public. du Serv. géol. de Luxembg. t. X. — Luxembourg 1953.
- WIES, N. - 1855 : Beobachtungen über den untern Liaskalk. Bull. soc. sc. nat. de Luxbg. t. 3, p. 200. — Luxembourg 1855.
- 1865 : Notice sur le lac de Donven. — Bull. soc. sc. nat. du G.-D. de Luxbg. t. 7, p. 149. — Luxembourg 1865.
- 1866 : Notice sur le terrain paléozoïque du G.-D. de Luxembourg. Bull. soc. sc. nat. de Luxbg. t. 9, p. 1—20. — Luxembg. 1866.

- 1870 : Mitteilungen über die Diluvialformation im Grossherzogthum Luxemburg. — Luxemburg 1870.
 - 1876 : Populäre Geologie. — Luxemburg 1876.
 - 1877 : Wegweiser zur geologischen Karte des Grossherzogthums Luxemburg. — (Auch in franz. Sprache : Guide de la carte géologique du G.-D. de Luxembourg.) — Luxemburg 1877.
 - & SIEGEN, P. M. - 1877 : Carte géologique du Grand-Duché de Luxembourg. — Éch. 1:40 000. 9 feuilles. — Paris 1877.
- WILLEMS, A. - 1928 : Die Entstehung der Eisenerze unseres Landes. — Ges. Lux. Naturfr., N. F., 22. Jahrg. — Luxemburg 1928.

III.

Der Werdegang des Luxemburger mesozoischen Sedimentations- raumes und dessen Beziehungen zu den hercynischen Bauelementen

mit 4 Tafeln und 1 Figur

Einführung

Die geologische Entwicklung des Gutlandes fügt sich dem Gesamtbilde eines wichtigen Strukturelementes Mitteleuropas, den hercynischen Faltenzügen, ein. Diese bilden den mächtigen Unterbau Luxemburgs, das somit nach den Leitlinien seiner geologischen Struktur einen kleinen Ausschnitt aus einem Grosselement Mitteleuropas, dem hercynischen Orogen, darstellt. Auf einem stark gefalteten, wohl 5.000 m mächtigen, unterdevonischen Unterbau ruht eine dünne, heute im Maximum 800 m mächtige, nur flach verbogene, aber intensiv zerbrochene Decke jüngerer Schichten, die im Oesling infolge sehr junger epirogenetischer Heraushebung der vollständigen Abtragung unterlagen, so daß das Unterdevon hier unverhüllt zu Tage liegt. Im Süden unsers Landes blieb diese Decke, die wir als den Oberbau bezeichnen können, infolge ihrer tektonisch tiefen Lage erhalten. Dieses Gebiet wird als Gutland bezeichnet. Der morphologisch, klimatisch und pflanzengeographisch scharf ausgeprägte Kontrast im Landschaftsbild zwischen Oesling und Gutland beruht also auf einer jungpliozänen, differentiellen Heraushebung beider Gebiete.

Unterbau und Oberbau zeigen verschiedenen Baustil und spezifische Besonderheiten der Strukturen: ersterer hat alpinotypen Faltenstil, letzterer dagegen Bruchfaltentektonik. Doch bestehen auch in der Tektonik des Oberbaues Beziehungen zur Struktur des Unterbaues, denn die Baulinien des ersteren sind im Grunde eine Nachahmung der letzteren, doch mit den Besonderheiten eines durch das Sedimentationsmaterial bedingten, eigenen Gepräges. Selbst der Sedimentationsraum der jüngeren Deckschichten ist durch eine alte Anlage des Untergrundes gegeben, die aber später eine dem besondern Gefüge des Oberbaues entsprechende Umgestaltung erfuhr. Hierin liegt also eine Kontinuität der Entwicklung, welche berechtigt Gutland und Oesling, trotz der Kontraste des äussern Habitus, als eine, durch die innere Struktur begründete, geologische Einheit aufzufassen, deren Entwicklung in zwei grossen Perioden verläuft: Die

ältere umfaßt Sedimentation und tektonische Gestaltung des devonischen Unterbaues, Zerstücklung dieses durch Ausbildung von Schwächezonen mit Senkungstendenz in der Richtung des Faltenwurfes und quer zur Streichrichtung (Quersenkten). Das führt zur Ausbildung von Transgressionsräumen, in denen die stratigraphischen und tektonischen Vorgänge der jüngern Periode der Geologie Luxemburgs sich abspielen. Diese umfassen die Ausbildung des mesozoischen Ablagerungsraumes, die Sedimentierung und die diese begleitenden und ihnen nachfolgenden tektonischen Vorgänge bis zur Herausarbeitung der heutigen Landschaftsgestaltung. Es ist die geologische Geschichte des Oberbaues. (M. LUCIUS, 1948, p. 5.)

A. Die alten Bauelemente

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). Geographisch betrachtet begreift letztere Zone Ardennen, Eifel und Hunsrück.

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 ein. 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. (Tafel I.)

Erläuterungen zu Tafel I.

1. Postpaläozoisches Deckgebirge; 2. Rotliegendes; 3. Produktives Karbon; 4. Produktives Karbon in grössern Tiefen; 5. Flözleeres und Unterkarbon; 6. Devon; 7. Silur; 8. Kambrium; 9. Kristallin; 10. Sattelachsen; 11. Muldenachsen; 12. Überschiebungen; Heutige Umrandung der alten Massive.

Doch nicht nur die Bauelemente des werdenden mesozoischen Sedimentationsraumes, sondern auch die Anordnung dieser Elemente nach festbestimmten Richtungen ist altes Erbgut. Die Quersenzen verlaufen in rheinischer Richtung (NNE bis N), welche Richtung für Verbiegungszonen dieser Art bereits seit dem Oberdevon, ja wahrscheinlich seit der kaledonischen Faltung vorgezeichnet ist. Die in alten Schwächezonen zwischen den Schollengrenzen einsinkenden Sedimentationsräume verlaufen in der durch die hercynische Faltung bereits bestimmten 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.

Skizzieren wir kurz die hercynischen Bauelemente, die richtungsbestimmend in das Luxemburger mesozoische Sedimentationsgebiet eintreten.

Die Eifelsenke.

Die Eifelsenke ist ursprünglich eine durch Einbiegung entstandene Quermulde, deren Anlage bereits durch die hercynische Faltenbildung angelegt, ja schon durch die kaledonische Orogenese vorgezeichnet wurde. 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.

Die Achsensenkung der Eifeler Quersenkung bedingt weitgehend die Tektonik des Luxemburger Devons. Die Tektonik des Devons der Ardennen im allgemeinen wie des Luxemburger Anteils derselben im besondern wird bestimmt durch die Interferenz der relativen Plastizität des devonischen Gesteines, welches der hercynischen Faltung ausgesetzt war, einerseits und durch die Ausdehnung, den Verlauf und die Lage der unterlagernden und bereits verfestigten kaledonischen Massive, welche sich dem Gebirgsdruck widersetzen, anderseits.

Der Einfluss des Gesteines ist unbestritten. Dies geht aus den zahlreichen Beobachtungen disharmonischer Faltung hervor, welche in Gebieten, wo nachgiebiger Schiefer von hartem Quarzsandstein überlagert wird, beobachtet wird.

Anderwärts beobachtet man im gleichen Gestein und in dem gleichen tektonischen GröÙelement, im Westen beispielsweise, einen andern Verlauf der Falten als im Osten. Dies kann nur durch die Verschiedenheiten in der Tektonik des bereits kaledonisch versteiften Unterbaues begründet sein. Mit dem Eintreten von Achsenschwank-

ungen sind unverkennbar Aenderungen in der Anordnung der Faltenbündel festzustellen.

So haben wir im Gebiete des Sattels von Givonne im Westen, im Gebiet zwischen der luxemburgisch-belgischen Grenze und der Sauer von Martelingen bis Erpeldingen, fast ohne Ausnahme nach N überkippte Isoklinalfalten, während im östlichen Teil der Antiklinale weit überwiegend, in der Hauptsache sogar ausschliesslich, nach S überkippte Isoklinalfalten bestehen. Im Westen hebt sich der Sattel heraus, bei Givonne geht in dessen Kern sogar Kambrium zu Tage, während der östliche Teil starkes Einfallen der Achse aufweist und infolge dessen die Falten nach S überkippen.

Die gleiche Abhängigkeit von den Achsenschwankungen können auch in der Wiltzer Mulde und im Sattel von Bastogne festgestellt werden¹⁾. Die Tektonik der Eifelsenke beherrscht bereits den Sedimentationsraum des Devons. So ist an diese Quermulde eine bedeutende Mächtigkeit des Unterdevons sowie 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 Quersenkung auffallend kulissenartig von Norden nach Süden gereiht. Eng mit der Verbreitung der Kalkmulden verbunden ist die Verbreitung von Relikten von diskordant dem Devon aufgelagertem Buntsandstein, sowie mit dem Bau der Quersenkung die Ausbildung der ganzen Trias.

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. CLOSS 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. Das Triasmeer benutzte die Senke als

¹⁾ Vgl. hierzu: M. LUCIUS, L'allure tectonique des plis hercyniens de l'Oesling (G. D. de Luxembourg). C. R. du 3me Congrès national des Sciences. — Bruxelles 1950.

Transgressionsweg, und auch im jüngeren Mesozoikum setzte die Bewegung, wenn auch schwächer, sich 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 auch im Quartär weiter anhielt, denn der zum Teil tertiäre, in der Hauptsache aber quartäre 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.

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

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 Ardennenland. Im Tertiär bricht der ganze Nordrand ein und wird zu einem Teil der Niederrheinischen Bucht.

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 Luxemburger Bucht weiter nach Süden in die Lothringer Quersenke fort und läßt sich bis in den Rhönegraben verfolgen. Sie ist ein wichtiges Bauelement und eine wichtige Transversalgrenze im hercynischen Faltenbogen Westeuropas. (Tafel II.)

Die Luxemburger Bucht.

Die Bezeichnung «Bucht» bezieht sich auf die morphologische Form des vom Luxemburger Mesozoikum eingenommenen Raumes und ist geologisch nicht begründet. Richtiger wäre die Bezeichnung: Luxemburger mesozoischer Sedimentationsraum. Sie stammt aus der Zeit wo man das Luxemburger Mesozoikum infolge seiner eigentümlichen Erosionsumrandung für eine Ausbuchtung des Pariser Beckens hielt, in welche das Meer vom Pariser Becken ausgehend, etwa bis zu den heutigen Erosionsgrenzen der Formationen vorgedrungen wäre. Sogar noch in den Arbeiten von G. BAECKEROOT finden wir diese Erosionsgrenzen als ursprüngliche Grenzen angegeben.

Der heutigen paläogeographischen Auffassung vorausseilend, schrieb bereits ELIE de BEAUMONT: On y distingue (en Lorraine) trois formations: le grès bigarré, le muschelkalk et les marnes irisées Elles sont remarquables par la 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.)

Die Untersuchungen von M. BLANKENBORN (1885) am Nordrande der Eifel weisen darauf hin daß die Ausbildung der Trias im Gebiete von Commern und Mechernich die gleiche ist wie im Gebiete von Trier und von Luxemburg-Lothringen.

L. VAN WERVEKE (1887) stellte fest daß die heutige Grenze der Luxemburger Trias am Rande des Oeslings eine Erosionsgrenze, aber nicht die ursprüngliche Ablagerungsgrenze sei, aber er beschränkte sich auf diese Feststellung ohne Angaben über den Verlauf der alten Uferlinien zu machen. (L. VAN WERVEKE: Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Großherzogtums Luremburg, Straßburg 1887).

In einer Arbeit von 1910 kommt er dann auf die Frage zurück (L. VAN WERVEKE: Die ursprüngliche Umrandung der Trierer und Luxemburger Bucht und die Versandungen im Lias innerhalb dieser Bucht. Niederrhein, geol. Verein. Bonn 1910, p. 37—47.)

Er versucht die ursprünglichen Grenzen des Buntsandsteines und des Muschelkalkes festzulegen. Er erwähnt das Vorkommen einer Uferfazies des Buntsandsteines an verschiedenen Punkten Luxemburgs und Lothringens. Er stellt auch fest, dass in der Eifel die Uferlinie des Buntsandsteines nicht weit vom westlichen Rand der heutigen Triasbucht von Commern lag und dass der Buntsandstein westlich Prüm verschwindet.

Nachdem er auch das Vorkommen der Uferfazies des Muschelkalkes festgelegt hat, zieht er den richtigen Schluß daß das Ufer des Buntsandsteines und des Muschelkalkes nicht in der SW-NE-Richtung verlief, wie man aus dem heutigen Verlauf der Grenzen der Trias am Südrande der Ardennen und der Eifel schlußfolgern könnte, sondern daß dieses Ufer in der N-S-Richtung verlief.

Aber er gibt zu dieser Feststellung keine Erklärung und berührt auch nicht die Frage der paläogeographischen Umgestaltung, welche zu dem gegenwärtigen Zustande geführt haben.

Die engen räumlichen Beziehungen zwischen dem Triasvorkommen in der Nordeifel und den Buntsandsteinrelikten in der Südeifel,

sowie die Relikte von mitteldevischen Kalke in der Umgebung dieser Buntsandsteinrelikte versuchte man zunächst durch Einbrechen eines tektonischen Grabens, des «Eifelgrabens» zu erklären. Erst den Untersuchungen von H. CLOOS und seiner Schule gelang der Nachweis daß hier eine Quersenke besteht, welche in ihren Uranlagen bis in die hercynische, ja bis in die kaledonische Faltung zurückgeht und welche sich in späterer Zeit als wichtige Transgressionszone auswirkte, die sich bis nach Norddeutschland einerseits, andererseits durch Lothringen bis in das Gebiet der Rhône erstreckte, so daß Eifel, Luremburg-Trierer Gebiet und Lothringen einen einheitlichen Sedimentationsraum bilden.

Die Luxemburger Bucht ist also ihrer ersten Anlage nach ein altes Bauelement, das an die Eifeler Einbiegungszone gebunden ist. Der Westrand der Eifelsenke erscheint in der Luxemburger Bucht zwar etwas verwischt, ist aber geologisch deutlich erfaßbar. (Vgl. M. LUCIUS: *Le facies littoral du Trias dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise. — Rev. gén. des Sciences, t. 60 N° 11—12, 1953.*) Ihr östlicher Rand läßt sich desto deutlicher in dem Einsinken des westlichen Hunsrückes im Gebiete der unteren Saar erkennen. Hier beobachten wir ein gleiches Einsinken der Faltenachsen wie am Ostende 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 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 in bezug auf ihre tektonische Stellung große Ähnlichkeit 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 LEPLA hier vor. Mit der Buntsandsteinzeit wird sie von der Luxemburger Senke abgelöst, deren Beziehungen zu der Eifeler Quersenke besonders enge sind.

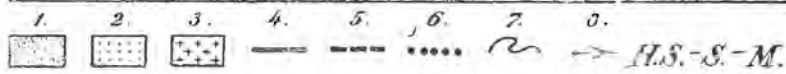
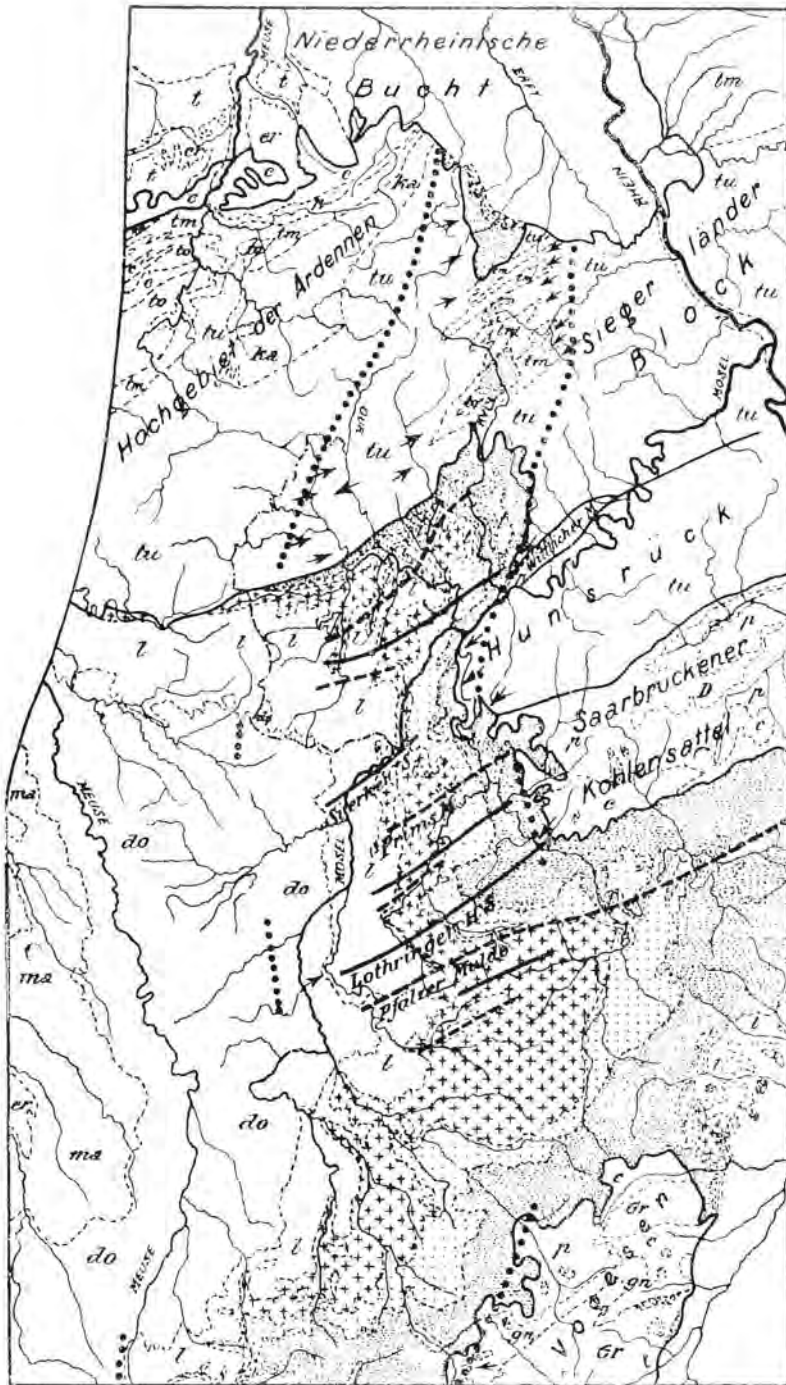
Den tektonischen Abschluß der Luxemburger Bucht im Süden bildet der Sattel von Sierck, der die Fortsetzung einer wichtigen tektonischen Grenze am Südrande des Hunsrücks darstellt. Der Sattel von Sierck taucht am Stromberg an NNE streichenden Verwerfungen rasch zur Tiefe. Dieses Einsinken zeigt den Ostrand 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. (Tafel II)

Auch im Lothringer Sedimentationsraum schaltet sich, vergleichbar der Eifelquersenke, ein Sonderelement ein, das sich in den variscisch gerichteten Faltelementen deutlich durch ein Einsinken der Faltenachsen und durch das Auftreten größter Sedimentanhäufungen in einer fast senkrecht zum variscischen Streichen hinziehenden Zone 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 Mesozoikum an. In der Tiefenrinne trifft man demnach auch maximale Mächtigkeiten für den roten Sandstein, den mittleren Mu-



Tafel II.

Uebersichtskarte der Eifeler und Lothringener Quersenk

schelkalk 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 Quersenkung dann in der Rhône-senkung 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 Eifelquersenkung 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 Quersenkung hin bemerkbar. Hier versank schon im Karbon das Brabanter Massiv zur Randsenkung der Campine. Zechstein sowie die mesozo-

Erläuterungen zu Tafel II.

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

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

Die Großfalten variscischer Richtung

Ihr Verhalten zu der Quersenke. (Tafel II.)

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 in der Eifel bereits im Unterdevon, im Saargebiet in der oberen Karbonzeit wirksam, macht sich aber in ausgedehnterem Maße in der Trias 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 Hauptorogenese aber erst in die Zeit nach der Oberkreide und vor dem Oligozän fällt. Doch sind auch noch jüngere Bewegungen (bis ins jüngere 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. (Vgl. M. LUCIUS, 1937, Tafel 20 (Anhang): Der devonische Unterbau der Luxemburger Mulde.)

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.

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 des 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 (Tafel II). 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 Steinkohlegebirge 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 Kohlegebirge 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 Quersenkung gezogen werden.

