

# **Übersicht über die Geologie Luxemburgs**

VON

**M. LUCIUS**

LUXEMBURG

Mit 1 Tafel und 1 Tabelle im Anhang

---

Sonderdruck aus der  
„Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft“, 1951, Band 103  
herausgegeben Hannover 15. 7. 1952

---

Im Luxemburger Gebiete stehen sich zwei natürliche Landschaften gegenüber, welche sich in morphologischer, agrologischer und klimatischer Hinsicht scharf unterscheiden, im Norden das Oesling, im Süden das Gutland. Beide Gebiete bilden jedoch eine geologische Einheit insofern, als sie ihre tektonische Struktur durch die variszische Faltung erfuhren. Im Oesling liegt der gefaltete paläozoische Sockel offen; im Gutland ist er durch die im Maximum 750 m mächtige Decke von diskordant auflagerndem Mesozoikum verborgen, kommt aber im Moseltal in dem Sattel von Sierck wieder zutage.

Bis zum Ende des Pliozäns unterschieden sich Oesling und Gutland nicht wesentlich, weder in morphologischer noch in stratigraphischer Hinsicht. An der Wende des Pliozäns zum Diluvium setzte eine epirogene Heraushebung ein, welche beide Gebiete erfaßte. Es war aber keine einfache en-bloc-Bewegung, sondern ein differentieller Vorgang, wobei das Oesling stärker herausgehoben wurde als das Gutland. Dieser Vorgang verstärkte die Erosionsarbeit der Flüsse des Oeslings in dem Maße, daß hier die mesozoische Decke abgetragen wurde, während diese im Gutlande noch zum größten Teile erhalten blieb.

Die so stark voneinander abweichende morphologische Gestaltung beider Landschaften ist demnach der äußere Ausdruck jüngster epirogener Bewegungen, welche in beiden Gebieten sich in verschiedener Intensität geltend machten.

Sockel und Decke zeigen verschiedenen Baustil und spezifische Besonderheiten der Strukturen; ersterer hat alpinotypen Faltenstil, letztere dagegen Bruchfaltentektonik. Doch bestehen auch in der Tektonik der Decke enge Beziehungen zur Struktur des Sockels. Die tektonischen Linien der Decke sind in Beziehung auf Richtung und Anordnung im Grunde eine Nahahmung der Tektonik des Sockels, doch mit den Sonderheiten eines durch den petrographischen Charakter bedingten eigenen Gepräges. Selbst der Sedimentationsraum der Deckschichten ist durch eine alte Anlage des Sockels gegeben, die aber später eine dem besonderen Gefüge der Decke entsprechende Umgestaltung durch ein enges Netz von Brüchen erfuhr. Sogar die jüngsten tektonischen Vorgänge, durch deren differentielle Äußerungen der Gegensatz zwischen Oesling und Gutland geschaffen wurde, verlaufen in der alten NE-Richtung.

Hier zeigt sich also eine ausgesprochene kausale Verknüpfung der aufeinanderfolgenden geologischen Vorgänge, welche dazu berechtigt, Oesling und Gutland trotz des äußeren Kontrastes als eine durch die innere Struktur begründete geologische Einheit aufzufassen.

Der Werdegang dieser geologischen Einheit spielt sich im Raum der Nord—Süd verlaufenden Eifeler Quersenne ab. Die Eifelsenke bezeichnet eine tektonische Leitlinie, welche das westliche Europa in meridionaler Richtung durchzieht. Sie bildet mit ihrer Fortsetzung, der Lothringer Quersenne,

eine wichtige Transversalgrenze, welche Siegerländer Block, Hunsrück, Saargebiet und Vogesen von dem gallo-ardennischen Festland trennt.

In ihren Uranlagen, die bis zur kaledonischen Faltung zu verfolgen sind, beruht diese wichtige Senkungszone auf Bewegungsvorgängen, welche wir als *Achsenchwankungen* (*ondulations axiales*) bezeichnen können und durch welche Räume geschaffen werden, die als Wege für die Transgressionen gleichsam vorbestimmt sind.

In der Eifel-Quersenke sinkt bereits das kaledonisch versteifte Massiv der Campine zu größerer Tiefe, erreicht das Unterdevon die größte Mächtigkeit in den Ardennen; dort hat das Mitteldevon der Eifel seine eigentümliche Verbreitung. Die Meere von Trias, Jura und Kreide benutzen die Senke als Transgressionsstraße. Auch die tertiären Braunkohlenbildungen drangen auf diesem alten Weg bis in die vulkanische Eifel vor (Braunkohlenrelikt von Eckfeld).

### Paläozoikum

#### Das Devon

Vgl. auch „Carte géologique du Luxembourg“, Blatt 5, 6 und 8

Als ältestes Anstehendes des Luxemburger Gebietes tritt Unterdevon in der Fazies von Schiefen, Quarzsandsteinen und Quarziten auf. Man darf indes als sicher annehmen, daß das Unterdevon vom Kambro-Silur unterlagert wird, das in mehreren Massiven in dem angrenzenden belgischen Teil der Ardennen zutage geht. Hier ruht das Unterdevon diskordant auf den eingeebneten kaledonischen Falten, deren Verlauf bereits die Anordnung des devonischen Sedimentationsraumes bestimmte, wie später der versteifte kaledonische Sockel die variszische Faltung lenkte, welche, auf die kaledonische bezogen, als posthum zu gelten hat.

Das Unterdevon des Oeslings gehört zu den neritischen Bildungen eines epikontinentalen Meeres. Die stratigraphische Gliederung entspricht genau derjenigen der benachbarten Gebiete der Eifel und der Ardennen. Auf der angefügten Tabelle S. 208/209 sind die einzelnen Phasen der Entwicklung dieser Gliederung, nach der heutigen Auffassung synchronisiert, gegenübergestellt.

Die Schichtenreihen des Oeslings liegen im Rahmen von drei tektonischen Hauptelementen. Es sind, von S nach N fortschreitend, der Sattel von Givonne, die Mulde von Wiltz oder die Zentralmulde (eine lokale Bezeichnung für die Eifeler Mulde) und der Sattel von Bastogne.

Folgende Stufen des Unterdevons können unterschieden werden:

Die *Untere Siegenstufe* ( $Sg^1$ ). Sie reicht nur in einem kleinen keilförmigen Vorsprung bei Niederwampach, an der belgischen Grenze, in das Luxemburger Gebiet herein und besteht aus dunkeln phyllitischen Schiefen mit dünnen Einlagen von hellerem quarzigem Sandstein.

Die *Mittlere Siegenstufe* ( $Sg^2$ ) tritt auf dem Sattel von Givonne bei Martelingen und auf dem Sattel von Bastogne zwischen Niederwampach und Helzingen (Hacheville), beide Male in der Nähe der belgisch-luxemburgischen Grenze, auf. Sie besteht aus sandigem Schiefer, sandigen oder tonigen Phyllit-schiefern, geschiefertem Sandsteinen (Psammiten) und dickbankigem Quarzsandstein. Lokal sind die Fossilien, die sich meist durch ihre Größe auszeichnen, recht häufig. Bezeichnend für die Stufe ist *Acrospirifer primaevus*. Daneben kommen als charakteristisch vor: *Acrospirifer pellico*, *Eospirifer solitarius*, *Schuchterella ingens*, *Athyris undata*, *Dinapophysia papilio*, weiter große Tentakuliten,

Trilobiten und häufig Crinoiden (vgl. E. ASSELBERGS 1946, l'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines; Louvain 1946).

Die Obere Siegenstufe (Sg<sup>3</sup>) umfaßt auf der Antiklinale von Givonne einen zusammenhängenden Raum zwischen der belgischen Grenze im W und dem Tale der Sauer im N und E, auf der Antiklinale von Bastogne den Raum zwischen der Landesgrenze im W und dem Tale der Clerf im E.

Sie setzt sich hauptsächlich aus dunkeln, groben, zum Teil sandigen Schiefern („Grobschiefer“) zusammen. An der Basis ist der Schiefer feinkörnig, weitgehend spaltbar und wird als Dachschiefer in großen Betrieben abgebaut (Martelingen, Perlé, Asselborn). Die Schieferung ist so vorherrschend ausgeprägt, daß die Schichtung oft nur mit Mühe erkannt werden kann, zumal die Sandsteinbänke selten sind.

Im äußersten Norden des Oeslings wird der Schiefer sandiger und die Sandsteine werden häufiger, so daß eine besondere Fazies, die sandige Fazies von Bas-Bellain (Niederbeßlingen), ausgeschieden werden kann.

Im Süden fehlen, abgesehen von einigen indifferenten Formen, die Fossilien. Im Norden konnte lokal eine kleine Fauna festgestellt werden, welche für die Obere Siegenstufe bezeichnend ist, nämlich: *Plathyortis circularis*, *Leptastrophia explanata*, *Tropidoleptus rhenanus*, *Hysterolites hystericus*, *Trigeria gaudryi*, *Rhenorenselaeria strigiceps* (E. ASSELBERGHS 1946, S. 185).

Untere Emsstufe (E<sup>1</sup>). Zwischen dem unteren und oberen Teile dieser Stufe bestehen gut ausgeprägte petrographische Unterschiede.

Die untere Abteilung (E<sup>1a</sup>), als „Phylladen von Stolzemburg“ bezeichnet, setzt sich aus ebenschieferigen Phyllitschiefern mit seltenen dünnen Bänken von quarzigem Sandstein zusammen. Bezeichnend für diese Abteilung ist, daß die Schieferung die Schichtung nicht verwischt hat. Der Unterschied zwischen E<sup>1a</sup> und dem Grobschiefer ist in dieser Beziehung auffallend. In der oberen Abteilung (E<sup>1b</sup>) treten demgegenüber häufige und zum Teil mächtige Quarzsandsteine auf, welche mit Quarzphyllitschiefern wechsellagern (Lokalbezeichnung: „Quarzophylladen der Schüttburg“).

Die untere Emsstufe hat im Oesling eine reiche Fauna geliefert. Nach E. ASSELBERGHS (1946, S. 219) wird die Stufe durch folgende Vergesellschaftung charakterisiert: *Schizophoria provulvaria*, *Stropheodonta murchisoni*, *Spinocyrtia subcuspidatus*, *Hysterolites carinatus*, *Acrospirifer arduennensis*, *A. pellico*, *Camarotoechia daleidensis*, *Uncinulus antiquus*, *Cryptonella rhenana*, *Trigeria gaudryi*, *Tropidoleptus rhenanus*, *Leiopteria pseudolaevis*, *Prosocoelus beushauseni aequivalva*, *Gosseletia lodanensis*, *Homalonotus rhenanus*, *H. armatus*.

Die Mittlere Emsstufe (E<sup>2</sup>) umfaßt die Abteilung der sog. „Bunten“ oder auch „Roten Schiefer von Clerf“. Sie setzt sich aus grauen, grünlichen und weinroten groben Schiefern mit Einlagerungen von grauem oder grünlichem Sandstein zusammen. Die quarzigen Sandsteine sind besonders im unteren Teile häufig, während nach oben die Schiefer vorherrschen.

Die Fossilien sind, im Gegensatz zur benachbarten Eifel, wo H. LIPPERT eine reiche Fauna feststellte, im Oesling selten. Dieselbe nehmen eine Mittelstelle zwischen „Unterer und Oberer Koblenzstufe“ (oder „Emsstufe“ der Luxemburger geologischen Karte) ein, so daß es angezeigt erschien, eine „Mittlere Emsstufe“ aufzustellen.

Die Obere Emsstufe (E<sup>3</sup>) umfaßt unten einen sehr beständigen Horizont von weißem Quarzit, als „Quarzit von Berlé“ (q) bezeichnet, oben eine mächtige Folge dunkler, grober Schiefer, die „Schiefer von Wiltz“, welche den „Daleider Schiefern“ der benachbarten Eifel entsprechen. Sandsteine fehlen,

doch sind den Schiefen kieselige Knoten eingelagert, welche reihenartig in der Ebene der Schichtung liegen, die sonst in dem gleichförmigen Schiefermaterial verwischt ist. Der Reichtum der „Wiltzer Schiefer“ an Fossilien ist bekannt, doch treten die reichen Fundorte nur an einigen privilegierten Stellen auf. Charakteristisch für die Stufe ist nach E. ASSELBERGHS (1946, S. 265) folgende Vergesellschaftung: *Schizophoria vulvaria*, *Stropheodonta piligera*, *Uncinulus pila*, *Hysterolites arduennensis*, *H. paradoxus*, *H. carinatus*, *Spinocyrtia subcuspidata*, *Anoplothea venusta*.

### Tektonik

#### Tafel 3a: Übersichtskarte des Oesling-Gebietes

Der zentrale Teil des Oeslings wird von der „Eifeler Mulde“ eingenommen, welche hier als „Mulde von Wiltz“ oder „Zentralmulde“ bezeichnet wird. Sie besteht im inneren Teil aus „Schiefer von Wiltz“, dem sich an beiden Flanken der Mulde der „Bunte Schiefer von Clerf“ und weiter die Untere Emsstufe anschließen.

Die Mulde von Wiltz wird im N von dem Sattel von Bastogne, im S von dem Sattel von Givonne eingerahmt.

Auffallend ist das starke Eintauchen beider Sättel östlich des Clerf-Sauer-Tales nach Osten hin, während die Mulde von Wiltz nach Osten Heraushebung zeigt; erst östlich des Tales der Prüm macht sich hier die Tendenz zum Eintauchen bemerkbar.

Die Flanken der Sättel sind durch Nebenfalten weiter zerlegt. Vereint mit dem Absinken der Faltenachsen gegen E entsteht so ein fingerförmiges Ineingreifen von Nebensätteln der Siegenstufe mit Nebenmulden der Emsstufe, so daß, besonders östlich des Sauer-Clerf-Tales, SW—NE streichende, schmale Bänder dieser Stufen parallel zueinander hinziehen.

Der Sattel von Givonne. Er hebt sich östlich des Maastales unter mesozoischer Bedeckung heraus, streicht hier W—E und zeigt in seinem Kerne Kambro-Silur, das diskordant von der Gedinnestufe überlagert wird. Weiter östlich, zwischen dem Tale der Vire und der Eisenbahnlinie Arlon—Namur, dreht das Streichen in die WSW—ENE-Richtung um. Dem Drehpunkt ist das kleine kambrische Massiv von Serpont vorgelagert, woraus bereits der Einfluß kaledonisch versteifter Massen auf die Richtung des variszischen Faltenwurfes hervorgeht.

Infolge Einsinkens der Faltenachse nach E hin treten in dieser Richtung immer jüngere Stufen zutage, so daß an der belgisch-luxemburgischen Grenze im Sattelkern nur mehr Mittleres Siegen (Sg<sup>2</sup>) an die Oberfläche kommt.

Der Bau des Sattels ist durch bedeutende streichende Überschiebungen gestört. Besonders zu erwähnen ist die etwa 80 km lange Überschiebung von Herbeumont, welche von der Maas bis in das Luxemburger Gebiet hinein zu verfolgen ist und durch welche der südliche Teil des Sattels auf dessen nördlichen Teil und teilweise sogar auf die Mulde von Neufchâteau (Bezeichnung für die Eifeler Mulde in Belgien) heraufgeschoben ist. Im Gebiete von Martelingen—Perlé (Luxemburg) zersplittert die Überschiebung in mehrere Teilschuppen. Wie weit diese nach E hinziehen, läßt sich in dem monotonen Gestein des „Grobschiefers“ (Sg<sup>3</sup>) schwer feststellen. Östlich der Prüm sinkt der Sattel unter den mesozoischen Bildungen der Eifeler Quersenne zur Tiefe, um weiter nach E in der „Manderscheider Schwelle“ wieder aufzutauchen und als „Siegener Sattel“ im Rheinischen Schiefergebirge fortzusetzen.

### Die Mulde von Wiltz oder die Zentralmulde des Oeslings

Sie wird in Belgien als „Bassin de Neufchâteau“, in der Eifel als „Eifeler Mulde“ bezeichnet. Im W, in Belgien, ist die allgemeine Streichrichtung zuerst W—E. Sie umfaßt in ihrem Kerne nur Schichten der Siegenstufe. Östlich der Bahnlinie Arlon—Namur dreht sie in das Streichen SW—NE ein; infolge rascheren Einsinkens der Muldenachse treten im Muldenkern in rascher Folge immer jüngere Stufen des Ems auf. Bis zur Luxemburger Grenze ist sie recht schmal und scheinbar einfach gebaut. Dann wird sie breiter und zeigt reichere Gliederung durch Nebensättel.

Östlich des Clerftales teilt sich die „Zentralmulde“ in drei langgestreckte streichende Nebenmulden, welche durch Nebensättel getrennt sind. Diese Falten 2. Ordnung lassen sich bis in die Eifel hin verfolgen.

Der Nordrand der Zentralmulde zeigt zwischen Grümelscheid und dem „Leisert“ (östlich Knaphoscheid) eine gut ausgeprägte, 12 km lange Störung, welche auf dieser Strecke den „Schiefer von Wiltz“ in anormalen Kontakt mit der Unteren Emsstufe bringt.

Der Sattel von Bastogne. Er bildet das Gegenstück zu dem im Süden der Zentralmulde vorliegenden Sattel von Givonne. Wie diese beiden Großelemente der Tektonik des Oeslinger Unterdevons streicht auch der Sattel von Bastogne zuerst in W—E-Richtung, um östlich des kleinen kambrischen Kernes von Serpont in die ENE-Richtung einzulenken. Westlich der Landesgrenze, etwa mit Bastogne im Zentrum, umfaßt der Kern des Sattels an der Oberfläche Unteres Siegen in großer Ausdehnung. Dieses greift aber nur in einem schmalen Keil bei Niederwampach auf Luxemburger Gebiet über. Die Mittlere Siegenstufe umrahmt diesen Kern im Osten und zieht als relativ schmales Band rechts und links der Landesgrenze hin. Diesseits der Grenze ist das Einsinken nach Osten hin scharf ausgeprägt, lokal bis zu 15°. Der Hauptsattel weist starke Spezialfaltung auf, so daß die Ränder der verschiedenen Stufen stark gelappt erscheinen und fingerförmig ineinandergreifen. Dabei nimmt das Einsinken in der Ostrichtung von S nach N hin ab, so daß in nördlicher Richtung Unteres bzw. Mittleres Siegen immer weiter nach Osten hin zutage ausgehen. Die Hauptachse des Sattels schwenkt also immer weiter in die NE-Richtung ein, bis in der Gegend von Huldigen der Sattel sich verwischt.

