Entstehung und Entwicklung des Luxemburger Flußsystems

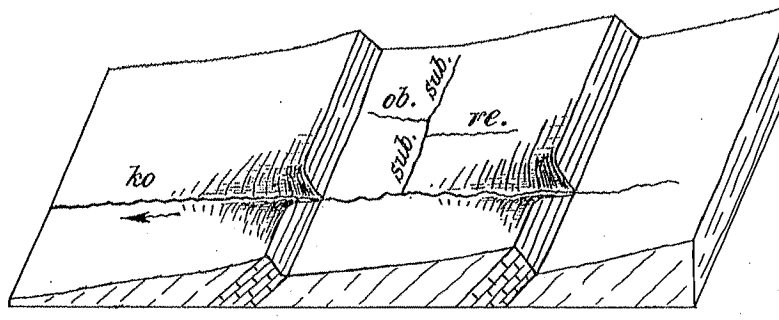
von Dr. M. LUCIUS.

Allgemeines.

Betrachten wir den theoretisch einfachsten, gleichsam klassischen Fall unter dem sich ein Flußsystem anlegt. Bei der Bildung im Meere werden die Schichten nicht genau horizontal abgelagert, sondern sind, infolge des Reliefs des Meeresbodens, vom Ufer weg gegen das Innere des Meeresbeckens schwach geneigt. Beim Herausheben durch die epirogenen Bewegungen wird dieses Gefälle, auch bei sehr weitspannigen Verbiegungen, noch verstärkt. Dazu sind die Schichten nicht homogen, sondern weiche und härtere wechseln miteinander ab. Dieses generelle Gefälle eines Gebietes, das aus dem Meere aufsteigt, bestimmt notwendigerweise die Richtung der ersten entstehenden Wasserläufe. Solche Flüsse werden von dem amerikanischen Geographen *Davis* als «konsequent» bezeichnet. Konsequente Flüsse resp. Täler sind also jünger als die heutigen Strukturformen, in welche sie eingeschnitten sind und besitzen ein Gefälle in der Richtung der Neigung der Schichten. (Vgl. Fig. 1.)

Da die Schichten ein Gefälle haben, welches stets stärker ist als die Gesamtneigung der Oberfläche eines Gebietes kommen sie mit der Erdoberfläche zu Schnitt, und da Schichten verschiedener Gesteinszusammensetzung miteinander abwechseln, so wird das fliessende Wasser bald Schichten verschiedener Widerstandsfähigkeit blosslegen. Dabei werden die härteren Schichten als *Steilstufen* hervortreten, während in den weichern Schichten flache Senken, die Landterrassen, ausgewaschen werden. So entsteht die für Gebiete mit flacher oder schwach verbogener Lagerung und Wechsellagerung von hartem und weichem Gestein bezeichnende *Stufenlandschaft,* die im Gutlande und in Lothringen, besonders aber im Pariser Becken vorherrscht. Die Steilstufen laufen parallel mit dem Streichen der Schichten und blicken bei konsequenten Tälern *flussaufwärts.*

Es ist einleuchtend, dass in den flachen Senken der weichern Schichten sich die ersten Nebenflüsse herausbilden, die nach dem Bette des konsequent fliessenden Hauptflusses hinziehen. So entstehen durch *Rückwärtsverlängerungen* und Einschneiden die Nebentäler erster Ordnung, welche parallel dem Streichen einer härtern Schichtenfolge angelegt sind. Solche Flüsse resp. Täler werden nach Davis als *subsequent* bezeichnet.



Einteilung der Flüsse und Täler nach Davis.

Fig. 1.

Erläuterung der Abkürzungen: ko. = konsequenter, sub. = subsequenter, re. = resequenter, ob. = obsequenter Flußlauf.

Die von dem Steilrand der härtern Schichtenfolge abrieselnden Wasser werden sich notwendigerweise zu Wasserläufen vereinigen, welche ihren Lauf nach dem subsequenten Tale hinnehmen. Diese Nebenflüsse 2. Ordnung verlaufen entgegen dem Einfallen der Schichten, da bereits durch Anlage der Nebentäler erster Ordnung ein *Oberflächengefälle* entgegen dem Schichteneinfallen herausgebildet wurde. Es sind *obsequente* Täler resp. Flüsse. Als solche werden also Nebentäler resp. =flüsse 2. Ordnung bezeichnet, die gegen das Schichteneinfallen laufen.

Es werden aber auch Nebenflüsse 2. Ordnung angelegt, die dem subsequenten Nebenfluss zugeteilt sind, und welche in der Richtung des Schichteneinfallens fliessen. Sie werden als *resequente* Flüsse resp. Täler bezeichnet.

Dieser theoretisch einfache Fall der Gestaltung und Entwicklung eines Flußsystemes wird nun durch das *aktive* Eingreifen *tektonischer Bewegungen* gestört. Diese tektonischen Eingriffe lassen sich in drei Hauptfälle gruppieren:

1) *Epigenetisches Flußsystem*. (Vallées surimposées). Nehmen wir als konkreten Fall ein aus dem Meere herausgehobenes Gebiet mit einem generellen Gefälle nach Süden. Auf diesem Gebiete wird sich ein Flußsystem anlegen, das dem Gefälle entsprechend, in seiner Gesamtrichtung nach Süden abfliesst. Dieses Gebiet unterliegt der Abtragung, wird dann wieder vom Meere überwältigt und über die abgehobelten Schichten legen sich diskordant Gesteinsmassen und werden herausgehoben, wobei aber das allgemeine Gefälle der Oberfläche diesmal eine entgegengesetzte Richtung, also nach Norden, aufweist. Das jüngere Flußsystem, das sich auf dieser Oberfläche anlegt, wird dementsprechend, ein Gesamtgefälle nach Norden haben. Die jüngern Schichten werden abgetragen, aber da eine Hebungstendenz einsetzt, verjüngt sich das Flußsystem, und schneidet jetzt in die ältern, nach Süden geneigten Schichten ein. Wir haben dann den paradoxen Fall, dass die Gesamtrichtung des Flußsystemes entgegen dem Gesamtgefälle der Schichten gerichtet ist. In diesem Falle befindet sich das Flußsystem des Gutlandes. Ein solches Tal- oder Flußsystem wird als *epigenetisch* (surimposé) bezeichnet. Epigenetische Täler sind also solche, die in ihrer Richtung und Anordnung von Talrinnen herstammen, die sich ehedem in einer jüngern, diskordant gelagerten und jetzt abgetragenen Schichtendecke eingefurcht haben. Die Epigenese setzt also die Überdeckung eines ältern Reliefs durch jüngere, jetzt abgetragene Schichten und zwei Erosionszyklen voraus, die durch die Ausbildung der jüngern Schichtenfolge getrennt sind.

2) *Antezedente Talformen*. Nehmen wir an, ein Fluss entspringt bei A im Süden und 500 km weiter nördlich, bei B liegt seine Mündung. Als dieses Tal bereits angelegt ist, entsteht zwischen A und B, sagen wir zwischen km 200 und 300, eine flache Aufwölbung. Das ist beispielsweise der Fall des Rheines, der Saar, der Mosel, der Maas und mancher anderer Flüsse. Der Fluss schneidet sich schneller ein als der Boden aufsteigt, durchsägt gleichsam die aufsteigende Bodenschwelle und behält die vorher angelegte Richtung bei. Er arbeitet dabei wie eine Säge, die in gleichem Niveau bleibt, gegeen die aber von unten herauf ein Holzblock nach aufwärts getrieben wird, und der von oben nach unten durchsägt wird. Zuerst ist der Block mit seiner obern Fläche, zuletzt aber mit seiner Basis im Niveau der Säge. Ist alle Maschinerie entfernt, liesse sich darüber diskutieren ob der Block oder die Säge ihre relative Höhenlage geändert haben. Solche Flüsse werden als *antezedente Flüsse* bezeichnet.

3) Der dritte Fall bildet eigentlich einen Oberbegriff und umfasst grundsätzlich auch die beiden ersten Fälle. Es handelt

sich hierbei um das allgemeine Prinzip der Anpassung des fliessenden Wassers an die durch die aktiven tektonischen Vorgänge geschaffenen neuen Verhältnisse. Als aktive tektonische Bewegungen bezeichnen wir diejenigen, welche das geschaffene Gleichgewicht eines Gebietes während der Tätigkeit eines bestehenden Flußsystemes stören und eine Umgestaltung desselben fordern, damit dasselbe sich den neuen Verhältnissen anpassen kann. Es handelt sich also hier um die *Anpassungsfähigkeit* eines *bestehenden* Flußsystemes an die durch die tektonischen Bewegungen geschaffenen neuen Strukturformen. *) Es ist klar, dass ein solch empfindliches Element wie das Wasser in allen Details auf jede Bewegung des Bodens reagiert und dass die Flüsse, wie ein guter Automat diese Bewegungen durch die verschiedenen Erscheinungsformen ihrer Täler registrieren. Es ist Sache des Geologen diese Erscheinungen in der Gestaltung eines Flußsystemes in Bewegungen der Erdkruste umzudeuten. Ohne vollständig zu sein, soll nur auf einige dieser Anpassungserscheinungen hingewiesen werden.

Nehmen wir an, ein Fluss sei im Gleichgewicht, das heisst der Reibungswiderstand am Boden und an den Wänden des Bettes sei gleich der mechanischen Kraft des fliessenden Wassers. Dieser Zustand wird erst dann erreicht, wenn das Gefälle beständig von der Quelle gegen die Mündung hin in dem Verhältnis abnimmt als die Wassermenge zunimmt. Der Fluss wird dann weder sein Bett vertiefen noch feste Bestandteile, ausser feinster Flußtrübe, transportieren. Er ist im Alter des Verfalls. Jetzt kann durch die Aufwärtsbewegung der Erdkruste in dem Einzugsgebiet eine Neubelebung des Gefälles bewirkt werden. Der Fluss wird sich dem neu geschaffenen Relief anpassen, er wird einschneiden und es entstehen schluchtenartige Talformen.

Vor der Verjüngung pendelte der Fluss ohne Kraft auf einem eingeebneten Gebiete hin und her, weil er durch jeden Widerstand oder jedes härtere Gestein aus seiner Richtung gebracht wird. Es bilden sich in den weiten, flachen Talböden zahlreiche Krümmungen, die *Mäander*. Die auf diese Weise entstandenen Mäander werden als *Flussmäander* oder *freie* Mäander (méandres divagants) bezeichnet. Bei seiner Verjüngung wird der Fluss sein altes Bett mit seinen Krümmungen beibehalten, nur werden durch die Tiefenerosion die freien

*) Im Gegensatz hierzu stehen die **passiven** tektonischen Strukturen eines Gebietes, welche bereits bestanden, bevor sich das gegenwärtige Flußsystem anlegte.