In der Luxemburger Großmulde sind die Beziehungen zur Eifeler Quersenke wieder besonders deutlich, (Tafel III.)

Ursprünglich zeigte die Luxemburger Großmulde noch Beziehungen zu der Hessischen Mulde und zu der alten Schollengrenze zwischen dem Hunsrück-Taunusblock im Süden und dem Ardennen-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. (Seite Tafel IV.)

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 Ardennen Masse hinaufgreifen und dieses alte Festland immer mehr einengen.

Auch der Verlauf der weitspannigen Nebensattel 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.

Erläuterungen zu Tafel III.

1. = Kambro-Silur; 2. = Gedinnstufe; 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 und A. RENIER).

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 sowie die Lage der Eifelsenke nebst deren Fortsetzung, der Lothringer Quersenkung, zum Pariser Becken 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 sich weiter südlich treffen. Die im Osten variscisch, im Westen armorikanisch (NW-SE) streichenden Falten gehen 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 Transversalsenkung der Lothringer Quersenkung im Westen begrenzt.

Ein eigentümlicher Zug in der Entwicklungsgeschichte des Beckens ist die Verlagerung des Beckentiefsten von Osten nach Westen, die an eine von Osten nach Westen fortschreitende Einkippung 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 Beckens 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 Faltenystem 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, 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 Eifelquersenne 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 Falten tektonik auch eine charakteristische härtere Bruchtektonik in Erscheinung tritt. (Tafel III. u. IV.)

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

Der Unterbau unseres Gebietes zeigt hercynische Faltung. Die Faltenachsen zeigen starkes axiales Schwanken an den Rändern der Quersinken mit einem Einsinken bis zu 55° (Zone der Eifelkalkmulden). Diese Schwankungen verursachen Bruchbildung, denn jede Verbiegung der Achse bedeutet eine Längung des Bogens im Ver-

gleich zur Sehne, welche dazu führt das Gestein durch Klüfte oder Verwerfungen, quer zum Schichtenstreichen, zu zerlegen. (H. CLOOS 1933.)

Der pläozoische Unterbau der linksrheinischen Schiefergebirgsmasse ist durch hercynisch angelegte Schollengrenzen in einzelne Blöcke zerlegt. Diese Schollengrenzen liegen entweder im Streichen der alten Faltung, Longitudinalgrenzen, oder 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 scheidet das Hochgebiet des Siegerländer Blockes von dem Hunsrückmassiv.

Eine weitere Longitudinalgrenze ist durch die Lage der Saar-Nahe Senke bestimmt. Sie trennt die Hunsrückscholle von der Spesartschwelle (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 Gebiete von wechselnder relativer Höhenlage. Bei tektonischer Beanspruchung reagieren diese Schollen nun in verschiedener Weise.

In dem hier umrissenen Raum fingen stärkere orogene Bewegungen im Zeitraum nach Abschluß der Oberkreide bis zum Beginn des Oligozän statt, die aber bis ins Diluvium nachklingen. Dazwischen schalten sich auch 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 erreichte 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 Bewegungen, bei denen das Absinken eines Gebietes, das Aufsteigen eines

anliegenden Gebietes veranlasst, werden treffend als Schaukelbewegungen gekennzeichnet. Hierbei 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. (Tafel IV.)

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, und nehmen nach Südwesten hin ab. Im Gebiet zwischen Diedenhofen und Briey sind nur 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 Eifel-Lothringer Furche und östlich davon, weiter 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, bereits kaledonisch versteiften Massive zusammenhängt. Sie liegt wohl darin, daß wir östlich und westlich der Quersenke zwei verschieden bewegte Groß-

Erläuterungen zu Tafel IV.

t = Tertiär; do = Dogger; l = Lias; k = Keuper; m = Muschelkalk; s = Buntsandstein; r = Rotliegendes; ts = oberes Devon; tm = mittleres Devon; tu = unteres Devon; c = Cambrium. 1 = Verwerfung; 2 = Ueberschiebung; 3 = Sattelachse; 4 = Muldenachse.

schollen 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, (Tafel I). 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 dem Süden her vordringenden orogenen Schub weniger wirksam als im Westen. Hier entwickelte sich bereits im Paläozoikum die Transversalzone der Eifel auf einer Schollengrenze zwischen Ardennen 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.

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 bewegte Block, wobei der östliche Teil gegen NO abdachte, so daß die beiden Schollen auseinander wichen wie die Schenkel eines Zirkels, und dazwischen sank ein nach Süden keilförmig in das alte Gebirge eindringendes Gebirgsstück in die Tiefe. Dieses dreieckige eingesunkene Feld, dessen Spitze nach Süden zeigt, ist das Einbruchsfeld der «Niederrheinischen Bucht.» (v. BUBNOFF 1936.)

Diese orogenen 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 zu Beginn der Braunkohlenzeit ein. Die Senkungsbewegungen reichten in die Bucht von Commern hinein und die kattische Braunkohle folgte der Eifelsenke nach Süden bis in die Luxemburger Bucht.

Durch die Eifelsenke stand das Gebiet der Luxemburger Bucht und der Bucht von Commern-Mechernich aber auch im Mesozoikum 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 oberoligozän ist, ist es von größtem Interesse, zu erfahren, was hier noch bei Beginn der Einsenkung vor der Abtragung bewahrt blieb, denn es gibt wertvolle Andeutungen über den Betrag des Schichtenkomplexes, der seit dieser Zeit in unserem Gebiete der Abtragung anheim fiel.

Das sowohl im Gebiete der Niederrheinischen Bucht wie in der Campine in der Tiefe vorhandene produktive Karbon hat Veranlassung zu einer intensiven Bohrtätigkeit gegeben, welche wertvolle Aufschlüsse über die mesozoische Schichtenfolge geliefert hat.

So hat in der Campine der Bohrer über dem Karbon festgestellt: Perm, darüber die Trias in germanischer Fazies. Transgressiv über der Trias liegt obere Kreide und Tertiär. Jurassische Ablagerungen sind nur einmal angetroffen worden und zwar im äußersten Nordosten der belgischen Campine, bei Neeroeteren, trotzdem das Deckgebirge in 100 Bohrlöchern und in 7 Kohlschächten ganz durchfahren wurde.

Während in der Campine ruhige Lagerung herrscht, ist die Niederrheinische Bucht durch NW-SE streichende Brüche in eine Anzahl von Horste und Gräben zerlegt. In den Gräben wurde selbst bei 1050 m Tiefe das Oligozän noch nicht durchfahren. Auf den Horsten wurde auch hier das produktive Karbon erreicht, nachdem als Deckgebirge Tertiär, Kreide, Trias und Perm durchfahren worden war. Auch hier wurde, wie in der Campine, nur in einem beschränkten Gebiete durch ein Bohrloch bei Bislich (bei Xanten am Niederrhein) Lias angetroffen. Wir werden auf diese wichtigen Funde bei der Besprechung der Luxemburger Liasformation zurückkommen.

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

derung 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 gefalteten 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 sind für die Hochgebirge die zu Tage tretenden kristallinen Kerne mit stark metamorpher Gesteinshülle, die wir auch im hercynischen Faltengebirge in den Zentralzonen 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 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 Quersenzen 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 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.

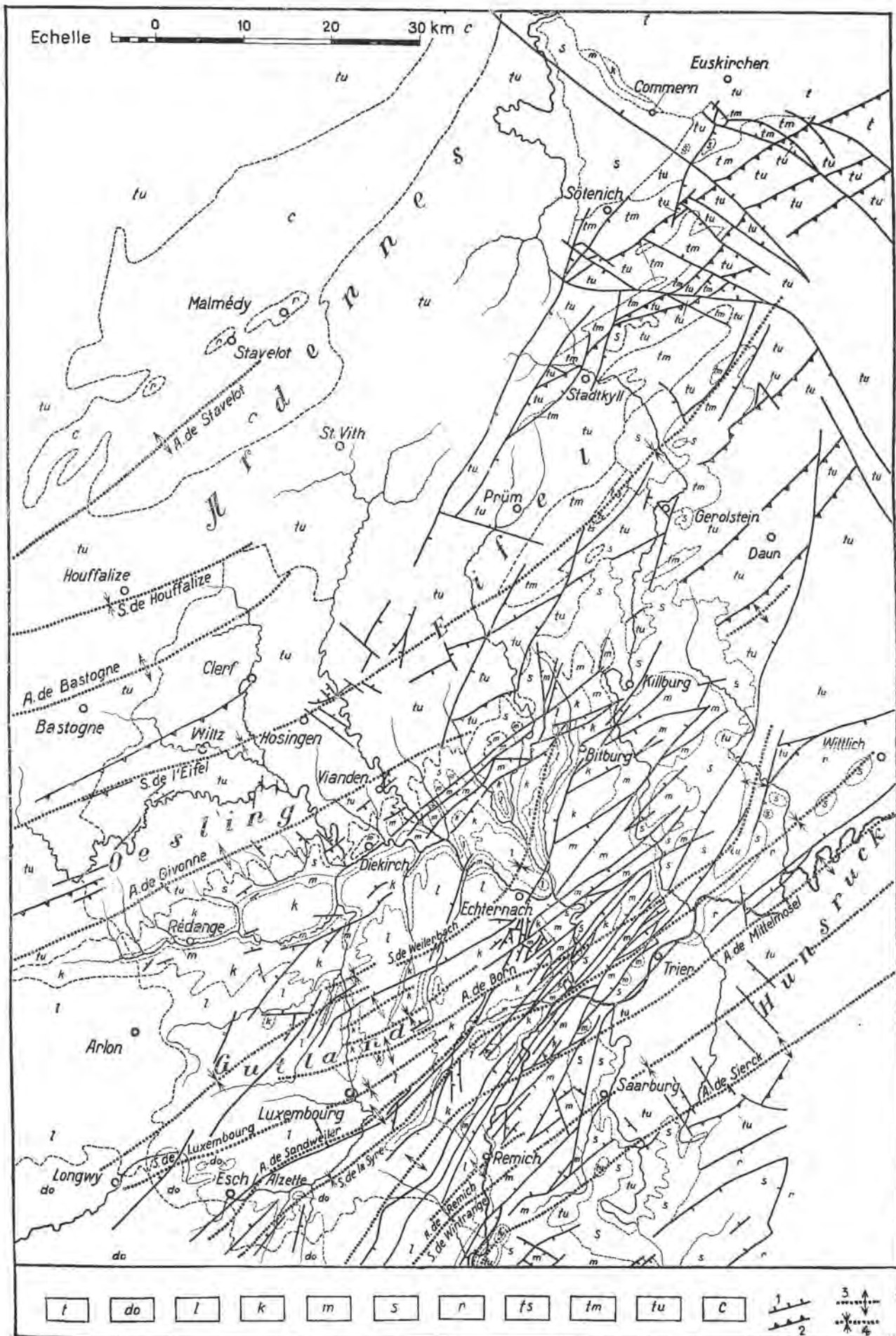
In der langanhaltenden Festlandsperiode erniedrigte die Denudation die Großsättel zu flachen Schwellen. Das Abtragungsmaterial wurde in den Mulden und Innensenken angehäuft. Hierin bildeten sich die vielfach kontinentalen Ablagerungsfolgen des Rotliegenden. Die Sedimentation folgte auch in dieser Zeit 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 Rotliegenden Senke des Saargebietes. Als Rudimente eines Äquivalentes des Zechsteines gelten am Westrande des Hunsrückes grobspätiger Dolomit und darüber weinrote Tone mit Quarzschutt, im Ganzen nicht über 6 m mächtig.

Bei der Neuerbohrung der reparaturbedürftigen «Kindquelle» in Bad-Mondorf (1946—1947) wurde in der Tiefe von 692—699,50 m ebenfalls Rotliegendes in der gleichen Ausbildung wie am Westrande des Hunsrück durchbohrt. Es liegt diskordant auf Devon. (M. LUCIUS, 1948 p. 373).

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 Querundulationen Sedimentationsraum. In unserem Gebiete übernimmt die rheinisch gerichtete Quersenkung 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 variscischer Richtung wieder auf und schafft die heutige Tektonik des Sedimentationsraumes. Auf die grundsätzliche Stellung, welche die Querundulation zu den triadischen Sedimentationsverhältnissen einnimmt, hat wohl zuerst E. HAUG hingewiesen. R. BRINKMANN hat unter Zugrundelegung dieser Auffassung die südwestdeutsche Trias und etwas später die deutsche Trias im allgemeinen untersucht.⁸⁾

⁸⁾ BRINKMANN R. - Die rheinische Richtung im vorkimmerischen Südwestdeutschland. — Abh. d. preuß. Geol. L. A. Neue Folge, Heft 95, Berlin 1925.



Tafel IV. - Strukturkarte der Eifeler Quersenke und der Luxemburger Mulde.

t = Tertiär; do = Dogger; l = Lias; K = Keuper; m = Muschelkalk; s = Buntsandstein; r = Rotliegendes; ts = Oberes Devon; tm = Mittleres Devon; tu = Unterdevon; C = Kambrium; 1 = Verwerfung; 2 = Überschiebung; 3 = Sattelachse; 4 = Muldenachse.

B. Entwicklung des Oberbaues

I. 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 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 es den Nordrand des Rheinischen Massives, dringt aber nicht in die Eifelquersenke vor.

1) Der Buntsandstein

a) 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.⁴⁾ Im Gebiete der normalen Entwicklung

⁴⁾ BÜCKELHORN vermutet in den untersten Schichten der Buntsandsteinrelikte der Eifelsenke Zechstein. Wäre dieses zutreffend, so hätte die Transgression bereits früher eingesetzt. Auch BLANKENBORN gibt in der Bucht von Commern untern Buntsandstein an.

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 «zwichenschichtähnlichen» Sandsteinen abschließt. Im Hangenden folgt die Stufe des Hauptkonglomerates, 10—15 m mächtig. Sie 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 Vogesensandsteines 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 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 Kyllburg hat der Hauptbuntsandstein (Vogesensandstein) 70—80 m, bei Trier 150—180 m. (H. GREBE.) Im Bohrloch der Adelheidquelle von Bad-Mondorf wurde von 530—589 m typischer Vogesensandstein erbohrt. Von 576—589 m wurden im ganzen nur 20 cm Kerne gewonnen: ziegelroter feinkörniger, feinglimmeriger Sandstein.

Bei der Neuerbohrung der «Kindquelle» in Bad-Mondorf wurden rd. 140 m Vogesensandstein in der Tiefe von 553—692 m angetroffen. Die Grenze gegen die «Zwichenschichten» ist unscharf, gegen das Rotliegende indessen deutlich. (M. LUCIUS, 1948, p. 375).

Ueber dem westlichen Talgehänge der unteren Saar, von Conz bis über Freudenburg hinaus, tritt der Vogesensandstein 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.

Nach neuern Auffassungen (siehe E. SCHROEDER: Die Trierer Bucht als Teilstück der Eifeler Nord-Südzone. — Zschft. d. deutschen geol. Gesellsch. Bd. 103. — Jahrg. 1952, p. 211) soll es sich hier nur um Obern Buntsandstein handeln. In Bad-Mondorf wurden 140 m Vogesensandstein erhoben, bei Trier wird die Mächtigkeit mit 180 m angegeben. Dann soll derselbe rasch abnehmen um oberhalb Gerolstein zu verschwinden. Weiter nördlich nimmt derselbe wieder rasch zu und hat in der Commerner Bucht über 150 m Mächtigkeit. Diese Mächtigkeitsabnahmen in der Bucht von Commern von N nach S ebenso wie die Mächtigkeitszunahme von Gerolstein nach Trier und Mondorf deuten auf ein allmähliches Uebergreifen des Buntsandsteines von N nach S sowie von S nach N. zur Eifelmitte hin. Die Transgression rückte also in beiden Richtungen gegen die Eifelmitte hin vor und griff zu gleicher Zeit von dem zentralen Teil der Senke nach E und W hin auf die Ränder über.

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 durchgehends aus grobem, rotgefärbtem Quarz- und Quarzitgeröll besteht, das dem anstehenden Devon entnommen wurde. Das Konglomerat ist im Westen am mächtigsten und größten 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 insoweit strittig, als das bekannte Konglomeratvorkommen, das von Malmédy über Stavelot nach Basse-Bodeux hinzieht, dem Alter nach verschieden gedeutet wird. Die älteren Geologen, 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.

Schalten wir hier ein, daß im Fortstreichen der Konglomerate von Malmédy nach NE am Südrande der Commern-Mechernicher Bucht an der Basis der Buntsandsteinkonglomerate ebenfalls Kalkkonglomerate auftreten, die in einer SW-NE streichenden Senke abgelagert sind und vom Buntsandsteinkonglomerat durch eine Erosionsdiskordanz, an einigen Stellen sogar durch eine deutliche Winkeldiskordanz getrennt sind und welche ebenfalls als Rotliegendes angesprochen werden. (E. SCHROEDER : loc. cit. p. 209.)

Das Konglomerat von Malmédy lagert diskordant auf cambro-silurischen Schichten und besteht aus groben, außen rot gefärbten Geröllen mit linsenförmigen Einlagerungen von grobem, roten Sandstein. 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 (1902) unterscheidet drei Schichtenstufen. Nur die mittlere führt Kalkgerölle, die zwischen 60 und 26 % des Gesamtgerölles ausmachen.

Die Konsistenz des Konglomerates ist stellenweise sehr gering, stellenweise sehr fest. Sie wird durch Kalkzement bewerkstelligt, das aus den beigemengten Kalkgeröllen stammt. Das Zement ist deshalb dort fast Null, wo die Kalkgerölle fehlen.

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 herkommen 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 paläogeographischen 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 bloßgelegt. Die Abtragung hat seit dem Jungtertiär alles nachpaläozoische Material abgetragen und die alte Rumpffläche wieder bloßgelegt.

b) 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 Commerner Bucht nicht ausgebildet ist.

Der obere Buntsandstein 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 wird. 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 Dolomitmauern finden sich häufig in den Feldern zerstreut und zeigen die Zwischenschichten an, wenn weitere Aufschlüsse fehlen. Auch Konglomerateinlagen mit Geröllen aus Gangquarz, Quarzit und Quarzsandstein sind vielfach vorhanden, deren lose Komponenten sich ebenfalls in den Feldern finden.

Es wäre noch auf das reichliche Gipsvorkommen in den Zwischenschichten am Rande des Oeslings hinzuweisen. Aus einer Reihe von Bohrlöchern bis ins Devon hinab, geht hervor, daß westlich einer Linie im Meridian des Bahnhofes Diekirch, die Schichten gipsfrei sind, östlich davon aber die Gipseinlagerungen einsetzen und rasch an Mächtigkeit zunehmen. Auch die Mächtigkeit der Stufe nimmt östlich genannter Linie rasch zu.

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 mari-

nen 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. Wenig mächtig und schlecht erschlossen sind die Zwischenschichten im Randgebiet westlich der Saar. Aus der Verbreitung von Dolomitenknauern in den Feldern lassen sie sich im untern Warktal bis westlich Oberfeulen nachweisen.

Gegenüber dem Vogesensandstein zeigen die Zwischenschichten in unserm Gebiete eine bedeutende Grenzverschiebung nach Westen auf einer Breite von über 20 km. Erst im Keuper beobachten wir wieder solch ein Vorrücken des Meeres über das westliche Festland. 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.

c) 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. Regional 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 vom 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 Schutzzufuhr, 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 Eindampfen 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 Bunt-

sandstein stellt, gipsführend. Dieses erklärt auch die Tatsache, warum alles in tiefelegenem 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^e 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 Quarzement 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, zersetztem Mika und Dolomit. Aber etwa 7 cm über dieser umgewandelten Quarzitlage trifft man bereits normal entwickelten Voltziensandstein mit Pflanzenresten von 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, gehö-

ren 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 Muschel sandstein, 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 Muschel sandstein (mit Versteinerungen). Soweit Buntsandstein auftritt, sind die Felder mit Geröllen vollständig eingedeckt, die aber auf den kleinen Muschel sandsteinresten, die ohne merklichen Anstieg auf dem Buntsandstein lagern, vollständig fehlen.