In diesem Gebiete gehen die dem Sattel im Norden vorgelagerte Mulde von Houffalize, sowie der Sattel selbst und die Zentralmulde ineinander über, um zu einem Teil der Ostflanke des kambrischen Massivs von Stavelot zu werden. Östlich des Clerftales bilden sich mehrere Nebenelemente heraus.

#### Spezifische Grundzüge der Tektonik des Oeslings

Der mechanische Vorgang beim Entstehen eines Faltengebirges kann aufgefaßt werden als ein Zueinanderwandern der erstarrten Massen der Vorländer, wobei die Sedimente der Geosynklinale zu Falten zusammengeschoben werden. Dabei können beide Vorländer sich gegeneinander bewegen, wobei das eine sich mehr passiv verhält, während das andere sich bewegt, so daß das eine als Prallblock, das andere als Druckblock wirkt. Man darf auch annehmen, daß beide Vorländer entweder symmetrisch zueinander liegen, oder daß das eine höher liegt als das andere.

Die Geosynklinale umschließen aber meistens zwischen den nur diagenetisch verfestigten Sedimenten bereits durch frühere Faltungsvorgänge ver-

steifte Rindenstücke, die ebenfalls in verschiedenem Niveau liegen können. Sie werden der weiteren Faltung einen größeren oder geringeren Widerstand entgegengesetzt und für den Verlauf lokaler Faltenzüge richtunggebend sein.

So wird auch der lokale Faltenwurf des Oeslings als Teilgebiet des variszischen Orogens in seiner Richtung und in seiner spezifischen tektonischen Eigenheit bestimmt durch die älteren, kaledonisch versteiften Massive, welche lokal als Vorland bzw. Rückland wirkten.

Als Faltungsstau wirkte im Norden das kambrische Massiv von Stavelot, dessen Bedeutung für den tektonischen Bau der östlichen Ardennen und der Eifel auf jeder tektonischen Übersichtskarte zum Ausdruck kommt. Im Süden wirkte als Druckblock die Masse des Sattels von Givonne, welcher nach E hin unter die mesozoischen Schichten der Eifeler Quersenke untertaucht, um östlich dieser Senke in der südlichen Eifel als „Manderscheider Schwelle“, weiter nach Osten als „Siegerländer Block“ wieder hoch zu kommen.

Der Siegerländer Block ist eine Schwellenbildung im frühdevonischen Trog des Siegener Gebietes, welche bereits im höheren Unterdevon als Faziesgrenze wirkte. In der südlichen Eifel tritt die Manderscheider Schwelle und im Oesling die Schwelle des Sattels von Givonne als Faziesgrenze in Erscheinung, so daß nördlich und südlich derselben, d. i. im Hunsrück gegenüber den Ardennen, bereits im Unteren Ems, und in den „Schichten von Clerf“, besonders aber in den „Schichten von Wiltz“, verschiedene Fazies auftreten.

Man darf nun annehmen, daß bei einheitlichem Bau der Widerlager und gleichem Material die Falten in ihrem streichenden Verlauf einheitlich gebaut sind, daß aber Änderungen im Bau oder in der Lage der Widerlager, selbst bei gleichem Material, sich im Verhalten der Falten widerspiegeln.

Einige Eigentümlichkeiten der Tektonik des Oeslings sind in diesem Sinne zu deuten. Durch eine große Anzahl von Einzelbeobachtungen belegt ist die Erscheinung, daß im westlichen Teile des Sattels von Givonne nach S einfallende, im östlichen Teil nach N einfallende Isoklinalfalten vorliegen. Dieses tektonische Verhalten, das klar auf bestimmte Räume beschränkt bleibt, ist offensichtlich in Verbindung mit der Position und der Bewegung in der Tiefe der festeren Kerne, die als Prallblöcke wirken.

Es gibt gute Gründe für die Annahme, daß im Westen ein verfestigter Kern als Verlängerung des zutage gehenden kambrischen Massives von Givonne vorhanden ist, welcher die Rolle eines „Vorlandes“ spielte, das höher in die Sedimente des Devons hinaufreichte als der Widerstand, den die Faltung an den spröden Quarzsandsteinen des Sg<sup>2</sup> im Norden antraf, so daß dort die Falten über das tiefer liegende Hindernis nach Norden überkippten (südliches Einfallen).

Östlich des Sauertales aber liegt infolge des Achseneinsinkens der „Druckblock“ tiefer als der „Prallblock“, welcher hier durch die sich stark heraushebende Zentralmulde zwischen Clerf- und Prümatal gebildet wird. Die einengende Kraft setzte in größerer Tiefe ein, die Falten wurden nach Süden übergelegt (nördliches Einfallen).

Die „Zentralmulde“ oder „Mulde von Wiltz“ zeigt in ihrem tektonischen Bau deutlich den Einfluß der versteiften Blöcke. In ihrem westlichsten Teil, in Belgien, streicht sie W—E und bildet ein schmales Band von Siegen, eingeklemmt zwischen die Antiklinale von Givonne und die Antiklinale der Ardennen. Östlich der Eisenbahnlinie Arlon—Namür wendet sie sich nach ENE, und das Untere Ems tritt im zentralen Teile auf. Von hier ab weichen die beiden Massive von Givonne und von Bastogne auseinander, und die Zentral-

mulde weitet sich. Es treten bei Lutremange, dann bei Watrange und Doncols und bei Berlé, bald am Nordrand, bald am Südrand in der Mulde Nebensättel auf. Bei Wiltz bringt eine Quersenkung diese Nebensättel wieder zur Tiefe. Bei Erpeldingen haben wir am Südrande die kräftige Aufwölbung der „Plakiglai“, welche von der Quersenkung von Wilwerwiltz abgelöst wird. stlich des Clerftales setzt eine kräftige Heraushebung ein, und die Mulde wird durch Nebensättel in drei Nebenmulden aufgeteilt (vgl. S. 182).

Zwischen Gr melscheid und dem „Leisert“, östlich Knaphoscheid, ist der Nordrand der Zentralmulde heraufgeschoben, so daß der „Schiefer von Wiltz“ unmittelbar auf Unterm Ems (E<sup>1b</sup>) liegt.

Dieses verschiedene Verhalten der Faltung im gleichen Gesteinsmaterial ist auf die verschiedene Position der stabilen Blöcke hier, der Sättel von Givonne und Bastogne, zurückzuführen.

Sobald diese Massive auseinanderweichen, geht die Streichrichtung der Zentralmulde von W—E in ENE und in NE über. Im Meridian des Clerftales wendet sich die kambro-silurische Masse von Stavelot rasch nach NNE. Die Zentralmulde erweitert sich infolgedessen und hebt sich kräftig heraus, so daß sie sich in drei Nebenmulden auflöst. stlich des Ourtales zeigt die Achse der Hauptmulde wellenförmiges Auf und Ab, so daß Quermulden von Quers tteln abgelöst werden. Dann sinkt die Achse so kräftig ein, daß im Becken von Pr m Mittel- und sogar etwas Oberdevon erhalten geblieben ist.

Auch die Winkelbetr ge und die Richtung des Einfallens der Faltschenkel stehen im Einklang mit dem Verhalten der lokalen verfestigten Kerne.

Bei Harlingen, an der belgischen Grenze, ist das Einfallen ausschließlich nach N, 70—80°, oder die Stellung ist vertikal.

3 km weiter östlich, vom Vorhergehenden durch kleine Querverschiebungen getrennt, ist das Einfallen ebenfalls steil, aber ausschließlich nach S. An der Straße von Nothum nach B derscheid trifft man steile symmetrische Falten, dann aber wieder weiter östlich an der Straße Wiltz—B derscheid ist die Stellung steil nach S oder vertikal.

Zwischen Nocher im S und Selscheid im N beobachtet man zuerst senkrechte Schichtenstellung, dann trifft man im Gebiet der „Plakiglai“ mehrere symmetrische Falten, welche aber zum Teil stark gestört sind. Dann werden die Falten im Kerne der Mulde nördlich Erpeldingen regelmäßiger. Am Nordrand ist bei Eschweiler der Wiltzer Schiefer, der ein Einfallen von 50—70° nach S zeigt, auf Unteres Emsien geschoben, welches 50—60° nach N hin einf llt.

In dem gut aufgeschlossenen Querprofil durch das Clerftal zwischen Kautenbach und Clerf zeigt der Südschenkel der Zentralmulde im Unteren Emsien ausschließlich steiles Süd-einfallen (70—80°).

Zwischen Lellingen und Drauffelt beobachtet man in der Mittleren und Oberen Emsstufe steilgestellte symmetrische Falten, die sich dann weiter im Unteren und Mittleren Emsien bis über Clerf hinaus fortsetzen.

Wie bereits vermerkt, weist der tektonische Bau der Zentralmulde zwischen Clerf- und Ourtal eine kräftige Heraushebung und vorwiegend symmetrischen Faltenbau auf. Doch ist die Heraushebung von mehreren Transversalverschiebungen begleitet. Die Einlagerung von Quarzitz gen, teils muldenartig im „Schiefer von Clerf“, teils sattelförmig in den „Schiefern von Wiltz“ weist auf Verschiebungen im Streichen hin.

**Der Sattel von Bastogne.** Er zeichnet sich zuerst in dem kleinen Massiv kambrischer Schichten von Serpont ab, wo die Achse W—E-Richtung aufweist. stlich dieses Massives setzt ENE-Richtung ein, welche dann an der belgisch-luxemburgischen Grenze ziemlich unvermittelt nach NE schwenkt. Der Sattel umfaßt die weite, wenig gegliederte Hochebene des nördlichen und nord-westlichen Oeslings, wo die vortriadische Rumpffläche am besten erhalten ist, Aufschlüsse also selten sind.

Zwischen Bahnhof Schimpach und dem Dorfe Allernborn zeigen die Ausbuchtungen der Mittleren Siegenstufe im allgemeinen symmetrischen Falten-

bau. Nördlich davon ist der Bau isoklinal südvergent. Im Clerftal verwischt sich der Sattel. Er löst sich in mehrere Nebensättel und Nebenmulden auf und geht mit der nördlich anschließenden Mulde von Houffalize in die Flanke des großen Sattels von Stavelot über.

### Allgemeine Ergebnisse aus den tektonischen Einzelheiten

Ungeachtet des Fehlens einer engen Anpassung in den Einzelheiten der variszischen Faltung an die vorhergehende kaledonische, bestehen doch Anzeichen dafür, daß die Grundzüge der großen tektonischen Einheiten der kaledonischen Faltung richtunggebend für die variszische Tektonik waren.

Die Grundzüge dieser Tektonik werden geregelt durch im N und S gelegene, während der kaledonischen Orogenese versteifte Hauptblöcke, wozu dann kleinere Zwischenblöcke kommen, welche in die devonischen Sedimente hineinragen. Die lithologische Natur der Sedimente spielt in der Tektonik eine zweite Rolle.

Tektonische und stratigraphische Argumente lassen darauf schließen, daß sich zwischen Eifel und Hunsrück eine vordevonische Schwelle hinzieht, welche etwa das Gebiet der Untermosel einnimmt und welche auch als südlicher Stau für die Faltung des Oeslings aufgefaßt werden darf. Das nördliche lokale Vorland für unser Gebiet war durch die kambrische Masse von Stavelot gegeben.

Diese versteiften Schwellen übten infolge ihres verschiedenen tektonischen Verhaltens, ihrer verschiedenen Konturen, ihrer relativen Tiefenlage keine gleichartigen Wirkungen in allen Punkten ihrer Ausdehnung aus. Man darf annehmen, daß das so differenzierte Verhalten des variszischen Faltenbaues in dem gleichen Gestein durch das verschiedene Verhalten dieser Vorländer bestimmt wird.

Diese Abweichungen sind im Oesling besonders auffallend im Gebiete des Sattels von Givonne. Abscherende Überschiebungen (*chevauchements cisailants*) sind jedenfalls häufiger, als es der monotone Charakter der geschieferten, petrographisch gleichartigen Sedimente erkennen läßt. Deckenartige Verschleppungen müssen zur Erklärung der allgemeinen Tektonik der Ardennen angenommen werden.

Auch Transversalstörungen sind nicht selten. Sie sind in ursächliche Verbindung mit dem tektonischen Verhalten der Vorländer und mit den Achsen-schwankungen der Grobelemente der variszischen Tektonik zu bringen. Die für die Geologie unseres Gebietes leitende und ihre Grundzüge bestimmte Achsen-einsenkung tritt in der Eifeler Quersenke auf.

In ihrer Anpassung an den Umriss des Massivs von Stavelot streichen die Achsen der Großfalten im Westen ENE, um im Osten in die NE- oder sogar in die NNE-Richtung einzuschwenken. Die Tendenz zur NE- resp. NNE-Richtung nimmt von S nach N hin zu.

### Die Fazies des Unterdevons in ihren Beziehungen zur Tektonik

Die Geosynklinale, aus welcher später der variszische Faltenstrang der Ardennen entstand, bildete eine Senkungszone in dem verfestigten Sockel des kaledonischen Orogens. Da dieser Sockel bereits eine ungleichmäßige Beweg-

lichkeit besaß, bildeten sich in der allgemeinen Senkungszone Teilsenken verschiedener Tiefe heraus, welche durch Schwellen getrennt waren, die weniger nachgiebige Zonen darstellten, und die bis zu verschiedener Höhe reichten.

Auf diese Weise waren bereits die tektonischen Elemente erster Ordnung des variszischen Faltenbaues vorgezeichnet, welche nicht ohne Einfluß auf die Fazies der neuen Sedimente blieben.

Die Eifeler Quersenke bildet das leitende Element in unserem Gebiete sowie in die östlichen Ardennen und der angrenzenden Eifel. Hier treffen wir die Hauptmächtigkeit des Unterdevons, während östlich und westlich davon Schwellengebiete liegen, in denen die Mächtigkeiten des Unterdevons bis in das Untere Ems hinauf merklich geringer sind.

Der Sattel von Givonne und dessen Verlängerung nach Osten spielen im Unteren Ems die Rolle einer untermeerischen Schwelle, welche zwei Fazies trennt. Im Norden setzt sich diese Stufe vorherrschend aus Sandsteinen und „Quarzophylladen“, im Hunsrück aber aus Tonschiefer zusammen, der früher unter dem Namen „Hunsrückschiefer“ als eigene Stufe aufgefaßt wurde, während es sich in Wirklichkeit um eine Fazies des Unteren Ems handelt.

Die Obere Emsstufe bildet ebenfalls zwei verschiedene Fazies nördlich und südlich genannter Schwelle.

#### Die Schieferung der unterdevonischen Bildungen des Oeslings

Die Schieferung ist hier fast ausschließlich mechanischer Art. Metamorphe Vorgänge sind dabei fast ohne Bedeutung. Die Schieferung ist also gleichsam die Fortsetzung der Faltung, welche durch unmerkliche Verschiebung kleinster Teilchen im Sinne der Achsenebene fortgesetzt wird, so daß grundsätzlich die Schieferungsebene mit der Achsenebene zusammenfallen muß.

Die Neigung der Schieferungsfläche ist im Oesling starkem Wechsel unterworfen; sie schwankt zwischen  $20^\circ$  und  $90^\circ$ , wobei aber die Werte von  $60^\circ$  bis  $80^\circ$  vorherrschen. Die Streichrichtung liegt immer nahe bei derjenigen der Schichtflächen.

Nach den zahlreichen Beobachtungen im Teilgebiete des Sattels von Givonne westlich der Sauer fällt die Schieferungsebene hier nach S. Der Winkelbetrag ist stets größer als bei den Schichtflächen, welche ebenfalls nach S fallen. Im Teilgebiete östlich der Sauer bestehen systematische Untersuchungen. Während die Schichten hier nach N einfallen, zeigen die Schieferungsflächen vorwiegend Südeinfallen. Doch fällt ein Fünftel davon nach N (98 Fälle von 500 Beobachtungen). Diese Ausnahmen sind an etwa 6 eingestreute, streifenartige Gebiets-teile konzentriert. Es dürfte sich hier um lokale Abweichungen infolge Einlagerung von härteren Sandsteinen zwischen den nachgiebigeren Schiefnern handeln.

Klüfte ohne bemerkenswerte oder sichtbare Verschiebungen sind äußerst häufig. Dieselben verlaufen nach zwei sich beinahe unter einem rechten Winkel ( $85^\circ$ — $110^\circ$ ) schneidenden Richtungen, nach N—S und W—E. Doch kann dazu noch ein 2. oder gar 3. System von Richtungen kommen. Richtung und Betrag des Einfallwinkels sind starkem und häufigem Wechsel unterworfen. Schwach verbogene Kluftflächen sind nicht selten. Die Kluftflächen durchsetzen sowohl die Falten wie die Schieferung und sind häufiger im quarzigen als im tonigen Gestein. Gehen sie aus letzterem in ersteres über, so nimmt der Betrag des Einfallens im allgemeinen ab. Oft sind die Klüfte an der Kontaktfläche verschieden

harter Gesteine geschleppt. Sie entstanden nach Abschluß der Faltung und Schieferung, als das Gestein auf den tangentialen Druck nur mehr durch ein Netz von Klüften reagierte. Die Ausfüllung der Klüfte durch Quarz ist häufig.

### Postvariszische Kontinentalperiode

Die Faltung setzte im Luxemburger Land und in den angrenzenden Gebieten in der Zeit zwischen Unterem und Oberem Karbon ein, entspricht mithin der sudetischen Phase STILLES. Produktives Karbon kam nicht mehr zur Ablagerung, wie auch durch die Bohrungen von Bad Mondorf und Longwy nachgewiesen wurde.