Mäander jetzt zu *eingesenkten* Mäandern. Somit wären die Mäander Zeugen, ja Beweise einer einstigen reifen und eingeebneten Landschaft, wobei dann bei einer Verjüngung durch Bodenbewegungen die freien Mäander (Flussmäander) zu *eingesenkten* oder Talmäandern, (méandres encaissés) wurden. Die Talmäander wären also vererbte Formen eines vergreisten Zyklus eines Flußsystemes und Beweise eines neuen, verjüngten Zyklus, welcher sich dem vorhergehenden auflagerte. Diese von Davis in eleganter Form aufgebaute Theorie der Entstehung der eingesenkten Mäander wurde später modifiziert und eingeschränkt. Manche Forscher erkannten, dass neben den ererbten Mäandern es auch solche gibt, die sich während des Einschneidens des Flusses beim Antreffen von verschieden hartem Gesteine oder beim Zusammentreffen mit einer Verwerfung bilden. So werden denn von manchen Autoren die vererbten Mäander als «Zwangsmäander', die beim Abgleiten des Flusses nach der Tiefe hin entstehenden als «Gleitmäander» bezeichnet. Andere lehnen jede Vererbungstheorie ab und betonen, dass die Talmäander wie alle Talformen ihre Ursache letzhin in der Struktur des Untergrundes hätten.

Eine Analyse der in unserm Lande, besonders im Oesling, nicht selten auftretenden Mäanderformen zeigt, dass hier sowohl *ererbte* Mäander als auch solche vorkommen, welche an die Strukturform des Untergrundes gebunden sind. Jedenfalls können, genetisch betrachtet, verschiedene Vorgänge zur Mäanderbildung führen. Es wäre wohl falsch, alle eingesenkten Mäander als ererbte Formen aufzufassen und daraus das einstige Vorhandensein einer alten Einebnungsfläche mit einer jüngern, gleichmässigen Bedeckung zu postulieren, falls nicht andere geologische Gründe hierfür sprechen.

Die Mäander sind also *morphologische Konvergenzerscheinungen,* wie sie unter den geologischen Formen häufig sind.[2])

Bei all diesen Vorgängen der Anpassung eines Flußsystemes an die sich ändernden Verhältnisse des Untergrundes bleiben Richtung und Hauptlinien der Flüsse gewahrt. Das Flußsystem erfährt nur eine Verjüngung. Der neue Zyklus ist eigentlich nur eine Erneuerung und Wiederbelebung des vorhergehenden, wobei ein verkümmertes Relief ebenfalls eine neue scharfe Umprägung erhält. Hierbei kann das Flußsystem

[2]) Als morphologische Konvergenzerscheinungen bezeichnen wir einander ähnliche Formen der Erdoberfläche, welche durch verschiedene Vorgänge und Kräfte hervorgebracht werden können.

in Übereinstimmung mit dem Gefälle des Bodens geblieben sein, das aber eine Verstärkung erfahren konnte.

Anderseits kann diese Übereinstimmung mit der heutigen Bodenstruktur nicht mehr bestehen. Dann ist das heutige Flußsystem eine vererbte oder angepasste Form. Es kann das Erbe einer heute verschwundenen Schichtenfolge sein oder es kann durch die Kraft seiner Erosion den tektonischen Bewegungen entgegengearbeitet und dieselben überwältigt haben.

Es können aber auch beide Vorgänge mit einander oder nacheinander eingetreten sein, was bei dem heutigen Flußsystem des Gutlandes zutrifft.

Bei stärker wirkenden tektonischen Vorgängen, die zu einer tiefgreifenden Umstellung des Gefälles der Oberfläche führten, können die neu geschaffenen Verhältnisse so dem alten Flußsystem zuwider laufen, dass es sich ganz oder teilweise umgestalten muss, so dass der neue Zyklus von dem vorhergehenden ganz oder teilweise abweicht. Dieses trifft für die Flüsse des Öslings teilweise zu.

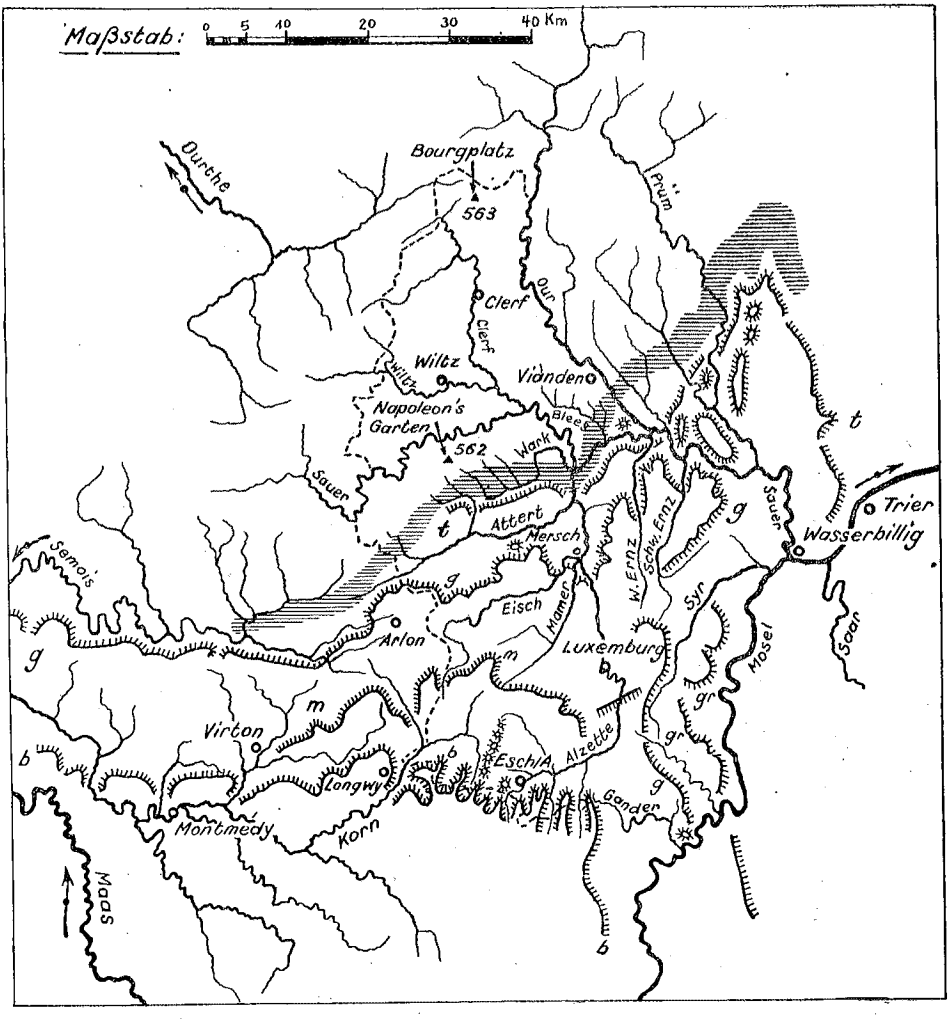
Spezieller Teil.

Das *Flußsystem* des Luxemburger Landes hat einen sehr einheitlichen Charakter. (Vgl. Fig. 2) Mit Ausnahme der *Korn*, welche einen im Südwesten des Landes gelegenen Streifen nach der Maas hin entwässert, *gehört das ganze Gebiet zum Rhein.* Landschaftlich betrachtet umfasst das Gebiet im Norden einen Teil des alten Massives der Ardennen, das *Ösling*, im Süden einen Teil der mesozoischen Schichtenfolge, welche das alte Massiv in seinem randlichen Teile einhüllt, das *Gutland.* Geomorphologisch kann man zwischen beiden Teilen noch eine *Zwischensenke* oder *Randsenke* ausscheiden.

Im *Ösling* haben die Our, die Blees, die Clerf, die Wiltz und die obere Sauer tiefe, gewundene und enge Täler in das devonische Schiefergebirge eingeschnitten. Das Gebiet ist alpinotyp gefaltet, aber oberflächlich zu einer Rumpfebene, der posthercynischen Einebnungsfläche, abgetragen. Alle diese Flüsse haben eine Allgemeinrichtung nach Süden, ohne Rücksicht auf die Strukturformen des alten Schiefergebirges.

Das Gutland besteht aus Trias- und Juraschichten, die nur weitspannig verbogen, aber durch Verwerfungen stark zerbrochen sind. Das allgemeine Einfallen ist nach Süden und Südwesten. Die Flüsse, die Alzette mit ihren Nebenflüssen, die beiden Ernz, die Syr, fliessen nach Norden oder Nordosten.

Fig. 2.



Schema der Grundzüge der Morphologie Luxemburgs.

Randsenke am Südrande des Öslings; nördlich der Randsenke das Ösling, südlich das Gutland.

▲ Bourgplatz (563 m); Napoleon's Garten (562 m): Kulminationspunkte über der 500 m-Fläche.

Steilstufen des Gutlandes: t = Trias im Allgemeinen, gr = Schilfsandstein, g = Luxemburger Sandstein, m = Macigno des mittl. Lias, b = Kalkstein des Bajocien.

Am Südrande des Öslings bildet die Zwischensenke eine Sammelrinde, welche alle von Norden und von Süden herziehenden Flüsse aufnimmt und in die Mosel bringt. Diese selbst liegt auf unserm Gebiete in einer Zwischensenke zwischen dem Westrande des devonischen Hunsrückmassives und dem Ostrande der mesozoischen Schichtendecke des Gutlandes.

Dass die Allgemeinrichtung der Flüsse des Landes, mit Ausnahme derjenigen der Korn, *gegen das Einfallen* der Schichten und *unabhängig* von den Strukturformen verläuft, ist jedenfalls kein ursprünglicher Zustand. Die heutigen Täler müssen in ihrer Richtung und Anordnung von Talrinnen herstammen, die sich in einer höher liegenden, jetzt abgetragenen Schichtendecke eingefurcht hatten, und welche eine, dem allgemeinen Talgefälle entsprechende Neigung besass. Mit andern Worten, unser Flußsystem ist ein *epigenetisches*. Daneben können aber auch Bodenbewegungen eingetreten sein, die dem Flussgefälle entgegen gingen, welche aber durch die Erosionskraft bewältigt wurden.

Wenn aber die *Allgemeinrichtung* sowohl der Flüsse des Gutlandes wie auch des Öslings unabhängig von der tektonischen Struktur des Bodens verläuft; so finden wir in den Einzelheiten der Entwicklung eines jeden Tales eine Fülle von Anpassungen an die Struktur des Untergrundes, so dass den Beziehungen zwischen Tektonik und Talformen eine wichtige Rolle bei der Erklärung des Entstehens unserer Talformen zukommt. Ein solch empfindliches Element wie das Wasser reagiert natürlich auf jeden Unterschied in der Härte des Gesteines und auf jede Bewegung des Bodens. Wenn also unser Flußsystem im allgemeinen als epigenetisch angelegt wurde, musste es doch beim Tieferlegen seiner Täler auf die Struktur des ältern Untergrundes reagieren und sich dieser in den Einzelheiten anpassen.

Denn die Ausgestaltung eines Talsystemes ist eine Funktion der allgemeinen geologischen Vorgänge eines Gebietes, wobei die Flüsse die immer noch vor sich gehenden Bewegungen des Bodens registrieren. Jede jüngere Bodenbewegung, die nach der Entstehung des Flußsystemes in Erscheinung trat, wird in der Weiterentwicklung der Talformen zum Ausdruck kommen.