Nördlich des Herrenbergs taucht geröllfreier Voltziensandstein unter dem Muschelkalk ein; etwas näher Friedbüsch findet man in den Feldern zwischen Quarzgeröllen zahlreiche braune Dolomitknauern. Gerölle mit vereinzelt Dolomitknauern trifft man bis zum Kippenhof hinauf an. Auf der Anhöhe westlich Kippenhof und südöstlich Closdelt findet man inmitten reichlicher Gerölldeckung eine circa 10 Ar große Fläche durchstoßen, die aus grobkörnigem roten Sandstein mit Dolomitknollen besteht. Nördlich Niederfeulen und nordöstlich Erpeldingen ist zu beobachten wie die Gerölldecke 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) her stammt, fehlte es den in dem Geröll zirkulierenden Ge-

wässern 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 beigemischt 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. Inmitten 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 «Schankengräch» (rechtes Ufer) in das Haupttal. In den Talhängen 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 «Schankengräch», findet man über dem Basalgeröll eine Insel von Flußgeschieben; es sind 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 Aus-

nahme abgeschliffen und an allen Ecken abgerundet. Der Unterschied zwischen diesem Material und demjenigen in den Kiesgruben von Buschrodt ist affallend.

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 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 befanden sich bereits in großer Menge als Verwitterungsrest auf dem alten Festland, 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 Brocken von Gangquarz und von Quarzsandstein (Haaselter) anhäufen, bot sich auch damals, nur in viel größerem Maßstab. Das Material des Buntsandsteins ist also aufgearbeiteter Restschotter einer vorangehenden langen Verwitterungszeit.

2) Die Muschelkalkformation.

a) Der Muschelsandstein.

Im Muschelsandstein können wir dasselbe Sedimentationsbecken innerhalb derselben Grenzen wie beim Voltziensandstein, aber unter ausgesprochener Meeresdeckung, 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 Wellenkalk erbohrt. Aber westlich einer Linie, die etwa über Béruppt, 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 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 liegen bunte, sandige Mergel gefolgt von gutgebanktem, dolomitischem Sandstein, der vielfach als Werkstein abgebaut wird. 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 «Schankengräch» 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 Muschelkalk des Herrenberges zu unterscheiden ist, konnte von der Our bis nach Pratz nachgewiesen werden. THEOBALD 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. Das Hangende bildet eine Bank von festem, sandigen Dolomit, die eine leichte Stufe im Gelände bildet. Zahlreiche Kriechspuren auf den Schichtflächen des Sandsteines deuten die Ufernähe an.

M ä c h t i g k e i t e n : 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 westlichen 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 ein schwaches 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 kalkigen 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 Muschelkalk 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.)

b) Mittlerer Muschelkalk (Anhydritgruppe).

Bunte Mergel mit dünnplattigen Dolomitbänkchen und festere Mergel mit Steinsalzpsedomorphosen bilden die Hauptmasse der Anhydritgruppe, die vielfach bedeutende Gipslinsen, besonders nahe dem Hangenden, einschließt. 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 von 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 Salz'ager. an den Rändern Gipslager hervor.

Im Gegensatz zum Muschelsandstein herrscht äußerste Fossilarmut. Das allmähliche Verlanden der mährisch-sch'esischen Pforte schließt die Verbindung mit dem im heutigen Alpengebiet gelegenen Mittelmeer ab, und der Durchbruch im Süden der Vogesen zur Rhönesenke 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 Schankengräch bei Pratz, wo sich aber geschlossene Geröllagen in braunem Sandstein finden, dann an dem alten Wege von Niederplatten nach Ewerlingen 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. Noch bei Ell und bei Niedercolpach finden sich mächtige Lagen von Sandstein, welche dem untern oder mittleren Muschelkalk angehören oder beide Stufen vertreten. (M. LUCIUS, 1941, p. 73.)

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, Bollandorf 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 Tiefenrinnen oder Teilstücke derselben immer wieder in die variscische Faltenrichtung einlenken, welche in der Jurazeit weitgehend vorherrschend wird.

c) Hauptmuschelkalk.

Der Hauptmuschelkalk umfaßt die Trochiten- und Nodosusschichten. Er setzt sich aus mächtigen dolomitischen Kalken mit seltenen dünnen Einlagen von grauen Mergeln zusammen und ist reich an Versteinerungen. Paläontologisch sind die Trochitenschichten durch massenhaftes Auftreten von Stielgliedern von *Encrinurus liliformis* gekennzeichnet, die höher fehlen. *Ceratites nodosus*, nach dem die folgende Abteilung benannt wird, ist selten.

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. Im Bohrloch von Longwy sind nur 3 m Kalk angetroffen worden.

Die Trochiten- und Nodosusschichten behalten ihren normalen Charakter bis westlich Ettelbrück bei. Gelegentlich nur werden einzelne Partien sandiger und vereinzelt 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 Niederplatten hinaus. Die obere Abteilung in der Fazies eines grünlichen oder rötlichen dolomitischen Sandsteines läßt sich ebensoweit nach Westen verfolgen.

Mit dem Hauptmuschelkalk 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 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 Hauptmuschelkalk aber öffnet sich die Lothringer Querundation nach Süden, und durch die alte Vogesen-Morvan Enge, die bereits im Permokar-

bon 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 erhalten. 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 allmählich tiefer, bleibt aber Flachsee. Das vorgelagerte Land wird stetig niedriger und die Transportkräfte werden 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 Sedimentationstätigkeit 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. Sedimentationsmächtigkeit 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 Hauptmuschelkalk haben wir zwar den gleichgeformten Sedimentationsraum wie in den vorhergehenden Stufen, beobachten aber rasches Auskeilen nach den Rändern und Ablagerung in einem tiefen Meere. Dies ist der Typus der Kalksedimente.

d) Die Myophorienschichten.

Die Stufe der Myophorienschichten umfaßt nach der Nomenklatur der «Geologischen Karte Luxemburgs» (1947—1949) die «Grenzschiefer», die Bunten Mergel und den Grenzdolomit. Sie werden zu der Abteilung des Muschelkalkes gestellt. (Siehe: «Geschichte der geologischen Erforschung Luxemburg» p. 155 dieses Bandes).

Die Entwicklung der «Grenzschiefer» bleibt normal bis bei Mœstroff (Diekirch). Von hier ab nach Westen werden dieselben sandig und nehmen 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 «Grenzschiefer».

Die Abteilung der «Bunten Mergel» setzt sich südlich des Liasplateaus 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 besteht ein vielfacher und rascher Wechsel von marinen (Dolomite mit *Lingula*, brakischen (Mergel ohne Salzpseudomorphosen) und terrestrischen (pflanzenführender Sandstein) Ablagerungen. Das tiefe Meer der Hauptmuschelkalkzeit erfuhr 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 nehmen die Myophorienschichten, 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 Landesaufnahmeinstates haben gezeigt, daß die Hauptmasse der Sandsteine und Konglomerate der oberen Trias dem «Salzkeuper» (als «Pseudomorphosenkeuper» auf der Geologischen Karte 1947—1949 bezeichnet) angehört. Am Nordrande des Liasplateaus trifft man nördlich Bigelbach über den düsteren Mergerln mit gelben Dolomitknauern der «Bunten Mergel» den geschlossenen Dolomithorizont des «Grenzdolomites». Die Dolomite führen vereinzelt 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 Lagen von bläulichem Sandstein mit reichlich Steinsalzpseudomorphosen führen. Die Hauptmasse der Sandsteine und Konglomerate gehört zum Salzkeuper. Auch die Stufe des «Grenzdolomites» führt Gerölle. Die Ausbildung dieser Stufe in sandig-konglomeratischen Fazies hält an bis an die Mündung der Alzette und weiter die untere Alzette hinauf bis nach Mersdorf bei Mersch, wo die Myophorienschichten untertauchen. 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 Co'mar-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 Niederplatten 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 abgeschlossen. 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 beginnt der «Pseudomorphosenkeuper», wie das Auftreten von Steinsalzpseudomorphosen in den überlagernden Schichten bei Essingen, Cruchten, Schieren, Bissen, Mertzig und anderwärts zeigt.

Die sandige Entwicklung der Grenzschichten und die konglomeratische Entwicklung des Grendolomites überlagern sich also nur teilweise und zwar östlich der unteren Alzette.

3) Der Keuper.

Im Keuper setzt eine allgemeine Verflachung des Meeres, aber eine Erweiterung des Transgressionsgebietes ein, so daß die Keuper-schichten fast überall beträchtlich über die tiefer liegenden Trias-schichten 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.

Der Keuper greift jedenfalls 15—20 km weit über die oberste Abteilung des Muschelkalkes (Myophorienschichten) 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.

a) Der Pseudomorphosenkeuper.

Die von den Lothringer Geologen angewandte Bezeichnung «Salzkeuper» bezieht sich auf das Vorkommen von Steinsalz. Da dieses bei uns fehlt und nur durch Pseudomorphosen nach Steinsalz angedeutet ist, verwendet man besser die äquivalente Bezeichnung «Pseudomorphosenkeuper».

Südlich des Liasplateaus setzt sich der Pseudomorphosenkeuper aus lebhaft bunten Mergeln mit sehr untergeordneten Einlagen von Dolomit und Quarzsandstein zusammen. Leitend sind die häufigen Steinsalzpseudomorphosen, die dünnplattigem, festem feinkörnigem Sandstein (Quarzsandstein) 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 erbohrt worden. 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 Liasplateaus schieben sich zwischen die Mergel vorherrschend rote, untergeordnet graue Sandsteine mit Geröllagen und Dolomitmänteln ein, die bald die Ueberhand über die bunten Mergel nehmen. Das Vorkommen von Steinsalzpsedomorphosen in eingeschalteten, blaugrünen, dünnplattigen Sandsteinen, die Lage über Grenz dolomit 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 Steinsalzpsedomorphosen 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 Keupers bestehen ausschließlich aus grauem, gelblichem und weißem Gangquarz und aus 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 vom Buntsandsteingerölle unterscheiden.

Die bereits südlich des Liasplateaus auftretenden rötlichen oder hellgrauen Quarzsandsteine nehmen nördlich des Liasplateaus 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 Quarzsandsteine ab und zu Steinsalzpsedomorphosen.

b) 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 Bohröchern von Mon-

dorf 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 andern anstehenden Vorkommen sind von geringerer Ausdehnung und Mächtigkeit. Die scheinbar bedeutende Mächtigkeit von rund 20 m auf der Thull bei Echternach ist durch Staffelbrüche bedingt; sie ist im unteren Sautal östlich und nordöstlich Echternach sowie in dem Gebiete von Eschweiler und Flaxweiler 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 Liasplateaus 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 Ewerlingen 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 Bodenbewegungen machen sich also noch an den gleichen Stellen, wenn auch in geringerem Maße, bemerkbar.

c) 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 Liasplateaus nicht mehr abzutrennen sind. Der Steinmergelkeuper besteht aus bunten, licht gefärbten Mergeln mit eingeschalteten Steinmergeln, mit ziemlich häufigen Gipsstöcken, die aber im Gegen-

satz zur Anhydritgruppe auf das Gebiet südlich des Liasplateaus 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 Liasplateaus 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 die 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 Quersenkung 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 Pseudomorphosenkeuper 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. Kräftige Senkung kompensiert die verstärkte Sedimentation.

Die Tiefenrinne des Sedimentationsraumes hat die Tendenz die variscische Faltenrichtung, SW-NE, anzunehmen, was, 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 indes 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 Keuper wird es wieder kräftiger, wohl infolge starken Einsinkens des Sedimentationsraumes, und Aufsteigens 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 Sandsteine sind terrestrische Bildungen. Mit ihrer Kreuzschichtung, dem raschen Auskeilen und Anschwellen, den eingelagerten Tongallen und Zwischenlagen feinblättriger 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.

4) Rhät.

Der Charakter der Rhätfauuna 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 des Rhät werden auch Richtung und Wege des Liasmeeres. Petrographisch dagegen hält die Keuperfazies weiter an: limnisch-lagunäre Ablagerungen, marine Flachwassersedimente und terrestrische Bildungen greifen ineinander über. Betrachtet man die Fauna und die Fazies, so gehört der Rhät zum Keuper; stellt man die Paläogeographie 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 dunkle 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 weitverbreitete *Avicula contorta* ist leitend. Die roten Tone sind Festlandbildungen 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 ausgesprochenste vertikale Differenzierung und vollständigste Ausbildung des Rhät im Westen im Kraichgau und im Pfälzburger Hügelland zu finden ist, die beide in einer wichtigen tektonischen Zone, der variscisch verlaufenden «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 fossilere roten Tone LEVALLOIS (obere Abteilung). Alles in einer Mächtigkeit bis zu 45 m, die dann nach Norden und nach Süden abnimmt, 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.⁹⁾ 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 sprunghaft ab, was folgende Angaben bestätigen.

⁹⁾ Soweit aus dem mitgeteilten Bohrprofil zu ersehen ist, sind die Planorbisschichten hierin einbegriffen. Die Mächtigkeit des Rhät dürfte also 16 bis 20 m sein.

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 Liasplateaus östlich der Alzette: Bei Semmingen 2,50—3 m. In der Triasaufwölbung zwischen Junglinster und Steinsel, bei Blascheid 5 m, bei Imbringen 4,50 m, bei Junglinster 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 Gerölllage angedeutet.

d) Nordrand des Liasplateaus 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 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 kehrt 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 Sand-schmitzen 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 Walnußgröße. GOETZ (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 Ardennen Festland hinauf.

Bodenbewegungen im Rhät. Die Aufeinanderfolge von limnisch-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 «Obereich» bei Junglinster bei der Anlage der neuen Straße, die von der Radiostation nach dem Gut «Behlenhof» führt, beobachten konnte. 250 m nördlich des Punktes 357 (Blatt 4 der geol. Karte) tauchen rote Tone und Konglomerate des Rhät unter Planorbisschichten auf und bilden das Plateau «Oberreich», das etwas unterhalb Behlenhof durch eine Verwerfung, die durch eine Steilstufe gut bezeichnet ist, abgegrenzt wird. Das ganze Plateau ist mit bis $\frac{1}{2}$ 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 gefaltet, gestaucht und stellenweise ganz durcheinander gewirbelt und scheinbar 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 GOETZ (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 Ardener Hochgebietes und stand mit dem Rhät in der Bucht von Commern, das ebenfalls aus kieseligen Sandstein und schwarzen, blätterigen Tönen 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 Quersenne 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 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.

II. Die Jurazeit.

1. Der Lias.

Die Ausbildung des Lias α des Luxemburger Sedimentationsraumes in einer sandigen Fazies mit eigentümlicher vertikaler Ver-

breitung ist nur ein lokales Ereignis an der Peripherie des Hauptprozesses, der mit dem Lias einsetzenden gewaltigen Jurastransgression.

Die sandige Ausbildung des Lias α verteilt sich nämlich in der Luremburger Bucht so, daß in einem SE-NW gerichteten Profil die Versandung sich sowohl horizontal wie vertikal von SE nach NW 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 sandigen Fazies 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 Becken aus. Aus der Triasbucht am Nordrande des Zentralplateaus dringt das Liasmeer östlich der Armorika bis an die Ardennen vor und schafft auch eine Verbindung mit dem süd-englischen 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 Ardennen 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 dunkle Schiefermergel mit wenigen dünnen Kalkbänken mit *Psiloceras planorbis* an der Basis, im Südosten 2—3 m, im Nordwesten, in Belgisch Luxemburg, bis 25 m mächtig, wobei aber der obere Teil bereits auf die Angulatenzone übergreift. Darüber lagert Luxemburger Sandstein, entsprechend der Angulaten- bzw. Bucklandizone. Im Südosten an der Landesgrenze, gegen Lothringen zu, 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 *Arieten-* und *Brevis-(acutus)* Zone. Sie ist 10 m mächtig. In Lothringen, südlich Hettingen, umfaßt der Lias α 45 m dunkle 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 *Arieten-* und 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 dunkle 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 Alette nimmt die Mächtigkeit allmählich zu. Sie ist in der Provinz Luremburg bis 25 m, wobei aber die Mergel bis in die Angulatenzone hinaufreichen. (Siehe oben.) 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 Bunsandsteinablagerung steht.

Bei Muno keilt die Planorbiszone aus und die Angulatusschichten legen sich jetzt diskordant unmittelbar auf das alte Gebirge. (Fig. 1.) 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; auch im Calvados bestehen Anzeichen einer Regression in den Bifrons-Schichten, und 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 im Becken von Esch nur über eine Aufbereitungsschicht über dem rotsandigen Lager, während sie mehr westlich, im Teilbecken von Differdingen, auf eine

Schichtenunterbrechung übergreift. Hier haben wir schwache und unvollständige Entwicklung der kalkigen Lager und darüber eine Sedimentationslücke.

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 jurassischen Ammoniten. Ebenso kommen auch Geschiebe von Gagat, der reichlich im Posidonienschiefer vertreten ist, vor. KLÜPFEL bezeichnet diesen Geröllhorizont als «Katzenberg-Konglomerat» (nach dem Katzenberg bei Esch). Alles das deutet auf Umschichtung von vorzugsweise oberen Liasschichten, die 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 Grandcour) unmittelbar die Sowerbyischichten folgen (L. VAN WERVEKE 1910). Eine alte Schwellenzone dürfte also zur Zeit des Aalenien 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. 1.)

In Hettange ist das ganze Hettangien sandig mit Ausnahme der wenig mächtigen Planorbiszone. In Luxemburg ist diese Zone ebenfalls mergelig mit einigen dünnen Kalkbänken; die sandige Fazies reicht bis in die Zone der Arietenammoniten, umfaßt also das Hettangien und das untere Sinémurien. Die untere mergelige Zone ist im Mittel 10 m, bei Arlon bis 25 m mächtig. Die sandige Entwicklung umfaßt hier auch die Brevis-Zone, also das ganze Sinémurien; denn westlich Arlon ersetzt der sandige Kalk von Orval auch die mergeligen 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,

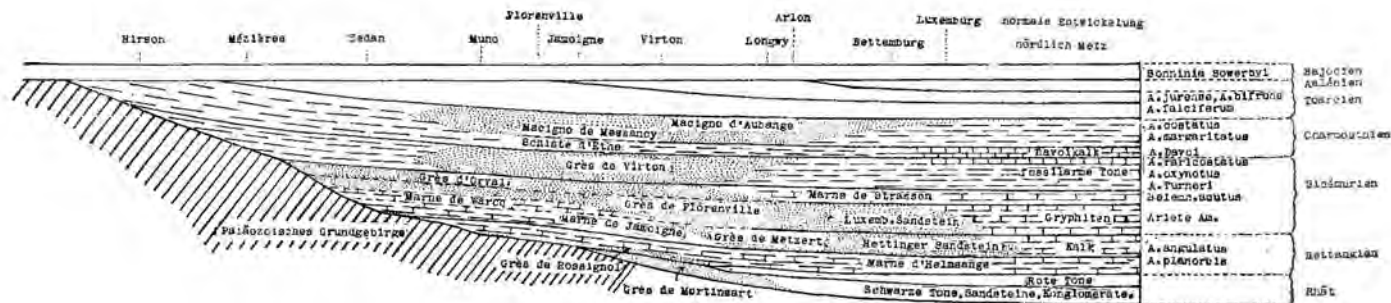


Fig. 1. — Die sandige Fazies des Lias am Rande der Ardennen.

Transgressionen im untern und mittleren Lias; Regression im obern Lias und untern Dogger; Transgression im Bajocien.

(Nach L. VAN WERVEKE).

1911). Während in der Gegend von Florenville und Virton das obere Sinémurien (fossilarme Tone) durch den grès de Virton vertreten wird, ist im Osten das obere Sinémurien wieder mergelig. Darüber folgt die durchgehend mergelig-kalkige Davoeizone, die in der Provinz Luxemburg durch die Schiste d'Ethé 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 her stammt 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, im Bohrloch von Differdingen 100 m,

in einer Bohrung in Longwy (84 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 symmetrisch gestaltetes Becken an, so hätte das nördliche Ausgehen eine Linie gebildet, die etwa 25 km nördlich des 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.

2. Der Dogger.

An der Wende vom Lias zum Dogger tritt der Luxemburg-Lothringer Sedimentationsraum in enge Beziehungen zu den westlichen Meeren, was in paläontologischer, petrographischer und paläogeographischer Hinsicht deutlich zum Ausdruck kommt. Die Umstellung ist von starker Bodenunruhe begleitet.