Durch die nach der Heraushebung aus dem Meere beginnende kontinentale Abtragung wurde eine Fastebene (peneplain) im Sinne von DAVIS geschaffen, welche später durch die mesozoischen Ablagerungen wieder eingedeckt wurde. Die Reste dieser Decke wurden im Oesling erst im jüngsten Tertiär ausgeräumt, während im Gutland die postvariszische Abtragungsfläche noch verborgen liegt. Der kontinentale Schutt, welcher am Bildungsort zurückblieb und nach und nach die abgetragenen Falten einhüllte, ist nach seiner Farbe als „Rotliegendes“, nach dem Alter als „Permische Bildung“ zu deuten.

Perm war bisher auf luxemburgischem Gebiete nicht bekannt, obgleich seine Existenz vorauszusetzen war. Der Buntsandstein besteht aus aufgearbeitetem Material des „Rotliegenden“. Bei der Neubohrung der „Kindquelle“ in Mondorf (1946 und 1947), welche bei rund 700 m Tiefe das Devon erreicht, wurden zwischen 692 und 699 m Tiefe Gesteine angetroffen, die in ihrer Ausbildung dem Perm entsprechen, wie es in den Vogesen und an der unteren Saar bekannt ist.

Zwischen 712,85 und 699,60 m bestehen die Bohrkerne aus Quarziten und Quarzophylladen, die mit dem Quarzitvorkommen unterdevonischen Alters von Sierck (Entfernung in der Luftlinie 8 km) identisch sind. Die Kerne zeigen Überschiebungstektonik. Sie endigen oben mit einer durch Infiltration rot gefärbten Abrasionsfläche. Eine deutliche Winkeldiskordanz trennt das Devon von einer Brekzie, die aus eckigen Bruchstücken der unterliegenden devonischen Gesteine besteht. An der Basis liegen schlecht gerundete Quarzgerölle von hellgelblicher Farbe. 20 cm über der Trennungsfläche sind diese Bruchstücke in einem groben Sandstein eingebettet. In dem Sandstein treten einige kleine Alveolen auf, deren Wände mit Kristallen von Dolomitspat ausgekleidet sind. Die Bruchstücke werden seltener und schwimmen gleichsam vereinzelt in dem groben Sandstein. Dann werden die Alveolen häufiger, der Sandstein wird dolomitisch, und schließlich haben wir einen zelligen Dolomit, der dann wieder in einen roten Sandstein mit eckigen Bruchstücken übergeht. Zwischen 697,80 und 695 m besteht Wechsellagerung von Zellendolomit mit rotem brekzienartigem Sandstein. Endlich herrscht von 695 bis 692 m roter Dolomit vor. Bei 692 m beginnt der Vogesensandstein. (Das Bohrloch setzt in den  $\beta$ -Tonen bei + 194,38 N.N. an.)

Diese schlecht geschichteten Bildungen zwischen 699,60 und 692 m vertreten Rotliegendes und Zechstein, ohne daß eine genauere Zuteilung zu der einen oder anderen Stufe gemacht werden kann.

Zwischen Trassem und Koenen, am rechten Ufer der unteren Saar, trifft man stellenweise kristallisierte Dolomite und rote Sandsteine mit Brekzien, welche sich zwischen Unterdevon und Vogesensandstein einschieben und das Perm vertreten.

Diese Bildungen permischen Alters zwischen Koenen und Trassem liegen am Westrand des devonischen Hunsrückmassives. Bei Trassem umziehen sie die devonische Schwelle von Sierck, so daß das Perm von Mondorf die Verlängerung der Vorkommen an der Saar bildet.

### Das Mesozoikum des Luxemburger Sedimentationsraumes

#### Trias

Durch die variszischen Gebirgsbewegungen waren Ardennen, Rheinisches Schiefergebirge und französischer Kontinent dem Old-Red-Festland angefügt worden. Im Perm entstand auf den alten abgetragenen Falten eine Einsenkungszone, welche Norddeutschland, die Campine und Holland umfaßte und sich nach Westen bis nach England hinzog. Sie wurde vom Meere eingenommen, dessen südliche Begrenzung durch das Ardenner und Rheinische Massiv gegeben war. *Diese Gebiete blieben demnach im Perm Festland. Doch bildete sich östlich der Rheinischen Masse eine Senke heraus, von E. HAUG als „Germanische Quersenkung“, sonst meist als „Hessische Straße“ bezeichnet, welche das Gegenstück zur Eifeler und Lothringer Quersenkung war. Das Zechsteinmeer rückte dort von N her bis in die Rheinpfalz vor, erreichte aber die Eifeler und Lothringer Quersenkung noch nicht.*

In der Trias griff das Meer von der Norddeutschen Senke aus auch auf die Eifeler Quersenkung über, während es durch die Hessische Straße Südwestdeutschland erreichte und dann, von S nach N fortschreitend, in der Lothringer Senke vordrang. So erfolgte in unserem Ablagerungsraum die Transgression von N und S her, was sich zur Zeit der Ablagerung des Vogesensandsteins vollzog. Nur das devonische Massiv von Sierck bildete eine Schwelle, welche in die Senke hineinragte und dieselbe einengte. Erst an der Wende vom Unteren zum Mittleren Muschelkalk wurde diese Schwelle ganz eingedeckt. Sie kann auch als Grenze zwischen Eifeler und Lothringer Senke angenommen werden.

Die Uferlinien des Triasmeeres, das diese beiden Senken ausfüllte, verliefen im allgemeinen in der N—S-Richtung, und die Transgression griff nach W und nach E hin auf die alten Rumpfflächen über. Die Mittellinie der Senke erlitt die schnellste Einsenkung, so daß wir hier die mächtigsten Ablagerungen in normaler Fazies haben, während nach W oder nach E Littoralbildungen folgen, welche schließlich auf das alte Festland übergreifen. Im W ist die Uferfazies durch alle Stufen der Trias hinauf gut ausgeprägt, im E nur in der Unteren Trias (vgl. Tafel 3a: Uferlinien der Triasmeere am Westrand der Eifelstraße).

Diese ursprüngliche Erstreckung der Uferlinien der Triasbildungen in N—S-Richtung beweist, daß diese Bildungen sich einst auch über das Oesling, die östlichen Ardennen, die Eifel und den Hunsrück ausdehnten. Ein W—E-Profil senkrecht zum Verlauf der Eifeler Quersenkung, im heutigen Grenzgebiet zwischen Oesling und Gutland, zeigt im W, zwischen Kleinelcherot und Niederfeulen, küstennahe Fazies mit sukzessiven Transgressionen nach W hin, zwischen Diekirch und Reisdorf aber normale Fazies gleich derjenigen an der Mosel und Untersauer (vgl. das Profil auf Blatt Nr. 7 der geologischen Karte). Da aber in die transgressiven Bewegungen sich noch mehrere Rückzugsphasen einschalten, so ist das Profil im Gebiete der küstennahen Fazies unvollständig, während im axialen Teil des Profils die ununterbrochene Reihenfolge der Schichten auftritt. Dazu kommt als allgemeines paläogeographisches Argument die Tatsache, daß in der Trias das Pariser Becken noch nicht als solches bestand, sondern noch

einen Teil des ardenno-gallischen Festlandes bildete. Daß die Lothringer und Luxemburger Triasbildungen im Zusammenhang mit der deutschen Trias stehen und nicht auf das Gebiet des Pariser Beckens hinübergreifen, hat bereits E. DE BEAUMONT erkannt, wenn er die Lothringer Trias charakterisiert als „une portion du sol germanique qui fait incursion au milieu de nos départements“ (Explication de la Carte géologique de la France, tome II, pg. 7; 1848).

Das Einsinken des Sedimentationsraumes erfolgte nicht gleichmäßig, sondern wechselte mit aufsteigenden Bewegungen ab. Der Zyklus beginnt mit den lagunären und kontinentalen Bildungen des Buntsandsteines, welche hier aufgearbeitetes Material des Perms umfassen. Im Unteren Muschelkalk bewältigt das Meer den Sedimentationsraum vollständig, aber in der Stufe des Mittleren Muschelkalkes kommt es wieder zu Lagunenbildungen mit mächtigen Gipsedimenten. Im Oberen Muschelkalk ist das Meer zwar regressiv, aber das Einsinken ist so kräftig, daß die Quersenke in Verbindung mit dem Weltmeer tritt und eine, wenn auch dürftige, Cephalopodenfauna Zutritt zu unserem Gebiete erlangt. Im Keuper wiederholen sich die Bedingungen der unteren Trias; er umfaßt kontinentale und lagunäre Bildungen mit Gips. Das Meer transgrediert zwar, ist aber sehr flach und wird zeitweise, wie im Buntsandstein, ganz verdrängt. Die Rhättransgression leitet dann zu den jurassischen Bildungen über. Es sind die gleichen Faziesänderungen, die, bedingt durch epirogene Bewegungen und Klimawechsel, der Gliederung der germanischen Trias zugrunde liegen.

Man muß im Grenzgebiet zwischen Oesling und Gutland ufernahe Bildungen und Basalkonglomerat auseinanderhalten. Letzteres bedeutet nicht den Rand des Sedimentationsgebietes, sondern ein transgredierendes Übergreifen auf die alte vortriadische Rumpffläche. Deshalb findet es sich an der Basis aller triadischen und jurassischen Bildungen, welche auf die abgetragenen Devonfalten übergreifen. Am Südrande des Oeslings sind nun diese Schichten in einer schmalen Randzone so weit abgetragen, daß nur eine Restdecke von Geröllen des Basalkonglomerates übrigblieb. Man sah sie vielfach als Uferbildungen, als Reste des Buntsandsteines oder als diluviale Gerölle an, was zu mancherlei Irrtümern in ihrer Deutung Anlaß gab. Somit ist der Geröllgürtel am Südrande des Oeslings nicht eine Küstenlinie mit ihren Strandgeröllen, sondern die Schnittpunktreihe der heutigen Erosionsgrenze mit einer ganzen Anzahl von Strandlinien der Trias, die sich im Laufe der Transgression nach West verlagert haben.

### Buntsandstein

Während die Anordnung der Bildungen des Perms im Luxemburger Gebiete und dessen Umgebung (Saargebiet, Wittlicher Senke) den variszischen Anlagen in SW—NE-Richtung folgt, geschieht die Ablagerung des Vogesensandsteines bereits in einer N—S gerichteten Sammelrinne. Das Beckentiefste verläuft in dieser Zeit über Mondorf, Trier, Bitburg, die westliche Uferlinie zieht zwischen Sinspelt und dem Oortal durch, erreicht im Süden unseres Gebietes aber nach W hin Longwy nicht mehr.

Während das Perm mit eckigem, quarzitischem Verwitterungsschutt des alten Festlandes beginnt, zeigt der Vogesensandstein gut gerolltes Basalkonglomerat und mächtige, zum Teil grobe Sandsteinbildungen mit den Merkmalen einer Sedimentation in einem Flachmeer mit fluviatilen Einlagerungen. Das Material entstammt den mächtigen Schuttanhäufungen des umgebenden Festlandes, die von Flüssen dem Flachmeer zugeführt wurden. Das in der Richtung von S nach N in Lothringen abnehmende Hauptkonglomerat erreicht das Luxemburger Gebiet nicht mehr. Auch im Gebiete von Commern führt der Haupt-

buntsandstein, der dem Vogesensandstein entspricht, Gerölle und Konglomerate. Die große Sandsteinplatte von Hillesheim (Eifel) aber zeigt eine feinkörnige, geröllfreie, glimmerreiche, tonige Gesteinsausbildung, die nach ihren petrographischen Merkmalen dem Voltziensandstein entsprechen würde.

Die aus grobkörnigem, braunrotem Sandstein bestehenden *Zwischenschichten*, mit eingeschalteten violetten Mergeln und mit Dolomit in Knollen und Lagen im unteren Teile und eingestreuten Geröllen durch die ganze Abteilung, zeigen auf eine deutliche Erweiterung des Sedimentationsraumes nach W und nach N hin. Die gleichen Merkmale charakterisieren diese Schichtenfolge im Gebiete von Luxemburg und von Commern. Doch reichen die Dolomitknauern in Commern in Schichten hinauf, die durch reichliches Auftreten von Pflanzen als Voltziensandstein gekennzeichnet sind, während in dem Sandstein von Hillesheim die für die Zwischenschichten bezeichneten Dolomitknollen fehlen. Man sieht also, wie die Faziesgrenzen sich hier überschneiden, weil der Fazieswechsel nicht gleichzeitig auftritt.

Da in unserem Gebiete sowohl das Hauptkonglomerat wie auch der im Saargebiet so bezeichnende Karneolhorizont fehlt, ist die Grenze gegen den liegenden Vogesensandstein nicht scharf. Wir verlegen sie dorthin, wo die Dolomitknauern beginnen.

Im Gegensatz zu dem Vogesensandstein zeigen die Zwischenschichten lebhaften Gesteinswechsel und führen vielfach Gips (mehrere Bohrungen in Diekirch, Bohrung in Longwy). Häufige Einlagerungen von Geröllen sowie Kreuzschichtung weisen auf periodisch fließende Gewässer mit starkem Gefälle hin. Die Verbindung von lagunenartigen Räumen mit dem seichten Binnenmeere muß wiederholt abgerissen sein, wobei es zu Gipsbildung kam, dann wieder hergestellt worden sein, wobei in stark salzigem Wasser Dolomit abgeschieden wurde. Diese Vorgänge lassen auf größere tektonische Beweglichkeit des Sedimentationsraumes schließen. Das Fehlen jeder marinen Fauna oder Landflora zeigt auf ein arides Gebiet mit zahlreichen eingeschalteten Binnenmeeren hin.

Der *Voltziensandstein* greift weiter westlich auf das Ardennen Festland über, sonst aber verläuft seine Grenze parallel den liegenden Stufen. Abgesehen von dem Basalkonglomerat fehlen die Gerölle; eine Verfeinerung des Kornes macht sich geltend. Auch Dolomit fehlt. Es handelt sich um tonige Bildungen, die von gefällsarmen Flüssen aus einem weitgehend abgetragenen Festland gefrachtet wurden. Die Ablagerung von feinkörnigem Detritus, der neben vereinzelt Pflanzenresten gelegentlich etwas halogene Salze und Gips führt, vollzog sich in einem regenarmen Tiefland, in welchem gelegentliche Meereseinbrüche flache Binnenmeere hinterließen.

#### Muschelkalk

Der *Muschelsandstein*, die Randfazies des Wellenkalkes, ist eine Bildung unter einer ausgesprochenen Meeresbedeckung. Auch die Fauna ist eine verarmte Wellenkalkfauna. Im allgemeinen gibt der scharfe Farbenwechsel zwischen dem hellen, dolomitischen Muschelsandstein und dem roten, tonigen Voltziensandstein auch die Stufengrenze gut an. Doch setzen die petrographischen Merkmale und Farben des Liegenden manchmal in den Muschelsandstein fort, wie bei Apach und Schengen. Dies ist auch in der Bucht von Commern der Fall. Der relative Reichtum einer marinen Fauna läßt auch hier die Grenze genauer festlegen.

Im Gebiete der Mosel und der Sauer treten an der Basis häufig Trochiten auf, während Terebrateln mehr gegen die Mitte der Stufe anzutreffen sind.

*Myophoria orbicularis* kommt nur häufiger an der Mosel und unteren Sauer vor und ist an der mittleren Sauer sehr selten.

Westlich Ettelbrück entwickelt sich eine sandige Fazies, die sich nur durch Verfolgen der Übergänge als Vertreter des Unteren Muschelkalkes deuten läßt. Sie zieht sich in dieser Ausbildung bis nahe an die Westgrenze des Landes hin. Die kalkige Bank an der Basis mit Steinkernen von Fossilien läßt sich bis nach Pratz hin erkennen.

Der Mittlere Muschelkalk (Anhydritgruppe) zeigt in Luxemburg, Lothringen und im Gebiet von Commern gleichfalls eine einheitliche Fazies: Bunte Mergelschiefer mit Steinsalzpseudomorphosen und mit Gipsstöcken gegen das Hangende. Zum Abschluß werden dann die pelitischen Mergel durch den Linguladolomit verdrängt. Die normale Entwicklung des Mittleren Muschelkalkes reicht bis westlich Ettelbrück. Dann geht die mergelige Ausbildung in eine sandige über. Der Linguladolomit reicht bis östlich Mertzig (an der Wark).

Die verschiedenen Faziesgürtel des Muschelsandsteines und der Anhydritgruppe decken sich in unserem Gebiete etwa in ihrer Ausdehnung.

Der Hauptmuschelkalk setzt sich im Luxemburg—Trierer Gebiet sowie am Nordrande der Eifel aus mächtigen Dolomiten mit seltenen, dünnen Einlagen von grauen Mergeln zusammen. Die untere Abteilung (Trochitenschichten) ist durch massenhaftes Auftreten von Stielgliedern des *Encrinus liliformis* gekennzeichnet, die höher fehlen. *Ceratites nodosus* — obere Abteilung = Nodosus-Schichten bildet eine Seltenheit.

Der Muschelkalk ist in unserem Gebiete nach seiner chemischen Beschaffenheit ein Dolomit. Diese Dolomitfazies ist eigentlich eine Randfazies, denn in Lothringen treffen wir im Innern des Ablagerungsraumes, zwischen Vogesen und Pfälzer Bergland, neben Kalken auch Mergel und Tone.

Die dolomitische Fazies des Hauptmuschelkalkes reicht nach Westen bis bei Feulen (westlich Ettelbrück). Hier verschwinden die Trochitenschichten sowie der untere Teil der Nodosus-Schichten, ohne daß sich eine besondere sandige Fazies entwickelt. Der oberste Teil ist von hier ab in der Fazies eines rötlichen, sandigen Dolomites mit häufigen *Terebratula vulgaris* entwickelt und führt auch hochmündige Ceratiten. Sie vertreten die Semipartitus- und Terebratel-Schichten und lassen sich bis nach Reimberg (Rodbachtal) hin verfolgen.