So spiegeln unsere heutigen Flüsse alle Bewegungen des Untergrundes im Jungtertiär und im Diluvium wieder und machen die jüngsten tektonischen Vorgänge sichtbar.

Die jüngste geologische Geschichte des Landes werden wir deshalb am besten mit der Entwicklung seines Flußsystemes verbinden.

Als ganzes betrachtet bestehen zwischen der Begrenzung unsers Flußsystemes und den Leitlinien der Tektonik unsers Gebietes Beziehungen, die kaum zufällig sein dürften. Bis auf das kleine Entwässerungsgebiet der Korn, besitzen wir ein einheitliches und sehr konzentriertes Flußsystem, dessen allgemeine Richtung und dessen Zugehörigkeit zu dem Entwässerungssystem des Rheines bereits auf eine vom Pariser Becken gesonderte Tektonik hindeutet. Ganz allgemein gehört es zu der Gruppe von Flüssen, Maas, Mosel und Rhein, welche in antezedentem Laufe das Ardenner-Rheinische Massiv von Süden nach Norden durchqueren. Im besonderen fügt es sich einheitlich in die Eifelsenke und in deren Verlängerung, die Lothringer Querfurche ein. In das Gebiet letzterer gehört auch die Maas, welche erst am Südrande der Ardennen die Lothringer Furche verlässt, einige Zeit der Ardenner Randsenke folgt um dann unterhalb Charleville in meridionaler Richtung das Ardenner Massiv zu durchqueren. Schon das alles deutet auf eine einheitliche Entwicklungsgeschichte dieser genannten Flüsse hin, in welcher der Antezedenz, die auf eine einheitliche epirogene Bewegung zurück geführt werden kann, eine Hauptrolle zukommt. In diesem Gesamtbilde kommt dem nach Westen gerichteten Lauf der Korn nur eine lokale Rolle zu. Das gleiche gilt von der parallel verlaufenden Semois.

Die Wasserscheide unsers Flußsystemes im Westen gegen die Maas hin folgt der westlichen Begrenzung der Eifelsenke gegen die höher heraus gehobene Ardennermasse. Diese Grenze kommt in dem Einsinken der Schichten gegen die Achse der Quersenke und in der Heraushebung älterer Schichten gegen Westen hin deutlich zum Ausdruck. Auch in der westlichen Eifel laufen die Flüsse, die innerhalb der Senke liegen, parallel mit den Flüssen unsers Öslings, also von Norden nach Süden. Östlich der Senke ziehen die Flüsse dagegen von Westen nach Osten und verhalten sich also spiegelbildlich zur Korn und zur Semois. Die nördliche Wasserscheide unsers Flußsystemes fällt mit der Achse der Haupterhebung der Ardennen, die erst im jüngsten Tertiär morphologisch in Erscheinung getreten ist, zusammen. Sie verlängert sich nach NE nach der Hohen Eifel hin. Nördlich dieser Linie ziehen die Flüsse von Süden nach Norden hin.

Morphologisch stehen sich Ösling und Gutland gegenüber, wenn sie auch genetisch enge Beziehungen zu einander haben. Dazwischen liegt, gleichsam als Scharnier, die Zwischensenke oder Randsenke. Diese morphologische Dreigliederung kommt auch in der Entwiklung des Flußsystemes zum Ausdruck.

Zwei Hauptsammelrinnen, am Südrande des Öslings und am Westrande des Hunsrücks, legten sich am Aufbiegungs-

rande der alten Massive gegen das, bei der jungpliozänen Aufwärtsbewegung weniger herausgehobene und daher relativ tiefer liegende, Gutland an. Die Randsenke des Öslings sammelt die Gewässer des Nordens und des Südens und stösst unter spitzen Winkel nördlich Kyllburg mit der Randsenke des westlichen Hunsrück zesammen. In letzterer liegt das Moseltal. Die Mosel floss ursprünglich weiter nach Norden durch die Eifelsenke nach der Niederrheinischen Bucht, nahm dann später, wohl infolge der kräftigen Heraushebung der Achse der Ardennen, die heutige Nordostrichtung nach dem Rheine hin an, während die Untersauer, als Verlängerung der Our, beide Sammelrinnen verband.

Es wurde bereits kurz darauf hingewiesen, dass unser heutiges Flußsystem sich in seiner Gesamtrichtung sowohl im Gutland wie im Ösling zur Struktur des Untergrundes indifferent verhält und als ein *epigenetisch* angelegtes bezeichnet werden darf. Die Herausbildung eines epigenetischen Talsystemes setzt aber das Bestehen von zwei getrennten Zyklen oder Phasen voraus, zwischen welche sich die Bildung einer Schichtenreihe einschiebt, die das durch den ersten Zyklus geschaffene Oberflächenrelief eindeckt und einebnet und auf welche sich der neue Zyklus anlegt.

Schematisch liesse sich das folgendermassen darstellen:

Ein erster Zyclus in der Entwicklung des Talsystemes eines bestimmten Gebietes ist zum Abschluss gekommen. Es hatte sich ein den damaligen orographischen und geologischen Verhältnissen angepasstes Flußsystem heraus gearbeitet. Das fliessende Wasser hatte durch seine erodierende und transportierende Tätigkeit das Land bis zu einer Ebene abgetragen.

Dieses alte Relief wurde dann durch eine jüngere Schichtenreihe in diskordanter Auflagerung eingedeckt. Als einfachsten Fall dürfen wir eine marine Transgression annehmen. Auf dieser Schichtenfolge legt sich bei der Regression des Meeres ein neues Flußsystem an, das in unserm Gebiete dem heutigen entsprechen würde. Dieses ist natürlich dem Einfallen und der Struktur der jüngern aufgelagerten Schichtenfolge angepasst. Beim Tiefereinschneiden haben sich die Täler dann in die unterliegenden, ältern Schichten eingefurcht, haben aber ihre alte Lage, die den geologischen Verhältnissen der jüngern Schichtenreihe entspricht, beibehalten. So kommt es, dass die Anordnung der Täler unabhängig von der Struktur ihrer gegenwärtigen Unterlage erscheint.

Zu diesem Schema könnte man einwenden, dass ein zur Reife gekommener Zyklus durch tektonische Bewegungen des Untergrundes neu belebt werden kann, so dass die Flüsse neues

Gefälle erhalten und wieder einschneiden und demnach keine zwei getrennte Zyklen beständen. Aber der Widerspruch zwischen dem allgemeinen Gefälle unserer Flüsse und dem Einfallen der Schichten des Untergrundes weist darauf hin, dass hier kein ursprünglicher Zustand vorliegen kann. Es wäre dies aber kein zwingender Grund um das Bestehen einer jüngern Decke, worauf sich ein zweiter, unabhängiger Zyklus angelegt habe, hieraus zu postulieren. Man könnte auch an *Antezedenz* denken, wobei es genügen würde, dass die Flüsse kräftiger eingeschnitten hätten, als die langsamen tektonischen Bewegungen ein Gebiet heraushoben oder dass eine Scholle nach einer, der Flussrichtung entgegengesetzten Richtung, einkippte. Antezedente Flussläufe bestehen aber zweifelsohne sowohl im Gutland als im Ösling. Es sind aber auch sicher ausgedehnte Reste einer Decke nachzuweisen, wie die Theorie sie für epigenetische Flussläufe fordert, worauf weiterhin unten ausführlicher einzugehen ist. Antezedenz und Epigenese der Flüsse widersprechen sich nicht, sondern können neben einander bestehen.

Es zeigt sich auch hier wieder, dass die geologischen Vorgänge viel verwickelter sind und dass jedes Schema eine Vereinfachung bedeutet, die in der Natur kaum zutrifft. Wir trennen die Vorgänge wie einzelne Theaterakte, während in der Natur eines in das andere greift, jeder Vorgang durch die verschiedensten Faktoren beeinflusst wird und das Vorangegangene bestimmend auf das Nachfolgende einwirkt.

So wird das auf der eingeebneten Oberfläche zur Reife gekommene Flußsystem des ersten Zyklus nur dann vollständig ausgelöscht, wenn das Gebiet einer marinen Transgression unterliegt und durch neu einsetzende Ablagerungen das alte Relief vollständig eingehüllt wird. Ein altes Relief kann aber auch durch Kontinentalbildungen eingedeckt und Elemente des ersten Zyklus können in den folgenden Zyklus herübergenommen werden. Auch Klimaschwankungen könnten in einem ariden Gebiete ein neues Flußsystem schaffen. Die neue Schichtenreihe, welche beide Phasen trennt, kann so lückenhaft sein, dass das alte Relief nicht vollständig verwischt wird und einsetzende differentielle Bodenbewegungen können die in unserm Schema aufgestellte Abwicklung der Vorgänge hemmen oder fördern.

Je genauer wir die geologischen Vorgänge in ihren Einzelheiten und in ihren gegenseitigen Zusammenhängen zu erfassen vermögen, desto mehr der Wirklichkeit entsprechend wird das Bild sein, das wir uns von der Entwicklung eines Flußsystemes machen. Wir dürfen keineswegs aus einem theoretischen Schema heraus die geologischen Vorgänge postulieren, sondern nur an Hand der Tatsachen schlussfolgern.

Welches sind nun die tatsächlichen Vorgänge, die unser heutiges Flußsystem geschaffen haben? Wie gestaltete sich das Relief der Oberfläche unsers Gebietes in den verschiedenen Festlandsepochen, da, abgesehen von anormalen klimatischen Zuständen, die Entwässerung eines Gebietes durch die Wasserläufe in engen Beziehungen zu der Oberflächengestaltung steht?

Die erste, deutlich bestimmte Einebnungsfläche unsers Landes als Teil des ardenner-rheinischen Massives ist die gegen Ende des Paläozoikums geschaffene *posthercynische Rumpffläche.*

Gegen Ende des Unterkarbons war das genannte Massiv zum Festlande geworden und bei Beginn des Perm durch die Erosionstätigkeit so eingeebnet, wie wir es noch jetzt vor uns haben.

Die jüngern Ablagerungen sind so angeordnet, dass sie von den Rändern her allseitig nach dem zentralen Teil der alten Rumpfebene transgredieren, wobei sie um so weiter nach dem Innern übergreifen, je jünger sie sind. Diese Anordnung lässt den Schluss zu, dass die alte Masse der Ardennen mit dem Brabanter Massiv nach der Einebnung zu einer sehr flachen und in der Richtung der Faltenachsen ausgezogenen, sehr flachen Kuppel aufgewölbt worden war. (Das eigentliche rheinische Massiv, das eine ähnliche Entwicklung zeigt, wollen wir ausserhalb unserer Betrachtungen lassen.) Wenn wir bei der Darstellung der Entwicklung unsers Flußsystemes bis zu diesen Vorgängen zurück greifen, tun wir es nur um das allgemeine Prinzip festzulegen, dass in dem alten Massiv sich immer die gleichen Bewegungen wiederholen und dass unser Flußsystem in Abhängigkeit von Vorgängen steht, die seit dem Altertum der Erdgeschichte in unserm Gebiete prinzipiell immer die gleichen waren.