Im Lias zeigt die Entwicklung in Lothringen und in Luxemburg so enge paläontologische Beziehungen zu Schwaben, wie sie nur durch ungestörte und leichte Verbindungen zwischen dem Lothringer und südwestdeutschen Raum zustande kommen konnten. In der Uebergangszeit vom obern Lias zum untern Dogger weisen hingegen viele Merkmale der Fauna darauf hin, daß sich in dieser Zeit engere Beziehungen zu dem Pariser und Londoner Becken und zu Nordwestdeutschland angebahnt hatten. Paläontologisch ist das Aalenien (unterer Dogger) gut gekennzeichnet durch das unvermittelte Auftreten von kryptogenen Typen der Gattung *Dumortieria*, begleitet von *Harpoceras aalense*. Zuerst erscheint *Dumortieria Levesquei*, die dann etwas höher ziemlich unvermittelt durch *D. pseudoradiosa* ersetzt wird. In Schwaben und im Elsaß hingegen ist das Aalenien teils durch andere Formen, teils durch andere Vergesellschaftungen von Formen charakterisiert. Es muss angenommen werden daß eine untermeerische Schwelle sich zu Beginn des Dogger zwischen Vogesen und Pfälzer Bergland herausgebildet hatte und den Verkehr der Fauna zwischen dem lothringer-luxemburger und dem schwäbischen Sedimentationsraum hinderte, während nach Westen hin freie Verbindungen bestanden. Diese Annahme hat sich durch die sediment-petrographischen Beobachtungen bestätigt.

Im Osten der Schwelle kam es im untern Dogger zu einer Aufschüttung von Sand aus dem vorliegenden, aufragenden Hochgebiet des östlichen Rheinischen Schiefergebirges, während im Westen, in

Lothringen, sich kalkig-mergelige Ablagerungen bildeten. Daneben macht sich auch der variscisch gerichtete (SW-NE) Saarbrückener Kohlensattel und dessen Fortsetzung, der Lothringer Hauptsattel in der Sedimentverteilung geltend. Seine Fortsetzung nach Westen bildet die eisenerzfreie Schwelle von Pont-à-Mousson, welche das Becken von Nancy von dem Becken von Briey trennt. Ersteres liegt in der Fortsetzung der Zaberner Senke, letzteres in der Fortsetzung der luxemburger Mulde. In dieses Gesamtbild haben wir die Besonderheiten des Sedimentationsraumes während der Bildung der oolithischen Erzlager Lothringens und Luxemburgs einzupassen.

Vom petrographischen Gesichtspunkt aus ist die Liasformation durch den Wechsel von dunkeln, geschiefertten Mergeln und dunkelblauen, tonigen Kalken charakterisiert. Im untern Dogger wird diese mergelig-kalkige Fazies durch eine Eisenoolithfazies ersetzt, an welche die Entstehung der luxemburg-lothringer oolithischen Eisenerzformation gebunden ist. Die Eisenoolithfazies ist durch klimatische, paläogeographische und tektonische Ursachen bedingt. Die Ablagerungen des Aalenien im luxemburg-lothringer Raum setzen sich aus klastischen, sandigen Bildungen, aus organogenen Kalken und aus chemischen Ablagerungen in Form von oolithischen Eisenerzen zusammen. Das Eisenerz ist mithin syngenetisch mit den Sedimenten, welche es einschliessen.

Die Ablagerung des Eisenerzes ging unter den gleichen Bedingungen vor sich wie die der es begleitenden Gesteinsteile. Nur das Mengenverhältnis beider Komponenten ändert in vertikaler wie in horizontaler Richtung. Treten die Eisenoolithen in den Gesteinen sehr zerstreut auf, so spricht man von einem nicht abbauwürdigen Zwischenmittel, sind dieselben konzentriert, so haben wir ein abbauwürdiges Erzlager. Diese Verteilung ist aber keine willkürliche, sondern steht in Zusammenhang mit geotektonischen Vorgängen. Umgekehrt kann man demnach aus der Verteilung der Eisenerze die geotektonischen Vorgänge im Sedimentationsraum zur Zeit der Ablagerung der Erze rekonstruieren. Oder anders ausgedrückt: Die geotektonische Fazies des Ablagerungsraumes des luxemburger Aalenien ist in der Verteilung und Entwicklung der Eisenerzlager deutlich festgehalten worden. Besonders wenn eine Fazies sich in der Richtung der tektonischen Leitlinien hinzieht, wie das im luxemburg-lothringer Eisenerzgebiet nachgewiesen ist, darf man auf eine Beeinflussung durch die geotektonischen Bewegungen schliessen.

Daß die tektonischen Vorgänge im Ablagerungsraume des luxemburg-lothringer Aalenien eine wesentliche Rolle spielten, geht aus der Anordnung der sedimentären Eisenerzlager nach dem Plane

der hercynischen Faltung mit vorherrschender NE-SW-Richtung hervor. Auch die Verwerfungen sind an diesen alten Bauplan angepaßt. Daneben spielte die durch die tektonischen Vorgänge hervorgerufene unruhige Gestaltung des Meeresbodens eine Rolle. Petrographische Ausbildung, Mächtigkeit und Reichhaltigkeit der Erzlager sind von diesen Faktoren deutlich beeinflußt. Ohne auf alle Einzelheiten einzugehen, seien nur einige Beispiele erwähnt.

Der luxemburger Anteil der oolitischen Erzformation umfaßt zwei Teilgebiete: Das Becken von Esch und das Becken von Differdingen, welche durch verschiedene Ausbildung eines Teiles der Sedimente und der Eisenerze scharf getrennt sind. Die natürliche Grenze zwischen beiden Becken wird durch die Verwerfung von Deutsch-Oth (Audun-le-Tiche) gebildet. Im Becken von Differdingen sind die kieseligen Lager besonders gut ausgebildet und setzen in gleicher Ausbildung in dem westlichen Teil des Beckens von Esch fort, wo sie dann auskeilen, während die begleitenden Sedimente in beiden Becken die gleichen in Bezug auf Mächtigkeit und Zusammensetzung sind. Dagegen zeigt die Gruppe der kalkigen Lager im Becken von Esch eine mächtige Entfaltung gegenüber der kümmerlichen Entwicklung im Becken von Differdingen. Während aber die kieseligen Lager in gleicher Entwicklung über die Zone der Verwerfung von Deutsch-Oth in den westlichen Teil des Beckens von Esch übergreifen, um dann auszuweichen, setzen die reichen kalkigen Lager dieses Beckens an der Verwerfung unvermittelt ab, so daß diesseits und jenseits derselben verschiedene Ablagerungsbedingungen angenommen werden müssen. Die Verwerfung als solche hat nichts mit der Entstehung und Entwicklung der Eisenerzlager zu tun, sondern sie zeigt nur die Lage einer Störung in der einheitlichen Sedimentation an. Die kieseligen Lager sind in beiden Becken gleichartig entwickelt, nur weichen dieselben nach Osten hin aus, etwa an der Linie, welche durch die Straße Esch-Rümelingen gegeben ist, ebenso wie sie auch nach Westen hin ausweichen. (Bei Halancy, westlich Longwy, besteht nur mehr ein einziges kieseliges Lager).

Da die kieseligen Lager stratigraphisch im untern Aalenien, die kalkigen im obern Aalenien liegen, darf gesagt werden, daß im untern Aalenien die Ablagerungsbedingungen in beiden Becken die gleichen waren, während im obern Aalenien die heutige Verwerfung die Lage einer untermeerischen Schwelle bezeichnet, welche in den beiden Teilgebieten verschiedene Sedimentationsbedingungen veranlaßte. Später entstand dann hier die Verwerfung, welche jedenfalls jünger als das dem Aalenien auflagernde Bajocien ist.

Da die Erzlager syngenetisch mit den Sedimenten sind, macht sich die Schwelle auch in der Ausbildung letzterer bemerkbar. Das

untere Aalenien weist in beiden Becken gleiche petrographische Beschaffenheit und gleiche Mächtigkeit auf. Es besteht aus mergeligem Sandstein, der höher in mergeligen, geschieferten sandigen Kalkstein übergeht. Im obern Aalenien zeigt der Kalkstein, teils geschiefert, teils dickbankig, eine grössere Entfaltung im Becken von Esch. Gegen das Hangende aber nimmt der Sandgehalt rasch zu, der Kalkstein geht in einen Sandstein über, der sogar konglomeratisch wird. Das Meer war zur Lagunensee mit Tendenz zur Trockenlegung geworden wie aus der Konglomeratbildung, dem Vorkommen von angeschwemmten Holz, Muschelbreccie und abgerollten Fossilien hervorgeht.

Im Becken von Differdingen dagegen ist der Kalkstein weniger mächtig und weist nach oben sogar eine stratigraphische Lücke auf, welche dem Sandstein mit Konglomeraten des Escher Beckens entspricht.

Eine Transgression setzte dann ein und es kam zur Ablagerung eines harten Sandsteines, der aber im Differdinger Becken mehr kalkig ist. Die Bildung kann man als das Dach der erzführenden Schichten betrachten.

Auf der obern Fläche dieser Schicht beobachtet man in beiden Becken eine abgewaschene Oberfläche mit Vertiefungen von Bohrmuscheln und bedeckt mit platten Geschieben, welche von dem Sandstein abgelöst wurden. Diese Emersionsfläche erstreckt sich nicht nur über das luxemburger, aber auch über das ganze lothringer Eisen-erzgebiet.

Dann setzt eine neue Transgression ein. Es kommt zur Ablagerung einer 0,50 m bis 1 m starken mergelig-sandigen Schicht mit vereinzelt Oolithen und mergelig-kalkigen Konkretionen. Sie wird nach dem leitenden Ammonit als *Concavus-Schicht* bezeichnet. Mit ihr schliesst das Aalenien ab. Denn die darüber folgenden grauen «*Glimmermergel*» führen bereits an ihrer Basis *Somnia Sowerbyi* und sind demgemäß ins Bajocien zu stellen.

Schon dieser rasche Wechsel von Emersion und Transgression deutet auf tektonische Beweglichkeit des Bodens des Aalenmeeres hin, wobei die Tendenz zur Emersion vorherrscht. Die bereits im obern Lias sich bemerkbar machende Regression setzt im Aalenien weiter fort. Während der mittlere Lias nach Westen bis über Hirson transgrediert, hat sich das Meer im Toarciens bis nach Charleville zurückgezogen. Im Aalenien erreicht die Regression ihr Maximum, denn zwischen Sedan und Montmédy besteht eine Lücke zwischen dem Toarciens und dem mittleren Bajociens. Mit dem untern Bajociens setzt dann eine neue Transgression ein, welche im mittleren Bajociens fortsetzte.

Aber auch die Bildung der Komponenten des oolitischen Eisenerzes und die Konzentration zu abbauwürdigen Lagern weist auf Vorgänge hin, welche in den tektonischen Bewegungen des Bodens ihre letzte Ursache haben.

Für die Herkunft des Eisens im lothringer-luxemburger Erzbasin gilt heute allgemein die Auffassung, daß dasselbe in äusserst verdünnter Lösung von den Flüssen, welche dasselbe aus dem anstehenden Festlande auslaugten, herbeigebracht wurde um in der Litoral- oder Sublitoralzone in Form von Oolithen zum Niederschlag zu kommen. Von diesem Gesichtspunkt aus bildet das lothringer-luxemburger Eisenerzvorkommen einen Einzelfall der Eisenoolithfazies, welche im untern Dogger des zentralen und westlichen Europas weit verbreitet ist und welche in genetischer Beziehung zu einer speziellen Tektonik und einer bestimmten Paläogeographie steht. So treffen wir denn die Eisenoolithfazies des untern Doggers in den flachen Meeren, in der Umgebung alter Landmassive, wie in Schwaben im Randgebiet der Vindelizischen Schwelle, in Franken am Rande des Böhmisches Massifs, besonders aber im Rhonegebiet und in Lothringen am östlichen Rande des Zentralmassives und der Ardennen. Hier trifft man die Eisenoolithfazies auf einer Länge von über vier Breitegraden, zuerst in vereinzelt Relikten, dann in dem ausgedehnten lothringisch-luxemburgischen Eisenerzvorkommen. Hier spiegelt sich eine sehr differenzierte Tektonik in der Anordnung, der Konzentration und dem Chemismus der Eisenoolithe wieder.

Betrachtet man das lothringisch-luxemburger Erzgebiet als Ganzes, so läßt sich folgender Einfluß der Tektonik auf Ausgestaltung, Reichtum und Chemismus der Eisenerzlager feststellen. (Vgl. die zwischen p. 232 und 233 eingeschaltete Tafel in M. LUCIUS, 1948).

Das Lothringer Eisenerzgebiet wird in zwei Teilgebiete zerlegt: Das Gebiet von Nancy und das Gebiet von Briey, welche durch die 30 km breite, eisenarme Zone von Novéant und Marbache getrennt sind. Diese eisenarme Zone liegt auf einer Schwelle, die durch den hercynisch angelegten Sattel von Buschborn vorgezeichnet war. Hier herrschte bereits vor Beginn des Aalenien Hebungstendenz, welche bis zum Bajocien anhielt.

Das produktive Gebiet aber liegt in den tiefen Teilen der luxemburger Mulde, bzw. der Zaberner Senke, die auf der Unterlage des hercynisch gefalteten Untergrundes Tendenz zu posthumer Bewegungen zeigt. Besonders im Aalenien machte sich lebhaftere Bodenruhe geltend, welche zur Anlage von Verbiegungen im Untergrund führte, wobei es zu Veränderungen im Verlaufe der Uferlinien sowie zu Senkungen und Hebungen kam. Auf diese Beziehungen zwischen Tektonik und Ausbildung der Eisenerze hat zuerst L. VAN WER-

VEKE (1901 p. 292) in einem Einzelfalle hingewiesen. Etwas ausführlicher hat sich später H. JOLY (1908) mit der Gestaltung des Untergrundes des Lothringer Eisenerzgebietes und dessen Einfluß auf die Verteilung der Erze befaßt. Klar wurden diese Beziehungen dann von J. BICHELONNE und P. ANGOT (1939) formuliert.

Auf Grund der Tektonik läßt sich das lothringisch-luxemburgische Eisenerzgebiet in nachstehende Teilbecken gliedern.

1) Das Becken von Longwy, an welches sich als integrierender Bestandteil das Teilbecken von Differdingen anschließt.

2) Das Becken von Oettingen-Tucquegnieux, welches nach Norden in das Teilbecken von Esch fortsetzt.

3) Das Becken der Orne mit dem Nebenbecken von Ars.

4) Das Becken von Nancy.

Die Verwerfung von Deutsch-Oth bildet die Trennungslinie zwischen dem Becken von Longwy (Differdingen) und Oettingen (Esch). Die Verwerfung von Avril trennt das Becken von Oettingen-Tucquegnieux vom Becken der Orne. Zwischen letzterem und dem Nebenbecken von Ars zieht die Verwerfung von Amansweiler durch.

Alle diese trennenden Verwerfungen liegen auf S ä t t e l n. Diese stellen also ursprünglich e r z a r m e Zonen dar, welche sich zwischen den e r z r e i c h e n Mulden hinziehen. Erst nachträglich wurden diese Sättel durch streichende Verwerfungen zerrissen. Sättel und Mulden, sowie auch Verwerfungen haben SW-NE-Streichen, folgen also den alten hercynischen Baulinien.

Die Tatsache des Bestehens individualisierter Teilbecken seit dem Aalenien läßt es schon vorab wenig wahrscheinlich erscheinen, daß in allen Teilbecken die gleichen Erzlager sich in den genau gleichen stratigraphischen Horizonten wiederfinden, sondern, daß mit der Intensität und Verlagerung der Bodenbewegungen Verschiebungen in horizontalem und vertikalem Sinne eintreten. Doch besteht eine kieselige Lagergruppe innerhalb der Schichten des u n t e r n Aalenien in allen Becken, während die untern Erzlager der kalkigen Lagergruppe (graues, gelbes, rotes Lager) im Becken von Nancy fehlen, sonst zwar überall vorhanden, aber im Becken von Longwy (Differdingen) doch weniger gut ausgebildet sind. Die obern Erzlager der kalkigen Gruppe (die roten, kalkigen Nebenlager) und das isoliert dastehende rote sandige Lager, sind auf das Becken von Oettingen-Tucquegnieux (Esch) beschränkt.

Aber der Einfluß der Tektonik macht sich bis in die Einzelheiten des Aufbaues der oolithischen Eisenerze bemerkbar.

Wie bereits höher angedeutet, ist das oolithische Eisenerz, das in Luxemburg-Lothringen als «Minette» bezeichnet wird, ein Sedimentgestein von besonderer Fazies, der Eisenoolithfazies die im obern Lias und untern Dogger weit verbreitet ist. Als Sedimentgestein unterliegt die Minette den allgemeinen Bildungsgesetzen der Sedimente. Als besondere Fazies weist sie auf eine besondere Entstehungsweise hin, die auch heute noch nicht restlos geklärt ist, bei welcher aber den tektonischen Bewegungen des Untergrundes eine wichtige Rolle zufällt.

Bekanntlich ist die Minette ein durch ein eisenhaltiges oder kalkiges Bindemittel verfestigtes Gemenge von Eisenoolithen und von klastischem Material. (In der neuern Literatur bezeichnet man die einzelnen länglichen Konkretionen als Ooide. Durch ein Bindemittel verkittet, bilden sie ein oolithisches Gestein oder einen Oolith). Das gegenseitige Verhältnis dieser Bestandteile aber unterliegt recht bedeutenden Schwankungen.

Die Ooide sind die wichtigsten Träger des Eisengehaltes. Wir haben bereits höher gesehen, daß der Unterschied zwischen einem Lager und einem Zwischenmittel in Bezug auf den Fe-Gehalt nur ein mengenmäßiger ist. Die Oolithbildung ging im Aalenien während der ganzen Zeit des Sedimentationsprozesses vor sich und es hängt von den Anreicherungsverfahren, nicht aber von einem periodischen Einsetzen und Nachlassen der Ooidbildung ab, ob ein eisenreiches Lager oder ein eisenärmeres Zwischenmittel entstand. Hieraus ergibt sich der Schluß, daß die Eisenoolithen nicht da entstanden sein müssen, wo sie heute angehäuft liegen, sondern daß abbauwürdige Lager als eine Konzentration von Ooiden aus einem grössern Ablagerungsraum aufgefaßt werden dürfen. Diese Anhäufung geschah durch die mechanischen Kräfte, welche auch heute die Litoralbildungen und Flachseeabsätze mit ihren Aufbereitungs- und Entmischungsvorgängen schaffen, nämlich Windstau, Ebbe und Flut, vor allem aber Gezeitenströmungen. Die Richtung der Wirkung dieser Kräfte wird durch die auf tektonische Vorgänge zurückzuführende unruhige Bodengestaltung bestimmt. Hierbei fällt der Strömung die wichtigste Rolle nicht nur für die Zufuhr, sondern auch für die Neuverteilung der angeschwemmten Stoffe zu. Die Strömung wirkt aber nicht nur aufbauend, sondern auch abtragend. Sie füllt die Senken aus, trägt aber auf den Untiefen und Schwellen ab. Letzteres ergibt sich aus dem Auftreten von Geröllen und Bruchstücken, welche sich fern von dem Festlande in den marinen Sedimenten vorfinden und welche nach ihrer petrographischen Zusammensetzung als Aufarbeitungsprodukte früher verfestigter Ablagerungen aufzufassen

sind. Solche gerollte Bruchstücke nehmen vielfach am Aufbau der Minette teil.

Durch ein Nachlassen der lebendigen Kraft der Strömung tritt eine Trennung der verschwemmten Stoffe nach Gewicht und Grösse ein. Dann können während der Verfrachtung Stoffumlagerungen einsetzen, weil in den Strömungszonen die Lösungskraft des Meerwassers, durch die Faktoren einer geänderten Temperatur und intensiveren Durchlüftung, stark beeinflusst werden kann.

Beim Aufbau der Minette greifen zwei Bildungsprozesse ineinander: 1) Ein chemischer Vorgang durch den die Ooide und das Bindemittel oder nur letzteres in situ gebildet wurden. 2) Ein mechanischer Prozeß durch welchen die vorher und anderwärts gebildeten klastischen Elemente sowie praeformierte Ooide verfrachtet, gesondert und angereichert wurden. Dabei können Ooide und Bindemittel, jedes für sich, in verschiedenen chemischen Zusammensetzungen auftreten.

Hierzu wären einige erklärende Sätze einzuschalten. Für den Transport der Ooide sprechen die vielen zerbrochenen Stücke, die man in jedem Dünnschliff sehen kann und die bereits vor der Einbettung zerbrochen waren, da es nicht gelingt die beiden Bruchstücke nebeneinander aufzufinden. Dazu kommen viele lädierte und nachträglich wieder verheilte Stücke, wobei beide Teile verschiedene Oxydationsstufen aufweisen.