*Ceratites nodosus* ist im Gebiete der normalen Entwicklung an der Mosel und unteren Sauer äußerst selten und fehlt am Nordrande der Eifel. So überrascht das verhältnismäßig reichliche Vorkommen am Südrande des Oeslings. Andererseits treten am Nordrande der Eifel im Dache des Hauptmuschelkalkes, ebenso wie im nördlichen Lothringen, Austernstöcke mit *Ostrea ostracina* auf, die im Luxemburger Gebiet noch nicht beobachtet wurden.

Die Uferlinien des Meeres blieben im Hauptmuschelkalk hinter denjenigen der tieferen Fazies etwas zurück, aber die durchgehend gleichmäßige dolomitische Fazies weist auf ein tieferes Meer hin, in welches kaum detritisches Material eingeschwemmt wurde. Nur lokal, wie beispielsweise bei Schieren, treten gelegentlich streifenweise kleinere Quarzgerölle auf. Das Vorkommen von Cephalopoden bis an das Randgebiet weist auf leichtere Verbindung mit dem offenen Ozean hin, welche durch die Rhönesenke nach dem alpinen Meeresgebiet erfolgte.

Die Myophorienschichten bedeuten bei unveränderter Umgrenzung des Sedimentationsraumes eine allgemeine Verflachung des Meeres: sandige und mergelige Gesteine sowie eine verarmte Fauna des Hauptmuschelkalkes mit Vorherrschen der Myophorien.

Die Schichtenreihe läßt sich in die drei Stufen gliedern: Grenzschieben, Bunte Mergel und Grenzdolomit.

Die Entwicklung der Grenzschieben bleibt normal im Moseltal und durch das Sauerthal hinauf bis gegen Bettendorf. Von hier ab nach W gehen die Dolomite in einen dolomitischen Sandstein über und die Mächtigkeit nimmt zu. Vereinzelt eingeschwemmte Quarzgerölle und dünne Lagen von feinem Muscheldetritus in dem hellen dolomitischen Sandstein weisen auf die Nähe eines flachen Meeresufers hin. Das Gestein wird als geschätzter Hausstein abgebaut. Vereinzelt Funde von Ceratiten bei Gilsdorf und Vichten beweisen, daß diese Schichten in den obersten Muschelkalk zu stellen sind.

Die Abteilung der Bunten Mergel setzt sich aus düsterbunten Mergeln mit eingelagerten Sandsteinen und Dolomiten zusammen, die indes keinen bestimmten Horizont einnehmen, sondern in verschiedenem Niveau wiederkehren. Die Mergel führen keine Pseudomorphosen nach Steinsalz, enthalten aber häufig Knollen eines ockergelben, tonigen Dolomites. Die Sandsteine sind vielfach von verkohlten Pflanzenresten durchsetzt und die Dolomite führen ab und zu *Lingula tenuissima*.

Der rasche Fazieswechsel weist auf eine beginnende Regression und auf ein Verflachen des Meeres hin, wobei es in rasch wechselnder Folge bald zu marinen Flachseebildungen (Dolomite mit *Lingula tenuissima*), bald zu brackischen (Bunte Mergel ohne Pseudomorphosen), bald zu terrestrischen Ablagerungen (Sandstein mit Pflanzenresten) kam. Diese Ausbildung ändert sich nicht wesentlich in dem Randgebiet westlich dem unteren Alzettetal.

Am Nordrande der Eifel ist diese Stufe in übereinstimmender Ausbildung mit Lothringen und Luxemburg vorhanden. Auch hier fehlen die Pseudomorphosen nach Steinsalz.

Der Grenzdolomit besteht im Gebiete der Mosel und Untersauer aus hellen Dolomiten mit häufigen Steinkernen von Myophorien und Gervillien. Die Mächtigkeit, an der Mosel bis zu 10 m, nimmt an der Untersauer rasch ab und ist bei Dillingen nicht über 1 m. Hier schieben sich dann vereinzelt Quarzgerölle ein, welche so zunehmen, daß bald einzelne geschlossene Konglomeratlagen sich bilden. Im unteren Alzettetal entwickelt sich aus dem dichten Dolomit ein zelliger, bunter, vielfach mit Geröllen durchsetzter Dolomit, der sog. Zellendolomit des Randgebietes.

Die drei Stufen der Myophorienschichten reichen nach W bis an eine N—S streichende Linie, die etwa mit dem Rodbach zwischen Pratz und Everlingen zusammenfällt. Westlicher lassen sich die Stufen nicht mehr nachweisen.

Zu der Verflachung des Meeres trat eine ausgesprochene Bodenunruhe, die in dem Wechsel von marinen, brackischen und terrestrischen Bildungen zum Ausdruck kommt. Diese Bewegungen schufen auch auf dem angrenzenden Festlande ein kräftigeres Relief mit stärkerem Gefälle der Flüsse, so daß reichliche Gerölle eingeschüttet wurden.

### Keuper

Im Keuper setzte sich diese allgemeine Verflachung des Meeres fort, was aber durch eine Erweiterung des Transgressionsgebietes kompensiert wurde, so daß die Keuperformation fast überall beträchtlich über die älteren Stufen der Trias übergreift. Die Bodenunruhe hielt an, so daß es einerseits zu Heraushebungen und Verlandungen, andererseits zu lokalem Absinken der Sammelrinnen kam. Die Belebung im Relief des Vorlandes macht sich im Küstengebiet in starken Konglomerat- und Sandsteinbildungen geltend. Im Innern kam es zur Bildung von feinkörnigen, bunten Mergeln. Gips tritt im ganzen Keuper, mit Ausnahme des Rhät, reichlich auf.

Der Pseudomorphosenkeuper wird in normaler Ausbildung in der Gegend der Mosel und unteren Sauer angetroffen. Er besteht aus bunten Mergeln mit sehr untergeordneten Lagen von Dolomit und quarzigem Sandstein. Bezeichnend sind die häufigen Vorkommen von Steinsalzpseudomorphosen.

Im Gebiete der unteren Weißen Ernz, etwa von Eppeldorf talabwärts, schieben sich zwischen die Mergel rote, untergeordnet graue Sandsteine mit Gerölllagen und Dolomiten ein. Vom unteren Alzettetal nach Westen nehmen die konglomeratischen Sandsteine bald die Oberhand. Dann wird das sandige

Material bald vielfach durch ein dolomitisches ersetzt. So bietet sich westlich einer Linie Grosbous—Useldingen folgendes Profil im Pseudomorphosenkeuper, das sich nach Westen hin bis nach Habay-la-Neuve (Belgien) verfolgen läßt.

Von oben nach unten:

5. Rötliche Mergellagen und grünlicher, grober Sandstein mit Mergeln; nach oben herrscht der Sandstein vor ... 5—7 m.
4. Obere Konglomeratstufe, bestehend aus hellen oder bunten Dolomiten mit Quarz- und Quarzitgeröllen. Im Süden 3—4 m, im Norden 6 m.
3. Feste quarzitische Sandsteine, wechselnd mit bunten Mergeln; oben lebhaft rote Mergel. Im Süden 6—8 m, im Norden 10 m.
2. Untere Konglomeratstufe, bestehend aus sandigem Dolomit mit starken Konglomeratlagen ... 5—8 m.
1. Sandstein, wechsellagernd mit bunten Mergeln; oben eine Lage von lebhaft roten Mergeln ... 4—6 m.

Die Gerölle in (4) können lokal fehlen, so daß ein reiner Dolomit vorliegt, der als dolomitischer Kalkstein technische Verwertung findet, weshalb die ganze Stufe (1—5) von älteren Autoren zum Muschelkalk gestellt wurde. Doch das Verfolgen der Übergänge und das Auftreten der charakteristischen Steinsalzpseudomorphosen, besonders in den Abteilungen (1) und (5) sowie die stratigraphische Lage zwischen dem Grenzdolomit unten und dem Steinmergelkeuper oben, lassen keinen Zweifel darüber, daß es sich um eine besondere Fazies des Pseudomorphosenkeupers handelt.

Die Gerölle des Grenzdolomites und des Keupers sind von dem gleichen Habitus und bestehen aus gelblichem, grauem, grünem und weißem Quarz und Quarzit. Rotfärbung durch Eisenoxydinfiltration fehlt durchgehends. Durch diese Merkmale und das reichliche dolomitische Bindemittel lassen sich die Keupergerölle vom Buntsandsteingeröll absondern.

Der weiche, tonige, glimmerige, graue Schilfsandstein mit häufigen verkohlten Pflanzen tritt in linsenförmigen Einlagerungen von sehr wechselnder Mächtigkeit auf, die in ihrer Anordnung den Zusammenhang mit der alten SW—NE streichenden Faltenrichtung erkennen lassen.

Die größten Mächtigkeiten fallen mit Senkungsgebieten zusammen, in denen auch der Pseudomorphosenkeuper seine größte Mächtigkeit hat. So ist auch eine besonders schwache Entwicklung des Schilfsandsteines auf dem Sattel von Born nachweisbar, und auf dem Sattel von Sierck scheint er in den Bohrlöchern ganz zu fehlen, wie er auch in Lothringen seine größte Mächtigkeit in den Mulden nördlich und südlich des Buschborner und Fletringer Sattels zeigt. Auch in der Anhydritgruppe verteilen sich die verschiedenen Mächtigkeiten nach Zonen, welche SW—NE streichen. Weiter ist auch der verschiedene Salzgehalt der zahlreichen im Buntsandstein in Lothringen und Luxemburg erbohrten oder natürlichen mineralisierten Quellen an Zonen gebunden, welche in dieser Richtung verlaufen. Es besteht also eine Anordnung nach Senken und Schwellen, die im variszischen Faltenstreichen liegen, während die Uferlinien innerhalb der Nord-Süd-Richtung verbleiben. Das deutet darauf hin, daß innerhalb der Eifeler und Lothringer Quersenke variszische Nachbewegungen wirksam waren, die in der Jurazeit wieder vorherrschend wurden.

Der Schilfsandstein erinnert in seiner Ausbildung stark an den in den Myophorienschichten eingeschalteten sog. „Lettenkohlsandstein“ mit Pflanzenresten, aber auch an den Buntsandstein. Es ist eine Landbildung, die von Flüssen in austrocknenden Wasserbecken zur Ablagerung kam. Doch müssen auch ver-

einzelte austrocknende Meeresrelikte bestanden haben, wie bei Cessingen (Bohrloch), wo es zur Abscheidung von Gips kam.

Über der terrestrischen Ablagerung des Schilfsandsteines läßt sich im Gebiete der Mosel die saline Fazies der Roten Gipsmergel abscheiden. Die 5—10 m mächtigen Mergel mit Gips fallen durch ihre kräftig rote Farbe auf, lassen sich aber außerhalb des benannten engen Gebietes nicht mehr erkennen.

Dann folgt die weit verbreitete Formation des Steinmergelkeupers, der sich in gleichbleibender Fazies von bunten, leicht gefärbten Mergeln mit hellen, eingeschalteten Steinmergeln durch den ganzen Sedimentationsraum verfolgen läßt. Gipslinsen treten vielfach auf. Die Mergel ziehen, nur mit verminderter Mächtigkeit, am heutigen südlichen Devonrand entlang bis nach Rossignol in Belgien hin.

Am Nordrand der Eifel lassen sich Schilfsandstein und Rote Gipsmergel nicht abtrennen. Hingegen zeigt der Steinmergelkeuper die gleiche Ausbildung wie im Lothringer und im Luxemburg—Trierer Gebiet.

Sowohl die Verteilung der Gipsvorkommen wie die der Mächtigkeiten beweisen, daß der Sedimentationsraum des Steinmergelkeupers sein Muldentiefstes in der alten SW—NE-Richtung hat, während die Festlandsränder noch in der rheinischen Richtung verlaufen. Doch leitet wohl das weite Vordringen des Steinmergels bereits die Ingression des Rhät und des Lias am Südrande der Ardennen ein. Die gleichartige Fazies des Steinmergels und das Fehlen von größeren Elementen lassen ein vollständig eingeebnetes Festland vermuten, von dem nur pelitisches Material abgeschwemmt wurde.

In der Gliederung des Rhät lassen sich in unserem Gebiete eine untere Abteilung aus gelbem Quarzsandstein mit Geröllen und aus dunkeln, geschiefer-ten Tonen und eine obere Abteilung, bestehend aus dunkelroten Tonen, auseinanderhalten. Doch fehlen die Sandsteine mancherorts, oder man findet nur die Gerölle. Die gleiche Ausbildung findet man in dem Gebiete der Lothringer und Eifeler Quersenke. Doch trifft man am Nordrande der Eifel nur die dunkeln Tone, was stellenweise auch in Lothringen der Fall ist. Die Quarzgerölle treten von Lothringen bis an den Nordrand der Eifel auf.

Die untere Abteilung besteht aus limnisch-lagunären und Flachseesedimenten; die fossilfreien roten Tone sind Festlandsbildungen. Die Sandsteinbildungen, welche allein fossilführend sind, entsprechen der maximalen rhätischen Meeres-transgression, die von einer Regression abgelöst wird, während welcher es zur Bildung der roten Tone kam.

Diese Aufeinanderfolge von limnisch-brackischen, flachmarinen und kontinentalen Bildungen in relativ kurzen örtlichen und zeitlichen Abständen weist auf regionale Bodenbewegungen hin, die allgemein als schwache Ausklänge der altkimmerischen Faltungsphase aufgefaßt werden können.

Das Rhätmeer reichte bis unter den Scheitel der Ardennen und drängte sich im Westen zwischen Ardennen und nordfranzösisches Festland. Das Beckentiefste verlief im Luxemburgischen von W nach E und bog dann wieder in die meridionale Richtung ein. Dabei setzte verstärkte Bodenunruhe ein, wobei die Bewegungen variszischer Richtung die Oberhand gewannen.

## Lias

## Jura

Das Liasmeer unseres Gebietes paßte sich im wesentlichen dem schon im Rhät vorgebildeten Raum an. Die Eifelsenke vermittelte, wenigstens im Lias, eine direkte Verbindung mit dem nordwestdeutschen Meere,

aber die Hauptrolle fiel der Lothringer Senke zu, welche als Grenzgebiet auf der Schaukel zwischen zwei Sedimentationsgroßräumen, dem südwestdeutschen und dem anglogallischen, liegt. Als recht bewegliches Element trat sie bald mit dem östlichen, bald mit dem westlichen Faunenkreis in engere Verbindungen.

Im Lias waren die Verbindungen mit Südwestdeutschland unbehindert. Nur die Nähe der Ardennen Landmasse machte sich in der faziellen Ausbildung mancher Schichten geltend. So ist es auffallend, wie trotz verschiedener Gesteinsfazies die schwäbischen Horizonte des Lias bis in das Luxemburger Gebiet verfolgt werden können. Gegen Abschluß des Lias beginnt aber eine gewisse Unsicherheit in der Gegenüberstellung der lothringisch-luxemburgischen und schwäbischen Ablagerungen. Zu dieser Zeit führte die Abschnürung der Hessischen Straße zu einer Trennung des nord- und süddeutschen Teilbeckens, so daß der norddeutsche oberste Lias und untere Dogger nähere faunistische Beziehungen zu England und über die Eifelstraße zu Lothringen aufweisen als zu Schwaben. Zu gleicher Zeit wurde durch die Bildung einer untermeerischen Schwelle, welche Pfälzer Bergland und Vogesen umfaßt, die Verbindung mit Schwaben schwieriger, während von Lothringen her sich engere faunistische Beziehungen nach Westen anbahnten. Das Lothringer und Luxemburger Gebiet war zu einem Flankengebiet des seit Beginn des Rhät sich herausbildenden Pariser Beckens geworden, das jetzt die Stelle des versunkenen nordfranzösischen Festlandes eingenommen hat. Diesem Allgemeinbilde lassen sich nun alle Einzelzüge in der Ausbildung des lothringisch-luxemburgischen Sedimentationsraumes im Lias und im Dogger einordnen.

Die *Psilonotenschichten* haben am Nordrande der Campine (Bohrloch von Neeroeteren), in der Bucht von Commern (kleines Vorkommen von Lias bei Düren), bei Bitburg und im Luxemburger Gebiet gleiche Ausbildung: dunkle Mergel und Kalke. Nirgends sind Anzeichen einer Verlandung vorhanden. Deutlich ist die Transgression am Südrande der Ardennen, wo *Psilonotenschichten* in sandiger Fazies bei Jamoigne über Rhät und bei Muno über Cambrium transgredieren.

Die *Angulatenschichten* rücken dann noch weiter westlich bis Charleville vor und die *Bucklandi-* und *Brevis-Schichten* überlagern das alte Gebirge sogar bis nach Rocroi hin.

Die *Angulatenschichten* sind im südöstlichen Gebiete Luxemburgs, bis zu einer Linie Emeringen—Ellingen, in der normalen Mergel- und Kalkfazies entwickelt. Dann setzt westlich dieser Linie eine Versandung ein. Die sandige Fazies ist unter dem Namen „*Luxemburger Sandstein*“ bekannt. Diese Bezeichnung ist also eigentlich kein Name einer Stufe, sondern ein Faziesbegriff. Denn die Versandung hält nicht überall das gleiche stratigraphische Niveau ein. Sie beginnt im SE über den *Psilonotenschichten*, umfaßt hier die *Angulatenzone* und steigt im NW in immer höhere Zonen, so im Belgisch-Luxemburger Gebiete westlich Arlon in die *Arietenschichten* hinauf, während im tieferen Teile wieder Mergel und Kalke auftreten. Das sandige Material bildet gleichsam eine Linse inmitten der normalen Mergel-Kalk-Fazies, die aber nicht horizontal liegt, sondern schief gestellt ist, so daß sie von SE nach NW, also in der Richtung auf das Festland zu, in immer höhere Horizonte hinaufrückt.