Unteres Rotliegendes in Kontinentalfazies wurde am Südrande des Hunsrück, im Saargebiet und in der Lothringer Quersenke, ausserhalb unsers Gebietes, in grosser Mächtigkeit abgelagert. Im oberen Rotliegenden greift der Festlandsschutt in die Eifelsenke und mithin in unser Gebiet über. Die Ablagerungen umfassen auch den Zechstein in gleicher Fazies. Am Nordrande des Ardenner Massives (einschliesslich des Brabanter Massives) ist das Perm in mariner Fazies ausgebildet. Oberes Perm (Zechstein) transgrediert über das untere (Rotliegendes) und greift auf das alte Massiv über. Wir haben dementsprechend im Süden der Ardenner Masse Hinaufgreifen jüngerer Ablagerungen von Süden nach Norden, in der Eifelsenke von Osten nach Westen und im Norden von Norden nach

Süden. Das Bestehen einer randlichen Senke, die allmählich in eine zentrale flache Aufwölbung übergeht, ergibt sich deutlich aus dieser Anordnung.

Mit der Trias beginnt die marine Transgression auch in der Eifeler- und Lothringer Quersenke. Jede jüngere Triasstufe greift in dieser Quersenke, zu welcher auch unser Gebiet gehört, über die vorhergehende transgressiv von Osten nach Westen auf das alte Festland hinauf. Auch am Nordrande des Massives ist die Trias in der gleichen Fazies entwickelt wie in der erwähnten Quersenke und zeigt die gleiche zonare Anordnung mit stufenweisem Fortschreiten des Hinaufgreifens auf altes Festland, aber hier von Norden nach Süden.

Zu Beginn der Triaszeit erstreckte sich das alte Ardenner Festland nicht nur über unser Gebiet und Belgien, sondern umfasste auch das Londoner und Pariser Becken und ging im Süden in das Zentralplateau über.

In England bildet die Trias die Umrandung des Londoner Beckens. Sie ruht im Norden konkordant auf marinem Perm, greift aber im Süden diskordant auf das Paläozoikum des alten Massives hinauf.

Im höhern Keuper zeigen sich die ersten Anlagen zur Herausbildung des Pariser Beckens. Der Steinmergelkeuper und das Rhät dringen am heutigen Südrande der Ardennen keilartig weit nach Westen vor. Auch am Nordrande des Zentralplateaus dringt das Keupermeer buchtenartig von Osten nach Westen vor. Hiermit ist also der Zerfall des französischen Festlandes in Teilschollen in diesem Gebiete eingeleitet.

Im obern Keuper ist die posthercynische Rumpfebene im ganzen Luxemburger Gebiete, Ösling wie Gutland, eingedeckt. Sie ist zur «fossilen» Rumpfebene geworden.

Die jurassischen Schichtenfolgen transgredieren nicht nur über die Trias, sondern greifen auch weiter auf das im Innern der Ardenner Masse verbliebene restliche Festland über. Die Juraschichten sind sowohl im Norden, im Gebiete von Holland und der Campine, wie im Westen, im Gebiete des Londoner Beckens, als auch im Süden, im Gebiete des Pariser Beckens, transgressiv. Die jüngeren Stufen des Jura greifen über die ältern randlich hinaus, lagern unmittelbar auf dem paläozoischen Substratum und engen das Festland immer weiter ein. Im obersten Jura ist nicht nur das Gebiet des Pariser und Londoner Beckens von Juraschichten überzogen, sondern auch die eigentliche Ardenner Masse ist ganz von jüngern Schichten eingedeckt.

Grundsätzlich lässt sich bei diesen Meeresbewegungen feststellen, dass alle nach einem gemeinsamen Plane verlaufen

und dass die alten hercynischen Faltenrichtungen immer wieder aufleben. Diese Permanenz in den Strukturlinien zeigt sich bis in die jüngste geologische Geschichte und das heutige Relief unsers Landes ist in seinen Grundzügen auf diese Bewegungen zurückzuführen. Dieses Relief und die Bodenbewegungen bedingen weiter unmittelbar die Entwicklung unsers Flußsystemes. Deshalb ist es gerechtfertigt, wenn wir bei der Darstellung der Geschichte der posthercynischen Rumpfebene etwas weiter ausholen, als auf den ersten Blick notwendig erscheint.

Am Ende der Jurazeit setzte eine weitspannige Wellung in der Richtung der alten hercynischen Faltung ein, wodurch das Ardenner Massiv wieder zum Teil Festland wurde, das bis nach Südengland reichte und das nordwestdeutsche Kreidemeer vom Pariser Kreidebecken trennte. Die jurassischen Ablagerungen auf dem Scheitel der Ardennermasse wurden zum Teil wider abgetragen. Diese Landmasse begann im Laufe der Unterkreide allmählich, von SE und NW fortschreitend, einzukippen. Erst in der obersten Unterkreide war das Meer aus dem Pariser Becken bis nach Südbelgien vorgedrungen. Fast die ganze Unterkreide ist im Hennegau in kontinentaler Fazies, das «Wealden», ausgebildet. Von der obersten Unterkreide ab drangen dann marine Kreidebildungen in Belgien von Süden nach Norden vor. Etwas später rückte die marine Transgression aus dem nordwestdeutschen Kreidebecken gegen den Nordrand der Ardenner Masse vor. Aber erst die grosse Transgression des Senon (oberer Teil der obern Kreide) erreichte den Scheitel der Ardennen und überflutete denselben. Die Ablagerungen des Senon sind selbst auf dem höchsten Teile der Ardennen in der Fazies der marinen Oberkreide, fast ohne jede klastische Beimischung, ausgebildet, ein Beweis dass wieder, wie am Schlusse der Jurazeit, alle Erhebungen eingeebnet waren.

Über die Ausdehnung der senonen Kreide im Ardenner Massiv geben eine Reihe von Kreiderelikten in Form von Feuersteinknollen Aufschluss.

Solche Reste sind in den Hautes-Fagnes, dem Scheitel der Ardennen, weit verbreitet. Man findet sie in einer SW - NE streichenden Zone angeordnet, die von Malchamps bei Francorchamps über Hokay bis zur Baraque Michel zieht. In jüngster Zeit sind bei der Baraque Michel neben den Feuersteinknollen auch Bruchstücke von Kalkstein mit Kreidefossilien gefunden worden, so dass die Ablagerung als zum obern Senon gehörend auch palaeontologisch bewiesen ist. Die Kreiderelikte auf dem Scheitel der Ardennen liegen zwischen 550 und 670 m Seehöhe. Sie hingen einst mit dem nördlich vorge-

lagerten senonen Kreideplateau von Herve zusammen, auf welchem die Basis der Kreide heute bei etwa 180 m Meereshöhe liegt. Um diesen Betrag ist der Scheitel der Ardennen in der Folgezeit, auf das Plateau von Herve bezogen, gehoben worden.

Auch bei Irnich, unfern Commern, liegt fossilführende Senonkreide über Rhät und wird von Diluvium überlagert. Die Juraformation ist hier abgetragen.

Feuersteinknollen der Kreide finden sich unter den Geröllen der flurenhaft ausgedehnten Flußterrassen pliozänen Alters auf der linken Talseite über der Kyll zwischen Röhl und Mösch, sowie zwischen Röhl und Scharfbillig. Sie dürfen wohl von den Relikten einer Kreidedecke im Gebiete des Losheimer Waldes und vom «Weissen Stein», die eine dem Hohen Venn parallel laufende Schwelle von rund 700 m Seehöhe bilden, herstammen.

Diese Relikte lassen den Schluss zu, dass das ganze Ardenner Massiv von der senonen Transgression ergriffen wurde und dass wenigstens der nördliche Teil unsers Gebietes eine Kreidebedeckung wie die zentralen Ardennen trugen. Falls der Süden des Landes nicht von der Senontransgression erreicht wurde, wäre dies ein Beweis, dass die Ardennen nach Norden hin eingekippt waren und zu dieser Zeit ein Gefälle von Süden nach Norden hin bestand.

Gegen Schluss der Kreideformation setzten wieder Bodenbewegungen ein, wodurch das Kreidemeer abgedrängt und das Gebiet wieder wie zu Abschluss der Juraformation, Festland wurde. Dabei wurde die Kreidedecke bis auf einzelne Relikte durch die einsetzende Tätigkeit des fliessenden Wassers wieder abgetragen. Dadurch wurde eine Oberfläche des alten Massives freigelegt, welche jedenfalls als Fortsetzung der posthercynischen zu gelten hat. Die Geographen bezeichnen dieselbe als die *eogene Einebnungsfläche* obwohl vom geologischen Standpunkt aus keine Ursache einer neuen Benennung vorliegt. Dann ebenso wurde in der Kontinentalperiode am Schlusse des Jura ein Teil der posthercynischen Rumpfebene freigelegt, ohne dass dafür eine besondere Bezeichnung besteht.

Zu Beginn des Eozäns, im untern Landénien, setzte eine neue Transgression ein. Im Süden des Ardenner Massives drang das marine untere Landénien aus dem Becken von Paris in leichter Diskordanz über die mesozoischen Ablagerungen vor. Es liegt auf dem Paläozoikum und reicht bis an die Linie Sambre-Meuse. Von Norden her rückte die Transgression bis an die Linie Antwerpen-Waremme vor. Der zentrale Teil der Ardennen blieb Festland. Mit dieser Meeresbedeckung wäre

also die obere zeitliche Begrenzung der «eogenen Abtragung» gegeben. In unserm Gebiete dauerte die Festlandsperiode mindestens von der obersten Kreidezeit bis zum obersten Oligozän bzw. untersten Miozän, umfasst also das Alttertiär. Dann wurde unser Land und das ganze Gebiet der Ardenner Masse wieder eingedeckt. Wir beschränken uns für diese Zwischenzeit des Alttertiärs auf unser Gebiet um die sogenannte «eogene Abtragungsfläche» etwas näher zu untersuchen.

Die jüngsten marinen Bildungen unsers Landes sind heute durch den Korallenkalk des mittleren Dogger vertreten. Es darf aber als gesichert angenommen werden, dass auch der obere Dogger sowie der Malm im ganzen luxemburger Gebiete zur Ablagerung gelangten. Ein mit der Unterkreide einsetzender Verwitterungs- und Abtragungsprozess schuf die eogene Abtragungsfläche. Dieselbe zieht über die sekundären Bildungen unsers Landes, im Gutland über Jura, im Ösling eventuel über obere Kreide. Durch Verwitterung und Umsetzung entstanden auf der eogenen Oberfläche terrestrische Bildungen, die wir als «Bohnerzformation» bezeichnen. Darunter versteht man eine Festlandsbildung, die sich auf einer typischen Erosionsfläche eines Kalkgebietes ablagerte. Die Bohnerzformation bildete ursprünglich eine geschlossene Bedeckung auf einer unebenen, verkarsteten Kalkunterlage und erfüllte auch die in dem Korallenkalk bestehenden Klüfte, Höhlen und Trichter. Es ist ein Verwitterungsrückstand, gebildet durch chemische Auflösung des Kalkes, unter tropischem Klima auf einer vegetationsarmen Kalkoberfläche.