Die Ooide bestehen bekanntlich aus einem Kern und aus einer Rinde. Der Kern ist ein Fremdkörper, ein Bruchstück von Quarz oder einer Muschel, manchmal ein Stück eines zerbrochenen Ooids. Die Rinde besteht aus konzentrisch angeordneten, äusserst feinen Hüllen von Brauneisen, Chlorit oder Siderit. Diese drei Elemente können in ein und derselben Hülle auftreten, wobei aber Brauneisen meistens vorwiegt. Demnach kann in demselben Ooid ein Nebeneinander von Ferri- und Ferroverbindungen auftreten. Dieses Nebeneinander verschiedener Oxydationsstufen beweist die grosse Empfindlichkeit der Ooide während ihres Bildungsprozesses äussern Einflüssen gegenüber, welche fördernd oder hemmend in die Oxydationsvorgänge eingreifen. Die Ooide sind durch ein Bindemittel verkittet, von dem sie sich in scharfen Umrissen und vielfach in auffallendem Farbenkontrast abheben. Das Bindemittel ist in seinem strukturellen Aufbau und oft auch in seinem Chemismus verschieden von den Ooiden. Das oolithische Eisenerz bietet im Dünnschliff das Bild eines feinen Konglomerates mit gut gerundeten und eckigen Komponenten, die in dem Bindemittel mehr oder weniger dicht gepackt sind. Der fremdartige Kern in den strukturell homogenen Hüllen der Ooide, das beigemengte klastische Material, das Auftreten zerbrochener und

lädiertes Ooide, alles in einem strukturell und chemisch meist verschiedenen Bindemittel weisen darauf hin, daß hier Bestandteile verschiedener Herkunft und Entstehungszeit auf mechanischem Wege zusammengeschwemmt und nachträglich verkittet wurden. Die Ooide sind also in diesem Falle an anderer Stelle entstanden als wo sie jetzt, durch das in situ entstandene Bindemittel verkittet, angetroffen werden. Das Eisen ist hier vorherrschend als Ferriverbindung vorhanden, wenn auch in den tiefern Lagern noch Spuren von Ferroverbindungen angetroffen werden; der Kern der Ooide ist ein bereits vorher gebildetes Element und das Bindemittel ist eisenhaltig oder kalkig ausgebildet.

In selteneren Fällen, die aber in einem stratigraphisch gut bestimmten Horizont auftreten, ist der Kern der Ooide kaum oder gar nicht von der Rinde zu unterscheiden. Auch die Umrisse der Ooide gegen das Bindemittel sind wie verwischt. Ooid und Bindemittel bieten unter dem Mikroskop bei gewöhnlichem Licht das Bild einer flaserigen, etwas körnigen, wenig differenzierten Masse von graugrüner oder braungrüner Farbe. Das Eisen ist als Chlorit oder Siderit vorhanden. Man hat den Eindruck als ob das Eisen an Ort und Stelle aus einem mit Eisenlösung durchtränkten Schlamm ausflockte, was durch die geringe Menge von beigemischtem klastischen Material bekräftigt wird.

Nach dem Orte der Entstehung, verglichen mit dem heutigen Vorkommen, kann man also von ortseigenen (autochthonen) und von ortsfremden (allochthonen) Ooiden sprechen.

Zwischen diesen beiden Bildungsprozessen und der wechselnden chemischen Zusammensetzung sind verschiedene Kombinationen vorhanden, welche von J. BICHELONNE und P. ANGOT (1939 p. 47 ff.) zu einer auf genetischer Grundlage beruhenden Klassifikation der Lothringer Eisenerze angewandt wurden. Durch die Untersuchung von mehreren Hunderten von Dünnschliffen aus den verschiedenen Erzlagern sowie den Zwischenmitteln unserer Eisenerzformation konnte nachgewiesen werden, daß auf Grund dieser Verhältnisse sich für unser Gebiet drei Typen von Erzen aufstellen lassen.

Auch diese 3 Typen sind das Ergebnis von zwei Vorgängen: einem chemischen Prozeß und einem mechanischen Vorgang die nebeneinander herlaufen können aber in keinem kausalen Zusammenhang miteinander stehen. Hat der mechanische Vorgang nicht eingewirkt, so ist das Eisenerz, d. h. Ooid und Bindemittel, in situ entstanden. Das ist der Typus I^o unseres Erzbassins. Dieser Typus umfaßt die durch chemischen Niederschlag in situ entstandenen Erze. Die Ooide sind in der gleichen Phase und am gleichen Ort, wo sie heute angetroffen werden, ausgefällt worden und bestehen aus Chlorit und

Siderit. Im Bindemittel herrscht der Chlorit oft so vor, daß der Siderit nur einen Nebenbestandteil bildet. Klastisches Material ist nur schwach vertreten oder kann ganz fehlen. Die Ooide zeigen vielfach gewundene, plattige oder verdrückte Formen; ihre Konturen sind oft unscharf.

Diesen Typus trifft man in schöner Ausbildung im (grünen) Lager IV in der Konzession «Gärtchen» bei Rollingen (Lamadelaide).

Der Typus 1° ist von grossem theoretischem Interesse, hat aber nur wenig praktische Bedeutung.

Neben dem chemischen Prozeß kann auch ein mechanischer herlaufen. Das Bindemittel wurde in situ ausgeschieden, während die Ooide an anderer Stelle entstanden und dann dorthin verfrachtet wurden, wo wir sie heute finden. Die chemische Bildungsweise ging also in zwei Phasen vor sich. Die erste umfaßt die Bildung der Ooide, die zweite diejenige des Bindemittels. Dauer und Intensität des mechanischen Vorganges verbunden mit der oxydierenden Wirkung des Wassers, dem die Ooide auf dem Transport durch die Strömung ausgesetzt waren, offenbaren sich in verschiedenen Wirkungsgraden der Oxydation an den Ooiden und am Bindemittel. Hiehin gehören die Typen 2° und 3° unserer Erzformation. Zu ihnen gehört der überwiegende Teil unserer Minette.

Typus 2° umfaßt praeformierte, verfrachtete Ooide, in einem eisenhaltigen Bindemittel. Die Ooide sind gewöhnlich aus Brauneisen mit Relikten von Chlorit und Siderit gebildet. Das Bindemittel besteht, wie beim Typus 1°, aus Chlorit und grobkristallinem Siderit oder aus Brauneisen. Das Ooid bestand also ursprünglich aus Ferroverbindungen. Da es aber auf dem Wege des Transportes rasch auf äussere Einflüsse reagierte, hat es die stabile Form der Ferristufe erreicht, während das Bindemittel auf der niedrigeren Oxydationsstufe der Ferroverbindung zurückgeblieben ist. Dieser Typus besitzt die größte Verbreitung. Als Vorkommen sind zu nennen: Alle kieseligen Lager mit Ausnahme des (grünen) Lagers IV von Rollingen, alle untern kalkigen Lager bis zum roten Hauptlager von Esch.

Der Typus 3° umfaßt praeformierte Ooide aus Brauneisen, die in einem kalkigen Bindemittel eingebettet sind. Schon die Einlagerung von ausschließlichen Brauneisenooiden in einem rein kalkigen Bindemittel weist darauf hin, daß die Ooide an der heutigen Einbettungsstätte nur abgelagert, aber anderswo gebildet wurden.

Diesen Typus findet man in den roten kalkigen Nebenlagern des Beckens von Esch, in den kalkigen Lagern des Beckens von Differdingen, sowie im (roten sandigen) Lager 4.

Diese 3 Typen treten meist nicht streng getrennt auf, sondern in einem und demselben Lager können mehrere Typen zusammen vorkommen, doch zeigt sich hier eine gewisse Vergesellschaftung, so daß in der Regel die Typen 1ⁿ und 2ⁿ oder 2ⁿ und 3ⁿ zusammen gehen.

Nur in den bei Typus 3ⁿ erwähnten Lagern trifft man ausschließlich den Typus 3ⁿ.

Diese Typen stehen aber in einem bestimmten Verhältnis zur allgemeinen Sedimentation des luxemburger Aalenien. Jedes Erzlager unterlag speziellen Bedingungen, hauptsächlich tektonischer Art in der normalen Abwicklung des allgemeinen Sedimentationsvorganges.

Wir sind hier auf diese Verhältnisse etwas näher eingegangen, weil sie an einem, wegen seiner praktischen Bedeutung besonders wertvollen Sedimentationsvorgang, näher durchforscht wurden und weil sie einen Hinweis geben, wie auch bei den andern Formationen unsers Gebietes so viele Faktoren ineinandergreifen können, deren Entwirrung aber noch der Lösung harret und unter welchen die tektonischen Bewegungen und die durch sie geregelten Strömungen eine wichtige Rolle spielen.

Das Bajocien.

Für die Schichtenfolge des Bajocien wird auf das «Normalprofil durch den Luxemburger Dogger» Tafel III p. 250 verwiesen.

Nach Abschluß der Murchisonaezeit (siehe Murchisonaeschnitten des Profils) setzte eine allgemeine Emersion ein, mit welcher die Eisenerzbildung zu Ende ging, wobei es aber nicht zu einer eigentlichen Festlandsbildung sondern nur zu einer verflachenden Meeresbedeckung kam. Die Emersionsfläche über dem Dachsandstein (Esch) resp. Dachkalkstein (Differdingen) mit den aufgelagerten Geschieben ist so glatt und gleichmässig eingeebnet, daß sie nur durch marine Abrasion entstanden sein kann. Auch die flachen Geschiebe weisen durch ihre Gestalt und Anordnung auf marine Entstehung hin. Alles ging unter seichter Meeresbedeckung vor sich, welche aber bald durch eine Transgression abgelöst wurde, die in der Concavuszone zur vollen Ausbildung gelangte. Denn in welchem wechselnden Umfang auch die kalkigen Lagergruppen in den verschiedenen Teilgebieten ausgebildet sein mögen und wenn sie sogar ganz fehlen, wie im Becken von Nancy oder auf dem Sattel von Pont-à-Mousson oder im Gebiete von Halanzy, die Concavusschichten gehen gleichmässig über alle Lücken weg, decken das ganze lothringer-luxemburger Erzgebiet ein und greifen weit nach Nordwesten

auf das alte Gebiet der Ardennen über. Die Ablagerung vollzieht sich unbekümmert um die im Aalenien bestehenden tektonischen Grenzen und diese Grenzen leben im Bajocien nicht wieder auf.

Das Bajocien beginnt mit den weit verbreiteten und gleichartig ausgebildeten *Glinimergeln*. Die rd. 10 m starke Abteilung schließt nach oben mit einer 0,15—0,20 m mächtigen, geschlossenen Lage von Geröllen und Geschieben ab, die in einem hellgrauen, grobkörnigen, sandigen Kalkmergel liegen und die wir als das *Sonnienkonglomerat* bezeichnen. In den Mergeln sind häufig schwach phosphoritische, weißgraue Kalkknollen zu finden und die Gerölle sind oft mit Serpeln und Austern bewachsen oder angebohrt. Das weist auf eine Tendenz zur Emersion und zu Schwankungen hin. Ueber dem Sonnienkonglomerat folgt eine Wechsellagerung von festen Kalkbänken mit mehr lockern Mergelbildungen. Die Kalke verdrängen allmählich die Mergel. Es kommt zu den Bildungen des *Oettinger* und *Hohebrückner Kalkes*. Letzterer schließt wieder mit einer charakteristischen Emersionsfläche ab, auf welcher in grünlichem Blättertton bis faustgrosse Gerölle und bis tellergrosse Geschiebe von festem graublauem Kalkstein liegen.

Ueber dieser Emersionsfläche beginnt in unserm Gebiet ein heller, fossildetrigener, dickbankiger *Weiskalk*, meist ohne Einschaltungen von Korallen, nach dem Vorkommen bei Deutsch-Oth als *Otherkalkstein* bezeichnet. Der Kalk schließt mit einer besonders festen *Dachbank* ab mit deutlichen Merkmalen einer Emersionsfläche, glatt gewaschen, von Muscheln angebohrt und mit flachen Austernschalen bewachsen.

Bei den oft wechselnden Faziesverhältnissen über der Emersionsfläche des Hohebrückner Kalkes ändern die Profile meist rasch, so daß eine normale Entwicklung ohne Lücken kaum aufzustellen ist.

So trifft man in Rümelingen auf der Heid im Otherkalk eine grössere Korallenmasse, während derselbe in Differdingen keine Korallen enthält. Ueber dem Otherkalk folgen im Teilgebiet von Differdingen klotzige und knollige Kalke, die aus Fossildetritus mit untergeordneten Einschaltungen von Korallen bestehen. Sie wurden früher als *Polypenkalk* zusammengefaßt. Nach den seltenen Ammoniten entsprechen sie den *Humphriesischen*.

Diese wechselnde Folge von Kalken, nach ihrer Farbe als *Weiskalk* bezeichnet, schließt durchgehends mit einer *Emersionsfläche* ab. Die Kalke werden einheitlich von den kalkigen *Mergeln* von *Longwy* eingedeckt, die aber auf dem Plateau von Differdingen bereits abgetragen sind. Mit den Mergeln von Longwy schließt das Bajocien ab.

Die starke Bodenunruhe des Aalenien hält auch im Bajocien an. Es machen sich deutliche Bodenbewegungen geltend, die zu Emerisionsvorgängen mit Geschiebe- und Geröllbildungen Anlaß geben. Wenn trotzdem das Bajocien in unsern Gebieten eine Mächtigkeit bis zu 100 m erreicht, so zeigt dies auf eine allgemeine Senkungstendenz des Gebietes hin. Die detritische Sedimentationszufuhr beschränkt sich auf die Glimmermergel und auf die Mergel im untern Teil der Sonninienschichten; höher herrscht die kalkige Fazies mit Korallenriffen vor. Die Zufuhr von klastischem Material hatte aufgehört, das vorliegende Festland war weitgehend abgetragen und wurde durch die Transgressionen des mittleren und höhern Doggers immer mehr eingeengt. Lothringen und unser Gebiet waren zum Teilgebiet des Pariser Beckens geworden, standen aber nach Südosten hin, im Gegensatz zu den Verhältnissen des Aalenien, wieder in ungehinderter Verbindung mit Schwaben und dem Juragebiet.

Die ursprüngliche Verbreitung des Jura in unserm Gebiete.

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 Gerölllage schwarze Schiefermergel 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. (Siehe Tafel III.)

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 von 69 m Mächtigkeit mit verkiesten Ammoniten (*Schlotheimia angulata*) angefahren. (STAINIER, x. — Sur les recherches du sel en Campine. — Ann. d. Mines, t. XVI, Bruxelles 1911). 90 km nördlich Neeroeteren wurde in einem Bohrloch bei Bislich am Niederrhein Lias in mergelig-sandiger Fazies angetroffen.

In diesem Bohrloch wurde nicht nur unterer Lias in der Fazies der dunklen Schiefermergel mit verkiesten Ammoniten, sondern dazu auch mittlerer und oberer Lias mit oolithischem Eisenerz, unserer Minette in chemischer und petrographischer Hinsicht vergleichbar, festgestellt.

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 der Lothringer-Luxemburger Minette die größte Ähnlichkeit, sowohl im allgemeinen Habitus wie in der oolithischen Struktur und in der chemischen Zusammensetzung.

Analyse des Eisenerzes von Bislich (grünes und braunes Erz) :
Fe 32,24. CaO 11,44; P₂O₅ 2,21; MgO 0,31; SiO₂ 7,46; Al₂O₃ 7,95.

Die genaue Prüfung der Bohrproben mit den zahlreichen fossilen Einschlüssen zeigte, daß man hier unerwartet in Liasschichten geraten war, die den ganzen Lias umfassen. Das Brauneisensteinlager liegt hier im obern Lias, während es in Luxemburg und Lothringen im untersten Dogger, die tiefsten Lager, im Westen, bereits im obersten Lias auftreten.

Unter dem Lias folgte von 630 bis 735 m der Buntsandstein. Von 735 m ab gelangte 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 zeigte, daß das Liasvorkommen auf einer Fläche von höchstens 15 ha in muldenförmiger Lagerung erhalten geblieben ist.

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

12 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 Eifelquersenkung und in der Luxemburger Bucht, drängen zu der Schlußfolgerung, daß die Liastransgression den im Westen noch weiter einkippenden Ardennenblock bewältigen mußte, welcher Schluß durch diese rein zufälligen Funde in den Bohrlöchern vollauf bestätigt wird.

Der Lias bedeckte also unser Oesling vollständig. Was die Breivisschichten betrifft, so sind sie in der ganzen Luxemburger Bucht in küstenerferner Fazies ausgebildet, nur westlich Arlon, in Küstennähe, werden sie kalkig-sandig. 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 hinzieht, 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, hat sich auch in den Ardennen bemerkbar gemacht. Im unteren Dogger (Aalenien) erreicht die Regression ihr Maximum (siehe auch das Kapitel: Der Dogger). Mit der Sowerbyzeit setzt eine regionale Transgression ein. Der mittlere 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 Eifelquersenkung, 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 Sowerbyitstransgression gewinnen die zoogenen Kalke immer mehr die Oberhand und nach der großen Callovientstransgression kommen sie ausschließlich vor. (FOURMARIER 1934).

Auf den paläogeographischen 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 Sowerbyitstransgression rückte das Meer wieder vor und bewältigte nach und nach das ganze Gebiet der Ardennen, bis schließlich nur mehr die Scheitel der alten Rumpfe frei 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 Callovientstransgression 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 (Humphrieschichten) 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 (Sowerbyitragression) 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 Brevischichten 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. Auch im Hangenden des Luxemburger Sandsteines beobachtet man lokal Emersionstendenz.

Als Folge der tektonischen Bewegungen, die im Portlandien einsetzen, ruhen die Kreideablagerungen mit einer Winkeldiskordanz auf älteren Schichten, im südlichen Ardennenvorland auf verschiedenen Stufen des Jura, nördlich Hirson unmittelbar auf dem paläozoischen Sockel. Die Bodenbewegungen hatten eine weitspannige Wirkung 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, in der Campine auch über Trias, im Bohrloch von Neeroteren über Jura transgrediert. Immer größere Teile des Ardener Massives werden von der Kreidetransgression eingedeckt. Auch aus nördlicher Richtung rückt die Transgression aus dem Norddeutschen Kreidegebiet vor, und die große Senontransgression bewältigt schließlich den Scheitel der Ardennen. Die Fazies des Senon ist selbst auf dem höchsten Teile der Ardennen die Fazies der marinen Schreiekreide, 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 streichende 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, 1932. Er hat auf dem Hochplateau drei neue Kreiderelikte aufgefunden. Er fand nicht nur Feuersteinknollen, sondern auch Bruchstücke des Kalkes der Maestrichtstufe mit verkieselten *Ditropa*. Hierdurch ist die Ablagerung auch paläontologisch bestimmt.

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 dürften 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. (Siehe auch: M. LUCIUS, 1937, p. 133—142).

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 Quarzitzerölle und Kieselloolithe 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 Kieselloolithe 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 geringer 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 der-

selben 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 Tiefgelbiet 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 (Aquitani) gestellt, nach neuerer Auffassung soll sie aber zum Oberoligozän 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 Rahmgebieten. Ausgedehntere Ablagerungen finden sich auf den Hochflächen der Triastafel bei Bitburg. Vereinzelt 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 Vieilsalm, bei Houffalize, bei Paliseul. Die Vorkommen reichen auf das alte Gebirge bis zu 500 m Seehöhe hinauf. Auch aus 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.

Diese Tertiärquarzite sind, zusammen mit den sie begleitenden Konkretionen von Rasenerz, die letzten Reste von tertiären Bildungen, abgesehen von den eozänen Bohnerzen, welche in unserm Lande erhalten blieben (siehe M. LUCIUS, 1945 p.p. 316—337 und M. LUCIUS, 1948 p. 308—322.) und welche es ermöglichen mit einiger Genauigkeit das Oberflächenrelief des Landes zur Zeit der Wende Oligozän-Miozän festzulegen.

J. GOSSELET (Ann. soc. géol. du Nord, t. 8 p. 170 und t. 18 p. 205—208) hat zuerst auf die quarzigen Sandsteine (pierre de Stone) aufmerksam gemacht. Die französischen Autoren stellen sie, nach den sehr seltenen Fossilien, ins Untermiozän (Aquitän).