Es ist ein Sandstein mit wechselndem kalkigem Bindemittel, bis 110 m mächtig. Er bildet den wichtigsten Wasserhorizont des Landes. Im nördlichen Lothringen schließt der Sandstein, hier als „*Hettinger Sandstein*“ benannt, nach oben mit einer Emersionsfläche ab. Im angrenzenden Teile Luxemburgs trifft man im Dache eine Muschelbrekzie und eine angebohrte Oberfläche; weiter

nach Westen bildet eine Crinoïdenbrekzie den Abschluß. Im Gebiete der Untersauer, bei Berdorf, finden sich im Dache des Sandsteines kleine Quarzgerölle, die sich im auflagerndem Kalke (Kalke und Mergel der Arietenzone) als aufgearbeitetes Material wiederfinden. Das alles deutet auf eine Heraushebung hin, die sich am stärksten in dem südöstlichen Teile der Formation bemerkbar machte und als Anzeichen tektonischer Bodenunruhe gedeutet werden muß.

Die Arieten- und Brevis-Schichten (unteres Sinemurien) werden als Gryphitenkalke, auch als Kalke und Mergel von Straßen bezeichnet. Nach Westen hin versanden die Mergel und Kalke und bilden im benachbarten Gebiete von Belgien den „Sandstein von Florenville und Orval“.

Man war früher der Auffassung, daß der Lias  $\beta$  (Lotharingien) oder oberes Sinemurien in unserem Gebiete nur durch dunkle Tone, die sog. „fossilarmen Tone“, mit sehr seltenen, indifferenten Versteinerungen vertreten sei, während in Lothringen diese Tone nur den unteren Teil der Stufe, die sog. Zone des *Arietites obtusus*, bilden und darüber die Stufe mit Mergeln und Kalken fortsetzt, welche die Zonen der *Oxynoticeras oxynotum* und des *Arietites raricostatus* bilden. Auch im benachbarten Teile von Belgien sind diese drei Ammonitenzonen vertreten, wenn auch in einer sandigen Fazies, welche als „Sandstein von Virton“ bezeichnet wird.

Die neuen geologischen Aufnahmen haben ergeben, daß auch im Luxemburger Gebiete die „fossilarmen Tone“ nur den unteren Teil der Stufe bilden und daß darüber dem Tone einige Kalkbänke eingeschaltet sind, welche den Zonen mit *Aegoceras dudressieri* und mit *Arietites raricostatus* entsprechen, während die Gattung *Oxynoticeras oxynotum* bis jetzt noch nicht festgestellt wurde.

Wie im benachbarten Lothringen umfaßt der Lias  $\gamma$  (Pliensbachien oder Davoeischichten) unten grünliche sandige Mergel (1—1,50 m) mit *Waldheimia numismalis*, oben eine schwache Kalkbank (0,3—0,05 m) mit *Dero-ceras davoei*.

Doch trifft man westlich von Bartringen (bei Luxemburg) eine Verarmung des oberen Teiles des Lotharingien und des ganzen Pliensbachien an, welche nur durch zwei dünne Lagen von Kalkknollen vertreten sind, die aber noch die charakteristischen Fossilien führen.

Bei Kleinbettingen (Landesgrenze) werden das obere Lotharingien und das Pliensbachien sandiger, und in Belgien ist das Pliensbachien durch die sandigen „schistes d'Ethé“ vertreten.

Die Transgression rückte im Lotharingien und Pliensbachien noch weiter nach W vor. Pliensbachien läßt sich bis Hirson verfolgen, wo Schichten mit *Dero-ceras davoei* dem Kambrium diskordant auflagern. Diese verschiedenen Abteilungen transgredieren parallel der alten variszischen Faltenrichtung nach Westen hin.

Das Domérien umfaßt die beiden Zonen des *Amaltheus margaritatus* und des *A. costatus (spinatus)*.

In Lothringen umfaßt die erste Zone Blättermergel, dann Mergel mit Eisenoiden und oben einen Septarienhorizont. Diese drei Abteilungen kehren auch in Luxemburg wieder. Der bezeichnende Ammonit findet sich hier nur im Dache des oberen Horizontes. Nach Westen hin werden die Schichten sandig, wie in einem Bohrloch bei Niederkerschen nachgewiesen wurde; hier ist bereits die Fazies des „Sandsteines von Messancy“ entwickelt, wie die Margaritatusstufe im anstoßenden Teile Belgiens bezeichnet wird.

Die Stufe des *Am. costatus* besteht bei Bettemburg aus grauen Mergeln, die westlich einer Linie Leudelingen—Steinbrücken (Pontpierre) in Sand-

steine („Sandstein von Dippach“) und in sandig-kalkige Schichten, den „Macigno“, übergehen. In Belgien wird die Stufe als „Macigno d'Aubange“ bezeichnet. Im Dache treten reichlich Phosphoritknollen auf, was auf die Tendenz zu einer Emersion hinweist, die sich dann auch im Oberen Lias (Toarcien) geltend macht. Während nämlich im Unteren und Mittleren Lias die Ardennenküste ständig nach Westen einkippte, begann im Oberen Lias eine Hebung im entgegengesetzten Sinne. So erstreckt sich die untere Stufe des Toarcien, der Posidonienschiefer, nach Westen nicht über den Unteren Lias hinaus. Die höheren Glieder des Toarcien bleiben sogar weiter nach Osten zurück, bis die Regression im Unteren Dogger (Aalénien) ihr Maximum erreicht.

Das Toarcien beginnt mit der Fazies der „Bituminösen Schiefer“, welche auch in Schwaben im gleichen Niveau auftreten. Nach der Fauna unterscheiden wir zwei Unterabteilungen: unten die Zone des *Harpoceras falciferum*, die eigentlichen bituminösen Blätterschiefer, oben die Zone des *Hildoceras bifrons*, welche bitumenarm ist, aber große Kalkknollen führt.

Darüber folgt ein kaum 10 cm mächtiger Horizont von sandigem Schiefer mit Phosphoritknollen, der massenhaft Belemniten und häufig *Coeloceras crassum* führt. Er ist der in Lothringen längst bekannte Crassushorizont, der bei uns erst in jüngster Zeit aufgefunden wurde, jetzt aber von Düdelingen bis zur belgischen Grenze hin nachgewiesen werden konnte.

Über dem Crassushorizont folgen graue, geschieferte Mergel mit dünnen Zwischenlagen von hellerem, feinstem Sande. Diese Abteilung führt bereits an ihrer Basis häufig *Harpoceras striatulum*. Höher herrschen kalkige Sandsteine vor; eine bis 30 cm starke Platte von grauem, mergeligem Kalk schließt die Stufe ab. Nach dem lithologischen Charakter können zwei Abteilungen auseinandergehalten werden: unten die Mergel, welche neben dem bezeichnenden Ammonit in Nordlothringen häufig *Astarte voltzi* führt, die aber bei uns noch nicht gefunden wurde. Wir bezeichnen die mergelige Abteilung dennoch, um die Gleichartigkeit mit dem benachbarten Gebiete zu bestätigen, als Voltzi-Mergel, die obere sandige Abteilung als Striatulus-Sandstein.

Das Toarcien schließt mit dunkeln, blättrigen Schiefen ab, welche nach ihrem leitenden Ammonit als „Stufe des *Harpoceras fallaciosum*“ benannt wird.

Das wiederholte Auftreten der sandigen Fazies im Luxemburger Lias, das seinen extremsten Ausdruck in dem Luxemburger Sandstein hat, führte vielfach dazu, diesen Lias als eine küstennahe Bildung zu bezeichnen. Es ist indes darauf hinzuweisen, daß in dem Luxemburger Ablagerungsraum nicht küstennah oder küstentfern, sondern die durch die Bodenbewegungen gelenkten Strömungen die Verteilung der Fazies regelten, was aus folgenden Beobachtungen hervorgeht.

Sandige Bildungen setzen in der Angulatenzeit ein und halten bis zum Abschluß der Bucklandzeit an. Das Maximum der Sandaufschüttung liegt in der Achse der Luxemburger Mulde. Nordwestlich dieser Zone der Sandaufschüttung liegt eine mergelig-kalkige Ausbildung der Angulaten- und Bucklandizone zwischen Virton, Florenville und Jamoigne. Diese SW—NE streichende mergelig-kalkige Zone reichte über Ardennen und Oesling hinweg und stand über das Gebiet von Commern mit Nordwestdeutschland in Verbindung. Eine deutliche Emersion liegt in der Bucklandizone zwischen Hettingen und Ellingen, weiter nördlich ist sie nicht mehr vorhanden. — Während der Breviszeit verschiebt sich die sandige Fazies nach Nordwesten, zwischen Virton und Florenville—Jamoigne, während die südöstlich davor gelegene Zone jetzt mergelig-kalkig ausgebildet ist. — Im Lotharingen bleiben die Verhältnisse etwa die gleichen; in Lothringen

und Luxemburg haben wir eine mergelige Entwicklung (fossilarme Tone), gefolgt von einer kalkigen (Raricostatenschichten), während im NW davon, zwischen Arlon und Muno, die sandige Fazies anhält. — Pliensbachien herrscht in Lothringen und Luxemburg überall mergelige Fazies (schistes d'Ethé) oder mergelig-kalkige Entwicklung (Davoeikalke und Numismalimergel). Doch liegt zwischen Bartringen und der belgischen Grenze eine Zone, wo das Pliensbachien äußerst schwach entwickelt ist. — Im Domérien haben wir weiter in Lothringen und im südöstlichen Luxemburg eine mergelige Entwicklung, nordwestlich davon die Fazies des Macigno.

Mit Abschluß des Hettangien ist die Transgression nach Westen bis nach Charleville vorgedrungen. Im Mittleren Lias dringt dieselbe bis nach Hirson vor, aber die Schichten sind kalkig oder mergelig, nicht sandig entwickelt, obwohl sie heute dem Ardennen-Festlande am nächsten liegen. Aus der Fazies, die vom Pliensbachien ab kalkig ist, darf man schließen, daß damals die Transgression über den Scheitel des Ardennen-Festlandes vorgerückt war.

Mit dem Mittleren Lias hat die Transgression ihr Maximum erreicht. Mit dem Beginn des Oberen Lias (Toarcien) setzt der Rückzug ein. Die Posidonienschiefer reichen nicht weiter nach Westen als der Untere Lias, aber die Ausbildung der Amaltheen-Schichten zeigt bereits in Schwaben, Elsaß, Lothringen und Luxemburg gleichartige Ausbildung, und nur in Belgien und im Westen unseres Landes haben wir den sandig-kalkigen Macigno. Während des Lias  $\epsilon$  ist aber die Mächtigkeit und Ausbildung eine außerordentlich gleiche von Schwaben bis an den Ardenner Rand. Nur von Lamorteau ab ist die Fazies mergelig-kalkig (marne de Grand-Cour). Die Verbindung mit Schwaben ist in dieser Zeit vollkommen.

Der Lias  $\epsilon$  schließt mit einer weitverbreiteten Emersion der Crassusschichten ab, und mit dem Lias  $\epsilon$  (Jurensisschichten) bereitet sich die Wende vor, die zu einer Trennung des Lothringer Gebietes von Schwaben und zu der Verbindung mit dem Jurameer von West- und Nordwesteuropa führt (siehe Faziesprofil des Lias auf Tafel 3b).

### Dogger und Luxemburger Eisenerzformation

Der Dogger ist in Luxemburg und dem angrenzenden Lothringen gekennzeichnet durch einen unvermittelten Wechsel im Relief der Landschaft, in der Farbe sowie in der Zusammensetzung des Gesteins und in der Fauna.

Die tiefste Stufe, das Aalenien, enthält in Lothringen und Luxemburg die bekannten oolithischen Eisenerze, die „Minette“.

Im Gegensatz zu der morphologisch monotonen Ebene des Toarcien erhebt sich das Aalenien gegenüber den flachen Talböden der Alzette und der Korn (Chiers) als Steilstufe, welcher mehrere isolierte Kuppen vorgelagert sind. Über dem Steilrand zieht eine Terrasse hin, welche auch den Abschluß der Aalenstufe bezeichnet. Diese Terrasse führt zu einer mehr zurückliegenden oberen Steilstufe hin, welche durch die hellen Kalke des Bajocien gebildet wird. Über die Kalke dehnt sich die Einebnungsfläche des „Plateau von Briey“ weit nach S und SW hin aus. Im N ist der Steilrand durch die Täler der Alzette, des Kayler- und Düdelingerbachs stark eingebuchtet, im Osten verläuft er fast gradlinig von Düdelingen bis Metz.

Das Aalenien auf Luxemburger Gebiet wird von der bedeutenden Verwerfung von Audun-le-Tiche durchsetzt, welche in SW—NE-Richtung verläuft und bei Audun (südlich Esch) eine Sprunghöhe von 125 m hat, die aber in beiden

Richtungen ziemlich rasch abnimmt. Die Verwerfung bildet auch die natürliche Grenze zwischen den beiden Teilbecken der Luxemburger Eisenerzformation, dem kieseligen Becken von Differdingen und dem kalkigen Becken von Esch. Die Schwächelinie machte sich also bereits während der Ablagerung des Aalenien geltend. Das Teilbecken von Esch seinerseits ist durch den ebenfalls SW—NE streichenden „Mittelsprung“ von 40 m Sprunghöhe durchsetzt. Die übrigen Verwerfungen sind unbedeutend. Es lassen sich auch mehrere Mulden und Sättel unterscheiden, welche ebenfalls SW—NE verlaufen. Dieses variszische Erbe beherrscht nicht nur die Tektonik der ganzen lothringisch-luxemburgischen Eisenerzformation, auch die größeren Erzanreicherungen und bestimmte chemische Zusammensetzungen des Erzes halten länger in dieser Richtung als in irgendeiner anderen an. Wir haben hier ein klares Beispiel der Beziehungen zwischen der Tektonik und der Sedimentation in einem epikontinentalen Raume. Die Eisenerzanhäufungen unterlagen bei ihrer Bildung epirogenen Bewegungen, welche damals bereits die heutige Struktur anlegten.

Die Erzformation umfaßt zwei Gruppen von Lagern oolithischen Erzes: die kieselige Gruppe im Unteren Aalenien und die kalkige Gruppe im Oberen Aalenien. Beide Gruppen entsprechen zwei geologischen Abteilungen, welche durch ihre lithologischen, paläontologischen und tektonischen Besonderheiten gut charakterisiert sind.

Die kieselige Gruppe umfaßt 4 Lager von kieseligem Erz und ist im ganzen Becken von Differdingen gut entwickelt. Im Becken von Esch werden sie im westlichen Teile angetroffen und keilen dann rasch aus, so daß dieselben im östlichen Teile nicht mehr ausgebildet sind. Dagegen entfalten sich die kalkigen Lager im ganzen Becken von Esch vom vollständigsten und umgreifen 3 Hauptlager und 3—4 Nebenlager, während diese Gruppe im Differdinger Becken verkümmert und nur 2 meist unbedeutende Lager aufweist. Wir beobachten also die Tatsache, daß die kieselige Lagergruppe in beiden Becken gleichartig entwickelt ist, während die kalkige auffallend verschiedene Entwicklung zeigt. Die scharfe Grenze dieser verschiedenen Entwicklung der kalkigen Lagergruppe ist durch die Verwerfung von Audun-le-Tiche (Deutsch-Oth) gegeben.

Wegen der engen Beziehungen, die zwischen den Merkmalen der Eisenerzlager in bezug auf Mächtigkeit, Reichtum und chemischen Charakter und der tektonisch bedingten Bodenunruhe sowie der daraus sich ergebenden Topographie des Meeresgrundes bestehen, darf man zur Erklärung dieser verschiedenartigen Entwicklung annehmen, daß während des Unteren Aalenien in beiden Becken gleiche tektonische Bedingungen herrschten, die im Oberen Aalenien, während sich die kalkigen Lagergruppen ablagerten, in beiden Becken verschieden waren. Da die Differenzierung scharf diesseits und jenseits der bedeutenden Verwerfung von Audun-le-Tiche einsetzt, darf man den Schluß ziehen, daß diese Verwerfung die Lage eines Hindernisses angibt, das sich in der Wende vom Unteren zum Oberen Aalenien hier gebildet hatte. Nicht als ob die Verwerfung als solche etwas mit dieser verschiedenartigen Entwicklung zu tun habe, sondern sie zeigt nur die Lage einer Störung in der einheitlichen Sedimentation an, welche man in der Form einer Schwelle annehmen kann, die verschiedene Ablagerungsbedingungen in den beiden Becken des Oberen Aalenien schuf.

Es ist bekannt, daß das Luxemburg-Lothringer Eisenerz ein durch ein Bindemittel zusammengefügtes Gemisch von Oolithen und klastischem Material ist.

Die Erzlager wechseln mit Zwischenmitteln ab, die aus dünngeschichteten

sandigen Mergeln (Buch) oder aus Kalkbänken, oft mit Muschelbrekzien, bestehen. Die Zwischenmittel führen wie die Erzlager ebenfalls Oolithe, doch nicht genügend, um abbauwürdig zu sein. Was als Lager oder als Zwischenmittel anzusprechen ist, wird nur durch wirtschaftliche oder hüttentechnische Argumente bestimmt.

Es ergibt sich aus vielen Hunderten von Detailanalysen und mikroskopischen Untersuchungen aus allen Lagern und Zwischenmitteln in der Luxemburger Minette, daß in genetischer Hinsicht bestimmte Erztypen zu unterscheiden sind. Unsere Untersuchungen bestätigen übrigens die Auffassungen von J. BICHELONNE & P. ANGOT über diesen Gegenstand. (J. BICHELONNE & P. ANGOT: Le Bassin ferrière de Lorraine, 1939.)

Der Aufbau dieser verschiedenen Typen vollzog sich durch zwei Prozesse:

- a) Ein chemischer Vorgang, durch den die Oolithe und das Bindemittel oder nur letzteres in situ gebildet wurde.
- b) Ein mechanischer Prozeß, durch welche die vorher und anderwärts gebildeten klastischen Komponenten sowie auch die präformierten Ooide verfrachtet und, nach Größe und spezifischem Gewicht gesondert, angereichert wurden.

Diese beiden Prozesse können ineinandergreifen und zusammenarbeiten, aber sie müssen es nicht notwendigerweise tun, da kein kausaler Zusammenhang zwischen ihnen besteht und jeder sich nach seinen eigenen Gesetzen abwickelt.