Die Rückstände bestehen aus vorwiegend roter oder gelber, kalkfreier Tonerde, dem lateritähnlichen *Bolus,* aus bohnenförmigen Konkretionen von Eisenoxydhydrat, dem *Bohnerz,* aus hellen Sanden und Abscheidungen von Kieselsäure in Form von Kieselknollen, verkieselten Fossilien und verkieseltem, oolithischen Kalkstein, dem *Kieseloolith.*

Diese Bildungen dehnten sich flächenhaft auf der eogenen Oberfläche aus, wurden aber später abgetragen und blieben auf primärer Lagerstätte nur in den Klüften, Höhlen und Trichtern erhalten. So findet man die Bohnerzformation in Resten auf dem Plateau von Aumetz, von Rümelingen und Differdingen, auf dem Kreideplateau von Herve und in einzelnen Resten auf dem Scheitel der Ardennen. Sie überzog also einst dieses ganze Gebiet des alten Massives und dessen Vorland. Auf dieser eogenen Oberfläche legte sich ein den Niederschlagsmengen und dem Relief angepasstes Flußsystem an, über dessen Anordnung wir aber nichts Bestimmtes wissen. Heute finden wir die Reste der Bohnerzformation in verschie-

denen Höhenlagen, was darauf hinweist, dass die eogene Oberfläche durch spätere tektonische Bewegungen verbogen wurde und ein differentiiertes Relief erhielt.

Im *obern Oligozän* lag das Gebiet der eogenen Verebnung wieder so niedrig, dass es teilweise der marinen Transgression zugänglich wurde. Marines Oberoligozän rückte von NNE gegen das Gebiet der Ardennen vor und im Gebiete des heutigen höchsten Scheitels derselben, in den Hautes-Fagnes, finden sich Reste oberoligozäner mariner Bildungen, die sich das Maastal hinauf bis gegen Namür ziehen. Das bedeutet, dass die Ardennen nördlich einer Linie, die von Baraque Michel nach Namür zieht, im Meeresniveau lagen. Südlich davon war Festland.

Das marine Oberoligozän Belgiens und Hollands geht nach Osten, in der niederrheinischen Bucht, in die oberoligozäne *Braunkohlenformation* über. Hier lag das Mündungsgebiet von Süden herziehender Flüsse. Die niederrheinische Braunkohlenformation drang durch die Eifelsenke in das Gebiet des Schiefergebirges, wo sie linksrheinisch am Laacher See und zwischen Daun und Wittlich, bei Eckfeld, in kleinen Resten erhalten ist. Mit der Braunkohlenformation sind eng verbunden Ton- und Sandablagerungen sowie der Braunkohlen- oder Tertiärquarzit, der von den französischen Geologen als «*Pierre de Stonne*» bezeichnet wird. Diese Bildungen gleichen Alters deuten auch dort den Sedimentationsraum der Braunkohlenformation an, wo die Kohle selbst entweder nicht zur Ausbildung kam oder später zerstört wurde. Zu den Sanden und Tonen nebst Quarziten kommen vielerorts Konkretionen von Eisenerz, das seiner Entstehung nach als Rasenerz zu deuten ist. Ausgedehnte Ablagerungen dieser Art mit wechselnder Beimengung von Rasenerz findet man auf der Triastafel bei Bitburg. Vereinzelte Reste kennt man im Norden der Eifel, auch im Hunsrück sowie zwischen Saar und Mosel. Die grössten Vorkommen findet man im Gutlande, wo wir dieselben als Rasenerz - Quarzitformation bezeichnen können. Sie ziehen von hier aus nach Südostbelgien und nach Nordostfrankreich bis zur Linie Stenay - Carignan und kommen auch im nördlichen Lothringen vor. Im Soonwald (Hunsrück) ist die Rasenerz - Quarzitformation ebenfalls durch Tone mit Sanden und Süsswasserquarziten neben konkretionären Eisenerzen ausgebildet. Bei Sorbay (Lothringen) fand man in den Quarzitblöcken versteinertes Holz und oberoligozäne oder unterstmiozäne Schnecken. Auch im Saargebiet konnte aus Versteinerungen in den Quarziten dieses Alter bestimmt werden.

An der Wende von Oligozän zum Miozän war also das ganze Gebiet der Ardennen, der Eifel und des Hunsrück nebst

dem nördlichen und südlichen Vorland, durch lockere Ablagerungen eingedeckt. Im Norden sind es marine Bildungen, die nach dem Süden in terrestrische Ablagerungen übergehen. Diese treten in einem Gebiet mit Sümpfen und Süsswasserseen auf, dessen Niveau von Norden nach Süden anstieg, aber wenig über dem Meere lag. Die heutigen orographischen Unterschiede zwischen dem Vorlande und dem Gebiete des alten Massives bestanden nicht.

Die Rasenerz - Quarzitformation resp. Brauneisenformation ist sowohl in ihrer Entstehungsweise wie in ihrer petrographischen Ausbildung von der Bohnerzformation verschieden. Es handelt sich keineswegs um aufgearbeitetes Material letzterer Formation. Gerölle der devonischen Schichten unsers Öslings fehlen, was darauf hinweist, dass dieses Gestein noch unter den jüngern Bildungen bedeckt lag.

Dass die marine Fazies des obern Oligozäns nur bis an die heutige Scheitelregion der Ardennen reicht, beweist dass der Süden höher lag und das allgemeine Gefälle von Süden nach Norden ging. Auf diesen reliefarmen, sanft nach Norden geneigten Ablagerungen legten sich Wasserläufe an, aus denen sich allmählich unser heutiges Flußsystem entwickelte. Es waren vor allem die Uranlagen von Rhein, Saar, Mosel und Maas. Diese Flüsse kommen heute aus einem Gebiete mesozoischer Ablagerungen mit mässigem Relief und durchqueren dann das heutige Hochplateau der ardenner-rheinischen Masse in tief eingeschnittenen, gewundenen Tälern. Das deutet darauf hin, dass es sich hier um epigenetische Talformen handelt, die auf einer nach Norden sanft einfallenden, jüngern Bedeckung angelegt wurden. Erst in späterer Zeit wurde das Gebirge aufgewölbt, wobei die Aufwölbung aber so allmählich vor sich ging, dass die Flüsse schneller einschnitten und die ursprüngliche Richtung beibehalten konnten. Die genannten Flüsse schufen bei diesem Vorgange klassische Beispiele *antezedenter* Talformen.

Die Rasenerz - Quarzitformation unsers Gebietes bildet die Decke, welche nach unserm aufgestellten Schema sowohl im Gutland wie im Ösling den Zyklus des eogenen (alttertiären) Talsystemes vom neogenen (jungtertiären) trennt. Die Bildung dieser Decke ist gleichalterig mit der Braunkohlenformation, in welche sie in der Eifel übergeht. Die eingeschlossenen Quarzite und die Eisenerzkonkretionen sind nicht etwa aufgearbeitetes Material aus der Bohnerzformation, sondern Bildungen des obersten Oligozän bzw. des untersten Miozän. Gerölle aus dem devonischen Substratum des Öslings sind nicht vertreten. Was an Geröllen am Südrande des Ös-

lings liegt, ist teils Basalgeröll, teils Verwitterungsrest der Litorialfazies des Mesozoikums, und gehört nicht in die Rasenerz - Quarzitformation. Auf diese Punkte sei hier besonders hingewiesen.

Diese zu Beginn des Neogens entstandene Decke besteht aus Verwitterungsprodukten und aus chemischen Umlagerungen und überzog das im Eogen geschaffene Relief. Dieses ist also im Neogen fossilisiert worden. Da das Gebiet keiner marinen Transgression unterlag, kann von einer scharfen Abgrenzung des eogenen und nachfolgenden Zyklus der Entwässerung keine Rede sein. Das jüngere Flußsystem wird zweifelsohne Teile des ältern übernommen haben.

Die Entwässerung des Gebietes der neogenen Ablagerungsfläche erfolgte, entsprechend dem Gefälle, im allgemeinen von Süden nach Norden und erst durch des Eingreifen jüngerer Bodenbewegungen bildete sich das heutige Flußsystem heraus. Die Urmosel floss durch die Eifelsenke nach Norden zur niederrheinischen Bucht, die bis zum obern Pliozän vom Meere eingenommen wurde. Aus der Verbreitung der Kieseloolithe am Nordabhang der Ardennen darf geschlussfolgert werden, dass noch zur Zeit des Oberpliozän das Meer von Nordwestdeutschland und Holland her bis in das heutige Scheitelgebiet der Ardennen heranreichte. Erst durch die im obern Pliozän einsetzende Heraushebung wurden die Ardennen zum heutigen Hochgebiet. Diese Heraushebung hatte auch die Umkehr der Flussrichtung im Ösling und in der angrenzenden Eifel zum Gefolge, so dass sie, entgegen dem ursprünglichen *allgemeinen* Einfallen der Oberfläche, von Norden nach Süden fliessen.

Bei den im obern Pliozän einsetzenden epirogenen Bewegungen erfolgte die Aufwölbung in der alten variscischen oder SW - NE-Richtung, wobei die Heraushebung am stärksten im Nordosten, im Gebiete der Hautes-Fagnes und der Hocheifel, war, gegen SW aber abklingt. Deshalb wurde die Mosel nach NE abgedrängt und nahm ihren Lauf in der heutigen Richtung an. Die Maas konnte die im SW abgeschwächte Heraushebung durch Einschneiden ausgleichen. Die Öslinger Flüsse wurden, wie gesagt, gezwungen, die Fliessrichtung umzukehren.

Die Heraushebung erfolgte also durch differentielle Bewegungen. Sie war stärker im Gebiete des Öslings und des Hunsrücks als im Gutlande. An dem heutigen Südrande des Öslings sowie am Westrande des Hunsrück liegt die Scharnier dieser verschieden beschleunigten Bewegungen. Hier sind die mesozoischen Schichten mit 5 bis 7 Grad aufgebogen, im Gut-

land mit 1 bis 2 Grad. Die Scharnier bildet eine sehr flache Flexur. Auf dieser Flexur bildeten sich sog. «Randsenken» heraus, welche, wie bereits erwähnt, zu Sammelrinnen der Gewässer des Landes wurden. Am Rande des Öslings liegt in der Randsenke das Warktal und das Tal der mittleren Sauer von Ettelbrück bis Reisdorf, am Westrand des Hunsrück das Moseltal. Das Tal der Untersauer als Verlängerung des Ourtales verbindet beide Sammelrinnen.

Durch die Heraushebung erhielten die Öslinger Flüsse ein stärkeres Gefälle und erodierten kräftiger als diejenigen des Gutlandes. So wurden denn im Ösling seit dem obern Pliozän die jüngern Schichten bis zur devonischen Unterlage abgetragen. Im Gutlande blieben sie teilweise erhalten. Seit dieser Zeit besteht der landschaftliche Gegensatz zwischen Gutland und Ösling. In letzterem ist die alte posthercynische Rumpfebene wieder freigelegt, im Gutland ist sie noch fossiliert. Die Rasenerz - Quarzitformation ist in primärer Lagerung im Gutland nur mehr in Relikten erhalten geblieben. Die Flüsse schneiden überall tief in die mesozoische Unterlage ein. Bei Schengen ist im Moselbett sogar das devonische Grundgebirge erreicht. Auffallend ist die Richtung der Hauptflüsse des Gutlandes entgegen dem allgemeinen Einfallen der Schichten. Hieraus dürfen wir aber keineswegs schlussfolgern, dass diese Richtung des Einfallens immer bestand, und dass etwa das eogene Entwässerungssystem, das sich einst auf den mesozoischen Schichten anlegte, entsprechend der Schichtenneigung, von Norden nach Süden floss.