Die weite Verbreitung und die Aequivalenz des Tertiärquarzites mit dem Braunkohlenquarzit lassen den Schluß zu, daß das Aquitän, das ebenfalls aus dem Mainzer Becken bekannt ist, einen Ablagerungsraum besaß, welcher die Meeresbecken von Norddeutschland mit den lagunären Becken des Unterrheines, des Pariser Beckens und des Mainzer Beckens verband.

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 Süßwasserseen, 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.

Im südlichen Lothringen sind Reste dieser tertiären Bildungen unbekannt, woraus geschlußfolgert werden kann, daß das Gebiet des Morvan und der Vogesen eine Schwelle bildete, die eine Wasserscheide für die Flußnetze darstellte, die zum Norden einerseits, zum Mediterrangebiet andererseits das Festland entwässerten. Diese altmiozäne Landoberfläche unterlag weiter der Verwitterung und der Abtragung. Das auf derselben bestehende Flußsystem hatte, dem allgemeinen Gefälle entsprechend, als Ganzes eine Fließrichtung nach der heutigen niederrheinischen Tiefebene. Die damals bestehenden Wasserläufe dürfen wir als die Uranlagen von Maas, Mosel und Rhein ansehen.

Die Ausgestaltung des heutigen Reliefs sowie des heutigen Flußsystems unsers Landes vollzog sich aber erst im Pliozän. Bis zu dieser Zeit befanden sich Ardennen und Rheinisches Schiefergebirge etwa in gleicher Höhenlage wie ihr heutiges Vorland. Die senilen Flüsse hatten auf der miozänen Einebnungsfläche weite, flache Talböden angelegt, die etwa den *Troglflächen* der Geographen entsprechen.

Zu Ende des Pliozän setzten dann kräftigere epirogene Bewegungen ein, wodurch Ardennen und Schiefergebirge nebst ihren Vorländern, demnach auch unser Gebiet, in die heutige Höhenlage gebracht wurden.

Es waren aber differenzielle Bewegungen d. h. Bewegungen welche in den verschiedenen Strukturgebieten sich verschieden stark auswirkten. Dabei wurde der nördliche Teil unsers Landes, das «Oesling» stärker gehoben als der südliche, das «Gutland». Der Höhenunterschied zwischen diesen beiden Gebieten sowie ihre so stark

ausgeprägten landschaftlichen Unterschiede sind die Folgen dieser differentiellen Heraushebung, welche im Pliozän ansetzte und auch heute noch nicht zur Ruhe gekommen ist. Dabei wurde die Erosionskraft der Flüsse neu belebt und es bildete sich das heutige Flußsystem heraus, welches ein epigenetisches ist, da es sich auf der miozänen Verwitterungsdecke, unabhängig vom Substratum des Miozäns, angelegt hat, um im Laufe des Quartärs die heutigen Talformen aus dem Substratum heraus zu arbeiten.

Bis zu Beginn der pliozänen Heraushebung war das Devon der luxemburger Ardennen (Oesling) durch jüngere Schichten eingedeckt. Weil aber die Erosionskraft der Flüsse dieses Gebietes infolge der stärkern Heraushebung, intensiver war als im Gutland, wurde die jüngere Decke dort ausgeräumt, so daß der devonische Unterbau zu Tage liegt, während er im Gutland noch verhüllt ist. Nur bei Schengen hat die Mosel ihr Bett bis in den devonischen Unterbau des Sattels von Sierck vertieft.

Die Grenze zwischen der verschiedenen Intensität der Heraushebung ist durch eine sehr flache, flexurartige Verbiegung gegeben, deren Achse in der SW-NE-Richtung, also in der alten hercynischen Richtung, streicht. Diese Verbiegung bildet auch die natürliche Grenze zwischen Oesling und Gutland. (Siehe auch Abteilung IV dieses Bandes: «Ueber das Alter der Oeslinger Rumpffläche».)

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. Im Perm streichen die Bauelemente SW-NE (Wittlicher Senke), 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. Selbst die jüngsten epigenen Bewegungen, die im Pliozän einsetzen, haben ihre Scheitellinie in der hercynischen Richtung, werden aber von Bewegungen in der rheinischen Richtung begleitet. Das Gesetz der Permanenz der großen Strukturlinien bleibt immer gewahrt.

Benutzte Literatur

Anmerkung: Für Literaturhinweise, die im Text erwähnt werden, hier aber nicht angegeben sind, wird auf das Teilstück II dieses Buches: «Verzeichnis der Veröffentlichungen zur Geologie von Luxemburg» verwiesen.

- 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.
— 1936 : 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.
- FOURMARIER P. - 1934 : Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique.
— Ann. Soc. Géol. de Belg. Mém. in 4°. Liège 1934.
- JÉROME, A. - 1911 : Compte rendu de la Session extraordinaire tenue à Arlon et à Florenville. - Ann. Soc. Géol. de Belg. t. XXXVIII. Liège 1911.
- LUCIUS, M. - 1937 : Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten. — Veröffentl. d. Lux. Geol. L. A. Bd. I. Luxemburg, 1937.
— 1945 : Die Luxemburger Minetteformation und die jüngeren Eisenerzbildungen unsers Landes. — Veröffentl. des Lux. Geol. Dienstes, Bd. IV.
— 1948 : Das Gutland. — Veröffentl. des Lux. Geol. Dienstes, Bd. V.
- RENIER, A. - 1902 : Le Poudingue de Malmédy. — Ann. Soc. Géol. de Belg. t. XIX, Liège 1902.
— 1932 : Contribution à l'étude des dépôts paléozoïques du versant septentrional des Hautes Fagnes; Bull. soc. belg. de Géol. — t. XLVII, fasc. 3; 1932.
— 1939 : Les gisements houilliers du bassin hydrologique de la Meuse. — Assoc. Franç. p. l'avanc. des Sciences. Liège 1939.
- RÜGER, L. - 1924 : Versuch einer Paläogeographie der süddeutschen Länder an der Trias-Jura-Wende. — Verh. Naturhist.-Medizin. 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.

- SCHRÖDER, E. - 1952 : Die Trierer Bucht als Teilstück der Eifeler Nord-Süd-Zone. — Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesell. — Bd. 103, p. 209—215, 1952. Hannover 1952.
- THÉOBALD, N. - 1952 : Histoire géologique de la bordure septentrionale de l'Est du Bassin Parisien. — Ann. Universitatis Saraviensis, t. I, 1952 p. 33—70. Saarbrücken, 1952.
- WERVEKE, L. van. - 1887 : Geologische Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Grossherzogtums Luxemburg nebst Erläuterungen. Strassburg 1887.
- 1910 : Die lothringisch-luxemburgischen Minetteablagerungen. — Verh. Naturhist. Ver. f. Rheinlande und Westf. 67. Jahrg. — Bonn 1910.

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	293
A. DIE ALTEN BAUELEMENTE.	294
Die Eifelsenke	295
Die Luxemburger Bucht	297
Die Wittlicher Mulde	299
Die Lothringer Quersenk e	300
Saargemünd-Pfälzer Mulde	301
Alsatische Strasse	301
Lothringer Hauptsattel	301
Prismmulde	301
Die Grossfalten variscischer Richtung	303
Ihr Verhalten zu der Quersenk e.	303
Die Luxemburger Grossmulde in ihren Beziehungen zu der Eifeler Quersenk e	304
Die Wechselbeziehungen zwischen dem Pariser Becken und der Luxemburger Bucht nebst Eifelsenke	305
Die Tektonik der jüngern Ablagerungen.	
Die Wendezeit von der hercynischen Faltung bis zur Trias.	310
B. DIE ENTWICKLUNG DES OBERBAUES	
I. Die Triaszeit	312
1) Der Buntsandstein	312
a) Der Vogesensandstein	310
Das Konglomerat von Malmédy und Basse-Bodeux	315
b) Die Zwischenschichten	317
c) Der Voltziensandstein	318
Basalkonglomerat und Gerölle am Südrande des Oeslings	319

2) Die Muschelkalkformation	322
a) Der Muschelsandstein	322
b) Mittlerer Muschelkalk	324
c) Der Hauptmuschelkalk	326
d) Die Myophorienschichten	328
3) Der Keuper	330
a) Der Pseudomorphosenkeuper	330
b) Der Schilfsandstein	331
c) Der Steinmergelkeuper inkl. Rote Mergel	332
Der Sedimentationsraum des Keupers im Allgemeinen	333
Fazies des Keupers	334
4. Der Rhät	335
Palaeogeographie der Rhätzeit	335
Mächtigkeiten im Luxemburger Gebiet	336
Bodenbewegungen im Rhät	339
II. Die Jurazeit	336
1. Der Lias	339
Die Liastransgression am Südrande der Ardennen	341
Die Verschiebung der sandigen Fa- zies im Lias	242
2. Der Dogger	345
Leichtere Verbindung des Meeres nach dem Westen hin	345
Die Eisenoolithfazies	346
Tektonik und Ablagerung des Eisen- erzes	346
Die Teilbecken von Esch u. von Differ- dingen	347
Erzlager und Zwischenmittel	351
Typen des oolithischen Erzes und ihre Entstehung	352
Das Bajocien	355
Die ursprüngliche Verbreitung des Jura in unserm Gebiete	357
Die Kreide	361

Das Tertiär	363
Braunkohlen, Rasenerz und Tertiär- quarzit (pierre de Stonne) . . .	364
Tektonische Bewegungen im Pliozän und Pleistozän	365
Benutzte Literatur	367

IV.

Über das Alter
der Oeslinger Rumpffläche

Mit 1 Figur

Heraushebung des Rahmens der Luxemburger Mulde.

Als ausklingende Nachwirkung der tertiären alpinen Orogenese setzten auch in unserem Gebiete posthume Faltungsvorgänge ein, die jünger als die Braunkohlenformation (Untermiozän) sind, wobei flache Mulden und Sättel angelegt wurden. Ihrem Stil nach ist es eine Bruchfaltentektonik. Die Bewegungen orogenen Charakters waren von differentiellen Heraushebungen en bloc gefolgt, die erst etwas später, in jungpliozäner bis altdiluvialer Zeit angesetzt haben, und die auch heute noch nicht zu Ende gekommen sind. Diese Heraushebungen waren kein rein epirogener Vorgang, sondern waren von weitspannigen Verbiegungen begleitet, wie die vielfach verbogenen älteren Flußterrassen beweisen. Sie schließen an alte hercynische Strukturen an und veranlassten in erster Linie den heutigen Gegensatz im Relief zwischen Oesling und Gutland.

Durch die differentielle Heraushebung wurden Ardennen, Eifel und Hunsrück zum Hochgebiet, welches das Mesozoikum der «Luxemburg-Trierer Bucht» umrahmt und derselben 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 bordure Nord-Est du bassin de Paris*; Nancy, 1908. Aus der Verbreitung der Meeresbedeckung im Gebiet der Ardennen geht aber bereits hervor, daß wenigstens bis zum Abschluß des unteren Miozäns die Ardennen als Hochfläche wie wir sie heute kennen, nicht in Erscheinung traten. Ebenso waren die beiden andern Stücke des

Rahmens der «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 durch differentielle Erosion herausgearbeitet worden.

Das Alter der Heraushebung des Rahmens der «Bucht» 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 anlegten. Nach den Arbeiten von R. STICKEL (1927) 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 Flurterrassenflächen und die tieferen Flußterrassen geschaffen. Das Alter der höchsten Flurterrassen 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-Nahe-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.

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 Siercker Sattels die Heraushebung seit der Trogterrasse mindestens 70 m (J. J. REICHRATH, 1937).

Interessant ist diese Beobachtung für die Bewegungen des südlichen Hunsrück sattels, 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 Buntsand-

stein 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 die systematischen Untersuchungen der Moselterrassen bestätigt haben. (E. KREMER, 1954, p. 71—90.)

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 Bewegung 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 stüdeifeler 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, wie neuere Untersuchungen über die Flüsse und ihre Terrassen im Gebiet der südlichen Randzone des Oeslings bewiesen haben.

Wie bereits erwähnt, ist die heutige, verschieden hohe Lage von Oesling und Gutland durch eine differentielle Heraushebung beider Gebiete bedingt.

Durch diese differentielle Heraushebung wurde eine flache, flexurartige Verbiegung geschaffen, welche das Grenzgebiet zwischen Oesling und Gutland umfaßt. Die Flexur streicht SW - NE; ihre Achse verläuft nicht horizontal, sondern ist durch das Auftreten von flachen, kurzen Quermulden und -sätteln leicht gewellt.

Da die Bewegung im Jungpliozän einsetzte und durch das ganze Diluvium anhielt, muss sie sich in der Versteilung der Flußterrassen im Gebiet dieser verbogenen Randzone welche auf den Südflügel des Sattels von Givonne übergreift, bemerkbar machen.

MARCEL HEUERTZ (1949) hat die Längsprofile des Flußsystems der Sauer untereinander verglichen. Dabei konnte er zwei deutlich verschiedene Gruppen feststellen: eine Gruppe von mehr entwickelten, dem Gleichgewichtszustand mehr genäherten Zuflüssen des Gutlandes und eine andere weniger entwickelte Gruppe von Zuflüssen des

Oeslings. Stellt man die Längsprofile von zwei Zuflüssen gegenüber, welche in symmetrischer Anordnung zu der Grenze von Devon und Mesozoikum genau entgegengesetzte Richtungen haben, nämlich die Alzette im Süden, die Sauer, verlängert durch die Wiltz zwischen Gœbelsmühle und Kautenbach und durch die Clerf im Norden, so beobachtet man eine auffallende Winkeldifferenz, welche die verschiedene Entwicklung des Flußsystems im Gutland und im Oesling deutlich und in anschaulicher Weise zum Ausdruck bringt. Fügen wir bei, daß ein wirklicher Gefällsbruch an der Mündung der Alzette in die Sauer besteht.

Im Devon beobachtet man ein starkes Gefäll im Längsprofil der Sauer, das unvermittelt am Zusammenfluß von Sauer und Alzette bei Ettelbrück ändert, dann setzt die Sauer zwischen Ettelbrück und der Einmündung der Our genau das Gefälle der Alzette fort. Auf diesem Wege verläuft nämlich das Sauertal parallel der Achse der Flexur; das Profil ist fast horizontal und der Fluß lagert stark ab.

Diese Verschiedenartigkeit in der Entwicklung eines und desselben Flußsystemes kann nicht durch die verschiedene Härte des Gesteines allein erklärt werden, die Hauptursache liegt in der epirogenen Bewegung, welche eine differentielle Hebung bewirkte, die das Oesling höher heraushob als das Gutland und deren Scharnier in der Randzone beider Gebiete liegt. Dadurch wurden die Flüsse des Oeslings kräftiger verjüngt und zu kräftigerer Erosion befähigt.

Während der Vergleich der genannten Längsprofile mehr im allgemeinen die Einwirkung einer differentiellen Bewegung anzeigt, gibt das Studium der Talterrassen der im Gebiete dieser Randzone gelegenen Talstücke der Wark, Sauer und Our, den genauen Sinn und den Betrag dieser tektonischen Bewegungen seit dem Bestehen dieser Flüsse an. Hiermit beschäftigt sich eine Untersuchung von Dr. MAX STEFFEN (1951).

Den lehrreichsten Fall im Verhalten der Flußterrassen beobachtet man an den Talterrassen des grossen Mäanders der Wark, welcher ganz im Gebiet der tektonischen Aufbiegung liegt. Die von Westen nach Osten gerichtete Sehne dieser Flußschlinge liegt zwischen Niederfeulen und Warken, der Scheitel bei Welscheid.

Der Fluß wendet sich bei Niederfeulen in einem scharfen Bogen nach Norden und durchfließt in einem tiefen, engen Tal, das eine typische Flußschlinge bildet, das Devon. Er fließt zuerst auf einer Strecke von 3 Km in der Luftlinie von Süden nach Norden, fließt dann in einem 2 Km langen Bogen über Welscheid wieder von W nach Ost und biegt dann wieder auf einer Länge von 3 Km Luftlinie in die Nord-Südrichtung ein, um bei Warken das Devon zu verlassen.

Wir unterscheiden ein westliches und ein östliches Talstück. In ersterem ist das Gefälle des Flusses von S nach N, in letzterem von N nach S; im westlichen Teilstück gehen wir also im Sinne des Gefälles, im östlichen im entgegengesetzten Sinne. (Siehe die Figur Nr. 1: Längsprofil der Flußterrassen der Wark nach M. STEFFEN, 1951.)

Es wird nun die Höhenlage über N. N. dreier gut erhaltener Talterrassen und des heutigen Flusses an den Endpunkten der beiden Talstücke verglichen. Die Differenz (c) der Höhen am Anfang (a) und am Endpunkt (b) jeder Laufstrecke ergibt das heutige Gefälle in Metern pro Laufstrecke. Ein + vor der Ziffer bedeutet daß das Gefälle gegen Norden ansteigt, ein — daß dasselbe gegen S ansteigt.

Auf folgender Tabelle sind die Ergebnisse zusammengestellt:

Bezeichnung der Terrassen	Westliches Teilstück			Östliches Teilstück		
	S (a)	N (b)	(c)	N (a)	S (b)	(c)
Untere Hauptterrasse . . .	302	321	+ 19	328	265	+ 63
Obere Mittelterrasse . . .	283	282	— 1	290	243	+ 47
Untere Mittelterrasse . . .	278	269	— 9	255	224	+ 31
Gefälle der Wark . . .	275	258	— 17	241	211	+ 30

zwischen (a) und (b)

Wir gehen nun von der Annahme aus, das Gefälle sei zur Zeit der Bildung der Terrassen gleich dem heutigen gewesen, was besagt daß die Unregelmässigkeiten, welche wir im Sinne des heutigen Gefälles der Terrasse konstatieren, durch tektonische Störungen hervorgerufen werden. Diese Behauptung können wir nachprüfen, indem wir im westlichen Teilstück 17 m im östlichen Teilstück 30 m von dem heutigen Gefälle der Terrasse abziehen. Die erhaltenen Differenzen stellen den reinen Hebungsbeitrag dar, der für die entsprechenden Terrassenabschnitte im Westen und im Osten nach unserer obigen Annahme gleich sein muß.

Die reinen Hebungsbeiträge der nördlichsten Punkte in bezug auf die südlichsten haben folgende Grösse :

Terrassen	Westliches Talstück	Östliches Talstück
Untere Hauptterrasse . . .	36 m	33 m
Obere Mittelterrasse . . .	16 m	17 m
Untere Mittelterrasse . . .	8 m	1 m

Abgesehen von der Abweichung der untern Mittelterrasse stellen diese Zahlen eine für barometrische Höhenbestimmungen sehr gute Uebereinstimmung dar und bestätigen unsere Auffassung daß die

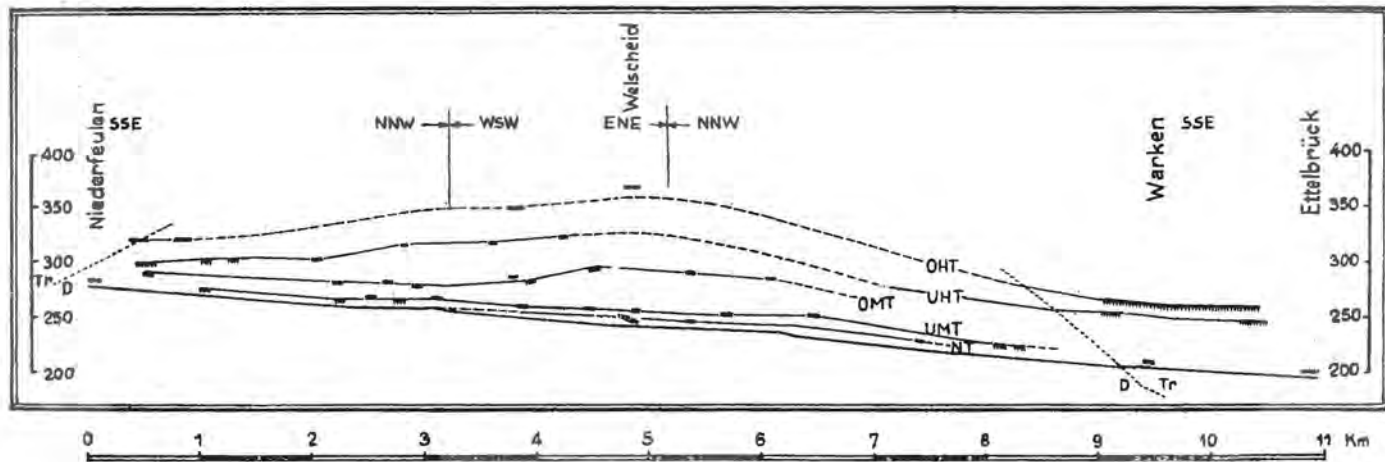


Fig. 1. - Längsprofil der Flußterrassen der Wark (nach M. STEFFEN, 1951).