Es können z. B. die mechanischen Vorgänge nicht in Kraft treten, und wir erhalten den Typus (1), welcher die durch chemische Niederschläge in situ entstandenen Eisenerze umfaßt. Oolithe und Bindemittel sind in der gleichen Phase in situ entstanden und nicht immer scharf getrennt, weil die Umrisse der Oolithe meistens nur angedeutet sind. Die Oolithe bestehen aus Chlorit und Siderit, der Zwischenraum ist mit Siderit, der oft einen Chloritrand zeigt, ausgefüllt.

Dieser Typus (1) konnte im (grünen) Lager IV im Tagebau „Petit Bois“ bei Hussigny festgestellt werden.

Typus (2) zeigt den gleichen Aufbau wie (1), doch mit Beimischung von klastischem Material. Ich fand diesen Typus (2) in schöner Ausbildung im untersten Teile des (grünen) Lagers IV auf Grube „Gärtchen“ bei Lamadeleine (Rollingen).

Diese beiden Typen sind Ausnahmen. Die Mehrzahl unserer Erztypen entstanden durch das Zusammenspiel beider Bildungsprozesse. Das Bindemittel wurde in situ chemisch ausgeschieden. Die Ooide entstanden auf chemischem Wege, aber an einem anderen Ort, und sind Fremdlinge in ihrem heutigen Verband. Es ist also ein bei den Oolithen ursprüngliches Entstehungszentrum von einem heutigen Anhäufungszentrum zu unterscheiden. Bei den mechanischen Vorgängen, bei denen die Verfrachtung der Ooide und des klastischen Materials durch die Strömung besonders hervortritt, konnten nach Dauer und Art des Transportweges Oxydations- und Umwandlungsvorgänge verschiedener Stärke einsetzen.

Typus (3) umfaßt präformierte, verfrachtete Ooide und klastisches Material in einem eisenhaltigen Bindemittel. Die Ooide bestehen gewöhnlich aus braunem Hämatit; Chlorit und Siderit treten nur in Relikten auf. Im Bindemittel sind diese Bestandteile indes häufiger anzutreffen. Die Ooide sind kräftiger hämatisiert als das Bindemittel, weil erstere auf ihrem Transportwege stärker der Oxydation ausgesetzt waren als das an Ort und Stelle gebildete Bindemittel. Diesen Typus trifft man in den kieseligen Lagern und in Spuren auch in den tiefsten kalkigen Lagern.

Typus (4) umfaßt ortsfremde, präformierte Ooide und klastisches Material

in einem kalkigen Bindemittel. Die Ooide weisen keine Spur von Chlorit oder Siderit auf, und wenn das Bindemittel eisenhaltig ist, so ist das eine sekundäre Umwandlung. Dieser Typus tritt besonders in den oberen kalkigen Lagern auf.

Vom paläontologischen Standpunkte aus sind die Schichten des Unteren Aalenien charakterisiert durch die plötzliche Entfaltung der Ammonitengattung *Dumortieria*, welche ebenfalls sehr häufig im Unteren Aalenien des Pariser Beckens, des Rhônebeckens, Englands und Norddeutschlands auftritt, während sie im Elsaß und in Schwaben sehr selten ist und in anderen Arten vorkommt. Auch die Ammoniten des Oberen Aalenien weichen in manchen Beziehungen von den schwäbischen ab und zeigen engeren Anschluß an die englischen Verhältnisse.

Eine untermeerische Schwelle hatte sich zu Beginn des Doggers zwischen Vogesen und Pfälzer Bergland herausgebildet und hinderte den Verkehr zwischen dem Lothringer und schwäbischen Sedimentationsräume, während nach Westen hin freie Verbindungen bestanden.

Jede Theorie der Entstehung der Lothringer Eisenerzlager hat sich mit zwei Hauptfragen auseinanderzusetzen: Herkunft des Eisens und Zustandekommen der Eisenerzlager in dem vorliegenden oolithischen Aufbau. Zu letzterem Punkte ist zu sagen, daß die Erzlager ein Produkt einer chemischen Entwicklung und einer mechanischen Bearbeitung sind, wobei Aufbereitungs- und Anreicherungsvorgänge in großem Maßstabe vor sich gingen. Durch die mechanische Arbeit der Strömungen wurden die chemisch ausgeschiedenen Ooide in Bewegung gebracht und zu Eisenerzlagern angereichert. Durch Änderung in der Richtung oder in der Kraft der Strömung entstanden Erzlager oder Zwischenschichten. Von einem anderen Gesichtspunkt ist die Intensität der Strömung ein Maßstab für die Stärke der tektonischen Bodenunruhe. Dementsprechend besteht auch eine Abhängigkeit zwischen Bodenunruhe und Anordnung sowie Reichtum der Erzlager.

Was die Herkunft des Eisens betrifft, so ist diese auch für die Lothringer Eisenerzlager kein Sonderfall, sondern steht im Zusammenhang mit der Herausbildung einer Eisenoolithfazies, welche sich an der Wende der Lias-Dogger-Formation in Mitteleuropa in bestimmten Ablagerungsgebieten mit undulatorischen Teilbewegungen geltend macht. Die Eisenoolithfazies ist hier verknüpft mit tektonischen Vorgängen in Flachmeeren am Rande starker Abtragung unterliegender, auf- oder absteigender Festlandsmassen. So ist auch die Lothringer Eisenerzformation nur eine extreme Form der Eisenoolithfazies am Rande des gallisch-ardonner Massives, das in der Jurazeit zum Einsenkungsfelde des Pariser Beckens wurde. Diese Herkunft des Eisens aus der Abtragung eines alten Kontinentes, der von der Flachsee des Aalenien umspült wurde, unter besonderen klimatologischen, topographischen und tektonischen Bedingungen, ist übrigens die einzig logische und entspricht unserem heutigen Gesamtbild der geologischen und tektonischen Vorgänge in bestimmten Gebieten Mitteleuropas zur Oberen Lias- und Unteren Doggerzeit. Dementsprechend finden wir oolithische Eisenerze etwa gleichen Alters in den Flachmeergebieten in Schwaben am Rande der vindelizischen Schwelle, am Westrande der Böhmisches Masse und am Ostrand des Zentralplateaus, wo sie aber nirgends die Ausmaße der Lothringer Vorkommen erreichen.

Unter einem heißen Klima mit reichlichen Niederschlägen wurde das Festland abgetragen, wobei man vor allem an lateritische Zersetzungsvorgänge denken kann, welche die Eisenanreicherung begünstigen. Die Flüsse brachten die

## Festlandbildungen des Tertiär

### Bohnerzablagerungen

Unter dem tropischen Klima des Alttertiärs unterlagen die Schichten einer kräftigen mechanischen Zertrümmerung und chemischen Zersetzung, und es bildete sich auf Kosten der anstehenden Kalke ein lateritartiger, an Eisensalzen reicher Rückstand. Diese schlugen sich nieder und bildeten in dem lateritischen Ton, dem Bolus, die sogenannten Bohnerze. Sie liegen in unserem Gebiete auf den Polypenkalken von Rümelingen und Differdingen, wo sie besonders in Spalten, Trichtern und Hohlräumen angehäuft waren. Sie wurden bis zum Jahre 1852 abgebaut und lieferten ein vorzügliches, phosphorfrees Schmiedeeisen.

### Rasenerz und Tertiärquarzite

Daneben wurde im Luxemburger Gebiet seit den ältesten Zeiten ein phosphorhaltiges Eisenerz abgebaut, das die Basis der alten Eisenindustrie bis gegen 1868 bildete. Dieses Erz ist seinem Charakter und seiner Genesis nach ein tertiäres Rasenerz. (Die ersten Versuche mit dem oolithischen Eisenerz, der sogenannten „Minette“, wurden gegen 1848 angestellt, und erst im Verlaufe von etwa 20 Jahren, gegen 1868, verdrängte die Minette das Rasenerz; doch wurde der letzte Abbau von Rasenerz erst gegen 1878 eingestellt.)

Dieses Rasenerz tritt in Form von Konkretionen, zusammen mit konkretionären Quarziten, in gelblichen, gebänderten, sandigen Lehmen oder lehmigen Sanden auf. Es sind Seen- und Landbildungen altmiozänen Alters, welche das ganze Luxemburger Land bedeckten und sich auch im nördlichen Lothringen und dem westlich angrenzenden Gebiete Nordfrankreichs sowie in der Eifel und im westlichen Hunsrück finden. Durch die Eifelsenke standen sie mit der niederrheinischen Braunkohlenformation in Verbindung. Im Gebiete der unteren Maas liegt der Übergang in marine Fazies. Der gelbliche Lehm ist ein Zersetzungsprodukt der mesozoischen Schichten, das unter einem mehr gemäßigten und feuchten Klima entstanden ist. Das Grundwasser brachte das Eisen und die Kieselsäure in Lösung, die sich dann wieder in Form von Knollen und Platten ausschieden. Das Eisen ist wie die Minette stark phosphorhaltig. Diese lehmig-sandige Bildung überzog die mesozoischen Schichten mit einer durchgehenden Decke, und auf dieser legte sich die erste Skizze des heutigen Flußsystemes an, das aber dann später manche Umgestaltung erfuhr.

### Tektonik des Gutlandes

Tektonische Umprägungen tertiären Alters machen sich im Gebiete des Luxemburger Ablagerungsraumes in Form von weitweiligen Verbiegungen und Verwerfungen bemerkbar. Diese folgen in ihrer Richtung den alten tektonischen Linien, so daß die jungen Bewegungen eine Nachahmung des alten variszischen Baues darstellen.

Der zentrale Teil des Gutlandes wird von einer flachen Mulde, der Mulde von Weilerbach, eingenommen. Diese Mulde ist in der NE-Richtung durch den weit vorspringenden Luxemburger Sandstein bis nach Bitburg hin angedeutet. Von hier zieht ihre Achsenlinie über Weilerbach, Heffingen und Lintgen. Westlich des Alzettetales läßt sich die Mulde noch in den Bohrlöchern von Differdingen und Longwy nachweisen. Die Weilerbacher Mulde überlagert einen variszischen Muldenzug mit Oberkoblenzschichten im Kerne, welcher in der Eifel zwischen Daun und Gerolstein nachgewiesen ist.

Der Sattel von Born bildet einen der auffallenden Züge der Tektonik des Gutlandes. Er liegt in der Fortsetzung einer sattelartigen Schwelle des Devons der Südeifel, welche noch im Kylltal bei Cordel unter dem Buntsandstein durchzieht. Bei Born kommt im Tale der Sauer Buntsandstein an die Oberfläche; bei Breinert ist die hohe Lage des Hauptmuschelkalkes durch diesen Sattel bedingt.

Das Syrtal liegt im Bereiche einer flachen Mulde. Diese Mulde der Syr verlängert sich bis in die Eisenerzformation, wo sie als Mulde von Rümelingen—Tucquegnieux bekannt ist, und nach Osten hin in die mit Ober-Rotliegendem ausgefüllte Wittlicher Mulde übergeht, welche ihrerseits nur ein Relikt des Hessischen Synklinoriums darstellt, das zwischen den tektonisch hoch liegenden Massiven der Eifel und des Hunsrücks hinzieht.

Der Hunsrück seinerseits ist eine weitspannige Mulde, welche im N und im S von einem Sattelgebiet eingerahmt ist. Am Nordrande zieht sich der Mittelmoselsattel hin, dessen Achse durch die Mäander des Moseltales zwischen Bullay und Longuich hinzieht, und weiter über Casel und Canzen zu verfolgen ist. Hier taucht er unter die Trias ein, ist aber durch die hohe Lage des Muschelsandsteines im Moseltal zwischen Machtum und Ahn, durch die Aufwölbung von Hauptmuschelkalk bei Canach und Gostingen zu verfolgen. Auch im Gebiet der Eisenerzformation ist er durch den Bergbau bis nach Avril in Lothringen nachgewiesen.

Die Hauptmulde des Hunsrücks (Bernkastel—Saarburg) wiederholt sich in den mesozoischen Schichten im Moseltal als Mulde von Wintringen. Diese verlängert sich nach SW hin bis in das Erzgebiet der Orne.

Der Südrand des Hunsrücks wird durch eine Schwelle von kompliziertem Bau gebildet, welche im Moseltal den Namen „Sattel von Sierck“ trägt. Im Kern dieser Schwelle treten bei Hermeskeil Gedinneschichten auf. Bei Saarburg wird durch eine große Überschiebung Unteres Siegen (Taunusquarzit) auf Unteres Ems (Hunsrücksschiefer) heraufgebracht. Bei Oberleuken taucht das Devon unter Buntsandstein. Im Moseltal ragt der Quarzit (Unteres Siegen) teils als Klippen (Sierck) in die Trias hinein, teils wird er diskordant von Voltziensandstein überdeckt (Schengen, Apach). An Verwerfungen sinkt er in größere Tiefe hinab und wurde in Mondorf in der Tiefe von  $-507$  N.N. durch eine Bohrung angefahren, während er in Schengen in dem Bette der Mosel bei  $+140$  N.N. zutage kommt.

Neben den Falten besteht im Gutlande, besonders im Osten, ein dichtes Netz von Verwerfungen. Diese Verwerfungen verlaufen ebenfalls vorwiegend im variszischen Faltenstreichen. Falten und Verwerfungen können sich ablösen, so daß die großen Verwerfungen des Gutlandes nur eine andere Form der Faltung zu sein scheinen, die sich dem wiederholt einsetzenden Tangentialdruck in einem spröden und wenig mächtigen Material angepaßt hat.

Die Hauptverwerfungen streichen entweder in der NE—SW-Richtung in Verbindung mit der Faltenrichtung oder in der NNE—SSW-Richtung in Verbindung mit der Richtung der Eifeler Quersenke. Letztere Richtung herrscht im Tale der Mosel vor, um im Innern des Landes und im Gebiete der Untersauer in die SW—NE-Richtung einzulenken. Diese Veränderungen in der Richtung stehen zweifelsohne im Zusammenhang mit dem Bau des variszischen Sockels.

Nach Westen hin werden die Verwerfungen auffallend seltener, und die Verbiegungen sind nur mehr schwach angedeutet, so daß die Tektonik hier wenig ausgeprägt erscheint.

### Entwicklung des Flußsystems

Seit dem Abschluß der Oberen Kreide hat die Erosion das Relief des Landes geformt, und das Flußnetz hat sich der Oberfläche unseres Gebietes, das den Wechselfällen der verschiedenen tektonischen Bewegungen des Tertiärs ausgesetzt war, immer wieder neu anpassen müssen. Das fließende Wasser hat das geschaffene Relief zu einer Rumpffläche abgetragen, aber es bestehen keine Spuren mehr weder über die Richtung noch die Verteilung dieser alttertiären Flußläufe.

Die Senontransgression unseres Landes griff nur auf den nördlichen Teil über. Da sie weder das Gutland noch Lothringen erreichte, darf gefolgert werden, daß die Oberfläche sich nach Norden hin senkte. Zu Beginn des Eozäns, im Landenien, stieß das Meer aus dem Pariser Becken, also von Süden her, über das tiefliegende Ardennenmassiv bis zu einer Linie, die von Sambre und Maas bezeichnet wird. Von Norden her rückte das Meer bis zur Linie Antwerpen—Wareme vor. Der zentrale Teil der Ardennen nebst Gutland und Lothringen blieben Festland. Auf dieser Landoberfläche kam es dann zur Bildung der Bohnerde sowie zur Herausarbeitung eines dem Relief und den Niederschlagsmengen angepaßten Flußsystems, über dessen Anordnung wir nichts Bestimmtes wissen. Nur aus der Verteilung des Festlandes und des Meeres könnte man schließen, daß die allgemeine Gefällsrichtung von S nach N verlief.

An der Wende vom Oligozän zum Miozän rückte eine marine Transgression wieder von NNE her gegen die Ardennen vor. Relikte von marinen Bildungen dieser Zeit trifft man im Gebiete des Hohen Venn, und sie lassen sich im Maastal, nach Westen hin, bis nach Namur nachweisen. Die Ardennen waren also, von N her, wenigstens bis zu einer Linie, die von der Baraque Michel nach Namur zieht, vom Meere bedeckt.

Die marine Fazies dieser Zeit, die in Nordbelgien und in Holland nachweisbar ist, geht nach Osten in die niederrheinische Braunkohlenformation über. Diese dringt vom Niederrhein durch die Eifelquersenke bis in die vulkanische Eifel nach S und geht dann in unserem Lande und den angrenzenden Gebieten in die Formation mit Rasenerz und Tertiärquarzit über (s. o.). Daß man in dieser Formation nie devonische Gerölle des Oeslings antrifft, beweist, daß das Devon des Oeslings zu der Zeit noch durch jüngere Schichten eingedeckt war. Weiter geht aus der Verteilung der marinen, lakustern und Landbildungen hervor, daß die Oberfläche sich nach N einsenkte und dies demnach auch die allgemeine Richtung der fließenden Gewässer war.

Die lehmig-sandigen Ablagerungen mit Rasenerzknollen und Quarziten überdeckten die über die mesozoischen Schichten hinziehende Einebnungsfläche, und auf dieser Decke bildete sich allmählich ein Flußnetz heraus, welches die Uranlage des heute bestehenden darstellt. Da sich aber keine marine Transgression zwischen der Entwicklung des eogenen und des miozänen Flußsystems einschleibt, gibt es keine scharfe Grenze zwischen beiden, und sonder Zweifel sind Teile des ersteren in letzteres übergegangen.

Die Rasenerz- und Quarzitformation bildete ein Tiefland mit stehenden Gewässern, wie Sümpfe und Seen, und mit einem Flußsystem von trägen, nach N fließenden Gewässern, den Vorläufern von Rhein, Maas, Mosel, Saar, welche in das im Norden liegende Meer einmündeten.

Heute durchziehen diese Flüsse zuerst ein Vorland mit sanftem Relief und mäßiger Höhenlage, um dann an die höher gelegenen alten Massiven heranzukommen, die sie in tiefen und engen Tälern durchsetzen, statt auf bequemerem

Wege die Massive an ihrem Südrande zu umgehen, um das Meer zu erreichen. Dieser Widerspruch in der scheinbar natürlichsten Entwicklung des Flußsystems erklärt sich aus der geologischen Geschichte dieser Massive gegen Ende des Tertiärs.