Über das allgemeine Einfallen der Schichten im Eogen wissen wir direkt nichts Bestimmtes, ebensowenig wie über die allgemeine Gefällsrichtung der damaligen Oberfläche. Die senone Transgression reichte von Norden her jedenfalls bis südlich der heutigen Scheitellinie der Ardennen und sehr wahrscheinlich bis in das Ösling. Das Gebiet des Gutlandes lag höher und blieb Festland. Das wäre ein Beweis dafür, dass die allgemeine Neigung der Oberfläche nach Norden ging. Auch im untersten Eozän erstrecken sich die marinen Bildungen von Norden her über die Linie Sambre-Meuse bis in das südöstliche Belgien und in den nördlichen Teil des Pariser Beckens, was auf ein Ansteigen der Oberfläche nach Süden und Südosten hinweist. Das bezieht sich natürlich nur auf das allgemeine Gefälle der Oberfläche, das gegen das Gefälle der innern Struktur indifferent sein kann. Das Oberflächenrelief bestimmt aber die allgemeine Richtung der Entwässerung.

Man ist wohl geneigt, das Einfallen unserer mesozoischen Schichten nach S und SW als ursprüngliches anzusehen. Bei

einer oberflächlichen Betrachtung einer geologischen Übersichtskarte erscheinen die Schichten in konzentrischen Zonen angeordnet, wobei die jüngern stets weiter nach dem Innern des Pariser Beckens hin zurücktreten. Dies erweckt den Eindruck, als ob die mesozoischen Bildungen in einer ursprünglich gegen SW offenen Ausbuchtung des Pariser Beckens zur Ablagerung kamen. Diese heutige Anordnung ist jedoch eine Folge der Erosion und jüngerer Bodenbewegungen. Der heutige Rand ist ein Erosionsrand. Ursprünglich transgredieren Trias- und Juraschichten allmählich nach Westen hin, auf das alte französische und Ardenner Festland zu. Das ursprüngliche Gefälle dieser Schichten ist also vielmehr ein östliches rsp. nordöstliches.

Bereits während der Ablagerung der Trias und des Jura machten sich Bodenbewegungen geltend, die schwache Faltungen erzeugten. Die Hauptfaltung erfolgte aber im mittleren und oberen Tertiär als Nachwirkung der alpinen Gebirgsbildung. Das ausgesprochene generelle Einfallen nach SW und S datiert aber wohl erst seit dem obern Pliozän. Damals erfolgte die stärkere Heraushebung des Hunsrück und der Ardennen gegenüber dem Gutland. Diese war, wie bereits erwähnt, keine einfache en bloc-Bewegung, sondern ein seit dem Miozän einsetzender differentieller Vorgang, der an alte hercynische Stukturlinien anschloss. Im obern Pliozän liegt eine der markantesten Aufwärtsbewegungen, wobei die mesozoischen Schichten am Südrande des Öslings und am Westrande des Hunsrücks die kräftigste Heraushebung erfuhren, die allmählich nach SW ausklingt. Hieraus erklärt sich das allgemeine Einfallen nach SW, das, wenn es auch etwa bereits mit den tertiären Bewegungen ansetzte, im obern Pliozän bedeutend verstärkt wurde. Da die Anlage unsers heutigen Flussnezes bereits vor dieser Hauptphase der Bewegung angelegt war, ist es als ein antezedentes zu bezeichnen, das sich in dem Maße tiefer einschneidet, als der Untergrund gegen Norden und Nordosten hin anstieg.

Die Geographen unterscheiden in unserm Gebiete heute zwei *Verebnungsflächen*. Über das Ösling zieht eine im Niveau der 500 m Linie. Sie wird nur von vereinzelten langgezogenen Rücken oder abgeflachten Kuppen überragt. Im Gutlande kann man über die zahlreichen Einzelkuppen und Rippen eine Verebungsfläche legen, die etwa innerhalb der 400 m Isohypse liegt. Diese Fläche soll dann fingerförmig in die Täler des Öslings hineingreifen. Beide Flächen sollen vollständig horizontal sein und durch einen 100 m hohen Treppenabsatz von einander getrennt sein und nicht in einander übergehen. Sie entsprächen zwei getrennten Einebnungsphasen verschiedenen Alters.

Vom geologischen Standpunkte aus muss diese Annahme abgelehnt werden. Die differentiellen Bewegungen im Oberpliozän, die auch noch im Diluvium an den Verbiegungen der Flussterrassen nachweisbar sind, mussten zu weitspannigen Verbiegungen einer ursprünglich einheitlichen Einebnungsfläche führen, die heute im Ösling um etwa 100 m höher liegt als im Gutland. Im Ösling fällt diese Fläche im allgemeinen mit der posthercynischen Rumpffläche zusammen, von welcher seit dem Oberpliozän die mesozoische Bedeckung abgetragen wurde. Im Gutland zieht dieselbe teils über die Relikte der Rasenerz - Quarzitformation teils schneidet sie die mesozoische Schichtenfolge ab.

Beeinflussung unsers Flußnetzes durch die Struktur des Untergrundes.

Wenn unser Flußsystem sich auch auf einer jüngern Decke lockerer Ablagerungen angelegt hat, und in seiner Gesamtrichtung sich zur Struktur des Untergrundes indifferent verhält, wird es doch in seinen *Einzelheiten* weitgehend von dieser Struktur bestimmt. So bestehen im Gutland vielfache Beziehungen zwischen Oberflächengestaltung und den durch Brüche verursachten Nieveauverschiebungen der beiden Schollen, die sich auf die Anlage der Entwässerung auswirkten. Die Bruchlinien sind natürlich nicht an und für sich richtungsbestimmend für den Talverlauf, sondern die Verschiedenartigkeit der durch die vertikale Verschiebung mit einander in Kontakt gebrachten Gesteine. Hatte der Fluss aber einmal die durch einen Bruch veranlasste Richtung eingeschlagen, so behielt er dieselbe auch bei, selbst wenn die verschiedene Härte der an einander stossenden Schollen nicht mehr bestand.

Weiter tritt die Tektonik in dem stufenförmigen Aufbau der mesozoischen Schichtenfolge zu Tage, die besonders im Süden und Westen des Landes gut ausgeprägt ist, im Gebiete der Mosel und Untersauer aber durch Bruchbildung verwischt wird. Die härtern Schichtenfolgen zeigen einen Steilabfall gegen Nordosten und Osten, wobei nach Südwesten fortschreitend, stets jüngere Steilstufen auftauchen. Über jeder Steilstufe folgt eine weichere Schichtenreihe, die eine nach SW sanft geneigte und unter die nächstfolgende Steilstufe untertauchende Ebene, eine *Landterrasse*, bildet. So entsteht die für das Gutland und die im Süden und Südwesten anstossenden Gebiete so bezeichnende Reliefform der *Stufenlandschaft*. Durch den zentralen Teil des Gulandes zieht die flach mulden-

förmig verbogene Platte des Luxemburger Sandsteines, welche gegen Norden und gegen Südosten einen Steilhang zeigt, welcher aber im SE durch eine Verwerfung bedingt ist. (Vgl. Fig. 2).

Eine Anpassung der Flussläufe an das durch Bruchbildung geschaffene Relief ist mehrfach festzustellen, besonders klar im Gebiete des Moseltales zwischen Stadtbredimus und Wasserbillig. Doch darf nicht angenommen werden, dass die Brüche für die erste Anlage des Moseltales richtungsbestimmend waren. Die Antezedenz des Moseltales auf einer jungtertiären Decke ist unzweifelhaft.

Die Anpassung an die Reliefform der Stufenlandschaft ist wenig eng. Auf die Gegensätzlichkeit zwischen der allgemeinen Flussrichtung nach N oder NE und dem Einfallen der Schichten nach S oder SW wurde bereits mehrmals hingewiesen und eine Erklärung gegeben. Die konsequente Richtung tritt zwar in einzelnen Teilstücken auf, fehlt aber der Gesamtrichtung. Nach dem Schema von Davis müsste sich auf den Landterrassen durch Rückwärtsverlängern subsequente Nebenflüsse, parallel zu dem Verlauf der Steilstufe anlegen, zu dem vom Steilufer obsequente Nebenflüsse 2. Ordnung hinfliessen, die den Steilhang in Einzelberge auflösen. Alles das trifft aber nur ausnahmsweise zu. Nur die Korn fliesst in der Richtung des Schichteneinfallens nach Westen der Maas zu. Attert und Wark, mit Ausschluss der grossen Warkschlinge bei Welscheid, sind subsequente Flüsse, ebenso die obere Alzette zwischen Esch und Bettemburg. Nur die linken Nebenflüsse der Attert sowie der obern und mittleren Wark können als «resequent» gedeutet werden. Im Ösling könnte man aus dem Verlauf der obern Sauer zwischen der belgischen Grenze und Göbelsmühle schliessen, dass sie parallel zu einem Steilrand der abgetragenen mesozoischen Schichten angelegt wurde. Sonst ist das Gefälle der Öslinger Flüsse von N nach S entgegen der Richtung des Rückzuges der tertiären Meeresbedeckung im Gebiete der Ardennen. Das alles deutet mehr auf epigenetische Talformen als an eine Anpassung an das bestehende Relief hin.

Im allgemeinen bedeutet übrigens das Schema von Davis eine solche Vereinfachung, wie sie in der Natur wohl nur ausnahmsweise zutrifft. Es setzt für die erste Anlage eines Flussnetzes eine Ebene voraus, von welcher her sich das Meer zurück zieht, also eine *Emersionsebene*. Hier wird also kein Relief vorausgesetzt und der Einfluss des vorhergehenden Zyklus ganz ausgeschaltet. Auch etwaige Bodenbewegungen werden nicht in Betracht gezogen.

In unserm Gebiete war die Überdeckung, auf welcher sich im Miozän die ersten Anfänge des heutigen Flußsystemes anlegten, keine reliefiose Emersionsfläche. Auch war das vorhergehende Flussnetz keineswegs völlig verschwunden, sondern auch während der Bildung dieser Decke dauerte die Entwässerung fort und beteiligte sich zweifelsohne an der Anordnung und Verteilung der lockern Verwitterungsprodukte. Elemente des eogenen Zyklus sind also wohl in den neogenen herübergenommen worden. Dazu unterlag das Gebiet im Neogen differentiellen Bodenbewegungen, die im Oberpliozän besonders ausgeprägt waren und sich im Diluvium fortsetzen. Das Flussnetz musste sich ständig den neuen Verhältnissen anpassen und hat eine recht komplizierte Entwicklung durchgemacht. Dazu kommen Klimaschwankungen mit wechselnden Niederschlagsmengen, die sich besonders im Diluvium als Nachklänge der im Norden und Süden herrschenden Vereisungen mit dazwischen geschobenen Interglazialzeiten bei der Bildung der höhern Flussterrassen geltend machten.