D/TR	Grenzfläche Devon - Trias	NT = Niederterrasse	UHT = unt. Hauptterrasse
		UMT = unt. Mittelterrasse	OHT = ob. Hauptterrasse
		OMT = ob. Mittelterrasse	

- Flußterrassen mit Schotter

 Flußterrassen, nur morphologisch erkennbar; heute ohne Schotter
- Sichere Rekonstruktion des alten Flußlaufes
- Wahrscheinliche Rekonstruktion des alten Flußlaufes

Störungen in dem Verlaufe der Talterrassen des Warkbogens durch tektonische Bewegungen hervorgerufen sind und daß das Flußgefälle im Verlaufe der Zeit wo sich die Terrassen bildeten, nicht wesentlich geändert hat.

Da die Sauer, Bles und Our, welche ebenfalls die Randzone durchziehen, ihre Täler im gleichen Gestein und unter den gleichen hydrologischen Bedingungen anlegten, darf angenommen werden, daß es die gleichen tektonischen Bewegungen in der Zeit und im Raume waren, welche die Störungen, die wir besonders in den höhern Terrassen dieser Flüsse feststellen, verursacht haben.

Es ist noch zu erwähnen, daß die Terrassen der Wark eine ausgesprochene Divergenz in der Nordrichtung haben, während an den Endpunkten Niederfeulen und Warken, welche in der Achse der Flexur liegen, dieselben in horizontaler Lage und parallel zu einander laufen. In Welscheid stellt man jedoch eine ausgesprochene Verbiegung der Mittelterrasse von einem Betrag von 22 m fest. Welscheid liegt im Scheitel eines flachen Quersattels. Dieser Quersattel ist unsymmetrisch gebaut. Sein Ostflügel fällt mit 2%, sein Westflügel mit 0,5% ein. Daß das Gefälle des Flusses im westlichen Teilstück 4,8%, im östlichen dagegen 6,5% beträgt, mag hiermit zusammenhängen. Die Wark hat ihr Tal in diese flache Aufwölbung durch Antezedenz angelegt.

Vergleicht man die Höhen der Terrassen so stellt sich heraus daß die Intensität der Bewegung in Welscheid um 70 m diejenige in Niederfeulen übertrifft.

In dem Teilstück des Sauer tals zwischen Erpeldingen und dem Hedbusch, südlich Michelau, welches Stück in seiner Lage und Länge dem Mäander der Wark entspricht, zeigen die Terrassen ebenfalls talaufwärts ein Divergieren. Vergleichshalber geben wir die Höhenlage der Terrassen über dem Niveau der Sauer bei Erpeldingen im Süden und beim Hedbusch im N.

Terrassen	Erpeldingen	Hedbusch	Betrag der Hebung
Obere Hauptterrasse . .	64	118	54
Untere Hauptterrasse . .	49	84	35
Niederterrasse	5	16	11

Nördlich Michelau finden sich die Kulminationspunkte aller dieser Terrassen, welche Punkte mit der topographischen Randkulmination der Oeslinger Hochfläche zusammenfallen. Talaufwärts dieser Linie sinken alle Terrassen wieder schwach ein. Die untere Scharnierachse d. h. die Stelle wo die Terrassen in parallelen Verlauf übergehen, liegt bei den südlichen Häusern von Erpeldingen.

Nachstehende kleine Tabelle gibt die Höhenlage der Terrassen über dem Niveau der Sauer bei Erpeldingen im S, sowie auf dem Kulminationspunkte bei Michelau und bei Goebelsmühle im Norden.

Terrassen	Erpeldingen	Kulmina- tions- punkt	Betrag der Erhebung	Goebels- mühle	Betrag des Absin- kens
Unter Haupt- terrasse	49	87	38	77	10
Obere Mittel- terrasse	33	62	29	57	5
Niederterrasse	5	21	16	17	4

Ebenso wie die Wark hat die Sauer die Randzone antezedent durchbrochen.

Wie im Tale der Wark so beobachtet man auch im Sauertal eine auffallende Divergenz zwischen der obern und untern Mittelterrasse, was auf ungleiche Schwankungen in dem Betrag der Erhebungsbe-
wegungen hinweist.

Im Ourtal sind die verschiedenen Terrassen weniger gut erhalten als in den Tälern der Wark und der Sauer und weisen nahm-
hafte Lücken auf.

Aus den Profilen können aber folgende Schlüsse gezogen wer-
den :

Wie bei Wark und Sauer ist auch hier ein progressives Aufkip-
pen von S nach N feststellen, welches alle Niveaus ergreift. Selbst die tiefsten Terrassen zeigen noch eine erhebliche Aufkippung was beweist, daß die Hebungsbewegung in der Randzone bis in die jüngste Zeit wirksam war. Das Scharnier der Flexur zieht bei den südlichen Häusern von Bettel durch. Von hier ab steigen alle Niveaus gegen N hin an bis zu einem Kulminationspunkte, südlich Biwels, von wo ein leichtes Einfallen festgestellt wird. Der Kulminationspunkt der Terrassen fällt ebenfalls mit der topographischen Randkulmina-
tion der Hochfläche zusammen. Die einzelnen Niveaus steigen auf-
fallend parallel auf, was den Schluss zuläßt, daß die Hebung spät noch beträchtliche Beträge erreichte.

Ebenso wie die Sauer und Wark ist die Our in dem besprochenen
Teilstücke ein antezedenter Flußlauf.

Es kann eine Niveaudifferenz von 51 m zwischen Bettel im S und dem Kulminationspunkte bei Biwels im N festgestellt werden für die
Terrasse, welche als fünfte, vom Flußbett ab, gezählt wird. Es ist
aber schwer diese Terrasse mit einer der Terrassen des Sauertales
zu identifizieren.

Talstück der Sauer zwischen Ettelbrück und der Mündung der Our.

Da dieses Talstück in der Streichrichtung der Flexur liegt, verlaufen die Terrassenniveaus parallel zum Talboden. Bei Bettendorf beobachtet man jedoch in dem im allgemeinen horizontalen Verlauf eine Verbiegung, welche durch eine Verwerfung bedingt ist, die senkrecht zur Richtung des Tales zieht, beim «Hirtzenhof» aber in eine Falte übergeht. Diese Störung ist also sehr jungen Datums, weil sie nicht nur die mesozoischen Schichten sondern auch die Flußterrassen betrifft.

In Moestroff trifft man auf eine sehr ausgesprochene N-S streichende Quermulde, welche eine scharfe Aenderung in der Flußrichtung und einen auffallenden Wechsel im Relief der Talhänge infolge Anpassung an die Lagerungsverhältnisse des mächtigen Hauptmuschelkalkes bewirkt. Da hier auch die obern Terrassen verbogen sind, so ist diese Störung der mesozoischen Schichten jüngern Datums als die obern Talterrassen.

Die Beobachtungen über die Störungen im ursprünglichen Verlauf der Terrassen, welche ich den Untersuchungen von MAX STEFFEN (1951) entnommen habe, bestätigen meine durch die Untersuchungen der Uferfacies (M. LUCIUS - Die Ausbildung der Trias am Südrande des Oeslings, Veröffentlichungen des geol. Dienstes von Luxemburg, Bd. III p. 5—278, Luxemburg 1941) sich ergebende Auffassung, daß die Randzone zwischen Oesling und Gutland einer flachen flexurartigen Aufwölbungszone entspricht, welche durch eine differentielle Bewegung hervorgerufen wurde, deren unteres Scharnier in WSW - ENE - Richtung ungefähr über Obercolpach - Pratz - Grosbous - Niederfeulen - nördlich Warken - Erpeldingen - Bastendorf - südlich Fouhren und Bettel verläuft, und deren Kulminationspunkt mit der Linie der topographischen Kulmination der Randzone zusammenfällt. Letztere Linie entspricht auch im allgemeinen der Achse der Antiklinale von Givonne.

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.

a) Einebnungsflächen in den angrenzenden Gebieten.

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 befaßte sich als einer der Ersten A. PHILIPPSON (1899). Er betrachtete 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 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. KAYSER (1908) ging bei der Darstellung der Entwicklung der rheinischen Rumpffläche von einem hochalpinen Gebirge aus, das im Karbon entstand, dann abgetragen und in eine Rumpffläche umgewandelt wurde. Er nahm an, daß der Rumpf von den verschie-

denen Schichten des Perms, der Trias, des Jura und zum Teil auch der Kreide bedeckt gewesen und zum Schlusse des Mesozoikums völlig eingedeckt war. Alsdann folgte 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 emporrage, 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) betonte, daß das Rheinische Schiefergebirge kein durch Brüche begrenztes Horstgebirge sei, sondern daß es randlich vielfach allmählich in das Vorland übergehe. Er vermutete, daß das Gebirge nur als «die höchste Erhebung einer aufgewölbten, schildförmigen Partie» zu betrachten sei. Er wies 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.

PHILPPI (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.

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 (1927) unterscheidet in der Eifel über den Flurenterrassen und den Troglflächen 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 niedri-

gere Höhlenlandschaft ein mit Höhen von rund 500 m. Sie bildet die untere Rumpffläche STICKELS.

Unabhängig von den in der Vertikalen aufeinanderfolgenden Rumpfflächen unterscheidet STICKEL noch 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 aus 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 bei 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, vereinigen 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 der Arbeit beigegebenen Uebersichtskärtchen ist die obere Rumpffläche in zwei gesonderten Gebieten erhalten geblieben. Das eine befindet sich 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 befindet sich im Gebiet der zentralen Eifelschwelle, das andere im Gebiet der südeifeler Schwelle. Dazwischen erstreckt sich die untere Rumpffläche 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 Eifel'senke. Diese beiden Rumpfflächen könnten 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 an den Verbiegungen der ältesten Flurterrassen wie auch der jüngern Talterrassen beobachten, worauf bereits hingewiesen wurde.

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 Buntsandsteines. 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, welche 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, in einer Mulde von mitte!devonischem Kalk, die größere Buntsandsteinplatte von Niederbettingen. 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 freigelegten 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 Buntsandstein 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 altertäre Einebnungsfläche als «Uroberfläche der heutigen Landformen»; die heutige Oberfläche, welche durch «jungtertiäre und diluviale Umgestaltung» aus den alten Elementen hervorging.

Die prätriadische Auflagerungsfläche ist am Rande des Schiefergebirges im Gebiete der unteren Saar erschlossen. Nach einem West-Ost gerichteten Profil, das von Palzem an der Mosel über Serrig an der Saar bis Sinzerath 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 Abrasionsfläche 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 von Randbrüchen begleitetes Steilufer befand. 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 Trias sedimentation hin. Auch die mergelig-kalkige Ausbildung des unteren Lias, hart am Westrande des Strom-

berges, 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 Diron 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 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 einschneidet. 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 Herausar-

beitung 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 Gebirgrümpfe vertreten, die, wie die Eifel und der Hunsrück, ganz oder größtenteils von jüngeren Schichtmassen bedeckt waren. Wo die Gebirgrümpfe niemals jüngere Schichttafeln trugen, da wurden natürlich jüngere Rumpfflächen herausgearbeitet.

b) Die Einebnungsfläche des Oeslings.

Es wurde hier etwas näher auf die Verhältnisse der Westeifel eingegangen, weil in jüngster Zeit die Anschauungen von PHILIPPSON und 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 Rumpffläche, 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 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 nach FLOHN 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 Basalkonglomerat 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».

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 dieses Kammes fällt die Oberfläche regelmäßig mit einer Neigung von etwa 30 Grad! ab und taucht unter den Buntsandstein ein. (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 Liasplateaus. Der Abfall mit der 400 m Randfläche bildet nach der Terminologie PHILIPPSON's 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 altplozän (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 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'extention du Trias et même des horizons supérieurs a pu être très grande sur la pénépaine 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 sur-

* 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.

faces.» 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 390—420 m Höhe ein, welche die prätriadische Auflagerungsfläche unterbricht. Darüber läßt er diese wieder bis zur tertiären Rumpfläche 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 (Goebelsmühle—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 Rumpfläche 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 Rumpfläche 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 «Houscht» bei Fischeiderhof (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.

G. BAECKEROOT kommt dann in seinem Werke: Oesing et Gutland; Paris 1942, auf die Frage der Entstehung und Datierung der Oeslinger Hochfläche sowie der Randzone (*dépression périphérique*) zurück.

Er geht in diesem Werke bei der Darlegung seiner Ansichten vom luxemburger Flußnetz aus, das als ein epigenetisches (*sur imposé*) bezeichnet wird. Die epigenetische Entstehungsweise des gesamten Flußnetzes des Landes setzt aber eine einheitliche Bedeckung sowohl des Oeslings wie auch des Gutlandes voraus. BAECKEROOT sieht die Reste dieser Bedeckung nördlich der belgischen Ardennen im Schwemmkegel der Maas (*cône alluvial de la Meuse*), südlich in den von ihm aufgestellten sogenannten «Warkschotter» (*cailloutis de la Wark*), die ins Pliozän gestellt werden. Diese Schotter sollen im Bereich des epigenetischen Warklaufes bis zur Kote 530 gereicht, also mehrere hundert Meter Mächtigkeit erreicht haben. Er stellt auch die Schotter, welche die Trias nördlich der Attert bedecken, sowie die Gerölle von Tertiärquarzit, welche der Trias und den jüngern mesozoischen Schichten im Gutland auflagern, hierhin. Diese pliozänen Schotter hätten ehemals das ganze Ardennermassiv und seine mesozoischen Umhüllungen einheitlich bedeckt und so die Anlagemöglichkeit für das heutige Flußsystem geboten. Hierauf hätten sich zyklische Erosionsniveaus herausgebildet, die horizontale Hochfläche des Oeslings in 500 m Höhe, das «niveau du Gutland» in 400 m und ein Niveau um 300 m, die alle absolut fingerförmig in die Täler des Oeslings reichen und im Randgebiet des Oeslings (*dépression périphérique*) als horizontale Bänke in den Warkschottern aufsitzen. Sie müssen also jünger als diese Schotter sein und werden von BAECKEROOT ins obere Pliozän gestellt.

Da alle Flächen ineinander geschachtelt sein sollen, so können seit dem obern Pliozän keine Bodenbewegungen mehr stattgefunden haben. Man muß also notwendigerweise annehmen, daß die allgemeine Erosionsbasis der Flüsse d. i. das Meer, wenigstens dreimal sprunghaft ein tieferes Niveau angenommen habe. Die Herausbildung der 500 - 400 - 300 m Einebnungsfläche hinge also mit eustatischen Bewegungen des Meeresspiegels zusammen. Die Höhendifferenz zwischen der Oeslinger 500 m Hochfläche und dem 400 m Niveau des Gutlandes würde also einer eustatischen Meeresbewegung gleichen Wertes entsprechen. Tektonische Bewegungen wären hierbei nicht tätig gewesen.

Die Randzone ist mit Triasablagerungen bedeckt. Stellenweise ist diese Decke so reduziert, daß die devonische Unterlage sichtbar ist. Die Oberfläche des Devons unter dieser Bedeckung wird von G. BAECKEROOT als prätriadische Einebnungsfläche, als ein Relikt der posthercynischen Penepplain angesehen, welche nach Süden hin untertaucht und unter dem Mesozoikum des Gutlandes fortsetzt; nach Norden hin soll sie aber in eine jüngere Einebnungsfläche übergehen, über welche sich der Warkschotter ausdehnte, der heute aber hier ganz ausgeräumt sei.

Durch die Detailaufnahme zur Herstellung unserer geologischen Karte 1947—1950 ist das Problem von neuem aufgerollt worden und es stellt sich 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 morphogenetischer 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.

Die geologischen Aufnahmen im Randgebiet zwischen Oesling und Gutland führten zu folgenden Ergebnissen: Nach den faziellen Verhältnissen der Trias im Randgebiete haben wir in dem Gebiete westlich Ettelbrück eine Uferfazies, östlich davon bis über die östliche Landesgreaze hinaus jedoch eine normale Fazies. Das bedeutet, daß die Uferlinien nicht entlang dem heutigen Triasrande, sondern in N-S-Richtung verliefen, daher auch das Oesling überdeckten. Durch eine differentielle Aufwölbung en bloc wurde das Oesling kräftiger herausgehoben als das Gutland, wodurch im ersteren eine kräftigere Erosion einsetzte, so daß die alte Rumpffläche wieder frei-

gelegt wurde, während im Gutland die Rumpffläche unter der mesozoischen Decke verhüllt blieb.

Das Randgebiet der Trias liegt nun im Bereich einer flexurartigen Aufbiegung, welche durch die differentielle Heraushebung vom Oesling und Gutland bedingt ist. Die Achse dieser Aufbiegung zieht in hercynischer Streichrichtung über die bereits genannten Punkte: Obercolpach - Pratz - Grosbous - Niederfeulen - nördlich Warken - nördlich Erpeldingen - Bettendorf - südlich Fouhren und Bettel.

Südlich dieser Achse fallen die Triasschichten und zugleich die Grenzfläche Devon - Trias mit 1—2% nach S, in der Randzone zeigt diese Grenzfläche ein Einfallen von 3—9% nach Süden, nördlich der Kulminationslinie der Randzone erstreckt sich die Hochfläche des Oeslings fast horizontal nach Norden.

Oeslinghochfläche und Randfläche gehören also einer einheitlichen Rumpffläche an, welche unter den mesozoischen Schichten des Gutlandes fortsetzt. Die tektonische Aufbiegung erfolgte an der Wende Pliozän-Diluvium. Die höhere Lage des Oeslings ist also eine junge Erscheinung. Diese Ergebnisse geologischer Untersuchungen sollen etwas näher dargelegt werden.

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 Pseudomorphosenkeuper, 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 «Oumberbusch» 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 obern Rande der Unterkante des Basal-

konglomerates 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-Heiderscheid bei 416 m Höhe. Im Dorfe Niederfeulen liegt die Auflagerungsfläche im Niveau von 295 m. Das Gefälle ist 5 ‰. Der Aufstieg von dem Rande der Unterkante des Buntsandsteines bis nach Heiderscheid 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 Flehbourberg 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 Südfuß 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 und 6 ‰. Das ergibt für die Umgegend von Diekirch ein Durchschnittsgefälle des Muschelsandsteines von 5,2 ‰.

Beim «Hochkreuz» nördlich Fohren 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 bis 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 sollen einem Schotter angehören der auf Terrassenflächen lagert. Diese Deutung ist an der Hand der Beobachtungen zu berichtigen, wie schon früher bei Besprechungen des Buntsandsteines dargelegt wurde. Es handelt sich hier nicht um Schotter, sondern um Basalkonglomerat der «Zwischenschichten». Das Basalkonglomerat reicht bis 425 m am Lehnberg, Gerölle und Dolomitknuern am Hochkreuz (beide nördlich Fohren) bis 420 m, am Kippenhof bis 390 m hinauf. Das Gefälle der fossilen Auflagerungsfläche ist gleichmäßig am Abfall des Oeslings 5 bis 5,5 ‰. Die fossile Rumpfläche steigt mit praktisch gleichem Anstieg bis zum Scheitel der südlichen Randhöhe hinan. Bis dahin reicht jedenfalls die fossile Rumpfläche. Diese Fläche ist die wenig veränderte triadische Landoberfläche. Die Transgressionsfläche des Buntsandsteines setzt sich in die heutige Rumpf-

fläche des Oeslings unmittelbar fort. Einen weitem 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. Spätere Arbeiten von G. BAECKEROOT (1931), besonders aber von M. STEFFEN (1951) haben diese Auffassung 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 Platzbour (516), Rindschleiden (560 m), Grevels (540 m), Heiderscheid (514 m), Bourscheid (510 m) hin. Östlich 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 einzelner 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, ebenfalls 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 deckte, 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 Gæsdorf. 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 Quarzophylladen 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 Clerfaltales 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 Huldigen 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 zu Ende des Paläozoikums hatte das hercynische Faltengebiet der Ardennen die Morphologie einer alten Einebnungsfläche, wie wir sie heute vor uns haben, angenommen. In dem Maße wie das Relief verwischt wurde, nahm die Transportkraft der Flüsse ab, der Verwitterungsschutt wurde nicht mehr ausgeräumt und füllte die Unebenheiten aus, so daß zuletzt die Rumpffläche unter ihrem eigenen Schutte begraben wurde. Die so fossilisierte d. h. eingedeckte Rumpffläche ist die posthercynische oder prätriadische Einebnungsfläche. Posthercynisch, weil seit dem Ende des Paläozoikums die hercynischen Falten zu dem verwischten Relief einer alten

Einebnung abgetragen worden waren. Weil seit dem Beginn der Triaszeit das Meer wieder über einen Teil der Rumpffläche transgredierte, spricht man auch von prätriadischer Fläche, was weniger zutreffend ist, da eine erste Bedeckung bereits durch die Kontinentalbildungen des Perms geschaffen worden war. Man muss also unter dem Ausdrucke posthercynisch oder prätriadisch die Auflagerungsfläche des Perms resp. der Trias verstehen. Das Perm besteht hier aus Restschotter, welche von der Verwitterung der hercynischen Falten herrühren. Perm besteht in unsern Gebieten nur mehr als Relikte von Rotliegendem, weil der weitaus größte Teil dieses Schuttes im Buntsandstein wieder aufgearbeitet wurde.