Sowohl die großen, oben genannten Ströme wie auch die kleineren Flüsse des Luxemburger Landes haben in ihrem Ursprung keine Beziehungen zu dem heutigen Relief. Alle diese fließenden Gewässer haben ihren Lauf nach dem Gefälle der Decke von sandigen Lehmen mit Rasenerz und Tertiärquarziten angelegt, welche heute nur mehr in isolierten Relikten erhalten blieb. Heute haben sich die Flüsse in das Substratum dieser Decke eingeschnitten, sie sind also antezedent.

Bis gegen Ende des Pliozäns war das eingeebnete, relieflose Ardennenmassiv unter einer jüngeren Bedeckung begraben und lag nicht höher als sein jetziges südliches Vorland. Die Richtung der Flüsse war in Übereinstimmung mit der damaligen Topographie und der heute verschwundenen jüngeren Überdeckung nach Norden hin. Am Ende des Pliozäns wurde das Ardennenmassiv sowie das Vorland, d. i. Gutland und Lothringen, als Ganzes gehoben. Es bildete sich ein weitspanniges, sehr flaches SW—NE-streichendes Gewölbe heraus, dessen Scheitel im Hohen Venn und in der Hocheifel liegt und das nach SW und NE einsinkt.

Dazu war diese en-bloc-Bewegung aber ein differentieller Vorgang, wobei Oesling und Ardennen schneller aufstiegen als das Gutland nebst dem anschließenden, den Ardennen im Süden vorgelagerten Vorland. Die Scharnier dieser differentiellen Bewegung liegt in unserem Lande am Südrande des Oeslings und am Westrand des Hunsrücks. So bildete sich die heutige verschieden hohe Lage von Oesling und Gutland heraus, deren Grenze durch eine schön ausgeprägte, tektonisch bedingte Randdepression (*dépression marginale*) gegeben ist.

Diese tektonischen Vorgänge spiegeln sich in der Entwicklung des Flußsystems wider. Durch die kräftige Aufwölbung des zentralen Teiles des alten Massivs wurde das Entwässerungssystem dieses Teiles entzweigenschnitten. Der nördliche Teil behielt die alte Richtung bei. Der südliche Teil, d. s. die heutigen Flüsse der Eifel und des Oeslings, wurden umgekehrt und nahmen eine Gefällsrichtung von N nach S an.

Die Mosel, welche ursprünglich durch die Eifelsenke nach N zog, wurde in die heutige NE-Richtung zum Rheine gedrängt, während die am westlichen resp. am östlichen Rande der flachen Aufwölbung hinziehenden wasserreicheren Ströme Maas und Rhein das Hindernis durch Vertiefen ihres Bettes überwandern.

In der Randdepression des Oeslings und am Westrande des Hunsrücks schufen sich gleichsam Sammelrinnen. Die Randdepression des Oeslings sammelte alle Gewässer des Gutlandes und des Oeslings, mit Ausnahme der Mosel und ihres Nebenflusses, der Syr, welche durch die Randsenke des westlichen Hunsrücks ziehen.

Die Flüsse des Gutlandes fließen heute entgegen der Neigung der Schichten nach N hin. Dieses Einfallen der Schichten nach S und SW wurde durch die epirogene Bewegung gegen Ende des Pliozäns verstärkt, ging aber so langsam vor sich und nahm gegen S an Intensität ab, so daß die Flüsse des Gutlandes ihre ursprüngliche Richtung, von S nach N hin, beibehielten.

Nach Auffassung der Geographen hätten die Flüsse im Gutland und im Oesling seit dem Neogen 2 sich horizontal erstreckende Einebnungsflächen geschaffen. Eine, im 500-m-Niveau, sollte sich über das Oesling hinziehen und durch Schwellen von härterem Gestein und Senken von weicherem Schiefer flach gewellt

sein. Im Gutlande könne eine andere Fläche im 400-m-Niveau über die höchsten Erhebungen von Einzelkuppen und Rücken gelegt werden. Beide Flächen gingen nicht ineinander über, die 400-m-Fläche des Gutlandes würde fingerförmig in die Täler des Oeslings hineingreifen, und eine 100-m-Stufe, die im Randgebiet liegt, würde beide Flächen trennen. Es würde sich also um 2 unabhängige Flächen handeln, die 2 verschiedenen Niveaus der Erosionsbasis, also des Meeres, entsprächen. Sie hätten mithin ihre Ursache in eustatischen Bewegungen.

Diese Auffassung steht im Widerspruch mit den geologischen Tatsachen. Eine einzige, ursprünglich horizontale Einebnungsfläche, welche durch die Arbeit des fließenden Wassers geschaffen worden war, überzog Oesling und Gutland. Im oberen Pliozän wurde diese Fläche verbogen. Es entstand eine flache Aufwölbung im Gebiete des Hohen Venn, die sich nach den Rändern verflachte. Am Südrande des Oeslings setzte eine weitere differentielle Bewegung ein, so daß das Gutland in der Aufwärtsbewegung zurückblieb. Die Erosionsarbeit war demnach kräftiger im Oesling als im Gutland. Die mesozoische Decke wurde abgetragen, und das devonische Substratum mit der prätriadischen Einebnungsfläche trat wieder zutage. Diese alte Fläche sinkt aber im Randgebiete unter die mesozoische Decke, welche im Gutlande erhalten blieb. Als Endergebnis der Erosionsarbeit des heutigen Flußsystems wurde also im Oesling die prätriadische Fläche wieder freigelegt, in welche die Flüsse ihre jungen, tiefen Täler eingeschnitten haben, und im Gutlande die ebenfalls stark zerschnittene Einebnungsfläche geschaffen, welche über die höchsten Erhebungen gelegt werden kann. Von 2 verschiedenen, durch eustatische Bewegungen des Meeres veranlaßten Erosionstätigkeiten der Flüsse kann keine Rede sein. Die jüngsten tektonischen Bewegungen sind die letzte Ursache dieses verschiedenartigen Reliefs, welche Oesling und Gutland orographisch unterscheiden.

Die geologische Entwicklung des Luxemburger Raumes verläuft nach einem einheitlichen Plane, welcher darauf hinweist, daß das Gebiet einer *Struktur-einheit* angehört.

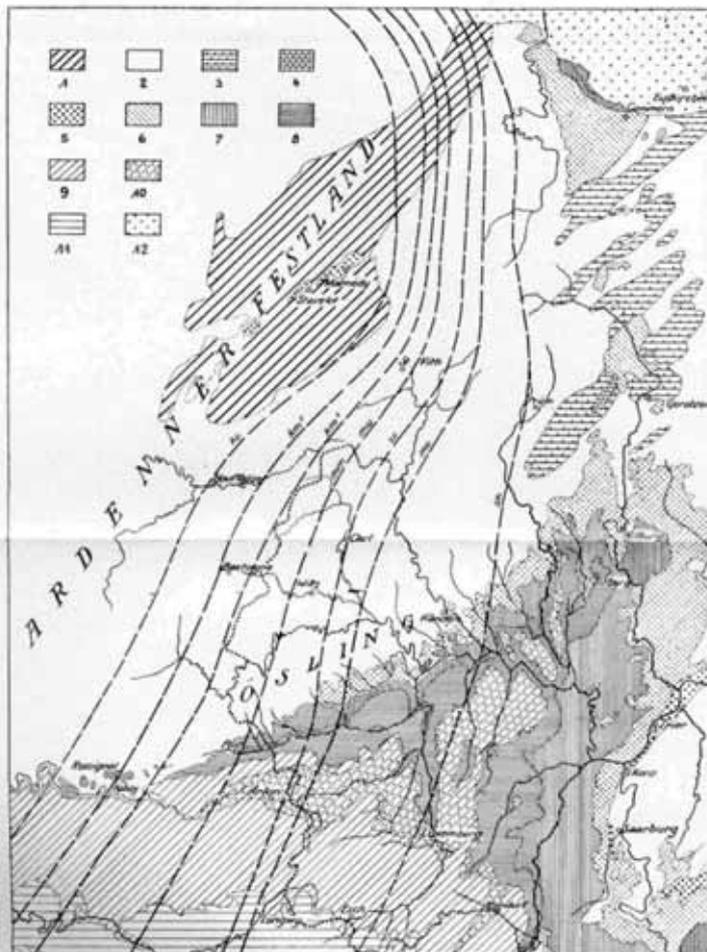
Die kaledonische Faltung bestimmte bereits die Anordnung des devonischen Sedimentationsraumes, und die variszische Faltung enthielt dann den Plan, nach dem sich die Erdgeschichte des Mesozoikums in unserem Gebiete abwickelte. Und die jüngsten Bewegungen am Schlusse des Tertiärs verlaufen noch in der gleichen Richtung, wie sie bereits in der älteren Epoche gegeben ist. Endlich stehen unser heutiges Flußsystem und die heutige landschaftliche Gestaltung in unmittelbarer Abhängigkeit von einer Entwicklung, die seit den ältesten Zeiten anhält und bis heute nach den gleichen Leitlinien verläuft.

#### Berichtigung

Auf **Tafel 3a** muß es heißen: Uferlinien am Westrand der Eifelstraße (nicht „am Ostrand“).

Gliederung des Unterdevons im Oesling

Gliederung des Unterdevons der Eifel seit 1919	Geologische Karte von Luxemburg 1949	E. ASSELBERGHS 1946	J. GOSSELET 1885	A. DUMONT 1848
Obere Koblenzstufe An der Basis: Koblenzquarzit	Schiefer von Wiltz (E <sup>3</sup> ) Quarzit von Berlé (q)	Oberes Ems	Schiefer von Wiltz Quarzit von Berlé	Obere Eifelstufe
Bunte Schiefer	Schiefer von Clerf (E <sup>2</sup> )	Mittleres Ems	Rote Schiefer von Clerf	Untere Eifelstufe
Stadtfelder Schichten	Obere Abteilung = Quarzophylladen von Schüttburg (E <sup>1b</sup> )	Unteres Ems	Süd Quarzophylladen von Schüttburg	Alhrstufe
Nasinger Schichten	Untere Abteilung = Phylladen von Stolzemburg (E <sup>1a</sup> )	Unteres Ems	Nord Quarzophylladen von Heinerscheid	
Siegener Stufe	Grobschiefer (Sg <sup>3</sup> ) An der Basis lok. Fazies der Dachschiefer (Sg <sup>3a</sup> )	Oberes Siegen	Schiefer von Kautenbach	Hunsrückstufe
	Im Norden des Oesling: Sandige Fazies (Sg <sup>3a</sup> )	Oberes Siegen	Phylladen von Ueflingen (Trais-Vierges) Schiefer von Beßlingen (Bas-Bellain)	
	Sandstein und sandiger Schiefer (Sg <sup>2</sup> )	Mittleres Siegen		
Untere Koblenzstufe				



- 1: Kambro-Silur
- 2: Unterdevon
- 3: Mitteldevon
- 4: Oberdevon
- 5: Perm
- 6: Buntsandstein
- 7: Muschelkalk
- 8: Keuper
- 9: Lias allgemein
- 10: Luxemburger Sandstein
- 11: Dogger
- 12: Tertiär

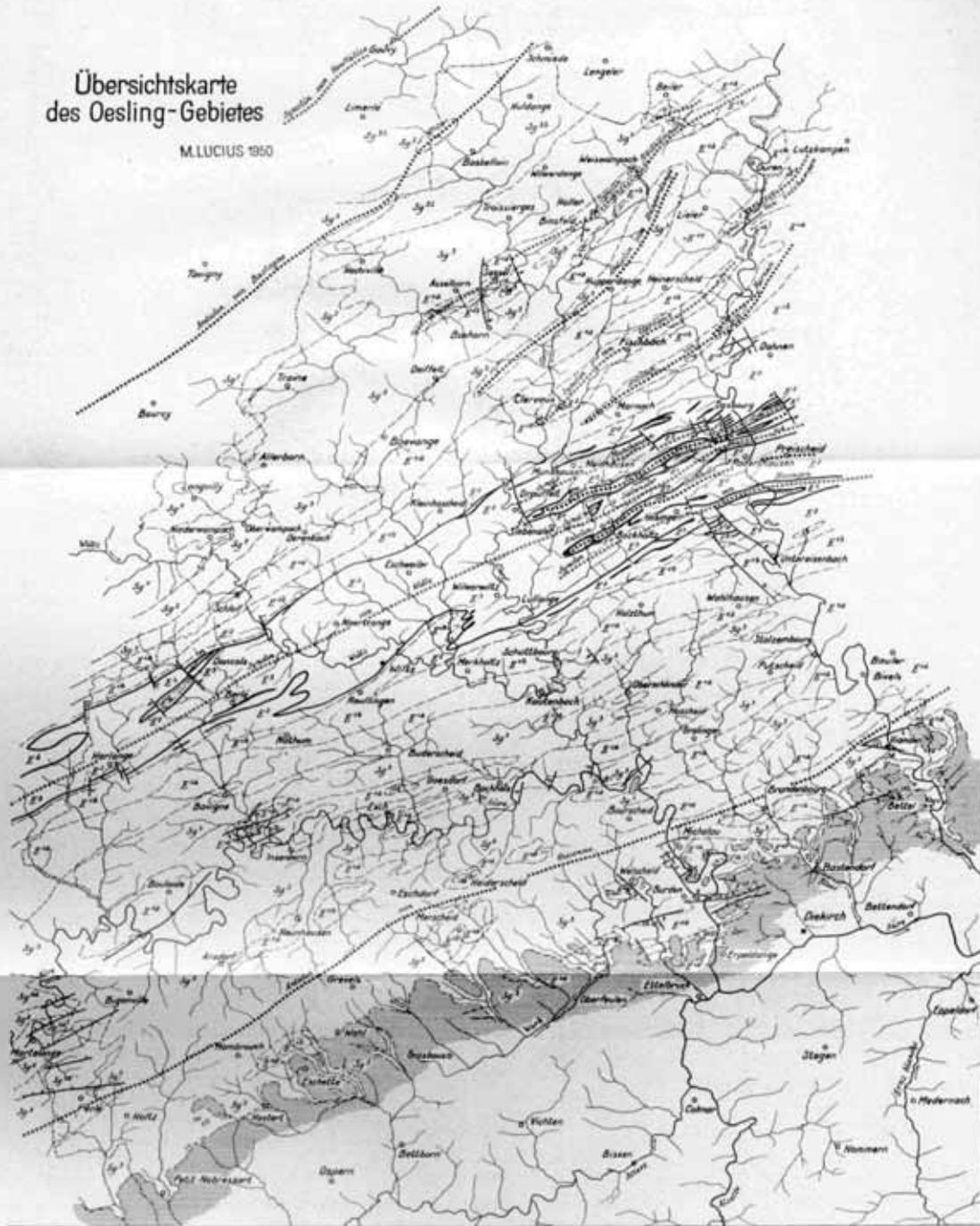
Uferlinien der Triasmeere am Ostrand der Eifelstraße.

sm: Vogesen Sandstein; so: Oberer Buntsandstein; mu: Unterer-, mu: Mittlerer-, mo: Oberer-Muschelkalk; km: Keuper mit Pseudomorphosen; km: Steinmergelkeuper; ko: Rhät.