Hieraus ergibt sich, dass das heutige Flussnetz in seiner Gesamtanlage sowohl epigenetische wie antezedente Züge aufweist und Relikte des vorhergehenden Zyklus enthält. Im einzelnen findet man konsequent gerichtete Teilstücke, neben solchen die es nicht sind. Auch bei den Nebentälern lässt sich das Schema von Davis keineswegs immer durchführen. Unser Flussnetz ist eine Resultante des Oberflächenreliefs und der Tektonik des Untergrundes und findet in der regionalen Gesamtentwicklung des Gebietes seine Erklärung. Aber auch die Einzelerscheinungen wie Krümmungen, lokale Richtungsänderungen und dergleichen sind nicht wahllos verteilt, sondern haben in der lokalen Tektonik und in der verschiedenen Härte des Gesteines bedingte Ursachen.

Dieselbe Erscheinung kann aber durch *verschiedene* Ursachen bedingt sein oder anders ausgedrückt, die gleichen Talformen bilden Konvergenzerscheinungen, für welche eine generelle Erklärung nicht besteht, sondern von Fall zu Fall aus der besondern Struktur des Gebietes und dessen erdgeschichtlicher Entwicklung zu deuten sind. Dies gilt beispielsweise für die *Mäanderbildungen und Flußschlingen.*

Mäander sind bezeichnend für die Talformen des Öslings. *Zwischen Erpeldingen und Göbelsmühle* sind die Mäander in schmalen, langgezogenen Schleifen in der Nordostrichtung ausgezogen und liegen im Streichen der Schichten. Jede Schlinge umzieht eine Reihe härterer Sandsteinbänke, welche der Fluss zuerst in der Nordostrichtung begleitet, auf dem kürzesten Weg in gerader Linie durchsetzt und dann in die SW-

Richtung zurückfließt um in einen Knick in die allgemeine Flussrichtung nach SSE zurückzukehren.

Auf der Talstrecke *Martelingen-Göbelsmühle* sind die zahlreichen Mäander mit wenigen Ausnahmen in der meridionalen Richtung ausgezogen. Irgend eine im Untergrund ersichtliche Ursache für die Anlage von Schlingen ist nicht festzustellen. An der *Our* ist die Richtung der Schlingen teils meridional, teils O-W, teils NW-SE gerichtet. Eine Abhängigkeit von der Streichrichtung oder ein Wechsel in der Gesteinshärte fehlt. Die meisten Mäander dieser Täler sind demnach wohl vererbte Formen, die sich einst in der jüngern Decke des jetzt erodierten, weichern Gesteines anlegten und in der harten Unterlage nur festgehalten wurden.

Vereinzelte grössere Flußschlingen trifft man im Gutland. Sie liegen fast ausnahmlos in Gebieten lokaler tektonischer Verformungen des Untergrundes. Betrachten wir beispielsweise das Talstück der Untersauer zwischen Wallendorf und der Mündung des Flusses. Zwischen Wallendorf und Grundhof ist die Gesamtrichtung der Sauer nach SSE, genau in der Verlängerung der Our und im Fallen des Nordflügels der Weilerbacher Mulde. Bei Grundhof zieht eine nach NE streichende Verwerfung durch, an welcher die Südscholle um 90 m gehoben ist. Die Verwerfung ist aber bereits 1 km nordöstlich Grundhof verwischt. Die gehobene Scholle bildet also eine kurze Aufwölbung, welche rasch nach NE einsinkt und welche der Fluss in dem grossen Bogen von Grundhof umzieht. Wo die Verwerfung ausklingt, biegt er rasch um, und kehrt wieder in die allgemeine Flussrichtung zurück und fliesst «konsequent» bis nach Echternach.

In Echternach tritt der Fluss in den Nordflügel des durch Bruchtektonik stark aufgeteilten Sattels von Born, dessen Nordflügel an den Staffelbrüchen der «Thull» gehoben ist. Diese Brüche klingen westlich der Thull aus, so dass diese eine nach Westen absinkende flache Kuppel bildet. Dieses erste Hindernis im Sattel von Born umging der Fluss durch eine jetzt verlassene Schlinge um die Thull und fliesst, nach der heutigen Abschnürung der Schlinge, längs einer ENE streichenden Verwerfung bis Steinheim, um dann unvermittelt in die allgemeine Richtung der Untersauer nach SSE einzulenken.

Südlich Rosport floss er noch in jungdiluvialer Zeit in dieser Richtung über den *Hals* der langgezogenen Schleife von Rahlingen, welche den hohen, bewaldeten Rücken des «Hild» umzieht. Er wurde wohl durch junge Bewegungen längs einer an der Nordseite der Hild hinziehenden Verwerfung in die NE-Richtung abgedrängt. An der Ostseite der Hild biegt der

Fluss in einem Knick scharf nach SE um, stösst auf die ebenfalls nordöstlich streichende Verwerfung von Wintersdorf, welche die «Hild» an der Südseite begrenzt. An dieser Verwerfung wendet der Fluss sich in einem Knick in die Südwestrichtung, folgt der Verwerfung bis gegenüber Wintersdorf und dreht hier in einen scharfen Winkel wieder in seine Gesamtrichtung nach Süden um, in welcher er bis oberhalb Langsur verbleibt. Bei Langsur treten starke Verbiegungen der Schichten mit bis zu 20 Grad Gefälle auf und die Verwerfungen häufen sich. Hier trifft man wider zwei eng gezogene Flußschlingen.

Dieses Zusammenfallen von tektonischen Störungen und unvermittelten Änderungen im Flusslauf dürfte wohl kaum zufällig sein.

Ähnliche Beispiele liessen sich noch an dem Laufe der Alzette, der mittleren Sauer und anderswo nachweisen.

Flussanzapfungen (captures). Bei der Entwicklung eines Flußsystemes spielen auch die sogenannten Flussanzapfungen eine Rolle. Sie begünstigen die Konzentration des Flußsystemes. Der Vorgang lässt sich etwa folgendermaßen zusammen fassen:

Von zwei benachbarten Flüssen wird derjenige, der die grössere Wassermenge führt und vielleicht dazu noch auf weicherem Gestein liegt, sein Bett schneller vertiefen als der unter diesen Beziehungen weniger begünstigte Nachbar. Dementsprechend werden auch die Nebenflüsse des ersteren ihr Bett schneller tiefer legen und durch die regressive Erosion ihren Lauf flussaufwärts verlängern. So wird die trennende Wasserscheide zwischen beiden Flüssen verschmälert und ein Nebenfluss kann bis unmittelbar an den schwächern und höhergelegenen, weil weniger schnell einschneidenden, Nachbarfluss heranrücken bis dieser bei einem starken Hochwasser sich plötzlich in den tiefer liegenden Nebenfluss seines stärkern Nachbars ergiesst, wobei das Hochwasser mit Gewalt in das letzte trennende Hindernis einen Verbindungskanal einreisst.

Als ein bekanntes und allgemein anerkanntes klassisches Beispiel sei auf die Anzapfung der obern Maas durch die Mosel hingewiesen.

Ursprünglich bildete die Mosel oberhalb Toul einen Nebenfluss der Maas, in welche sie sich bei Pagny durch ein zwischen Toul und Pagny gelegenes heutiges Trockental ergoss. Die Meurthe selbst bildete damals allein den Oberlauf. Ein linker Nebenfluss, der bei Frouard in die Meurthe mündet, drang durch rückwärts arbeitende Erosion bis Toul vor, wo er die Mosel anzapfte, die nun die Richtung nach der tiefer liegenden

Meurthe nahm. Dadurch wurde das heutige System der obern Mosel geschaffen.

In unserm Gebiet besteht eine Anzapfung der obern Wark durch den Buschroder Bach, einem Nebenfluss des Rodbaches. Oberhalb Ersingen bereitet sich eine Anzapfung der obern Syr vor.

Wird ein Fluss von der Seite her angezapft, so wendet er sich in einen scharfen Knick nach der neuen Richtung, oder es entsteht sogar eine ausgesprochene Schlinge wie beispielsweise an der Anzapfungsstelle der Mosel. Es geht aber nicht an, einen scharfen Knick in der Flussrichtung oder eine Flußschlinge durch Anzapfung zu erklären, oder die Umkehr eines Flusslaufes auf Anzapfung zurückzuführen. Die Umkehr eines Flusslaufes kann durch Aufkippung des Untergrundes erklärt werden, nicht aber durch Anzapfung, denn es ist kaum verständlich wie ein Fluss durch Anzapfung seine Gefällsrichtung ändern könnte.

In einer in mancher Hinsicht vortrefflichen Studie über unser Flussnetz (G. Baeckeroot, Oesling et Gutland, Paris 1942) wird den Anzapfungen eine Rolle zugewiesen, die sie unmöglich haben können. Da wären Alzette, Attert und sogar die Wark durch Anzapfung der Korn entstanden, deren Flussnetz sich früher bis an den Rand des Öslings und sogar bis an den Oberlauf von Syr und Lenninger Bach augedehnt haben soll. Durch diese Anzapfung hätte zugleich die Gefällsrichtung ändern müssen, was doch hydrologisch nicht möglich ist.

Auch die Flußschlingen der Sauer zwischen Göbelsmühle und Ettelbrück sollen durch Anzapfung entstanden sein. Hier wird jedenfalls den Anzapfungen eine Rolle zugemutet, die sie nicht haben können.

Durch die Anzapfung wird ein Flußsystem konzentrierter, ausgedehnter und durch rasche Knicke und Verbiegungen gleichsam reicher gegliedert. Die stärkern Flüsse drängen die schwächern gleichsam zurück und entreissen ihnen den meist stark verzweigten Oberlauf. Aber das ist keineswegs der einzige Weg um diese Gestaltung eines Flussnetzes zu ermöglichen.

Die jungmiozäne Überdeckung, worauf sich unser heutiges Flussnetz entwickelte, bot bereits von Anfang an mancherlei Unebenheiten, das alte Relief schimmerte wohl an so manchen Stellen durch, gewundene und gegabelte Elemente des alttertiären Flussnetzes wurden in das neue aufgenommen, die tektonischen Bewegungen waren so stark differenziert, dass von Beginn an ein viel komplizierteres und reicher gegliedertes

Netz entstand als man nach einem theoretischen Schema erwarten dürfte.

Dieser bewegten Talgeschichte entspricht das kontrastreiche Relief unsers Landes mit den auffallenden Gegensätzen von reifen, ja greisenhaften Grossformen und jugendlichen Kleinformen.

Das vorherschende Merkmal dieser Grossformen ist die *horizontale* Linie, welche den Horizont abgrenzt, wohin der Blick sich auch wendet, sei es die wagerechte Linie der herben Hochfläche des Öslings, sei es die Linie, der idealen horizontalen Fläche, welche wir im Gutland über alle Einzelerhebungen legen können. In dieser Einebnungsfläche kommen die Strukturformen nicht mehr zur Geltung, sondern sie ist eine durch die Erosion früherer Perioden geschaffene, morphologische Gestaltung und das Merkmal einer reifen Landschaft. Auch das Flußsystem bietet in seinem Gesamttracé, in seiner Konzentration und gedrängten Verästelung Züge der Reife. Im Ösling verläuft die Gesamtrichtung ohne Rücksicht auf die Faltenrichtung des Untergrundes und im Gutland steht das allgemeine Gefälle des Flussnetzes im Widerspruch zum Einfallen der Schichten und das Tracé der Flüsse verläuft vielfach indifferent zu den Steilstufen und Landterrassen einer morphologisch gut ausgeprägten Stufenlandschaft.