Zu Beginn der Triaszeit trat die alte N-S gerichtete Eifeler Quersenke als Transgressionsweg zwischen den Ardennen und dem Nordfranzösischen Kontinent im Westen und dem Rheinischen Schiefergebirge nebst Hunsrück in Erscheinung und im Verlauf der Triaszeit waren unter anderm Eifel und der östliche Teil der Ardennen wieder 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. Dieser bloßgelegte Teil wird von einigen Geographen als *präsenone* Einebnungsfläche bezeichnet. Sie muß aber von geringer Ausdehnung gewesen sein, denn noch im oberen Oligozän (Chattien) gelangten abgerollte Jura-fossilien 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 Venn, fanden erwie-senermaßen in der Regressionszeit der Unterkreide und des Altter-tiärs 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 unge-rollte 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 nennenswerte Aenderung des Reliefes durch Abtragung stattfand. Die untere kretazische Landoberfläche deckt sich mit der prätriadischen. Die senone Kreide hüllte den Scheitel wieder ein. Zu Beginn des Eozäns setzte wieder eine Festlandsperiode ein, und die noch bestehende mesozoische Deckung erfuhr eine weitere Abtragung. Die neue Abtragungsfläche, welche dabei entstand, wird als die *eogene* Abtragungsfläche bezeichnet, von welcher man Spuren in einem grossen Teile Europas nachweisen kann. Die Ardennen waren nur zum Teil von ihrer Deckung freigelegt.

Im Oberoligozän drang das Meer wieder über die Ardennen vor. Bei Hokay (550) bedeckt ein Rest von marinem Oligozän ein Kreiderelikt. Das zeigt, daß das Oligozän noch Kreiderelikte eindeckte, daß also die eogene 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 mesozoische Ueberdeckung ausgeräumt wurde, die fossile Landoberfläche aber erhalten blieb.

Daß die mesozoischen und tertiären Ablagerungen, welche wir heute im Gutland noch antreffen, sich einst über das Oesling erstreckten, ist nicht nur eine logische Folgerung der Paläogeographie sondern es sind auch noch direkte Anzeichen dieser Bedeckung vorhanden. Am Kontakt des Buntsandsteines und des Devons beobachtet man im Randgebiet im Devon eine Rotfärbung durch Infiltration welche vom Buntsandstein herrührt. Im festen Fels kann diese Rotfärbung einige m, im zerklüfteten Fels bis zur Tiefe von 10 m herun-

tergehen. Nun trifft man diese Rotfärbung durch Infiltration im Oesling aber weit über die Randzone hinaus verbreitet bis in das Gebiet von Clerf und Weiswampach hinauf. In den Tälern kann sie bis nach Oberschlinder und Consthum (Talgebiet der Schlinder) und bis talaufwärts von Dasburg (Ourtal) beobachtet werden. Aber in diesen jungen Tälern stammt die Rotfärbung sonder Zweifel von der Infiltration aus Talterrassen, deren Gerölle auch Elemente des Basalkonglomerates des Buntsandsteines enthalten.

Die Erosion vermochte zwar die höhern Schichten der mesozoischen Bedeckung inclusiv des Buntsandsteines auszuräumen, aber sie hatte noch nicht Zeit genug, um die dünne Haut mit Rotfärbung infolge Filtration abzutragen, was als ein Anzeichen gedeutet werden darf, daß die alte Rumpffläche als Ganzes genommen, so geringfügig geändert wurde, daß das Gesamtbild bewahrt blieb.

Als jüngste Ablagerung, welche das Oesling eindeckte, gilt die Kontinentalbildung des untern Miozän, bestehend aus gelblichen, sandigen Lehmen mit Eisenerzkonkretionen, dem sog. Rasenerz und mit Tertiärquarziten (pierre de Stone). Diese Formation geht in die Braunkohlenbildungen der Eifel (Relikte von Eckfeld) und der nieder-rheinischen Ebene über, was darauf hinweist, daß das Gebiet zu der Zeit ein Tiefgebiet war, das sich vom Gutland über die Ardennen in sanfter Abdachung zum Gebiete des Niederrheines hin erstreckte.

Relikte dieser Formation, welche im Gutlande sehr häufig sind, sind auch in den obern Terrassen der Sauer bei Schlindermanderscheid und anderwärts zuerst von M. STEFFEN (1951) festgestellt worden. Systematische Untersuchungen der Terrassen höher hinauf im Oesling, die noch ausstehen, werden zweifelsohne auch anderwärts das Vorkommen feststellen.

Es sei hier noch darauf hingewiesen, daß man in dieser Formation, welche im Gutland in ausgedehnten Relikten erhalten blieb, noch nie ein Geröll angetroffen hat, das aus dem Devon her stammt, was als Beweis gelten kann, daß zur Zeit der Bildung, also im ältern Miozän, das Devon von jüngern Bildungen eingedeckt war.

Schalten wir hier eine Bemerkung ein über die Schottermassen, welche im Bereiche der Randzone oft massenhaft auftreten und über deren Ursprung und Rolle eine gewisse Verwirrung herrscht. Wenn G. BAUCKEROOT von einem Warkschotter (cailloutis de la Wark) spricht, der sich einst in grosser Mächtigkeit über das ganze Land ausdehnte und auf welchem sich das heutige Flußsystem anlegte, so sieht er in den Schottermassen der Oeslinger Randzone sowie in den Bildungen der gelben sandigen Tone mit Quarziten die Reste dieser Decke, welcher er ein pliozänes Alter zuschreibt. Die Schottermassen

im Randgebiete begreifen z. T. Basalkonglomerat, z. T. Residualschotter aus konglomeratisch entwickelten Triasschichten. In zahlreichen Aufschlüssen kann man sich überzeugen, wie das Basalkonglomerat unmittelbar dem Devon auflagert oder wie der Residualschotter in geröllführende Triasschichten übergeht, welche genau die gleichen Gerölle führen.

Nirgends aber gehen diese Schotter in die sandigen gelben Lehme mit Quarziten und Eisenerzkongregationen über. Beide sind verschiedenen Alters und verschiedenen Ursprungs.

Man trifft zwar, eingestreut zwischen die Schotter, über der konglomeratischen Fazies der Trias, hin und wieder, Eisenerzkongregationen und Tertiärquarzite, letztere oft in grossen Blöcken, aber es sind Reste einer früheren Bildung und welche bereits bis auf einzelne Stücke oder Relikte ausgeräumt war, ehe die jüngern Schotter aus den Triasschichten herauswitterten. Diese Stücke konnten dann mit dem jüngern Schotter vermengt werden.

Folgende Beobachtung beweist zur Evidenz daß es sich hierbei um zwei Bildungen verschiedenen Alters und verschiedener Herkunft handelt. Die konglomeratisch entwickelten Triasschichten der Randzone werden überlagert von normal entwickeltem Steinmergelkeuper in mergeliger Fazies und ohne jede Gerölle. Ueberall wo diese Decke noch erhalten blieb, fehlt die Schotterdecke vollständig, aber man findet hin und wieder auf den Mergeln Tertiärquarzit und Eisenerzkongregationen. Das beweist, daß die Schotter eine junge Residualbildung sind, welche auf die konglomeratisch entwickelte Triasschichten beschränkt ist.

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 höher bereits ausführlicher dargelegt wurde. Die Neigung der Rumpffläche am Südabfall des Oeslings ist mithin keine ursprüngliche. 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 Randbewegung 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 Rumpffläche 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. Blicke 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 weiteres 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 Fisch-eiderhofes. Die 400 m Fläche bei Schlindermanderscheid ist ebenfalls ein altes Talstück, während die 500 m Fläche bei Bourscheid in die prätriadische Landoberfläche fällt.

Die Kräfte, welche die heutigen Höhenlagen bewirkten, waren tektonischer Art. Eustatische Bewegungen machen sich nicht geltend. Die verschiedenen Niveaus von Einebnungsflächen, welche sich über das Gutland, das Randgebiet und das Oesling hinziehen, schneiden sich nicht; es sind Verbiegungen einer einzigen Fläche, welche im Gutland mit dem Plan zusammenfällt, den man über die höchsten Einzelgipfel legen kann, im Oesling aber mit der alten, aber verbogenen und der mesozoischen Bedeckung entkleideten Einebnungsfläche zusammenfällt.

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 durchsägen.

Die tektonische Bewegung bewirkt einen neuen Erosionszyklus der Flüsse. Das senile Relief der Täler des vorhergehenden Zyklus wird verwischt und blieb nur im Oberlauf der Oeslinger Flüsse erhalten. So bildet die NNW-Region des Oeslings, zwischen Allerborn und Gouvy, eine flachgewebelte, kaum gegliederte Hochfläche, auf welcher sich die Bäche in weiten Schlingen durch flache, weite Täler winden, die mit reichlich Quarzgeröll angefüllt sind, und zwischen denen nur verwischte Wasserscheiden stehen. Steigt man nun durch diese Täler flußabwärts so bemerkt man wie die Alluvionen verschwinden und wie das Tal sich rasch vertieft und verengt, ohne dass die Wassermenge merklich zugenommen oder der Gesteinscharakter sich geändert hätte. Ein neuer Erosionszyklus hat sich eingeschaltet. Aber trotz der engen und tiefen Zertalung bleibt das Gesamtbild der altlichen Rumpffläche, welche unter dem unbegrenzten Horizont ihre wuchtige Masse ausbreitet, die nur von den langgestreckten, flachen Rücken der Quarzite, welche sich in der hercynischen Streichrichtung erstrecken, aufgelockert erscheint. Die tiefen Taleinschnitte des

zweiten Zyklus bilden ein Hohlrelief in der alten Rumpffläche, das durch die Wiederbelebung der Erosion nach einer fast vollständigen Einebnung geschaffen wurde. Wir hätten also hier ein «appalaches Relief» im Sinne der Geographen. Da aber der einheitliche Gesteinscharakter der Schiefer vorherrscht und die alte Oberfläche auf große Erstreckungen erhalten blieb, ist der Charakter eines «appalaches Reliefs» im Oesling wenig ausgeprägt. Auch ist eine Anpassung des allgemeinen Verlaufes der Täler an den Verlauf der Faltungen, abgesehen von Einzelheiten, wenig betont, sondern dieselben verlaufen meistens ohne Rücksicht auf die Faltung. Es ist vielmehr ein Flußsystem das auf einer jüngern, heute verschwundenen Decke angelegt wurde und das sich in den einmal angelegten Tälern in die gefaltete Unterlage ohne Rücksicht auf deren Bau vertiefte. Es sind also typische epigenetische Täler.

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. 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'Études Géogr. t. II, N° 2, Louvain 1932.
- 1933 : La bordure méridionale de l'Ardenne entre la Sâre et l'Our. — Bull. Soc. belge d'Études Géogr. t. III. N° 2, Louvain, 1933.
- 1942 : Oesling et Gutland. — Paris 1942.
- 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.
- HEUERTZ, M. - 1949 : Les profils fluviatiles en long du réseau de la Sure. — Inst. G. D. lux. — Sect. des Sciences, Archives t. XVIII, n. s. pp. 117—125. — Luxembourg 1949.
- KREMER, E. - 1954 : Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel. — Bonn 1954.
- LEFÈVRE, A. - 1935 : La morphologie de la Belgique. — Compte rendu du 2^e Congrès national des Sciences. t. II, p. 1647—1656. — Bruxelles 1935.
- LUCIUS, M. - 1950 : La notion de pénéplaine et le modelé du terrain de l'Ardenne luxembourgeoise (Oesling). — Bull. Soc. des Naturalistes lux. n. s. N° 44, année 1950, p. 271—308.
- PAECKELMANN, 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.
- SCHRÖDER, E. - 1952 : Die Trierer Bucht als Teilstück der Eifeler Nord-Süd-Zone. — Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. Bd. 103, p. 209—215. — Hannover 1952.

- STEFFEN, M. - 1951 : Zur Morphologie des südlichen Randgebietes der Luxemburger Ardennen. — Publ. du Serv. géol. de Luxembourg, t. VIII. — Luxembourg 1952.
- STICKEL, R. - 1927 : Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. — Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande, Heft 5, Leipzig 1927.
- ZEPP, J. 1933 : Morphologie des Kylltales. — Verh. Naturhist. Ver. d. Rheinlande und Westf. Jahrgang 90. — Bonn 1933.

Errata.

Seite	77, Zeile	7 von unten soll es heissen: PULLON statt Pullon.
"	99, "	9 von oben soll es heissen: Lettenkohle (8) statt Kohlenlette (9).
"	153, "	9 von oben soll es heissen: M. LUCIUS (1941) statt 1940.
"	155, "	7 von oben soll es heissen: Moestroff (bei Diekirch) statt Mörsdorf.
"	170, "	1 von unten soll es heissen: mittlerer Lias statt Lias.
"	228, "	21 von oben soll es heissen: Steinbrüchen statt Kleinbrüchen.
"	243, "	15 von oben soll es heissen: Sandstein statt Kandstein.
"	307, "	22 von oben soll es heissen: SCHOLTZ statt Scholz.
"	313, "	2 von unten soll es heissen: BLANKENHORN statt Blankenborn.
"	313, "	4 von unten soll es heissen: KÜCKELHORN statt Bückelhorn.
"	322, "	3 von oben soll es heissen: auffallend statt affallend.
"	392, "	19 von oben soll es heissen: FLOHN statt Fihon.
"	402, "	15 nach dem Wort „Hunsrück“ beifügen: im Osten
"	407, "	13 von unten soll es heissen: flachgewellten statt flachgewellten.

Inhaltsverzeichnis

Heraushebung des Rahmens der Luxemburger Mulde	375
Bestimmung des Alters der Heraushebung.	376
Flussterrassen der Saar	376
Flussgeschichte der Kyll	376
Untersuchungen über Flüsse und ihre Terrassen im Gebiete der südlichen Randzone des Oeslings	378
a) Mäander der Wark	379
b) Teilstück der Sauer zwischen Erpeldingen und Michelau	382
c) Das Ourtal zwischen Bettel u. Biwels	383
d) Teilstück der Sauer zwischen Ettelbrück und der Einmündung der Our	384
Die Rumpffläche des Oeslings	385
a) Einebnungsflächen in den angrenzenden Gebieten.	385
Historische Entwicklung der Frage	385
Untersuchungen über die Morphologie der Hochflächen der Westeifel	386
a) R. STICKEL	386
b) A. PHILIPPSON	386
Die Auflagerungsfläche der Buntsandsteinrelikte in der Eifeler Quersenke	388
Die Landoberfläche des Hunsrück nach J. REICHRATH	390
b) Die Einebnungsfläche des Oeslings.	392
Die Auffassungen von H. FLOHN	392
Die Deutung und Entstehung der Oeslinger Rumpffläche nach G. BAECKEROOT	393

Das Problem von neuem untersucht bei den Detailaufnahmen zur Herstellung der offi- ziellen geologischen Karte	396
Verlauf der Uferfazies der Trias	396
Heutige nördliche Grenzen der Unterkante des Buntsandsteines am Südrande des Oeslings	397
Die Schwelle am Südrande des Oes- lings	399
Die junge Aufbiegung dieser Randschwelle	399
Fortsetzung der Einebnungsfläche auf dieser Schwelle nach Norden hin :	
a) Östlich des Cleri-Sauertales	400
b) Westlich dieses Tales	400
Die Herausarbeitung der fossilen Rumpflähe.	
Die praetriadische Einebnungsfläche wird durch die mesozoischen Ablagerungen eingedeckt	401
Die mesozoische Decke wird im Jungtertiär ausgeräumt und die praetriadische Ein- ebnungsfläche wird freigelegt	403
Heraushebung am Ende des Pliozäns	404
Der Warkschotter (cailloutis de la Wark) von G. BAECKEROOT	404
Die Frage der Randverebnungen	406
Folgen der differentiellen Bewegungen im Pliozän und Pleistozän für die Morpholo- gie unsers Landes	407
Benutzte Literatur ,	409

Publications du Service géologique de Luxembourg

Veröffentlichungen des Luxemburger Geologischen Dienstes

- Band I — Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten von Dr. M. LUCIUS. 176 Seiten mit 22 Tafeln Profilen und Karten, 12 Formationstabellen und 9 Figuren. — 1937.
- Band II. — Beiträge zur Geologie von Luxemburg von Dr. M. LUCIUS. Inhalt : I. Geschichte der geologischen Erforschung Luxemburgs. — II. Verzeichnis der Veröffentlichungen zur Geologie von Luxemburg. — III. Der Werdegang des Luxemburger mesozoischen Sedimentationsraumes und dessen Beziehungen zu den hercynischen Bauelementen. — IV. Über das Alter der Oeslinger Rumpffläche. — 412 Seiten mit 7 Tafeln und 4 Figuren. — Zweite, umgearbeitete Auflage. — 1955.
- Band III. — Beiträge zur Geologie von Luxemburg von Dr. M. LUCIUS. Die Ausbildung der Trias am Südrande des Oeslings. — 330 Seiten mit 1 Kartenskizze, 1 Tafel Profile und einer Formationstabelle. — 1941.
- Band IV. — Beiträge zur Geologie von Luxemburg von Dr. M. LUCIUS. Die Luxemburger Minetteformation und die jüngern Eisen-erzbildungen unsers Landes. — 347 Seiten in 4" mit 14 Figuren, 14 Photos, 36 Tabellen und 1 Atlas mit 11 Karten nebst 3 Tafeln Profile. — 1945.
- Band V. — Erläuterungen zur Geologischen Karte Luxemburgs von Dr. M. LUCIUS. — DAS GUTLAND. 408 Seiten in 4" mit 30 Figuren, 10 Tabellen und 4 Tafeln. — 1948.
- Band VI. — Erläuterungen zur Geologischen Karte Luxemburgs von Dr. M. LUCIUS. — DAS OESLING. 176 Seiten in 4" mit 32 Figuren, 50 Photos, 1 Tafel Profile, 1 Uebersichtskarte und 2 Tabellen. — 1950.
- Vol. VII. — Recherches en vue de la possibilité d'une exploitation industrielle du schiste bitumineux du Toarcien dans le Grand-Duché de Luxembourg par G. FABER. — 170 pages avec 15 planches et figures. — 1947.
- Band VIII. — Zur Morphologie des südlichen Randgebietes der Luxemburger Ardennen von Dr. Max. STEFFEN. — 48 Seiten in 4" mit 3 Figuren, 13 Photos und 3 Tafeln. — 1951.
- Vol. IX. — Quelques aspects de la Géologie appliquée dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise par Michel LUCIUS. — 279 pages avec 81 figures et 10 planches. — 1953.

Vol. X. — Étude micro-tectonique dans les Ardennes luxembourgeoises
par J. C. VAN WIJNEN. — 60 pages in 4° avec 12 figures,
5 planches et 6 photos. — 1953.

Carte géologique du Luxembourg.

Levers et tracés faits par M. LUCIUS.



Feuille N° 1 : Esch-s.-Alzette ; N° 2 : Remich ; N° 3 : Luxembourg ;
N° 4 : Grevenmacher ; N° 5 : Redange ;

N° 6 : Diekirch ; N° 7 : Echternach ; N° 8 : Wiltz.

Les feuilles N° 1 à 7 au 1 : 25.000 ; la feuille N° 8 au 1 : 50.000.

P. WORRE-MERTENS, LUXBO.