**TAFEL 3a**  
(Teil 3b auf Rückseite)  
M. LACROIX

# Übersichtskarte des Oesling-Gebietes

M. LUCIUS 1950

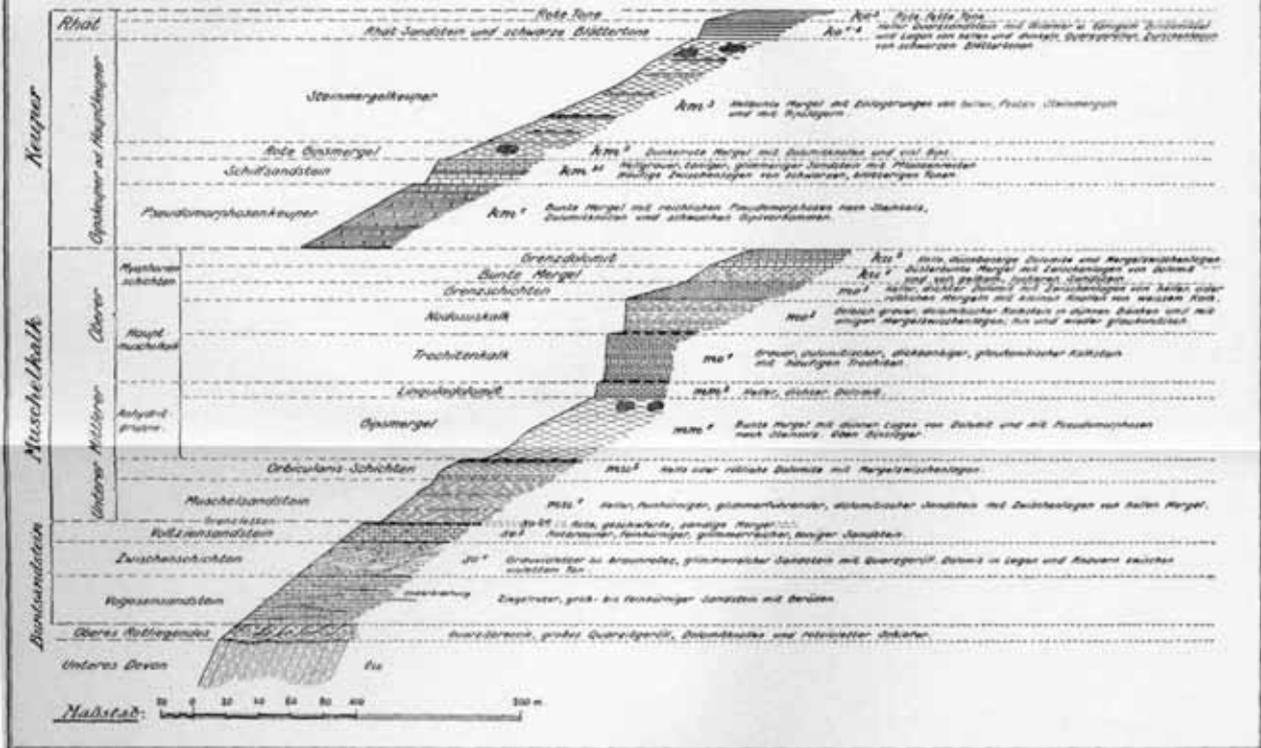


Légende			

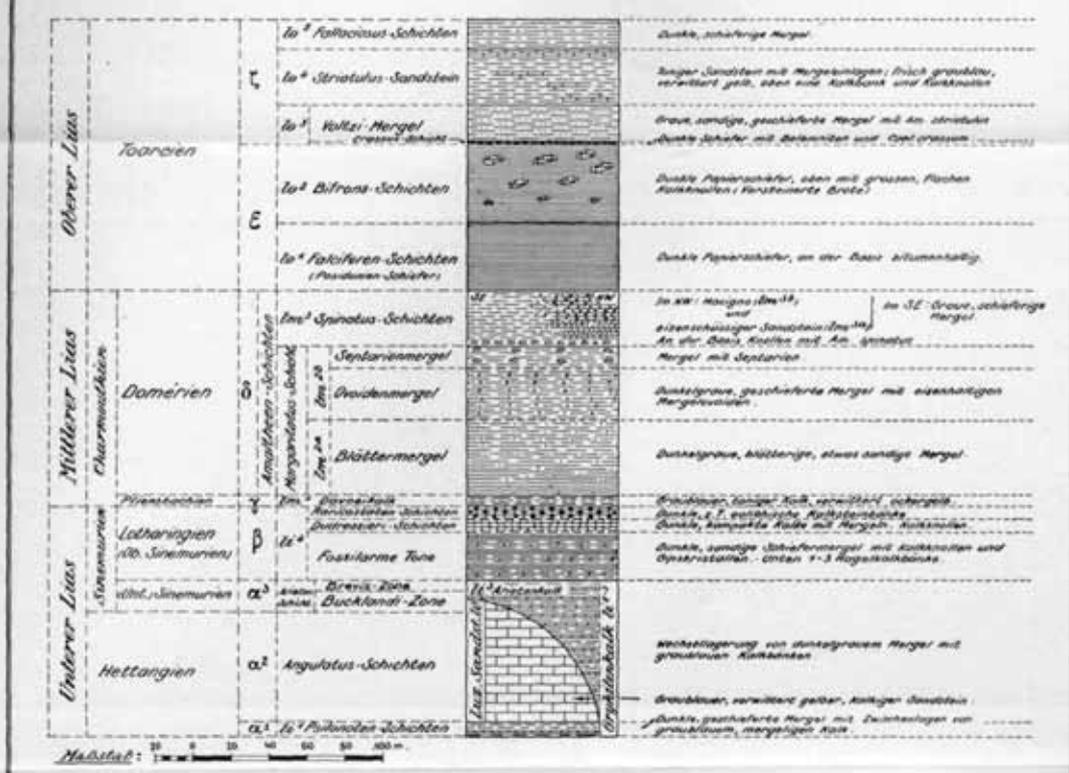




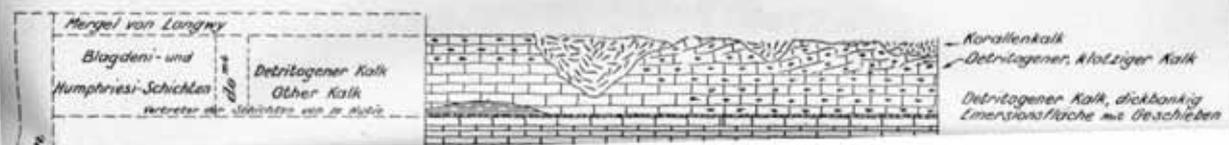
## Normal-Profil durch die Luxemburger Trias.

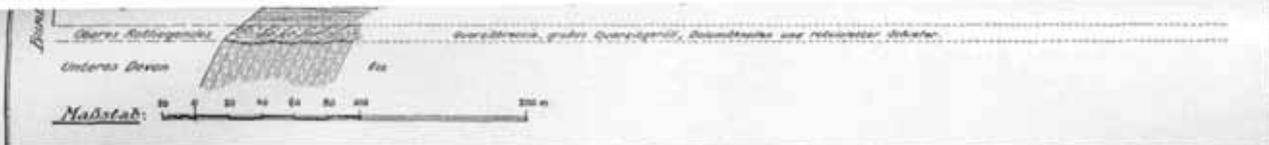


## Normal-Profil durch den Luxemburger Lias.

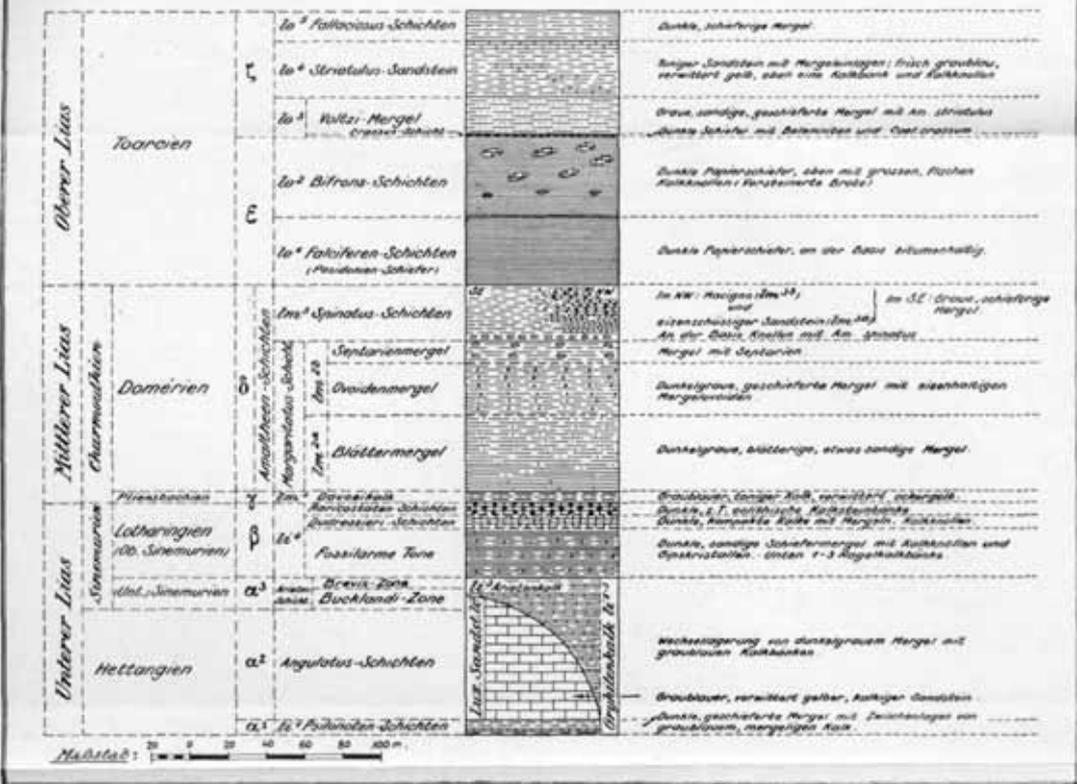


## Normal-Profil durch den Luxemburger Dogger.

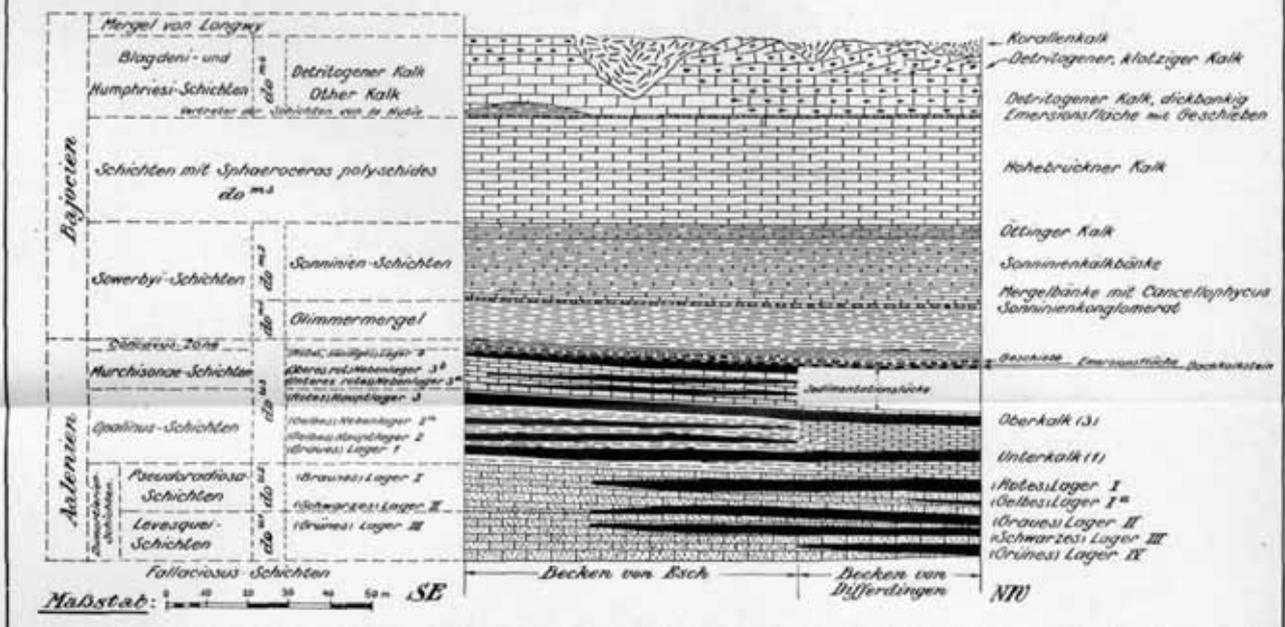




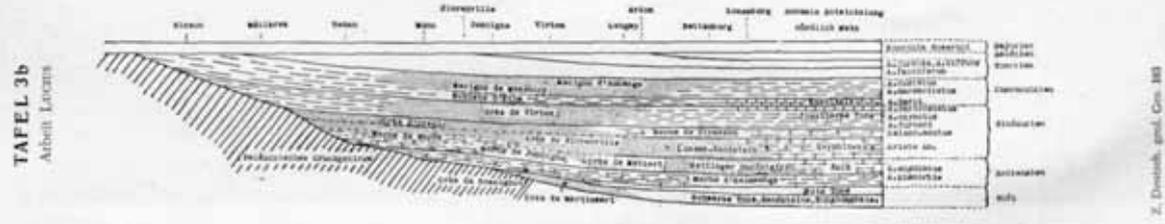
### Normal-Profil durch den Luxemburger Lias.



### Normal-Profil durch den Luxemburger Dogger.

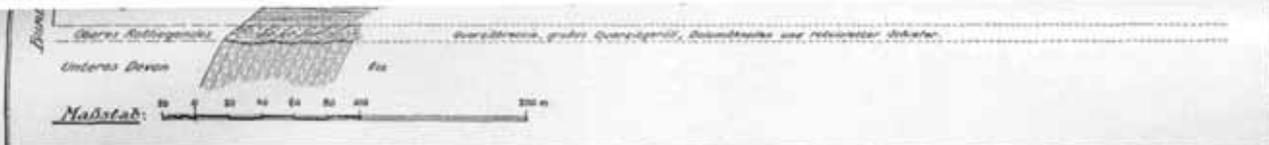


### Faziesprofil des Lias am Rande des Ardennen-Massivs

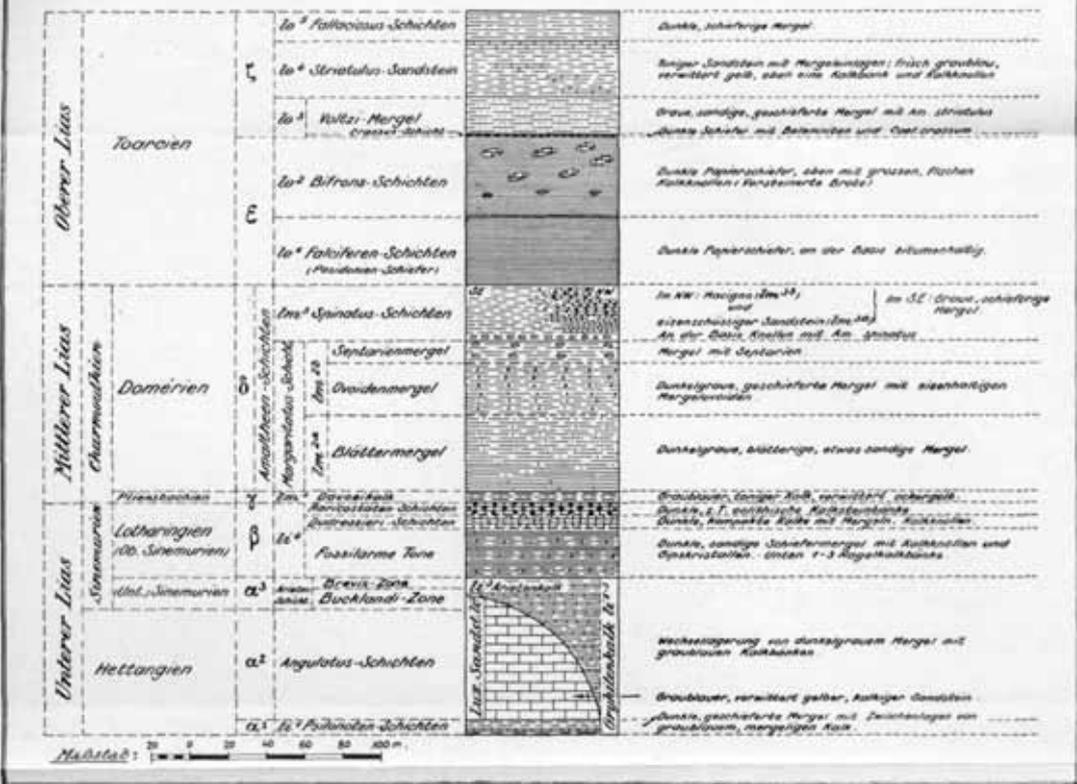


TAFEL 3b  
Arbeit, Locans

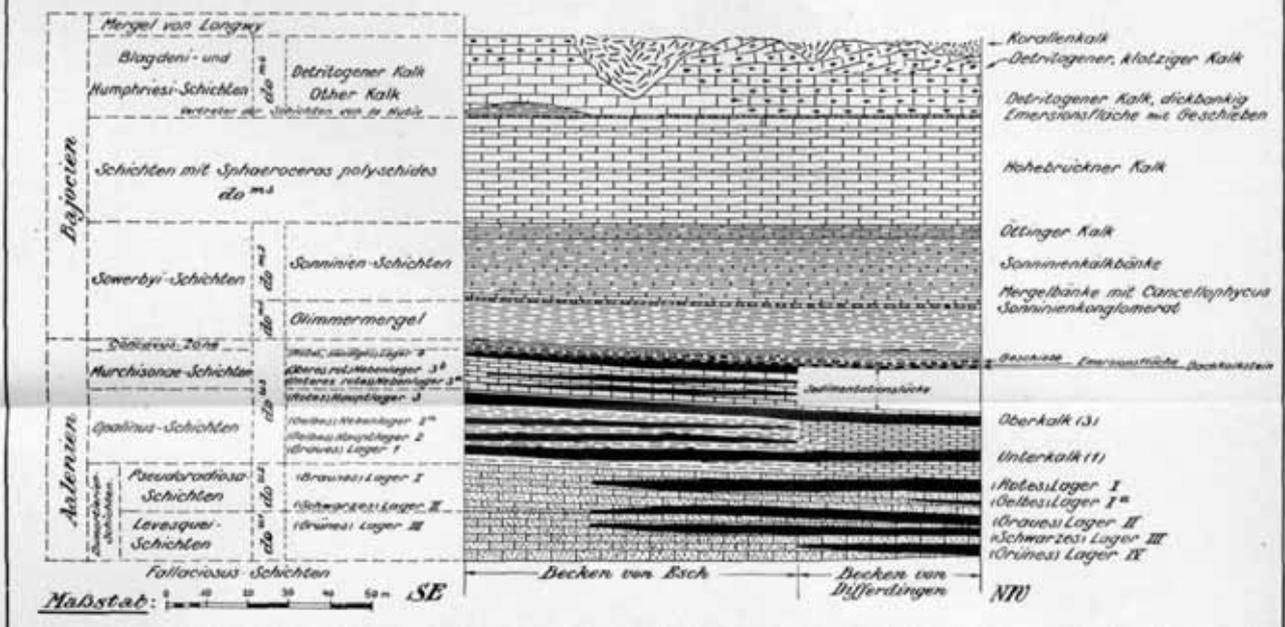
Z. Dierckx, geol. Gen. 185



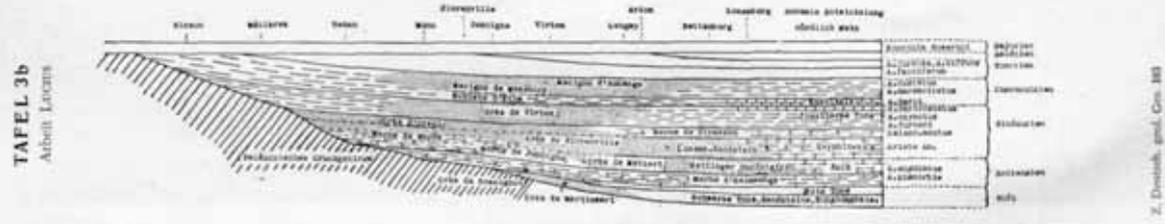
### Normal-Profil durch den Luxemburger Lias.



### Normal-Profil durch den Luxemburger Dogger.



### Faziesprofil des Lias am Rande des Ardennen-Massivs



TAFEL 3b  
 Arbeit, Locans

Z. Dierckx, geol. Gen. 183