Daneben weisen die Flüsse bezeichnende Züge der Jugendlichkeit, besonders in den Detailformen der Täler, auf. Im Ösling haben sich tiefe Täler in die Rumpffläche eingeschnitten, die in manchen Einzelheiten die Struktur des alten Sockels bloss gelegt haben. Die selektive Erosion hat zwischen den weichen Schiefern lange, schmale Quarzitrücken in der variscischen Streichrichtung heraus modelliert, so dass durch eine spätere Anpassung der epigenetisch angelegten Flüsse an die verschiedene Härte des Gesteines die innere Struktur unter der alten Einebnungsfläche zu Tage kommt. Auch an manchen Mäandern tritt die innere Struktur des alten Massives hervor. Dieser Gegensatz zwischen der kaum gegliederten Hochfläche des Öslings und den reichen Kleinformen seiner Täler beruht auf der Verjüngung seiner Flussläufe durch die jüngsten Bodenbewegungen.

Die gleichen Kontraste treffen wir im Gutlande. In die eogene Einebnungsfläche hat sich ein reich verzweigtes Flußsystem eingeschnitten, so dass die einzelnen Steilstufen, besonders aber die ausgedehnte Platte des Luxemburger Sandsteines, eine weitgehende Gliederung aufweist. Die tief eingeschnittenen Täler, welche diese Platte durchziehen, haben in

besonderm Maße den Charakter der Jugendlichkeit bewahrt. Sie sind bezeichnend für die Landschaft des Gutlandes. Auch hier zeigt die Gesamtrichtung des Flussnetzes auf epigenetische Anlage hin. Auch hier hat ein bereits reifes Flußsystem durch spätere epirogene Bewegungen die gleiche Verjüngung erfahren wie im Ösling. So zeigen auch die Flüsse beider Gebiete, trotz der morphologischen Gegensätze, eine gleiche Entwicklung, die auf die innere strukturelle Einheit von Ösling und Gutland hinweist.

Unsere Landschaftsformen sind ein Kompromis zwischen der verschiedenen Härte des Gesteines sowie den tektonisch bedingten Umprägungen seiner Lagerung einerseits und der abtragenden Tätigkeit der Flüsse anderseits. Sowohl Ösling wie Gutland wurden von reifen Einebnungsflächen überzogen, die einst durch die Erosion geschaffen worden waren. Durch spätere Bodenbewegungen wurden die kraftlosen Flüsse wieder belebt und diese modellierten dann in den Schichtenfolgen unter der ältern Ebene die Skulpturen heraus, welche den Reiz des heutigen, jugendlichen Reliefs bilden. Im Gutland stellt die eogene Einebnungsfläche fast nur mehr einen theoretischen Begriff dar, im Ösling bildet die alte, heute wieder bloss gelegte Rumpffläche das allgemeine Charakteristikum der Landschaft und nur in den Tälern treten die jugendlichen Formen in den Vordergrund. Auf diesem Kontrast der strengen horizontalen Linien der Einebnungsflächen mit den jugendlichen, reich gegliederten Kleinformen beruht der Reiz der Luxemburger Landschaft.

Abschliessend sei noch kurz auf die *Terrassenbildung* unserer Flüsse eingegangen.

Mehr oder weniger ausgedehnte, mit Schotter bedeckte Terrassen lassen sich in verschiedenen Höhenlagen an der Mosel und Sauer nachweisen; sie fehlen aber auch den andern Flüssen unsers Gebietes nicht. Die ältesten Schotter findet man in dem sog. *Taltrog*. Es ist dies die höchst gelegene und älteste Anlage des Bettes unserer heutigen Flüsse. Die Taltröge sind die in der nachmiozänen Zeit entstandenen Urtäler, welche unsere grössern Flüsse anlegten, als die Niveauunterschiede zwischen dem heute tiefer liegenden, mit mesozoischen Schichten bedeckten Randgebiete und dem heute hochgelegenen Ardenner-Rheinische Massive noch nicht bestanden. Da die Flüsse damals auf einer weiten Einebnungsfläche hin und her pendelten, bildete der Taltrog eine weite, flache Rinne. Innerhalb dieser wurden dann die *Flussterrassen* angelegt. Die Herausarbeitung der ältesten und daher höchst gelegenen

fällt mit den stärkern epirogenen Heraushebungen im jüngsten Pliozän und ältern Diluvium zusammen.

Der Schotter des Troges wird wegen seiner deckenartigen Verbreitung als *Deckenschotter* bezeichnet. Reste davon sind auf den höchsten randlichen Höhen des Moseltales anzutreffen. Hierzu sind die Geröll- und Sandablagerungen auf dem Stromberg, die Geröllmassen nordöstlich Emeringen, auf «Grosselt» nordwestlich Dreiborn, im «Winterfeld» bei Potaschberg, am «Grauenstein» südlich Manternach, in «Stell» südlich Münschecker unter andern zu stellen. Die Gerölle zeigen Spuren starker Abnutzung und Verwitterung und bestehen ausschliesslich aus Quarz und Quarzit. Die Angabe, dass der Deckenschotter bei rund 300 m absoluter Höhe oder 170-180 m relativer Höhe, bezogen auf das Moseltal, lagere, berücksicht nicht die relativen Verschiebungen längs den zahlreichen Brüchen im Gebiete der Moselgegend.

Die Zahl der Terrassen an der Mosel ist, mangels Spezialuntersuchungen, noch nicht einwandfrei festgelegt. Doch kann man eine obere und untere Terrassengruppe auseinanderhalten. Die obere Gruppe begreift alle Terrassen zwischen 100 und 40 m über dem heutigen Flussbett. Die Schotter dieser Gruppe bestehen aus Sand nebst Quarz- und Quarzitgeröllen, Granitgerölle kommen nicht vor oder sind sehr selten. Fossile Reste sind nicht bekannt.

Die untere Terrassengruppe liegt zwischen dem heutigen Talboden und 35 m Höhe über diesem. Die Schotter dieser Terrassen führen neben Quarz und Quarzitgeröllen 5-8 % Granitgerölle. Dazu kommen schlecht gerollte Bruchstücke von Muschelkalk. Fossile Reste sind nur in der untern Terrassengruppe gefunden worden. Nach diesen Funden fällt die Entstehung dieses Teiles des Tales in das jüngere Diluvium.

Am häufigsten sind in den Schottern der Niederterrassen unserer Mosel, namentlich in den ausgedehnten Kiesgruben von Mertert und Wasserbillig Knochenreste des Mammut (Elephas primigenius) begleitet von Rhinoceras tichorhinus; Reste des Renntier sind selten. Etwas häufiger ist der Urochs (Bos primigenius). Aus den gleichen Kiesgruben stammt ein Oberschädel mit Gehörn von 1.20 m Spannweite von Bison priscus (Wisent). Auch Cervus elaphus (Hirsch) kommt vor, ist aber selten. Häufiger sind dagegen Reste des Wildpferdes. Unser Landesmuseeum enthält prachtvolles Material dieser Fauna der Moselterrassen.

Das Auftreten von Granitgeröllen auf den untern Terrassen und das Fehlen auf den höhern könnte mit der Abzapfung

der obern Mosel durch die Meurthe in Verbindung gebracht werden. Man könnte schlussfolgern, dass, solange der Oberlauf der heutigen Mosel nur aus der Meurthe bestand, keine Granitgerölle mitgeschleppt werden konnten, weil das Einzugsgebiet der Meurthe nicht bis in das Granitmassiv der Vogesen heranreicht. Als aber die Meurthe der Maas die Mosel abgezapft hatte, brachte letztere, deren Quellgebiet weit in den Vogesengranit hinaufreicht, Granitgerölle mit sich. Das gäbe sogar einen Anhaltspunkt um die Zeit der Abzapfung genauer festzulegen.

Dieser Erklärung, so einleuchtend sie auf den ersten Blick erscheint, kann entgegengehalten werden, dass das Fehlen von Granitgeröllen in den ältern Moselterrassen im Zusammenhang steht mit der in den Vogesen vor sich gegangenen Abtragung. Die Vogesen waren, wie unser altes Ardennermassiv, mit einem Mantel mesozoischer Schichten bedeckt. Die Quarz- und Quarzitgerölle der obern Terrassen entstammen der Decke aus mittlerem Buntsandstein. Erst als die Abtragung bis auf das Rotliegende und den kristallen Kern des Gebirges vorgedrungen war, mengten sich Gerölle von Granit den Quarzitgeröllen bei.

Diese Erklärung findet eine Stütze in der Beschaffenheit der Schotter der Maasterrassen. Die obersten Terrassen der Maas führen ebenfalls nur Quarz- und Quarzitgeröll des Buntsandsteines. Erst tiefer sind denselben Granitgerölle beigemengt.

Diese Tatsachen berühren aber die Abzapfung der Mosel keineswegs. Da die Schotter in dem heutigen trocken gelegten Talstück zwischen Toul und Pagny, dem Val de l'âne, Knochenreste des Mammut geliefert haben, wäre die Abzapfung nach den Ablagerungen mit Elephas primigenius, also in der jüngern Diluvialzeit, erfolgt.

Ziemlich ausgedehnte Reste von Flußterrassen findet man auch im Talgebiet der *Unter- und Mittelsauer.*

Reste von Deckenschotter trifft man in diesem Gebiete auf «Sernig», südöstlich Mompach, am Südostrande des Waldes von Mompach, auf dem Scheitel des «Jungenbusch», südlich Moestrof, auf dem Plateau südöstlich Stegen, auf dem Höhenzug südlich Broderbour bei Gilsdorf, auf dem Niederberg nördlich Bettendorf, auf «Bloch» bei Tandel. Auch die Schottermassen auf dem Scheitel des Herrenberg bei Diekirch, des Goldknapp bei Erpeldingen und des Kochert bei Feulen sind hierhin zu stellen.

Ebenso sind die Hoch- und Niederterrassen in diesem Talgebiet gut entwickelt. An der Obersauer sind die Talterrassen bei Lipperscheid, Göbelsmühle, im Heiderscheidergrund, bei Tadler unter anderm gut ausgebildet. Wie im Moseltal liegt auch im Sauertal die jüngste Diluvialterrasse im Niveau der heutigen Talsohle. Der Fluss hatte damals sein Bett mit 4 bis 8 m mächtigen Schottermassen ausgefüllt. Er hat dann sein heutiges Bett wieder in diese Geröllmassen eingeschnitten und durch die heutigen feinsandigen Ablagerungen (Alluvium) deckt er die jungdiluvialen Geröllmassen wieder ein. Die zahlreichen guterhaltenen Tierreste in diesen Geröllmassen der Mosel weisen unzweifelhaft auf das jungdiluviale Alter hin.